

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,**  
**MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL**  
**VIA SENSORIAMENTO REMOTO**

**Bruno César Comini de Andrade**

**Belo Horizonte**

**2018**

# **ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL VIA SENSORIAMENTO REMOTO**

**Bruno César Comini de Andrade**

**Bruno César Comini de Andrade**

# **ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL VIA SENSORIAMENTO REMOTO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem de processos hidrológicos

Orientador: Eber José de Andrade Pinto

Coorientador: Philippe Maillard

Belo Horizonte

Escola de Engenharia da UFMG

2018

A553e

Andrade, Bruno César Comini de.  
Estimativa da evapotranspiração real via sensoriamento remoto  
[recurso eletrônico] / Bruno César Comini de Andrade. - 2018.  
1 recurso online (xiv, 135f. : il., color.) : pdf.

Orientador: Eber José de Andrade Pinto.  
Coorientador: Philippe Maillard.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais,  
Escola de Engenharia.

Bibliografia: f. 124-135.

Exigências do sistema: Adobe Acrobat Reader.

1. Engenharia Sanitária - Teses. 2. Recursos hídricos – Teses.  
3. Evapotranspiração - Teses. 4. Sensoriamento remoto - Teses.  
5. Recursos hídricos – desenvolvimento - Teses. I. Pinto, Eber José de  
Andrade. II. Maillard, Philippe. III. Universidade Federal de Minas Gerais.  
Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 628(043)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
Escola de Engenharia  
*Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos*  
Avenida Antônio Carlos, 6627 - 4º andar - 31270-901 - Belo Horizonte – BRASIL  
Telefax: 55 (31) 3409-1882 - [posgrad@desa.ufmg.br](mailto:posgrad@desa.ufmg.br)  
<http://www.smarh.eng.ufmg.br>

---

## FOLHA DE APROVAÇÃO

Estimativa da Evapotranspiração Real Via Sensoriamento Remoto

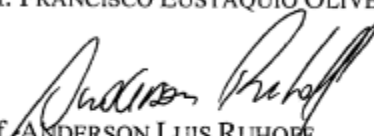
**BRUNO CÉSAR COMINI DE ANDRADE**

Dissertação defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:

  
Prof. EBER JOSÉ DE ANDRADE PINTO

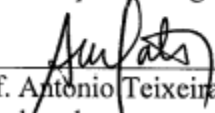
  
Prof. TALITA FERNANDA DAS GRAÇAS SILVA

  
Prof. FRANCISCO EUSTÁQUIO OLIVEIRA E SILVA

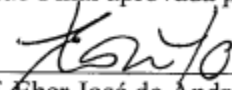
  
Prof. ANDERSON LUIS RUHOFF

  
Prof. PHILIPPE MAILLARD

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH

  
Prof. Antonio Teixeira de Matos  
Coordenador

Versão Final aprovada por

  
Prof. Eber José de Andrade Pinto  
Orientador

Belo Horizonte, 28 de setembro de 2018.

## AGRADECIMENTOS

A toda a minha família, em especial aos meus pais, Elizabeth e Dinacir, por serem referência e pelo amor e dedicação que sempre me deram.

Ao meu tio Roberto, pelos conselhos e apoio na realização da pesquisa.

Ao Fabricio Viana, pela colaboração.

Ao Dr. Anderson Ruhoff, pela contribuição imprescindível à realização deste trabalho.

Ao Dr. Gabriel Senay, pela cooperação na compreensão do tema e pelas sugestões valiosas.

Ao meu orientador, Dr. Eber José de Andrade Pinto, pela sugestão do tema, motivação para realização de um bom trabalho, paciência e também pelos ensinamentos enriquecedores ao longo de todo o mestrado.

Ao meu coorientador, Dr. Philippe Maillard, pela transmissão de conhecimento essencial à aplicação da metodologia, e pelas opiniões sempre precisas e enriquecedoras.

Aos colegas da Pimenta de Ávila, pelo companheirismo e compreensão.

Aos colegas do mestrado, pela convivência e apoio durante as disciplinas.

Aos professores e funcionários do Departamento de Engenharia Hidráulica e de Recursos Hídricos da UFMG e do SMARH, por viabilizarem a realização deste trabalho.

À CAPES, pelo apoio financeiro.

Enfim, agradeço a todos que não foram mencionados, mas que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

## RESUMO

A evapotranspiração real ( $ET_a$ ) é um dos mais importantes processos do ciclo hidrológico e principal responsável pelas perdas de água na superfície. O conhecimento preciso da taxa de  $ET_a$  no tempo e no espaço é necessário para a modelagem do balanço hídrico em bacias hidrográficas e identificação da produtividade agrícola, entre outras aplicações. A  $ET_a$  é determinada *in situ* por torres de fluxo e por lisímetros, cuja rede de monitoramento é incapaz de representar a sua grande variabilidade espacial. O uso do sensoriamento remoto não permite uma medida direta de  $ET_a$ , mas possibilita a estimativa da fração evaporativa que, junto a dados meteorológicos, é utilizada para derivar  $ET_a$  e sua distribuição espacial. Vários modelos utilizam informações de temperatura da superfície e índice de vegetação, captadas por diferentes sensores remotos, como o MODIS e o Landsat, para derivar o valor de  $ET_a$ . Neste estudo, foi avaliado o modelo de balanço de energia de superfície SSEBop. O modelo foi aplicado com dados MODIS, sendo realizadas 8 parametrizações diferentes, na região do Sistema Aquífero Urucua (SAU) e foi confrontado com dados de balanço hídrico mensal, estimado pelo modelo SMAP, e balanço hídrico anual, ambos calculados em 4 bacias. O modelo também foi implementado com imagens Landsat 7 e Landsat 8 no Estado do Rio Grande do Sul e validado com dados de  $ET_a$  medida em duas torres de fluxo instaladas em culturas de arroz irrigado, nos municípios de Paraíso de Sul e Cachoeira do Sul. Finalmente, o modelo foi utilizado para estimar  $ET_a$ , com imagens Landsat 7 e Landsat 8, em uma plantação de tomates irrigada por pivô central, e comparado a dados de consumo da irrigação. A comparação das 8 parametrizações do modelo revelou que a última versão do modelo apresenta resultados mais próximos aos do balanço hídrico, mas com diferenças pouco expressivas entre a utilização de dados meteorológicos ou climatológicos, e de uma ou mais áreas para o cálculo do fator  $c$ . A  $ET_a$  anual estimada pelo SSEBop mostrou-se próxima à calculada pelo balanço hídrico anual, com erros entre 10 e 20%, porém com baixa correlação linear. A  $ET_a$  foi superestimada pelo SSEBop na estação seca e subestimada na estação chuvosa, em relação ao modelo SMAP mensal. Comparada à  $ET_a$  medida nas torres de fluxo, o modelo SSEBop apresentou erros entre 0,8 e 1,6 mm/dia (17% e 34%), com superestimativa dos valores intermediários de  $ET_a$ . A aplicação do SSEBop na plantação de tomates mostrou boa aproximação entre os valores de  $ET_a$  e de lâmina de água aplicada. Este estudo demonstrou o potencial do sensoriamento remoto, especialmente do modelo SSEBop, na estimativa e monitoramento de  $ET_a$  em escala regional e local, bem como de sua aplicação na estimativa do consumo de água para irrigação.

**Palavras-chave:** Sensoriamento Remoto; Evapotranspiração; SSEBop.

## ABSTRACT

Actual evapotranspiration ( $ET_a$ ) is one of the main hydrological cycle processes and the main cause of surface water loss. The precise knowledge of  $ET_a$  rates along time and space is necessary for modeling water balance in watersheds and identifying agricultural net production, among other applications.  $ET_a$  is determined *in situ* by flux towers and by lysimeters, which monitoring network is unable to represent its large spatial variability. Remote sensing is unable to directly measure  $ET_a$ , but it makes possible the estimation of the evaporative fraction that, combined with meteorological data, is used to derive  $ET_a$ . Several models use information on surface temperature and vegetation index, estimated by different remote sensors, such as MODIS and Landsat, to derive  $ET_a$ . In this study, the SSEBop surface energy balance model was evaluated. The model was applied with MODIS data, via 8 different parameterizations, in the region of the Urucua Aquifer System (SAU) and compared with monthly water balance data, estimated by the SMAP model, and annual water balance, both calculated in 4 basins. The model was also implemented with Landsat 7 and Landsat 8 images in Rio Grande do Sul State and validated with  $ET_a$  data measured in two flux towers installed in irrigated rice fields in Paraíso de Sul and Cachoeira do Sul towns. Finally, the model was used to derive  $ET_a$  with Landsat 7 and Landsat 8 images in a tomato plantation irrigated by a central pivot and compared to irrigation consumption data. Comparison of the model 8 parameterizations revealed that the last version of SSEBop results are closer to those of the water balance, however with unexpressive differences between the use of meteorological or climatological data, or one or more areas for computing c factor. SSEBop annual  $ET_a$  was close to that calculated by annual water balance, with errors ranging from 10 to 20%, but with a low linear correlation.  $ET_a$  was overestimated by the SSEBop in dry season and underestimated in rainy season, when compared to the SMAP model. Compared to flux tower  $ET_a$ , the SSEBop model presented errors between 0.8 and 1.6 mm/day (17% and 34%), with an overestimation of intermediate  $ET_a$  values. The application of SSEBop in the tomato plantation showed a good approximation between the values of  $ET_a$  and irrigation depth. This study demonstrated the potential of remote sensing, especially the SSEBop model, for regional and local  $ET_a$  estimation, as well as its use for estimating irrigation water consumption.

**Keywords:** Remote Sensing; Evapotranspiration; SSEBop.



# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
	<u>JUSTIFICATIVA .....</u>	<u>3</u>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS .....</b>	<b>4</b>
2.1	OBJETIVO GERAL.....	4
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
<b>3</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>5</b>
3.1	EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	5
3.2	DETERMINAÇÃO DE ET .....	8
3.2.1	<i>Lisímetro .....</i>	<i>9</i>
3.2.2	<i>Torre de Fluxo .....</i>	<i>10</i>
3.2.3	<i>Tanque Evaporimétrico .....</i>	<i>11</i>
3.2.4	<i>Balanço Hídrico.....</i>	<i>11</i>
3.2.5	<i>Balanço de Energia e Transporte de Massa.....</i>	<i>14</i>
3.3	EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET <sub>0</sub> ) .....	17
3.4	COEFICIENTE DE CULTURA .....	19
3.4.1	<i>Tipo de Cultura.....</i>	<i>20</i>
3.4.2	<i>Clima.....</i>	<i>20</i>
3.4.3	<i>Umidade do Solo.....</i>	<i>20</i>
3.4.4	<i>Estágio de Desenvolvimento de Cultura.....</i>	<i>21</i>
3.5	COEFICIENTE DE DÉFICIT HÍDRICO .....	23
3.6	USO DO SENSORIAMENTO REMOTO NA HIDROLOGIA.....	24
3.6.1	<i>Interação entre Radiação Solar e Atmosfera.....</i>	<i>25</i>
3.6.2	<i>Refletância dos Elementos Superficiais da Terra.....</i>	<i>28</i>
3.6.3	<i>Sensores Remotos.....</i>	<i>38</i>
3.6.4	<i>Sensoriamento Remoto Aplicado à Hidrologia .....</i>	<i>44</i>
3.6.5	<i>Modelos de Estimativa da Evapotranspiração via Sensoriamento Remoto .....</i>	<i>47</i>
<b>4</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>60</b>
4.1	ÁREAS DE ESTUDO.....	60
4.1.1	<i>Sistema Aquífero Urucuia.....</i>	<i>60</i>
4.1.2	<i>Torres de Fluxo nos Municípios de Paraíso do Sul e Cachoeira do Sul.....</i>	<i>66</i>
4.1.3	<i>Empreendimento Agrícola .....</i>	<i>69</i>

4.2	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO SSEBOP .....	71
4.3	APLICAÇÃO DO MODELO SSEBOP .....	72
4.3.1	<i>Implementação do modelo SSEBop no SAU</i> .....	72
4.3.2	<i>Implementação do Modelo SSEBop na Região das Torres de Fluxo PAR e CAC</i> ..	75
4.3.3	<i>Implementação do Modelo SSEBop no Empreendimento Agrícola</i> .....	78
4.4	VALIDAÇÃO DO MODELO SSEBOP .....	78
4.4.1	<i>Sistema Aquífero Urucuia</i> .....	78
4.4.2	<i>Torres PAR e CAC</i> .....	79
4.4.3	<i>Empreendimento Agrícola</i> .....	80
<b>5</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>81</b>
5.1	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO SSEBOP .....	81
5.2	IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO SSEBOP.....	82
5.2.1	<i>Sistema Aquífero Urucuia</i> .....	82
5.2.2	<i>Torres PAR e CAC</i> .....	93
5.2.3	<i>Empreendimento Agrícola</i> .....	101
5.3	VALIDAÇÃO DO MODELO SSEBOP .....	103
5.3.1	<i>Sistema Aquífero Urucuia</i> .....	103
5.3.2	<i>Torres PAR e CAC</i> .....	112
5.3.3	<i>Empreendimento Agrícola</i> .....	116
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>119</b>
<b>7</b>	<b>RECOMENDAÇÕES</b> .....	<b>122</b>
<b>8</b>	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>124</b>
	<b>APÊNDICE A – ALGORITMO DE APLICAÇÃO DO SSEB<sub>OP</sub> COM IMAGENS LANDSAT 7 NA REGIÃO DAS TORRES PAR E CAC</b> .....	<b>136</b>
	<b>APÊNDICE B – SÉRIE DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL ANUAL NO SAU</b> .....	<b>148</b>
	<b>APÊNDICE C – SÉRIE DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL NO SAU</b> ...	<b>149</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Representação esquemática do ciclo hidrológico. ....	2
Figura 3.1 – Desenho esquemático do caminho da água em uma planta, à esquerda. Estômato de uma folha de tomate ( <i>Solanum lycopersicum</i> ), à direita.....	6
Figura 3.2 – Evolução de LAI e das parcelas de evaporação e transpiração em uma lavoura entre o plantio e a colheita.....	8
Figura 3.3 – Desenho esquemático de um lisímetro.....	9
Figura 3.4 – Representação dos fluxos de água na zona radicular do solo. ....	12
Figura 3.5 – Estrutura do modelo SMAP mensal.....	14
Figura 3.6 – Saldo de radiação da Terra.....	15
Figura 3.7 – Relação entre evapotranspiração de cultura ( $ET_C$ ) e evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) ao longo da vida de uma cultura. ....	17
Figura 3.8 – Representação das resistências superficial e aerodinâmica. ....	18
Figura 3.9 – Intervalos típicos de $k_c$ para cada estágio de desenvolvimento da cultura.....	22
Figura 3.10 – Curvas de $k_c$ , $k_{cb}$ e $k_e$ ao longo da vida da cultura.....	23
Figura 3.11 – Caminho da radiação solar até o sensor. ....	26
Figura 3.12 – Espectro eletromagnético. ....	27
Figura 3.13 – Curva de irradiância solar no topo da atmosfera e no nível do mar (linhas contínuas), e de um corpo negro a 5900 K (linha tracejada). ....	28
Figura 3.14 – Curva de refletância característica de solo, água e vegetação. ....	29
Figura 3.15 – Curva de refletância de solos com matérias em diferentes estados de decomposição. ....	30
Figura 3.16 – Curvas de refletância de solos com diferentes níveis de umidade.....	31
Figura 3.17 – Curvas de refletância da água líquida, da neve e da nuvem.....	32
Figura 3.18 – Variação da refletância da água em função da concentração de sólidos suspensos. ....	33
Figura 3.19 – Efeito da presença de diferentes pigmentos na refletância das folhas. ....	34
Figura 3.20 – Variação na refletância das folhas de acordo com seu conteúdo de água.....	35
Figura 3.21 – Curvas de refletância de folhas verdes e senescentes. ....	36
Figura 3.22 – Imagem da superfície terrestre. Cor real (à esquerda) e NDVI (à direita). ....	38
Figura 3.23 – Comparação entre a resolução espectral do espectroradiômetro ASD Fieldsep 3 e o sensor Landsat ETM+.....	39

Figura 3.24 – Imagens de uma mesma cena com diferentes resoluções espaciais.....	40
Figura 3.25 – Duas imagens da cidade de Brasília. Uma com 1 bit (à esquerda) e uma com 2 bits (à direita).....	40
Figura 3.26 - Comparação das bandas espectrais de diferentes sensores em atividade. ....	43
Figura 3.27 – Imagem da superfície terrestre. Cor real (à esquerda) e temperatura da superfície (à direita).....	45
Figura 3.28 – Relação esquemática entre a temperatura da superfície e o albedo no modelo S-SEBI. ....	51
Figura 3.29 – Correlação entre $ET_f$ e $T_s$ no modelo SSEBop.....	56
Figura 3.30 – Fluxograma de operação do modelo SSEBop.....	58
Figura 4.1 – Localização do Sistema Aquífero Urucua. ....	61
Figura 4.2 – Perfil Leste-Oeste esquemático do contexto geológico do Sistema Aquífero Urucua. ....	61
Figura 4.3 – Topografia da região do SAU. ....	62
Figura 4.4 – Distribuição da agricultura irrigada por pivôs centrais no oeste baiano. ....	63
Figura 4.5 – Áreas de drenagem das estações fluviométricas selecionadas.....	64
Figura 4.6 – Precipitação e deflúvio médios das áreas de drenagem selecionadas. (1/2) .....	65
Figura 4.7 – Localização e foto das torres de fluxo analisadas. ....	67
Figura 4.8 – Precipitação acumulada e temperatura do ar média mensais de Santa Maria – RS. ....	69
Figura 4.9 – Localização do empreendimento agrícola.....	70
Figura 4.10 – Desenho esquemático do equipamento de irrigação do empreendimento agrícola. ....	70
Figura 4.11 – Distribuição das áreas utilizadas para o cálculo do fator c. ....	74
Figura 4.12 – Imagem e histograma de temperatura da superfície do dia 29 de agosto de 2013. ....	77
Figura 5.1 – Resultados da análise de sensibilidade do modelo SSEBop aos parâmetros c (A e B) e dT (C e D). Valores médios de dT adotados iguais a 10 K (A e C) e a 15 K (B e D). ....	82
Figura 5.2 – Variáveis climatológicas (1980-2013) da região do SAU (médias espaciais para cada dia do ano).....	83
Figura 5.3 – Calibração de dT em função de $r_{ah}$ .....	85
Figura 5.4 – Valores diários e mensais do fator c no SAU (Parametrização 7). ....	86

Figura 5.5 – Valores médios mensais do fator c calculados com dados meteorológicos diários. Versões SSEBop-v3 (v3) e SSEBop-v4 (v4); cálculo do fator c único para toda a região do SAU (c_v3 e c_v4) e subdividido em 6 faixas (v3_c1 a v3_c6 e v4_c1 a v4_c6). .....	87
Figura 5.6 – Valores médios mensais do fator c calculados com dados climatológicos diários. Versões SSEBop-v3 (v3) e SSEBop-v4 (v4); cálculo do fator c único para toda a região do SAU (c_v3 e c_v4) e subdividido em 6 faixas (v3_c1 a v3_c6 e v4_c1 a v4_c6). .....	88
Figura 5.7 – Perfil de NDVI e $ET_a$ mensal segundo a Parametrização v4_médio_1c, em julho de 2010, nas proximidades do município de Luís Eduardo Magalhães. ....	89
Figura 5.8 – Comparação das diferentes parametrizações do fator c analisadas no SAU. A) Dados climatológicos; B) D. meteorológicos; C) SSEBop-v3; D) SSEBop-v4; E) SSEBop-v3; F) SSEBop-v4.....	91
Figura 5.9 – Comparação dos valores de $ET_a$ mensal das diferentes parametrizações avaliadas no SAU (valores em mm/mês). A) Dados climatológicos; B) D. meteorológicos; C) SSEBop-v3; D) SSEBop-v4; E) SSEBop-v3; F) SSEBop-v4.....	92
Figura 5.10 – Fator c calculado com imagens Landsat 7 (PAR, em cima, e CAC, no meio) e Landsat 8 (CAC, em baixo).....	94
Figura 5.11 – Áreas avaliadas para medida de $ET_a$ pelo SSEBop.....	95
Figura 5.12 – Temperatura, NDVI e $ET_f$ na torre PAR e área sem nuvens das imagens Landsat 7.....	97
Figura 5.13 – Temperatura, NDVI e $ET_f$ na torre CAC e área sem nuvens das imagens Landsat 7.....	98
Figura 5.14 – Temperatura, NDVI e $ET_f$ na torre CAC e área sem nuvens das imagens Landsat 8.....	99
Figura 5.15 – Séries de $ET_a$ e $1,2 \times ET_0$ no sítio PAR (cima) e no sítio CAC (meio com Landsat 7 e baixo com Landsat 8).....	100
Figura 5.16 – Série temporal dos parâmetros c e dT no Empreendimento Agrícola. ....	101
Figura 5.17 – Cor real, NDVI, $T_s$ , $ET_f$ e $ET_a$ diária no EA em três datas. ....	102
Figura 5.18 – $ET_a$ e NDVI no Empreendimento Agrícola. ....	103
Figura 5.19 – Série de $ET_a$ estimada pelo BH Anual pelo SMAP e pelo SSEBop (à esquerda). Correlação entre $ET_a$ do BH Anual e do SSEBop (à direita). (1/2) .....	105
Figura 5.20 – RMSE e MAE por bacia do SSEBop em relação ao BH Anual entre 2000/2001 e 2011/2012. Valores percentuais em relação a $ET_a$ anual média do BH Anual. ....	108

Figura 5.21 – Comparação da $ET_a$ mensal média estimada pelo modelo SMAP e pelas 8 parametrizações do SSEBop, média ponderada pela área das 4 bacias estudadas.....	111
Figura 5.22 - Série de $ET_a$ do SSEBop e das torres de fluxo (em cima, Landsat 7 e torre PAR; no meio, Landsat 7 e torre CAC; em baixo, Landsat 8 e torre CAC).....	112
Figura 5.23 – Comparação da $ET_a$ estimada pelo SSEBop com imagens Landsat 7 e Landsat 8, com dados medidos nas torres de fluxo PAR e CAC.....	115
Figura 5.24 – Comparação entre o saldo de radiação ( $R_n$ ) medido na torre de fluxo (com destaque em vermelho para os dias avaliados nas imagens Landsat 7) do sítio CAC com o $R_n$ calculado.....	116
Figura 5.25 – Série de $ET_a$ estimada pelo modelo SSEBop com imagens Landsat 7 e Landsat 8, $ET_c$ , $ET_0$ e lâmina irrigada no EA. ....	118

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Valores típicos de coeficiente de cultura de diferentes espécies vegetais no estágio adulto. ....	20
Tabela 3.2 – Lista dos principais sensores em atividade. ....	42
Tabela 4.1 – Estações fluviométricas selecionadas. ....	65
Tabela 4.2 – Informações gerais sobre as torres de fluxo avaliadas.....	68
Tabela 4.3 – Planilha utilizada para estimar o consumo de água do pivô.....	71
Tabela 4.4 – Valores utilizados na análise de sensibilidade do modelo SSEBop. ....	71
Tabela 4.5 – Dados de entrada utilizados para a implementação do modelo SSEBop no SAU. ....	72
Tabela 5.1 – Parametrizações adotadas para o cálculo do fator c, na região do SAU.....	74
Tabela 4.6 – Dados de entrada usados para implementação do SSEBop na região das torres PAR e CAC. ....	76
Tabela 4.7 – Dados de entrada usados para implementação do SSEBop na plantação de tomates. ....	78
Tabela 5.2 – Resultados da calibração de $r_{ah}$ .....	93
Tabela 5.3 – RMSE e MAE médios do SSEBop em relação ao BH Anual entre 2000/2001 e 2011/2012. ....	109
Tabela 5.4 – Estatísticas de comparação entre a $ET_a$ das torres de fluxo e do SSEBop. ....	114

## LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

AC – Ação capilar

ANA – Agência Nacional de Águas

ASCE – *American Society of Civil Engineers*

ASTER – *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer*

AVHRR/3 – *Advanced Very High Resolution Radiometer*

c – Fator de correção

CAC – Torre de fluxo localizada em Cachoeira do Sul

$C_p$  – Calor específico do ar

$C_{rec}$  – Coeficiente de recarga

CVT – Covariância de Vórtices Turbulentos

$d_r$  – Distância entre o Sol e a Terra

dT – Diferença de temperatura

E – Evaporação

$e_a'$  – Desvio da pressão de vapor média do ar

EA – Empreendimento agrícola

$e_a$  – Pressão de vapor do ar

$E_{b, in}$  – Escoamento de base inicial

$E_{BE}$  – Evaporação derivada do modelo de balanço de energia

$e_{c\acute{e}u}$  – Emissividade do céu

$E_{MA}$  – Evaporação derivada do modelo aerodinâmico

$e_s$  – Emissividade da superfície

ES – Escoamento superficial

$e_s$  – Pressão de vapor de saturação

ET – Evapotranspiração

$ET_0$  – Evapotranspiração de referência

$ET_a$  – Evapotranspiração real

$ET_c$  – Evapotranspiração de cultura

$ET_f$  – Fração de evapotranspiração

$ET_p$  – Evapotranspiração potencial

EVI – Índice de Vegetação Melhorado

FAO – *Food and Agriculture Organization*



G – Fluxo de calor para o solo  
GOES – *Geostationary Operational Environmental Satellite*  
GPM – *Global Precipitation Measurement*  
H – Fluxo de calor sensível  
I – Infiltração  
IV – Radiação infravermelha  
 $IV_{\text{prox}}$  – Refletância no infravermelho próximo  
k – Fator de escala  
 $k_c$  – Coeficiente de cultura  
 $k_{cb}$  – Coeficiente de cultura basal  
 $k_e$  – Coeficiente de evaporação da água do solo  
 $k_h$  – Coeficiente de déficit hídrico  
 $K_k$  – Constante de recessão  
 $k_{vk}$  – Constante de Von Karman  
LAI – Índice de Área Foliar  
LE – Fluxo de calor latente  
LIDAR – Detecção e telemetria por luz  
METRIC – Mapeamento de Evapotranspiração em Alta Resolução com Calibração Internalizada  
MODIS – *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*  
 $M_w / M_a$  – Razão de mistura do vapor d'água no ar  
NDVI – Índice de Vegetação de Diferença Normalizada  
P – Precipitação  
p – Pressão do ar  
PAR – Torre de fluxo localizada em Paraíso do Sul  
 $P_{es}$  – Parâmetro de escoamento superficial  
PIB – Produto interno bruto  
 $P_p$  – Percolação profunda  
PPGSMARH – Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos  
Q – Deflúvio  
 $Q_{\text{fundo}}$  – Água drenada no fundo  
 $r_a$  – Comprimento de Obkhov  
RADAR – Detecção e telemetria por rádio  
 $r_{ah}$  – Fator de resistência aerodinâmica

RH – Umidade relativa do ar  
R<sub>n</sub> – Saldo de radiação da superfície  
r<sub>s</sub> – Fator de resistência superficial  
RS – Rio Grande do Sul  
R<sub>solo</sub> – Reservatório do solo  
R<sub>sub</sub> – Reservatório subterrâneo  
SAU – Sistema Aquífero Urucuia  
S<sub>c</sub> – Constante Solar  
SEBAL – Algoritmo de Balanço de Energia de Superfície para Terra  
SEBI – Índice de Balanço de Energia de Superfície  
SEBS – Sistema de Balanço de Energia de Superfície  
SMAP – *Soil Moisture Accounting Procedure*  
S-SEBI – Índice de Balanço de Energia de Superfície Simplificado  
SSEBop – Balanço de Energia de Superfície Simplificado Operacional  
std – Desvio padrão  
S<sub>tr</sub> – Capacidade de saturação do solo  
SULFLUX – Rede Sul Brasileira de Fluxos Superficiais e Mudanças Climáticas  
T' – Desvio da temperatura média do ar  
T – Temperatura média diária do ar  
T<sub>a</sub> – Temperatura do ar  
T<sub>c</sub> – Temperatura da superfície na condição molhada  
T<sub>cla</sub> – Temperatura no topo da camada limite atmosférica  
⟨T⟩<sub>cla</sub> – Temperatura média da camada limite atmosférica  
T<sub>corr</sub> – Razão entre temperatura da superfície e do ar  
T<sub>h</sub> – Temperatura da superfície na condição seca  
T<sub>max</sub> – Temperatura máxima diária do ar  
T<sub>min</sub> – Temperatura mínima diária do ar  
T<sub>s</sub> – Temperatura da superfície  
T<sub>s\_frio</sub> – Temperatura da superfície em locais bem vegetados  
TU<sub>in</sub> – Taxa de umidade do solo inicial  
TRMM – *Tropical Rainfall Measurement Mission*  
u' – Desvio da velocidade média do vento  
u<sub>2</sub> – Velocidade do ar 2,0 m acima do solo

$V_{er}$  – Refletância no vermelho  
 $Z$  – Elevação do terreno  
 $z_0$  – Altura de rugosidade da superfície  
 $\alpha$  – Albedo da superfície  
 $\gamma$  – Constante psicrométrica  
 $\Delta$  – Gradiente da pressão de vapor de saturação em função da temperatura do ar  
 $\Delta_{ESS}$  – Saldo de escoamento subsuperficial  
 $\Delta R_L$  – Diferença entre a radiação de ondas longas incidente e emitida  
 $\Delta R_S$  – Diferença entre a radiação de ondas curtas incidente e refletida  
 $\Delta S$  – Variação do armazenamento de água no solo  
 $\Delta T$  – Diferença de temperatura entre a superfície e o ar  
 $\theta$  – Ângulo de incidência solar  
 $\lambda$  – Calor latente de vaporização da água  
 $\rho_a$  – Densidade do ar  
 $\rho_d$  – Densidade do ar seco  
 $\rho_w$  – Densidade da água  
 $\sigma$  – Constante de Stefan-Boltzmann  
 $\tau_a$  – Transmissividade atmosférica

# 1 INTRODUÇÃO

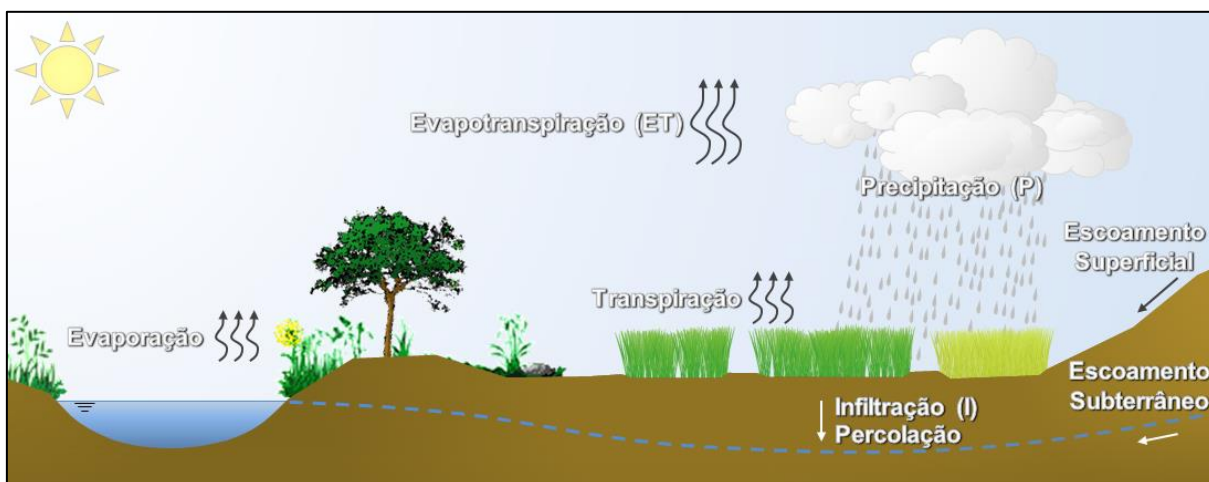
O Brasil sofreu as consequências de um período de seca prolongado, entre os anos de 2012 e 2017, que gerou uma crise hídrica nos anos de 2014 e 2015, particularmente nas regiões Sudeste e Nordeste. Essa crise acendeu discussões sobre instrumentos legais de proteção e manejo dos recursos hídricos, e a suficiência dos sistemas de armazenamento (CERQUEIRA *et al.*, 2015). Apesar de políticas de racionamento terem sido implantadas, o setor agropecuário expandiu sua participação no Produto Interno Bruto (PIB) de 21,4%, em 2014, para 23,0%, em 2015 (PEDUZZI, 2015). Este setor é o maior responsável pelo consumo de água no país. De acordo com a ANA (2016), 75% de toda a água consumida no Brasil é destinado à irrigação. E há, ainda, um forte potencial para expansão (FAO, 2012). Tendo se iniciado entre os séculos XIX e XX, em lavouras de arroz inundado no Rio Grande do Sul, a irrigação no Brasil vem se intensificando, com forte crescimento da área irrigada no últimos anos. Em 2015, a área irrigada correspondia a cerca de 7 milhões de hectares, com um potencial de expansão para 76 milhões de hectares. Em 2030, prevê-se um aumento de 45% da área irrigada em relação a 2015, com aumento de 42% no consumo de água (ANA,2017).

O potencial de crescimento do setor agropecuário é contestado diante do cenário de conflito pelo uso da água. Sendo responsável pelo maior uso consuntivo de recursos hídricos, esse setor é alvo de monitoramento e fiscalização, que são grandes desafios para os órgãos de planejamento e gestão de recursos hídricos, devido à dispersão e isolamento dos empreendimentos agrícolas e áreas irrigadas. Entretanto, devido ao progresso alcançado no campo do sensoriamento remoto, novas alternativas de monitoramento dos processos envolvidos no ciclo hidrológico têm se tornado acessíveis. Dessa forma, é possível incrementar o arcabouço de conhecimento sobre o balanço hídrico em pequena e grande escala, de modo que situações de escassez possam ser monitoradas, previstas e enfrentadas com maior eficiência.

A evapotranspiração (ET), compreendida pelos processos de evaporação da água do solo e corpos d'água, e de transpiração das plantas, é uma das mais significantes componentes do ciclo hidrológico. A Figura 1.1 apresenta esquematicamente o ciclo hidrológico. ET é a maior responsável pelas perdas de água do solo e corpos d'água, correspondendo a cerca de 70% da precipitação (TUCCI *et al.*, 1998). O conhecimento da taxa de ET em escala de bacia hidrográfica e em escala regional é importante para estudos de disponibilidade hídrica, e em

escala local para o monitoramento da produtividade agrícola, manejo de sistemas irrigados, entre outros.

Figura 1.1 – Representação esquemática do ciclo hidrológico.



Devido a dificuldades atribuídas à medida *in situ* de ET, o sensoriamento remoto tem sido utilizado como uma ferramenta para a estimativa de ET de forma operacional. Nas últimas três décadas, modelos matemáticos foram elaborados com objetivo de utilizar a radiação emitida pela superfície terrestre na faixa espectral do infravermelho térmico, captada por satélites em órbita e associada à temperatura da superfície, para estimar ET. Tais modelos se baseiam no balanço de energia da superfície, geralmente associado a dados meteorológicos (temperatura do ar, umidade do ar, velocidade do vento, evapotranspiração de referência), para computar o valor da evapotranspiração real ( $ET_a$ ).

O modelo SSEBop (*Operational Simplified Surface Energy Balance*), criado por Senay *et al.* (2013), é uma recente adição ao plantel de modelos já existentes. O SSEBop foi inicialmente aplicado a todo território dos Estados Unidos e foi posteriormente aplicado a áreas menores no mesmo país (Singh & Senay, 2015; Senay *et al.*, 2017), sendo validado com dados medidos em torres de fluxo e com resultados de balanço hídrico. Neste trabalho, ele é utilizado para estimar  $ET_a$  em escala regional (bacia hidrográfica) no Sistema Aquífero Urucuiá; e local, em plantações de arroz, no Rio Grande do Sul, e em uma plantação de tomates, no norte de Minas Gerais.

Este é o primeiro estudo realizado com o modelo SSEBop no Brasil. É também o primeiro estudo de utilização do sensoriamento remoto para estimativa de evapotranspiração real pelo

Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos (PPGSMARH). Em vista disso, este estudo apresenta um caráter exploratório do modelo, marcado por interlocuções frequentes com o seu criador, Gabriel Senay, ao longo do ano de 2017.

### **Justificativa**

A modelagem precisa dos processos hidrológicos é essencial para o monitoramento da disponibilidade hídrica e, com isso, melhorar o gerenciamento das situações de conflito pelo uso de recursos hídricos. A evapotranspiração, por ser o principal processo de perda da água do solo, merece atenção especial. Vários esforços para estimá-la por sensoriamento remoto tem sido feitos nas últimas décadas, o que resultou na criação de uma vasta gama de modelos com esse fim. Os modelos, em sua maioria semi-empíricos, apresentam aplicabilidade limitada, com desempenho divergente entre as diferentes publicações encontradas na literatura. Não há, portanto um modelo que seja universalmente recomendado. Assim sendo, em um estudo, a escolha por um modelo específico é motivada pela disponibilidade de dados de entrada, validade do modelo ao clima e ao bioma da área de estudo, operacionalidade desejada e nível de treinamento da mão-de-obra que o aplicará.

A opção pelo modelo de balanço de energia SSEBop se deve à sua inovação quanto à facilidade de operação e à acurácia na estimativa da evapotranspiração real (SENAY *et al.*, 2013; SINGH & SENAY, 2015). A sua facilidade de operação possibilita a automatização da estimativa de ET, o que viabiliza a criação de séries históricas extensas. Por se tratar do primeiro estudo com esse modelo no Brasil, neste trabalho são avaliadas diferentes formas possíveis de parametrização do SSEBop, com a intenção de melhor compreender o seu comportamento. Visa-se ainda a validação do modelo em escala local, com dados medidos em torres de fluxo, e em escala regional, com dados de balanço hídrico. Por fim, aplica-se o modelo a um empreendimento agrícola com o objetivo de estimar o consumo de água pela irrigação, confrontando as estimativas com valores declarados pelo agricultor.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 *Objetivo Geral***

O objetivo principal deste trabalho é avaliar o desempenho do modelo de balanço de energia de superfície SSEBop, quanto à estimativa da evapotranspiração real, em escala local e regional.

### **2.2 *Objetivos Específicos***

- Avaliar a sensibilidade da estimativa da evapotranspiração real às diferentes alternativas de parametrização e entrada de dados do modelo SSEBop;
- Validar a estimativa de evapotranspiração real do SSEBop frente a dados de balanço hídrico, mensal e anual, no Sistema Aquífero Urucuia, entre 2000 e 2012;
- Confrontar os resultados do SSEBop com dados de evapotranspiração medidos em duas torres de fluxo nos municípios de Paraíso do Sul – RS e Cachoeira do Sul – RS, entre 2003 e 2004, e 2011 e 2014, respectivamente;
- Aplicar o modelo SSEBop a um empreendimento agrícola localizado no município de Januária – MG, com o fim de comparar a evapotranspiração real a valores declarados de consumo de água.

### **3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

O item de Revisão Bibliográfica é dividido em duas partes. Na primeira (subitens 3.1 a 3.5), são abordados o conceito de evapotranspiração, as alternativas de medir ou de estimar esse processo e o método FAO Penman-Monteith. A segunda parte (subitem 3.6) trata do sensoriamento aplicado à hidrologia, onde são explanados conceitos de interação da radiação com a atmosfera e com a superfície terrestre, propriedades dos diferentes sensores remotos existentes, utilidades do sensoriamento remoto nessa área de conhecimento e, por fim, discorre-se sobre alguns modelos existentes de estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto.

#### **3.1 Evapotranspiração**

A evapotranspiração (ET) é definida como a combinação dos processos de evaporação da água presente na superfície terrestre e de transpiração das plantas. A evaporação é o processo de transferência da água de uma superfície para a atmosfera por meio de sua conversão do estado líquido a vapor, devido ao ganho de energia cinética molecular. Ela ocorre em corpos d'água, em solos e na vegetação molhada, ou seja, qualquer superfície em que a água esteja presente. A transpiração é um processo biofísico pelo qual as plantas transferem a água utilizada em seu metabolismo para a atmosfera, principalmente através das folhas.

A evaporação é dependente da radiação solar e, em menor escala, da temperatura do ar como fontes de energia. A remoção do vapor de água da superfície é provocada pela diferença entre a pressão de vapor na superfície e a pressão do ar atmosférico circundante. À medida que a água da superfície é convertida a vapor, o ar se torna mais saturado de água, essa diferença de pressão se estreita e o processo reduz até parar, se o ar úmido não for transportado pela atmosfera. A presença de ventos promove a remoção do ar saturado e sua substituição por ar mais seco sobre a superfície, de forma a contribuir para a continuidade do fluxo evaporativo. A taxa de troca do ar úmido pelo ar seco depende da velocidade do vento. Portanto, ao se avaliar a evaporação sobre uma superfície, a radiação solar, a velocidade do vento, a temperatura e a umidade do ar devem ser consideradas (ALLEN *et al.*, 1998).

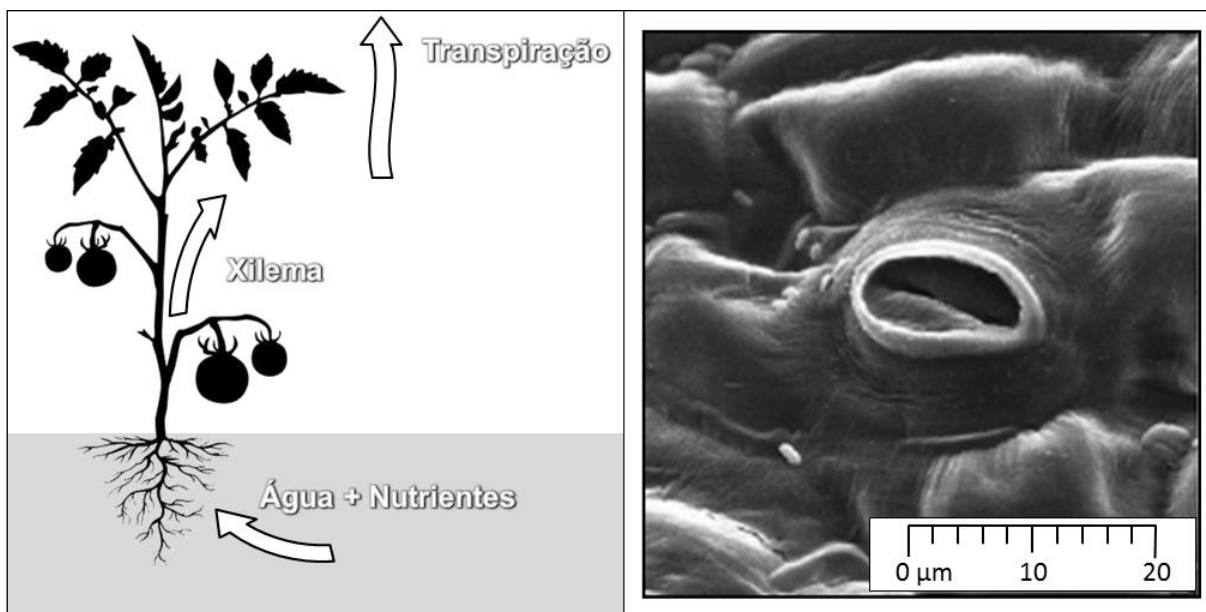
A evaporação sobre o solo, em particular, também é influenciada pelo sombreamento causado pela vegetação, que reduz a quantidade de radiação solar que atinge diretamente o solo, e pela



quantidade de água disponível. A quantidade de água no solo depende da constância e volume de precipitações, de irrigação e da presença de aquíferos pouco profundos. Em um solo capaz de fornecer água para a demanda evaporativa, a taxa de evaporação pode ser estimada com base exclusivamente em variáveis meteorológicas. À medida que o solo seca, devido à falta de chuvas, ausência de irrigação, ou redução do nível freático, a disponibilidade de água passa a ser um fator limitante, e a taxa de evaporação se reduz, podendo cessar.

A segunda componente de ET, a transpiração, consiste na transferência da água contida nos tecidos vegetais das plantas para a atmosfera. Segundo Allen *et al.* (1998), a água presente no solo, junto a nutrientes, é absorvida pelas plantas através das raízes e, sob a forma de xilema, transportada para as estruturas periféricas. A vaporização da água ocorre nos espaços intercelulares e o fluxo do vapor é controlado pela abertura dos estômatos. Sinha (2004) e Lazzara e Rana (2010) afirmam que mais de 99% da água absorvida pelas plantas é perdida para atmosfera na forma de transpiração. A Figura 3.1 apresenta de forma simplificada o caminho percorrido pela água em uma planta (à esquerda) e uma foto microscópica de um estômato de uma folha de tomate.

Figura 3.1 – Desenho esquemático do caminho da água em uma planta, à esquerda. Estômato de uma folha de tomate (*Solanum lycopersicum*), à direita.



Fonte: adaptado de Obrębski *et al.* (2013)

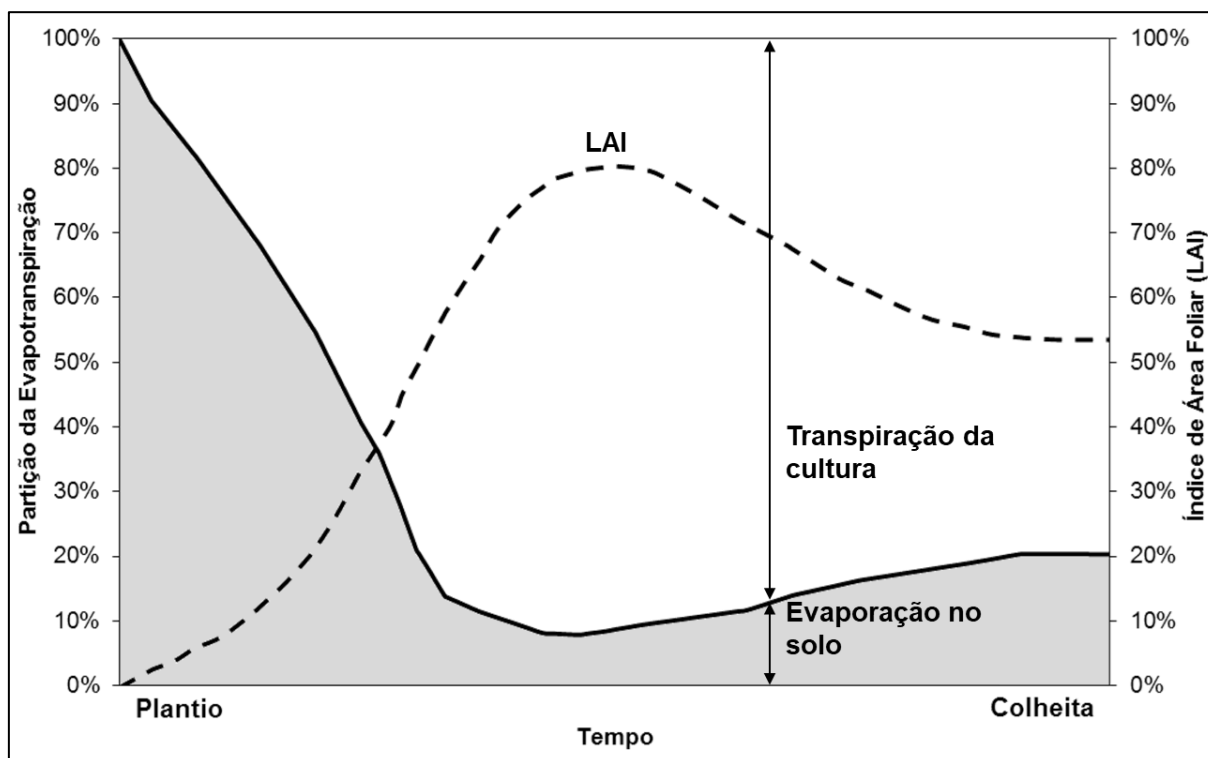
Assim como para a evaporação, para a estimativa da transpiração devem ser consideradas a radiação, a temperatura do ar, a umidade do ar e a velocidade do vento. Segundo, Allen *et al.*

(1998), também são fatores determinantes da taxa de transpiração da espécie vegetal, seu estágio de desenvolvimento, a umidade, fertilidade e condutividade hidráulica do solo, além de condições adversas, como alta salinidade, pH extremo, patologias e hidromorfismo (encharcamento do solo).

Em uma superfície vegetada, os processos de evaporação e transpiração ocorrem de forma concomitante e sua distinção é difícil. À medida que a vegetação cresce, sua sombra reduz a radiação solar que chega ao solo, o que repercute em menor evaporação da água do solo. Por outro lado, o aumento de biomassa eleva a transpiração da água presente nas plantas. A parcela de solo coberto por vegetação é representada pelo Índice de Área Foliar (LAI). Na agricultura, particularmente nas lavouras sazonais, as parcelas de evaporação e transpiração sofrem grande variação ao longo do ano.

A Figura 3.2 apresenta as curvas de transpiração, evaporação e LAI entre a semeadura e a colheita de uma cultura. Após o plantio, quando as plantas se apresentam em um baixo grau de desenvolvimento, a água é perdida para a atmosfera predominantemente via evaporação, mas quando a plantação cresce e cobre o solo, a transpiração se torna o processo principal. De forma análoga, o LAI aumenta até a floração da cultura. Após a maturidade da cultura ser atingida, o LAI e a parcela de transpiração tendem a valores mais intermediários, até que seja feita a colheita.

Figura 3.2 – Evolução de LAI e das parcelas de evaporação e transpiração em uma lavoura entre o plantio e a colheita.



Fonte: adaptado de Allen *et al.* (1998)

### 3.2 Determinação de ET

Devido à evapotranspiração ser um fluxo invisível, difuso, e dependente de muitos fatores, sua medição em larga escala é onerosa e inviável. Entretanto, ela pode ser medida localmente mediante o uso de instrumentos que registram a umidade do solo ou o fluxo de vapor no ar.

Segundo Tucci *et al.* (1998), apesar destes métodos apresentarem alta confiabilidade, são limitados por sua baixa representatividade espacial, além do alto custo de instalação e operação. Alternativamente, a ET pode ser estimada por modelos baseados em informações hidrometeorológicas (temperatura, velocidade do vento, umidade do ar, irradiação solar, precipitação, *etc.*) e informações sobre a área de interesse, especialmente a cobertura e o tipo do solo.

A seguir, são apresentados métodos para a determinação de ET.

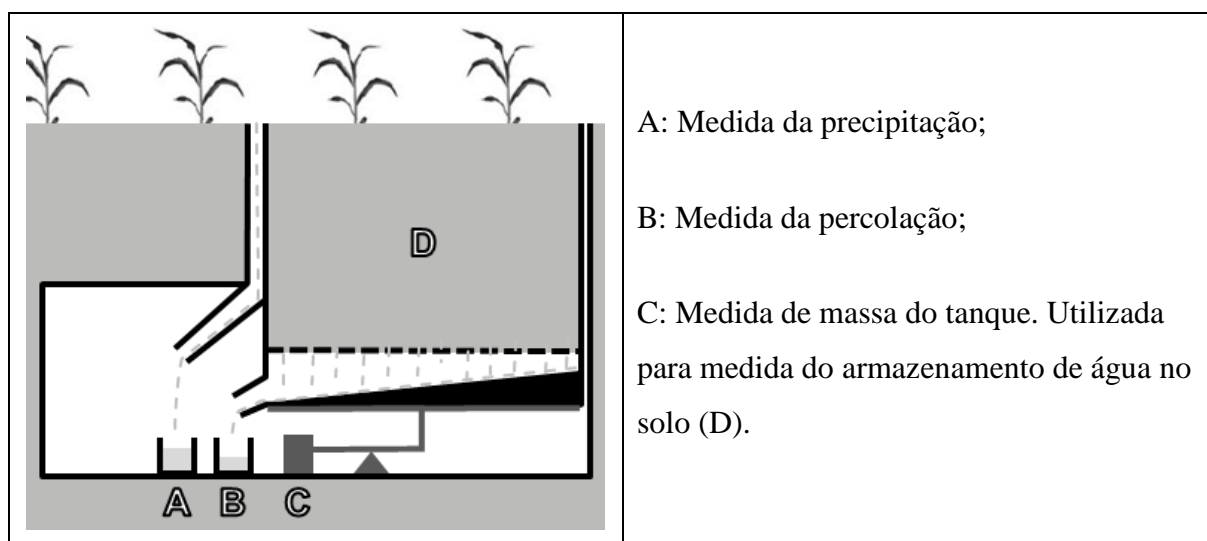
### 3.2.1 Lisímetro

Lisímetros são equipamentos instalados no subsolo, que medem a evapotranspiração a partir do balanço hídrico do solo. Sua estrutura é composta por um tanque com solo e superfície vegetada semelhante à área circundante. A Equação 3.1 apresenta o cálculo de ET em um lisímetro, que é computada por meio da medição da precipitação (P), da água drenada no fundo ( $Q_{\text{fundo}}$ ) do tanque e variação da massa no tanque, que é equivalente à variação de armazenamento de água no solo ( $\Delta S$ ). A evapotranspiração equivale ao residual do balanço de massas.

$$ET = P - Q_{\text{fundo}} - \Delta S \quad 3.1$$

A Figura 3.3 apresenta um desenho esquemático de um lisímetro, com destaque para as variáveis medidas. O lisímetro é considerado um instrumento confiável de medida da evapotranspiração. Contudo, sua instalação e operação são difíceis e onerosas, o que o torna inviável para usos cujo propósito não seja o de pesquisa. Johnson & Odin (1978) descrevem algumas das dificuldades de se usar o lisímetro: o solo no interior do tanque deve apresentar a mesma estrutura do solo circundante; o mesmo vale para a vegetação na superfície; as partes móveis do instrumento devem ser mantidas limpas; os equipamentos de medição precisam ser constantemente calibrados; falhas no suprimento de energia elétrica resultam em intervalos de tempo sem medição; o espaço entre o tanque e o solo ao redor deve ser o mínimo possível, de modo a se manter a homogeneidade térmica entre os mesmos; o sistema deve ser mantido isolado, por meio de cercas, para evitar interferência animal.

Figura 3.3 – Desenho esquemático de um lisímetro.



### 3.2.2 Torre de Fluxo

Torres de fluxo são torres micrometeorológicas, dotadas de sensores capazes de medir variáveis atmosféricas e fluxos de gás carbônico, calor sensível e vapor d'água entre a superfície e a atmosfera, por meio do método da Covariância de Vórtices Turbulentos (CVT). O método foi inicialmente proposto por Swinbank (1951) e estima os fluxos a partir da velocidade do vento no sentido vertical e concentração do elemento de interesse. Para isso, são medidos concentração do gás (no caso, gás carbônico – CO<sub>2</sub>), pressão, temperatura e umidade do ar em instantes de tempo. A partir dessas medidas, associadas às medidas de direção e velocidade do vento, em dois instantes, é possível calcular os fluxos no intervalo de tempo considerado.

O método CVT assume a constância do valor de densidade do ar entre duas medições consecutivas. Por este motivo, a frequência de medições deve ser alta, e costuma ser maior que 1 hz. Anderson *et al.* (1984) sugerem que a faixa de 10 a 20 hz é ideal para a realização das medições. A partir dos valores das variáveis supracitadas, são computados os fluxos, cujos valores médios são registrados para um determinado intervalo de tempo, que pode ser de alguns minutos a horas. Essa simplificação é desejável devido à capacidade limitada de armazenamento de memória dos equipamentos. Aubinet *et al.* (2000) indicam intervalos de 30 min a 1 h longos o suficiente para captura das variações nos fluxos e, ainda, assaz curtos para captar as variações de CO<sub>2</sub>, temperatura e umidade. A partir das Equações 3.2 e 3.3, obtém-se o fluxo turbulento de calor sensível e calor latente (BURBA, 2013):

$$H = \rho_a C_p \overline{u'T'} \quad 3.2$$

$$ET = \frac{M_w/M_a}{\bar{p}} \overline{\rho_d u' e_a'} \quad 3.3$$

nas quais H é o fluxo de calor sensível;  $\rho_a$  é a densidade do ar;  $C_p$  é o calor específico do ar;  $u'$ ,  $T'$  e  $e_a'$  são os desvios da velocidade do vento, temperatura do ar e pressão de vapor do ar, respectivamente, em relação à média num dado intervalo de tempo;  $M_w/M_a$  é a razão de mistura do vapor d'água no ar, definido como massa de vapor por unidade de massa de ar seco;  $p$  é a pressão do ar; e  $\rho_d$  é a densidade do ar seco.

As torres de fluxo apresentam grande automatização. Entretanto, são várias as fontes de falhas nas medidas das variáveis, que acarretam em ausência de dados. Por exemplo: falha dos

equipamentos, falha humana, manutenção do sistema, falta de energia, coleta de dados, entre outros. Em análises de longo prazo, em que se estima a evapotranspiração para grandes intervalos de tempo (de um dia a um ano), métodos de preenchimento das falhas devem ser utilizados (ANDERSON *et al.*, 1984; AUBINET *et al.*, 2000; WILSON *et al.*, 2002).

### 3.2.3 Tanque Evaporimétrico

Tanques evaporimétricos são tanques preenchidos com água, cuja variação de nível, entre outras variáveis meteorológicas, é acompanhada para determinar a evaporação. Devido à sua simplicidade, este método é largamente utilizado, apesar de não representar fielmente a evapotranspiração de uma superfície vegetada, devido às divergências entre o balanço de energia do solo e o da água.

A evaporação em uma superfície líquida é um fenômeno que integra os efeitos da radiação, temperatura e umidade do ar, e velocidade do vento. Apesar das diferenças entre superfícies líquidas e superfícies vegetadas, a evaporação de uma e a evapotranspiração de outra podem ser correlacionadas. Por meio de um coeficiente de correlação determinado empiricamente, chamado  $k_p$ , é possível estimar a evapotranspiração a partir de dados de evaporação em tanques evaporimétricos (DOORENBOS & PRUITT, 1977; ALLEN *et al.*, 1998).

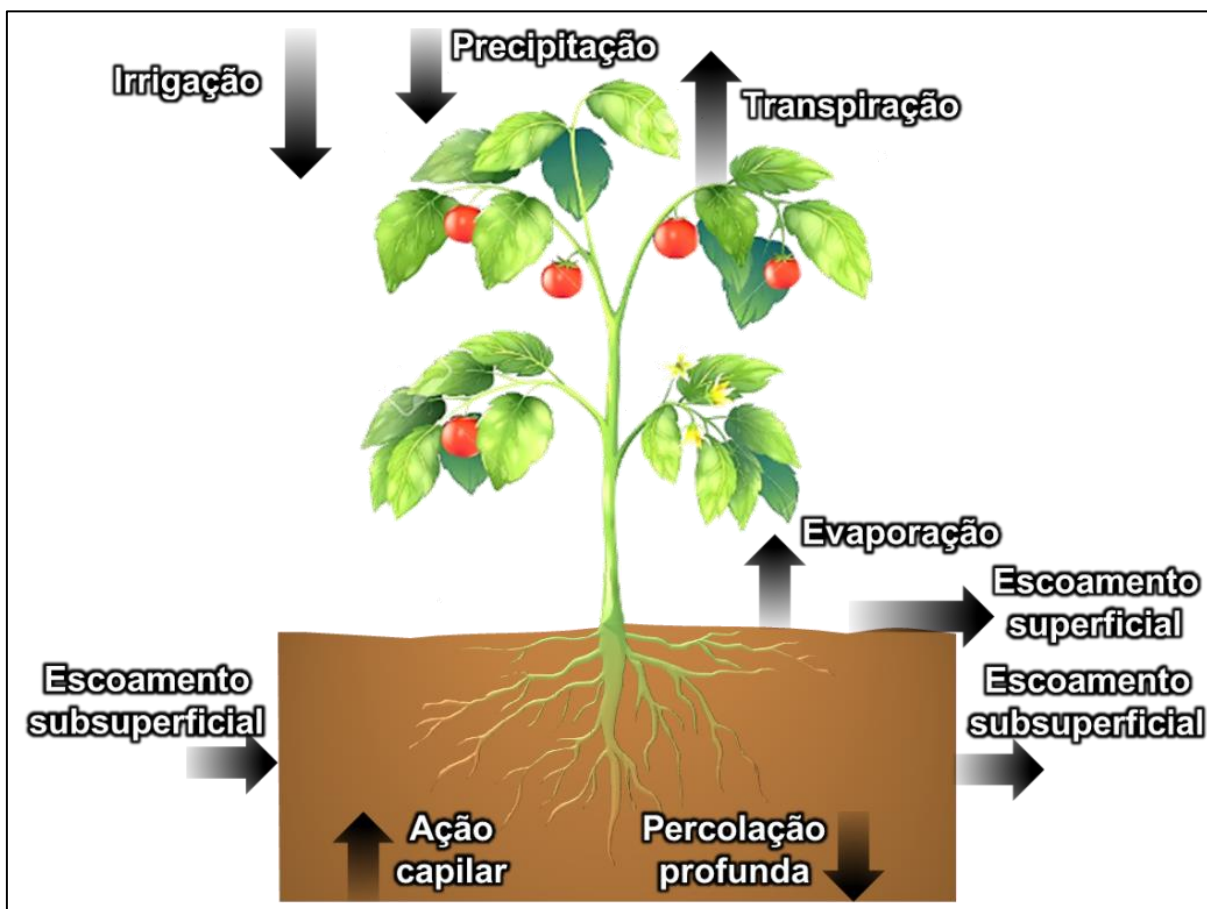
### 3.2.4 Balanço Hídrico

A ET pode ser determinada a partir da medida dos vários componentes do balanço hídrico no solo. Considera-se a camada mais superficial do solo como o volume de controle. Essa é, também, a zona em que as raízes das plantas estão localizadas. As entradas e saídas são consideradas na Equação 3.4

$$I + P + \Delta ESS + AC + \Delta S - ES - PP - ET = 0 \quad 3.4$$

na qual a irrigação (I) e a precipitação (P) são as principais entradas de água no solo e o escoamento superficial (ES) e a evapotranspiração (ET) são as principais saídas. Outros componentes, como o saldo de escoamento subsuperficial ( $\Delta ESS$ ), a ação capilar (AC) e a percolação profunda (PP), são de difícil mensuração. Se conhecidos todos os fluxos com exceção da ET, e medida a mudança no armazenamento ( $\Delta S$ ) no volume de controle, é possível estimar a ET. A Figura 3.4 ilustra os fluxos na zona radicular.

Figura 3.4 – Representação dos fluxos de água na zona radicular do solo.



Modelos de balanço hídrico têm sido desenvolvidos nas últimas décadas em uma variedade de resoluções temporais e graus de complexidade. Encontram-se modelos horários, diários, mensais e anuais na literatura. Existem modelos mais simples, com 2 a 5 parâmetros, e modelos mais complexos, com número de parâmetros superior a 10. Devido à disponibilidade de dados, os modelos são comumente aplicados a áreas de contribuição de estações fluviométricas instaladas em rios, ribeirões, córregos etc. Em geral, a Equação 3.5 se aplica a esses modelos:

$$ET = P - Q - \Delta S \quad 3.5$$

na qual ET é a evapotranspiração; P é a precipitação sobre a área de drenagem; Q é a descarga do rio na estação considerada; e  $\Delta S$  é a variação do armazenamento subterrâneo. Os valores de P e Q geralmente são medidos em estações pluviométricas e fluviométricas, respectivamente. A diferença dos modelos de balanço hídrico consiste nas considerações para o cálculo de  $\Delta S$ , sendo ET obtida pelo residual da solução da Equação 3.5.

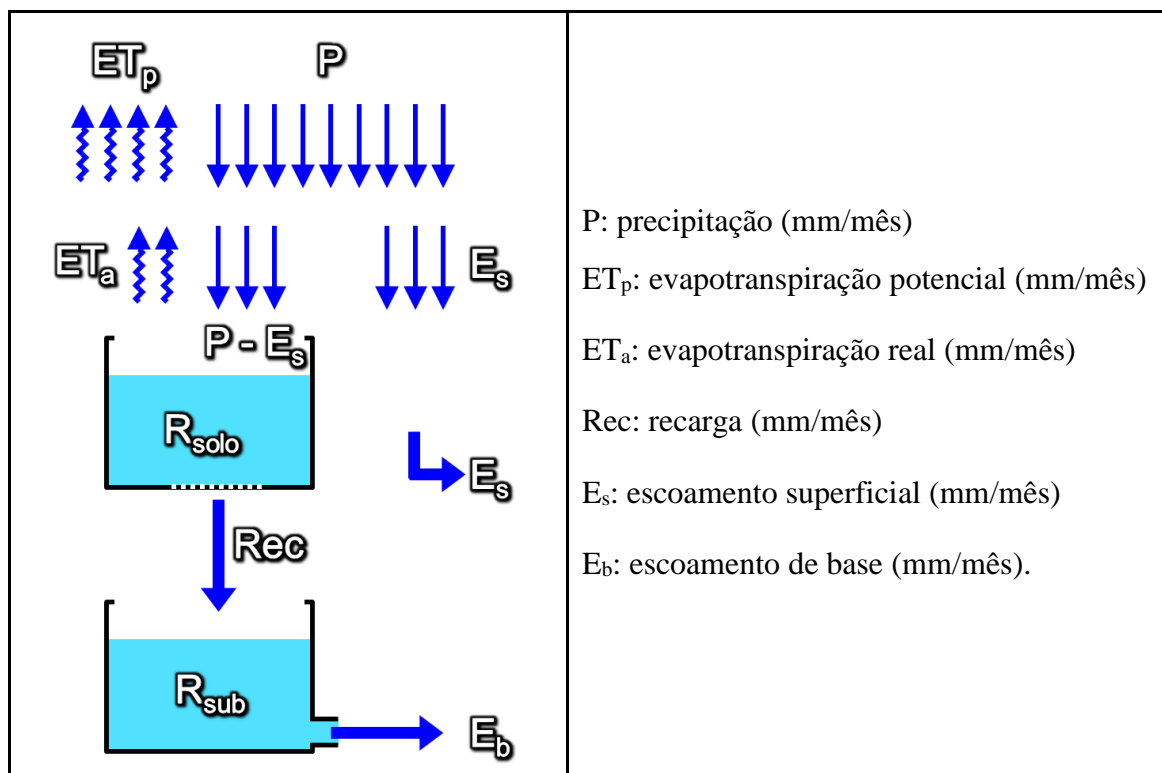
Um dos métodos mais simples é o balanço hídrico anual, cuja hipótese é que as mudanças de armazenamento são insignificantes em uma escala de tempo anual numa bacia hidrográfica, ou seja,  $\Delta S = 0$ . Nessa hipótese, deve-se considerar o ano hidrológico da região de estudo, que consiste no intervalo de 12 meses entre dois períodos de vazão mais baixa, medida na seção de descarga da bacia. No período de seca, apenas a água subterrânea contribui para a descarga superficial, de modo que a vazão é uma função do armazenamento subterrâneo. Na transição dos anos hidrológicos, coincidente com o período de vazão mais baixa dos rios, a proximidade dos valores de descarga entre dois instantes indica uma proximidade também do armazenamento de água subterrânea. Dessa forma, o valor de  $\Delta S$  pode ser aproximado a zero e, assumindo-se essa simplificação, a ET pode ser estimada como a diferença de P e Q.

Para períodos menores que um ano, são utilizados modelos de transformação chuva-vazão. Um destes é o modelo *Soil Moisture Accounting Procedure* (SMAP), desenvolvido por Lopes *et al.* (1982) e existente nas versões diária e mensal. Na versão mensal, o modelo SMAP, é constituído de dois reservatórios matemáticos,  $R_{\text{solo}}$  e  $R_{\text{sub}}$ , com a estrutura apresentada na Figura 3.5. O transbordo ocasional do reservatório do solo é transformado em recarga subterrânea.

O modelo possui 4 parâmetros, a saber:  $S_{\text{tr}}$ : capacidade de saturação do solo;  $P_{\text{es}}$ : parâmetro de escoamento superficial;  $C_{\text{rec}}$ : coeficiente de recarga e  $K_k$ : constante de recessão. Outras duas variáveis de estado necessitam ter seus valores inicializados: taxa de umidade do solo inicial ( $TU_{\text{in}}$ ) que determina o nível inicial do reservatório do solo ( $R_{\text{solo}}$ ); valor do escoamento de base inicial ( $E_{\text{b, in}}$ ) que define o valor inicial do reservatório subterrâneo ( $R_{\text{sub}}$ ).



Figura 3.5 – Estrutura do modelo SMAP mensal.



Fonte: adaptado de Alexandre *et al.* (2013).

### 3.2.5 Balanço de Energia e Transporte de Massa

Chow *et al.* (1988) afirmam que o balanço de energia e o transporte de vapor pelo vento são os fatores que influenciam a evaporação sobre a superfície de um corpo d'água de forma mais expressiva. Dessa forma, a estimativa da evaporação pode ser aproximada pela combinação do modelo de balanço de energia ao modelo aerodinâmico. O modelo de balanço de energia é representado pela Equação 3.6, a seguir:

$$\lambda E = LE = R_n - G - H \quad 3.6$$

na qual  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água;  $E$  é a taxa de evaporação;  $LE$  é o fluxo de calor latente (evapotranspiração);  $R_n$  é o saldo de radiação da superfície;  $G$  é o fluxo de calor para o solo; e  $H$  é o fluxo de calor sensível, responsável pelo aquecimento do ar. A Figura 3.6 apresenta o saldo de radiação da superfície terrestre. Da radiação solar (ondas curtas) que chega no topo da atmosfera, uma parcela é refletida pelos gases atmosféricos e nuvens, outra é absorvida pela atmosfera, e uma terceira parte alcança a superfície, onde a radiação também é refletida e absorvida. A superfície e a atmosfera emitem radiação sob a forma de ondas longas,

que pode ser perdida para o espaço, ou retornada para a superfície. Desse modo,  $R_n$  corresponde à diferença de radiação (ondas curtas e longas) absorvida e emitida pela superfície.

Figura 3.6 – Representação esquemática do saldo de radiação da Terra.



O modelo aerodinâmico é descrito pelas Equações 3.7 e 3.8:

$$E = B(e_s - e_a) \quad 3.7$$

$$B = \frac{0,622k_{vk}^2 \rho_a u_2}{p \rho_w [\ln(2/z_0)]^2} \quad 3.8$$

nas quais  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação;  $e_a$  é a pressão de vapor do ar;  $k_{vk}$  é a constante de Von Karman, aproximadamente 0,4;  $\rho_a$  é densidade do ar;  $u_2$  é a velocidade do vento 2,00 m acima do solo;  $p$  é a pressão do ar 2,00 m acima do solo;  $\rho_w$  é a densidade da água; e  $z_0$  é a altura de rugosidade da superfície. A combinação dos modelos é dada pela Equação 3.9:

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{BE} + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{MA} \quad 3.9$$

na qual  $E$  é a evaporação estimada pelo método combinado;  $\Delta$  é o gradiente da pressão de vapor de saturação em função da temperatura do ar;  $\gamma$  é a constante psicrométrica;  $E_{BE}$  é a evaporação derivada do modelo de balanço de energia (Equação 3.6); e  $E_{MA}$  é a evaporação derivada do modelo aerodinâmico (Equação 3.7).

Ainda segundo Chow *et al.* (1988), a evapotranspiração pode ser determinada com o mesmo equacionamento utilizado para a evaporação sobre a superfície da água, com ajustes para considerar as condições da vegetação e do solo, conforme a Equação 3.10, a seguir

$$ET_a = k_h \cdot k_c \cdot ET_0 \quad 3.10$$

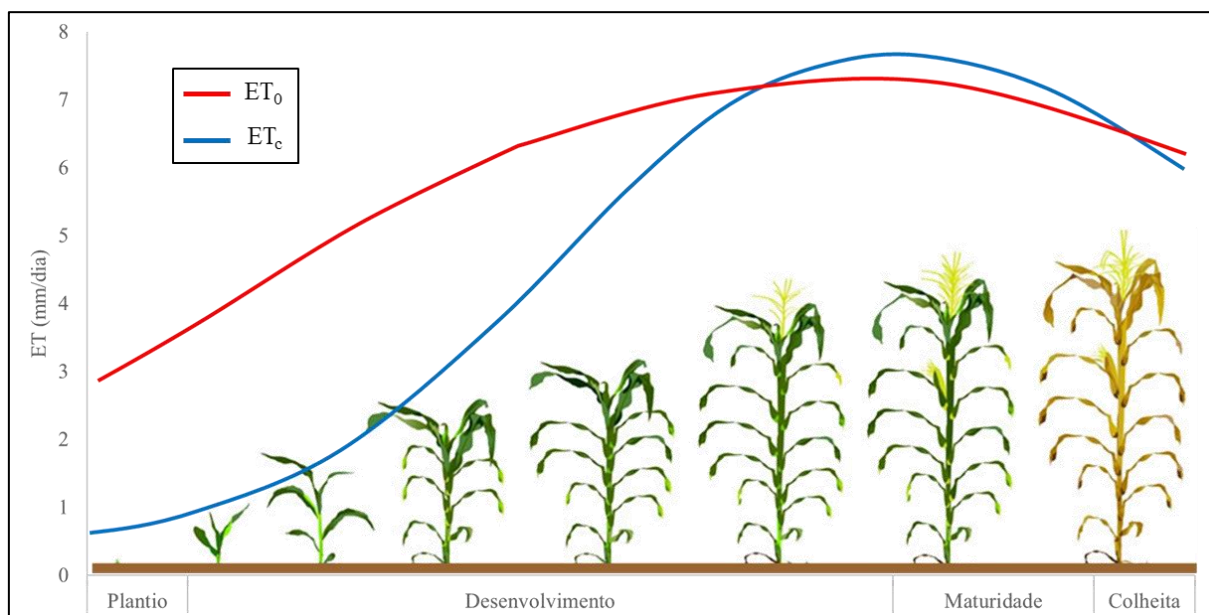
na qual  $ET_a$  é a evapotranspiração real;  $k_h$  é o coeficiente de déficit hídrico, que reflete a deficiência de umidade do solo, variando entre 0 e 1; e  $k_c$  é o coeficiente de cultura, que varia entre 0 e 1,3, de acordo com a cultura de interesse e seu estado de desenvolvimento; e  $ET_0$  é evapotranspiração de referência. A  $ET_0$  está associada à evapotranspiração sobre uma superfície hipotética de referência. Doorenbos & Pruitt (1977) definiram a superfície de referência como uma grama de 8 a 15 cm, uniforme, bem irrigada, verde e cobrindo completamente o solo.

Para uma cultura qualquer, bem irrigada, a evapotranspiração pode ser derivada, mais simplificadamente, pela Equação 3.11

$$ET_c = k_c \cdot ET_0 \quad 3.11$$

em que  $ET_c$  é a evapotranspiração de cultura. A  $ET_c$  é equivalente ao máximo que uma cultura é capaz de transpirar em determinado estágio de sua vida. A Figura 3.7 apresenta a relação entre  $ET_0$  e  $ET_c$  ao longo da vida de uma lavoura.

Figura 3.7 – Relação entre evapotranspiração de cultura ( $ET_c$ ) e evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) ao longo da vida de uma cultura.



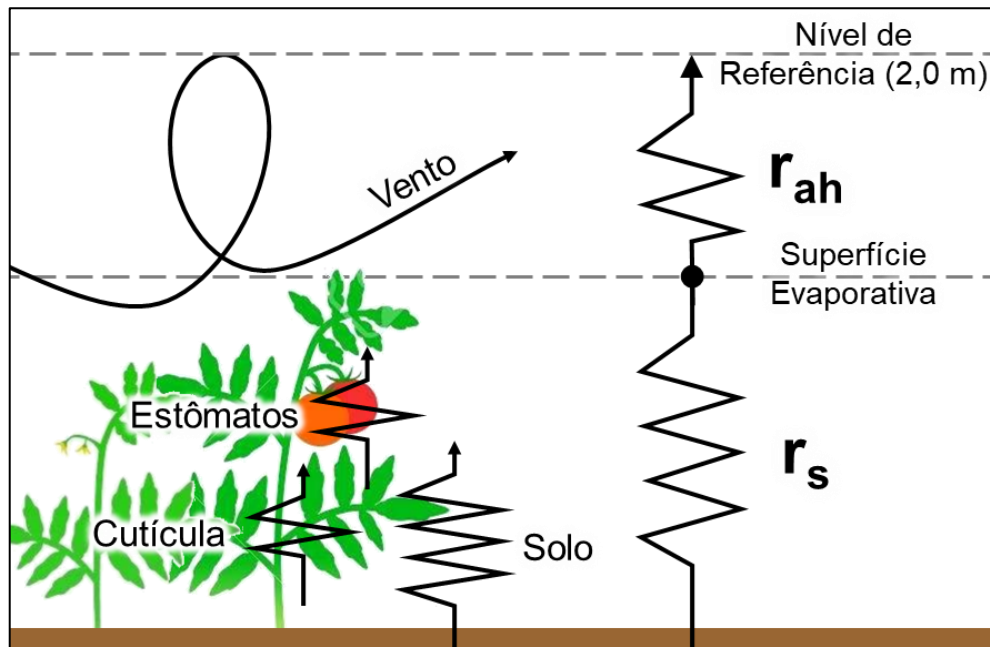
### 3.3 Evapotranspiração de Referência ( $ET_0$ )

Um grande número de modelos semiempíricos de estimativa de ET foram desenvolvidos nas últimas décadas, na tentativa de englobar mais ou menos variáveis climatológicas, além de incorporar características da vegetação. No geral, estes modelos são calibrados para condições locais ou regionais, apresentando uma validade global limitada. Em 1977, a *Food and Agriculture Organization* (FAO) recomendou a utilização de quatro modelos de estimativa de ET (Blaney-Criddle, balanço de energia, Penman modificado e a partir de dados de tanque evaporimétrico), de acordo com a disponibilidade de dados climatológicos e intervalos das estimativas, como, por exemplo: dez dias, mensalmente, etc. Contudo, estudos realizados com apoio da *American Society of Civil Engineers* (ASCE) e da Comunidade Europeia demonstraram uma grande variabilidade no desempenho dos modelos utilizados. Esses estudos foram conduzidos por meio da comparação dos resultados de mais de 20 modelos com dados medidos de lisímetros em diferentes locais, com diferentes condições climáticas.

Como resultado destes estudos, a FAO publicou o *FAO Irrigation and drainage paper 56* (ALLEN *et al.*, 1998), no qual o modelo FAO Penman-Monteith é indicado como o método padrão para estimar a evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ). A escolha do FAO Penman-Monteith como método padrão se deve à sua relativa precisão e consistência em uma variedade de condições climáticas, e a utilização de outros métodos é desencorajada pela FAO.

A equação de Penman-Monteith combina as abordagens de balanço de energia e de transferência de massa (modelo aerodinâmico), ajustando-as para uma superfície vegetada por meio da inclusão de fatores de resistência superficial e aerodinâmico. O fator de resistência superficial ( $r_s$ ) descreve a resistência do fluxo de vapor através dos estômatos, da superfície das plantas (cutícula) e do solo. O fator de resistência aerodinâmico ( $r_{ah}$ ) descreve a resistência de fluxo de calor acima da vegetação. Ele é uma função logarítmica dos comprimentos de rugosidade para transferência de momento e de calor e vapor, e inversamente proporcional à velocidade do vento. A Figura 3.8 apresenta um esquema das resistências superficial e aerodinâmica.

Figura 3.8 – Representação esquemática das resistências superficial e aerodinâmica em uma cultura.



Fonte: adaptado de Allen *et al.* (1998)

A Equação 3.12 apresenta o modelo Penman-Monteith:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_{ah}}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_{ah}}\right)} \quad 3.12$$

na qual  $\lambda$  é o calor latente de vaporização (aproximadamente igual a  $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ );  $ET$  é a evapotranspiração;  $R_n$  é o saldo de radiação;  $G$  é o fluxo de calor para o solo;  $(e_s - e_a)$  é o déficit de pressão de vapor,  $\rho_a$  é a densidade do ar a pressão constante;  $C_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\Delta$  é a taxa de mudança da pressão de vapor de

saturação em função da temperatura;  $\gamma$  é a constante psicrométrica; e  $r_s$  e  $r_a$  são as resistências superficial e aerodinâmica, respectivamente.

Na superfície de referência os valores de resistência superficial e aerodinâmica podem ser aproximados a  $70 \text{ s m}^{-1}$  e  $280/u_2$ , respectivamente, sendo  $u_2$  a velocidade do vento a uma altura de 2,0 m. Assim sendo, é possível reescrever a equação de Penman-Monteith. A Equação 3.13 é denominada como FAO Penman-Monteith e é recomendada para o cálculo de  $ET_0$  mundialmente:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \frac{900}{T+273}u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad 3.13$$

na qual  $ET_0$  é a evapotranspiração de referência, em  $\text{mm dia}^{-1}$ ;  $R_n$  é a radiação líquida, em  $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ;  $G$  é o fluxo de calor no solo, em  $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ;  $T$  é a temperatura média diária do ar a 2,0 m de altura, em  $^{\circ}\text{C}$ ;  $u_2$  é a velocidade do vento a 2,0 m de altura, em  $\text{m/s}$ ;  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação, em  $\text{kPa}$ ;  $e_a$  é a pressão de vapor, em  $\text{kPa}$ ;  $\Delta$  é o gradiente da pressão de vapor de saturação em função da temperatura, em  $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ; e  $\gamma$  é a constante psicrométrica, em  $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ .

Os procedimentos para cálculo dos parâmetros e a estimativa da  $ET_0$  por meio da equação FAO Penman-Monteith são descritos detalhadamente por Allen *et al.* (1998). A  $ET_0$  é estimada a partir das medições de radiação, umidade e temperatura do ar e velocidade do vento. Para garantir a padronização das medições, as mesmas devem ser feitas a 2,0 metros do chão (ou convertidas a essa altura) e sobre uma superfície semelhante à de referência, ou seja, uma grama verde, que cobre completamente o chão e sem falta de água.

Também é possível estimar a evapotranspiração a partir do volume evaporado em um tanque evaporimétrico, multiplicado por um fator de conversão. O fator de conversão é obtido empiricamente e é influenciado pelo tipo de tanque, suas dimensões e o estado de conservação da área circundante.

### **3.4 Coeficiente de Cultura**

O coeficiente de cultura ( $k_c$ ) é determinado pela razão entre a evapotranspiração de referência e a evapotranspiração de cultura. Seu valor varia em função das divergências de certas

características da superfície de interesse em relação à superfície de referência. Os fatores explicitados a seguir são utilizados para auxiliar na estimativa de  $k_c$ , quando dados medidos *in situ* não são disponíveis.

### 3.4.1 Tipo de Cultura

As espécies vegetais apresentam albedo, altura, propriedades aerodinâmicas, e características foliares e de estômatos diferentes da superfície de referência. Dessa forma, a evapotranspiração em culturas adultas e bem irrigadas difere da  $ET_0$ . Espécies com maior controle dos estômatos e maior espaçamento entre plantas, como o abacaxi, apresentam valores de  $k_c$  menores que a unidade. A Tabela 3.1 apresenta valores médios de  $k_c$  de algumas culturas.

Tabela 3.1 – Valores típicos de coeficiente de cultura de diferentes espécies vegetais no estágio adulto.

Cultura	Coefficiente de cultura ( $k_c$ )
Abacaxi	0,40
Alfafa	1,20
Batata doce	1,15
Cana-de-açúcar	1,25
Feijão	1,05
Gramma	1,00
Milho	1,15
Pasto	0,90
Tomate	1,15

Fonte: Allen *et al.* (1998)

### 3.4.2 Clima

A umidade do ar e a velocidade do vento afetam o valor de  $k_c$  de uma mesma cultura.  $k_c$  tende a aumentar em climas mais secos e ventosos, e reduzir em climas úmidos e calmos. A velocidade do vento influi sobre a resistência aerodinâmica da cultura, enquanto a umidade do ar influi sobre o déficit de pressão de vapor ( $e_s - e_a$ ). Tais fatores alteram a relação entre  $ET_0$  e  $ET_c$ , consequentemente alterando o valor de  $k_c$ .

### 3.4.3 Umidade do Solo

Em locais onde o solo está mais exposto, a evapotranspiração é consideravelmente influenciada pela umidade do solo. Dessa forma, o valor de  $k_c$  é maior para culturas com maior frequência

de irrigação. A influência da evaporação no solo diminui à medida que a cobertura vegetal aumenta, como já mostrado na Figura 3.2.

#### **3.4.4 Estágio de Desenvolvimento de Cultura**

Durante o ciclo de vida de uma cultura, sua altura, área foliar, coloração e cobertura do solo sofrem grandes alterações. Tais mudanças refletem na variação do valor de  $k_c$  ao longo dos estágios de desenvolvimento da lavoura.

O estágio inicial da cultura se inicia com a semeadura e se estende até o momento que o índice de área foliar (LAI) atinge aproximadamente 10%. Em culturas perenes ele é definido pelo período entre a queda das folhas e o nascimento de novas folhas. Neste estágio, a evapotranspiração é majoritariamente determinada pela evaporação da água do solo. Portanto,  $k_c$  é função da umidade do solo, que por sua vez, é influenciada pela frequência de irrigação ou eventos chuvosos, intensidade dos mesmos, potencial evaporativo da atmosfera ( $ET_0$ ) e tipo de solo.

O estágio de crescimento da cultura se estende desde a cobertura do solo de 10% até o momento que ela atinge o máximo possível para a cultura de interesse. Este momento pode ser identificado pela floração, que normalmente ocorre na mesma época. Durante este estágio  $k_c$  aumenta proporcionalmente ao LAI, e é influenciado pela espécie vegetal e pela frequência de irrigação.

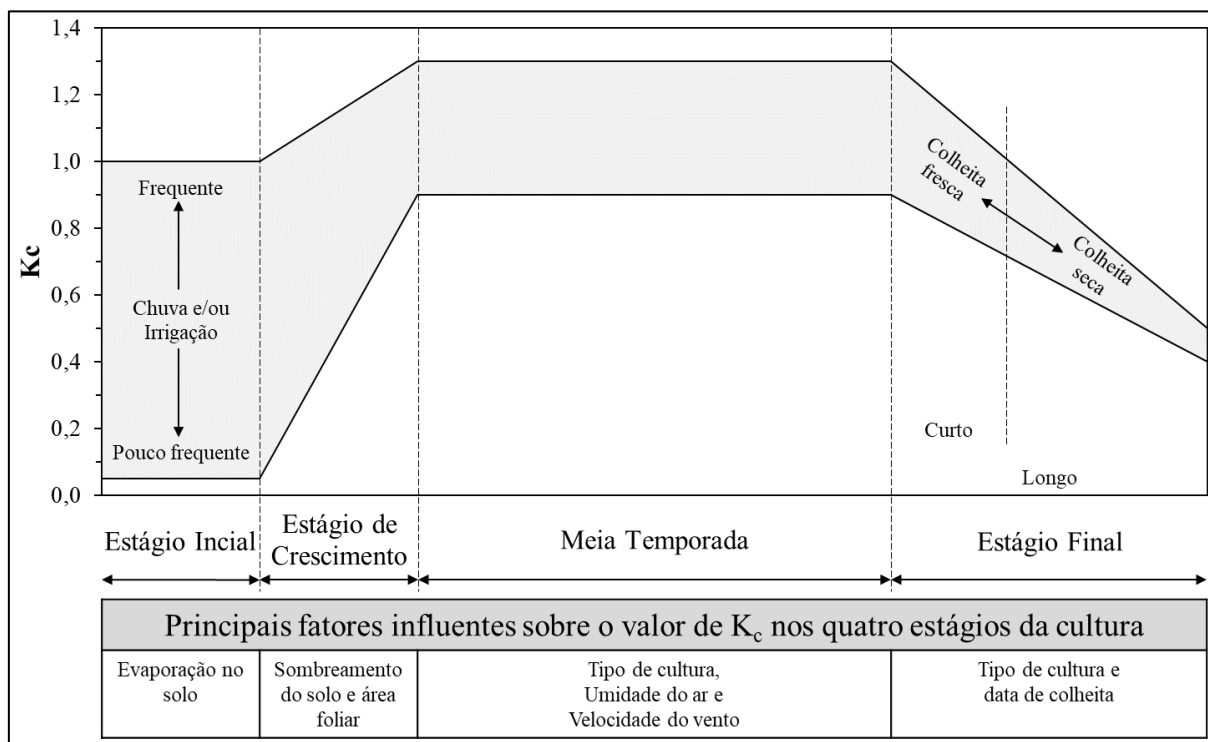
A meia temporada vai da floração até o início da senescência das plantas. O valor de  $k_c$  neste estágio é praticamente constante, e é determinado pela altura da cultura e metabolismo das plantas, bem como condições climáticas.

O estágio final de desenvolvimento da cultura se inicia com a senescência, e vai até a colheita ou a senescência completa, com amarelamento, escurecimento e queda das folhas. Durante este período, o valor de  $k_c$  se reduz até um valor determinado pela frequência de irrigação e data de colheita. A queda do valor de  $k_c$  é motivada pelo envelhecimento das folhas, que reduz a eficiência de transporte de vapor de água pelos estômatos.

A Figura 3.9 apresenta um resumo dos fatores influentes sobre o valor de  $k_c$ .



Figura 3.9 – Intervalos típicos de  $k_c$  para cada estágio de desenvolvimento de uma cultura.

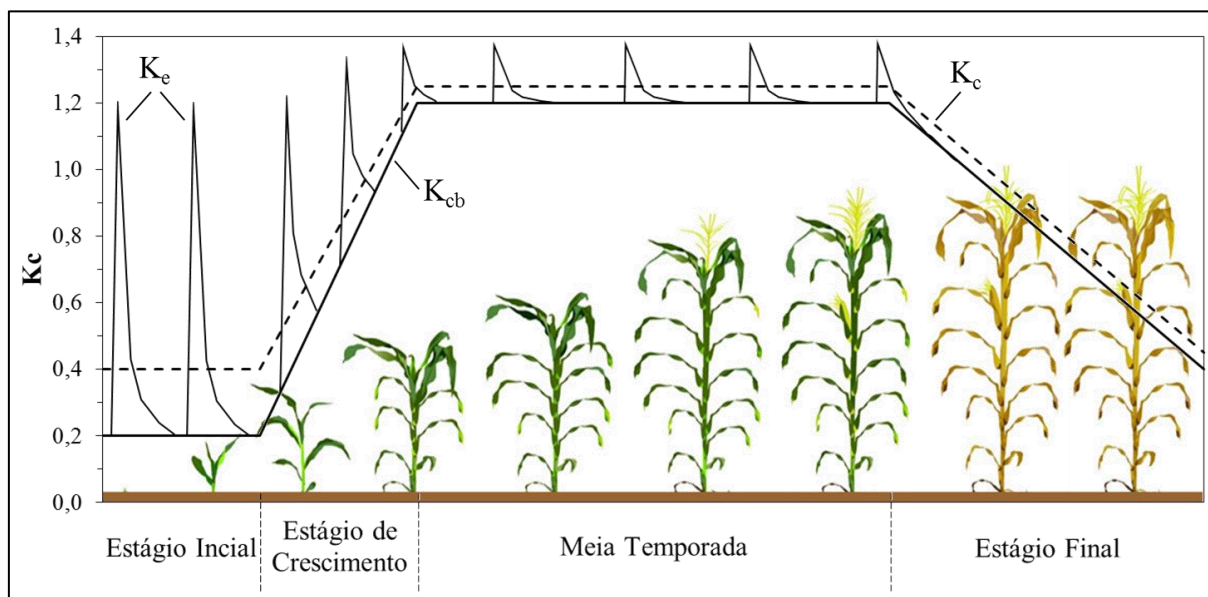


Fonte: adaptado de Allen *et al.* (1998)

A determinação de  $k_c$  permite uma estimativa aproximada e simples de  $ET_c$ , a ser utilizada em planos básicos de irrigação. Em estudos mais detalhados, que demandam conhecimento aprofundado das variáveis do solo e hidrológicas, ou em planos de irrigação mais complexos, como a microirrigação, dois coeficientes são usados: o coeficiente de cultura basal ( $k_{cb}$ ), que descreve a transpiração das plantas; e o coeficiente de evaporação da água do solo ( $k_e$ ).

A Figura 3.10 apresenta as curvas de  $k_c$  e da soma de  $k_{cb} + k_e$ . A linha tracejada,  $k_c$ , considera o efeito médio no tempo da irrigação, enquanto a linha contínua,  $k_{cb} + k_e$ , analisa o efeito imediato da irrigação. À medida que a cultura sombreia o solo,  $k_e$  diminui e  $k_{cb}$  se aproxima de  $k_c$ .

Figura 3.10 – Curvas de  $k_c$ ,  $k_{cb}$  e  $k_e$  ao longo da vida de uma cultura.



A determinação de  $k_{cb}$  e  $k_e$  exige conhecimento a respeito da espécie vegetal, data de plantio e floração, monitoramento da altura média da lavoura, tipo de solo, data dos eventos de irrigação e precipitação, além de velocidade do vento e umidade relativa do ar. Isto torna difícil determinar a evapotranspiração de grandes áreas, com mais de um tipo de solo e vários tipos de cobertura vegetal. Dessa forma, grande parte das estimativas de  $ET_c$  são feitas a partir do coeficiente de cultura genérico –  $k_c$  (ALLEN *et al.*, 1998).

### 3.5 Coeficiente de Déficit Hídrico

Após a irrigação, ou um evento chuvoso, parte da água presente no solo é drenada por gravidade. Outra parte fica aderida à matriz do solo, via efeitos de higroscopia e capilaridade, e é chamada capacidade de campo. Na ausência de fonte de água, a umidade do solo diminui, devido à absorção pelas raízes das plantas e à evaporação. Com a redução da umidade, a água se adere mais fortemente à matriz do solo e a absorção pelas raízes diminui, dando início ao estresse hídrico. Quando a absorção cessa, atinge-se o ponto de murchamento, ou seja, as plantas são incapazes de aproveitar a água presente no solo.

Modelos empíricos de determinação do coeficiente de déficit hídrico ( $k_h$ ) consideram o balanço hídrico do solo na zona radicular, que é uma função do tipo de solo, com respectivos capacidade de campo e ponto de murchamento, a profundidade do lençol freático, taxa de absorção da água por parte das raízes das plantas, entre outros (ALLEN *et al.*, 1998). Além da disponibilidade

hídrica, fatores adversos ao metabolismo vegetal são incorporados à derivação de  $k_h$ , como a salinidade do solo, deficiência ou excesso de nutrientes, compactação do solo etc.

Em geral, conhece-se pouco a respeito destes fatores, de modo que há grande incerteza na estimativa do coeficiente de déficit hídrico ( $k_h$ ).

### **3.6 Uso do Sensoriamento Remoto na Hidrologia**

Segundo Opoku-Duah *et al.* (2000), em virtude das limitações dos métodos de estimativa de ET descritos anteriormente e do lançamento de satélites com sensores de ampla capacidade de captura do espectro eletromagnético e alta resolução espacial, o sensoriamento remoto se tornou uma alternativa promissora para a estimativa e modelagem da ET. Essa modelagem se baseia, principalmente, na solução do balanço de energia do solo, em função de medidas remotas da temperatura da superfície.

O sensoriamento remoto, em razão de características descritas a seguir, tem se tornado uma ferramenta atrativa na estimativa da evapotranspiração. Ele se torna vantajoso por contornar a falta de representatividade espacial das medidas pontuais de ET e reduzir o número de inferências de parâmetros dos modelos matemáticos. Plataformas de acesso gratuito como [www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov) e de acesso pago como [www.planet.com](http://www.planet.com), que consolidam produtos de diferentes satélites, possibilitam o monitoramento diário e com alta resolução espacial (pixels com menos de 1,0 m) da superfície terrestre.

Os itens 3.6.1 a 3.6.4 descrevem fenômenos físicos que possibilitam o uso do sensoriamento remoto na estimativa de ET, alguns sensores remotos em órbita, aplicações do sensoriamento remoto na hidrologia. São descritos ainda, no item 3.6.5, os modelos de estimativa de ET a seguir: Índice de Balanço de Energia de Superfície (SEBI), de Choudhury e Menenti (1993); Sistema de Balanço de Energia de Superfície (SEBS), de Su (2002); Índice de Balanço de Energia de Superfície Simplificado (S-SEBI), desenvolvido por Roerink *et al.* (2000); Algoritmo de Balanço de Energia de Superfície para Terra (SEBAL), de Bastiaanssen *et al.* (1998a e 1998b); Mapeamento de Evapotranspiração em Alta Resolução com Calibração Internalizada (METRIC), criado por Allen *et al.* (2007); Modelo Inverso da Troca Atmosfera-Terra (ALEXI) e Técnica de Desagregação dos Fluxos (DisALEXI), criados por Anderson *et*

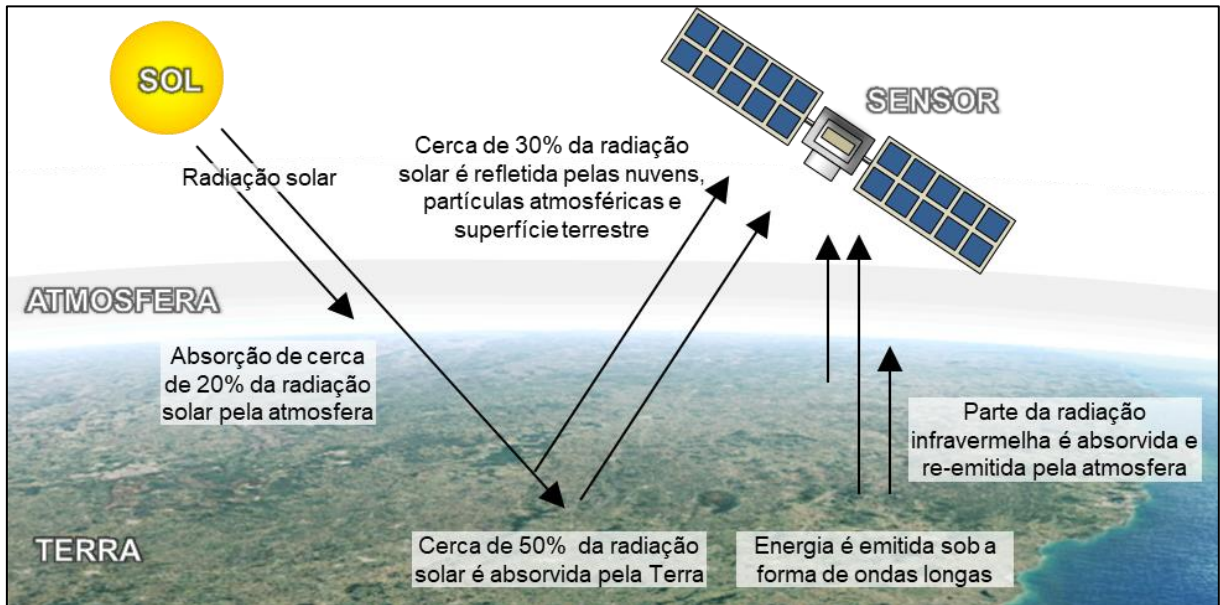
*al.* (1997) e Anderson *et al.* (2011), respectivamente; e Balanço de Energia de Superfície Simplificado Operacional (SSEBop), desenvolvido por Senay *et al.* (2013).

### **3.6.1 Interação entre Radiação Solar e Atmosfera**

Sensoriamento remoto é o processo pelo qual se infere características de uma superfície a partir de medidas de radiação eletromagnética originada da mesma. Em se tratando da superfície terrestre, essa radiação é resultado da reflexão de radiação solar e da irradiação térmica da própria superfície. Os vários elementos superficiais da Terra (solo, água, vegetação, etc.) possuem diferentes comportamentos de reflexão e emissão de radiação, assim, cada um apresenta um espectro eletromagnético característico. A captura da radiação por sensores, em algumas bandas espectrais, possibilita a identificação de elementos, a estimativa do estado em que se encontram e dos fluxos decorrentes, como a evapotranspiração.

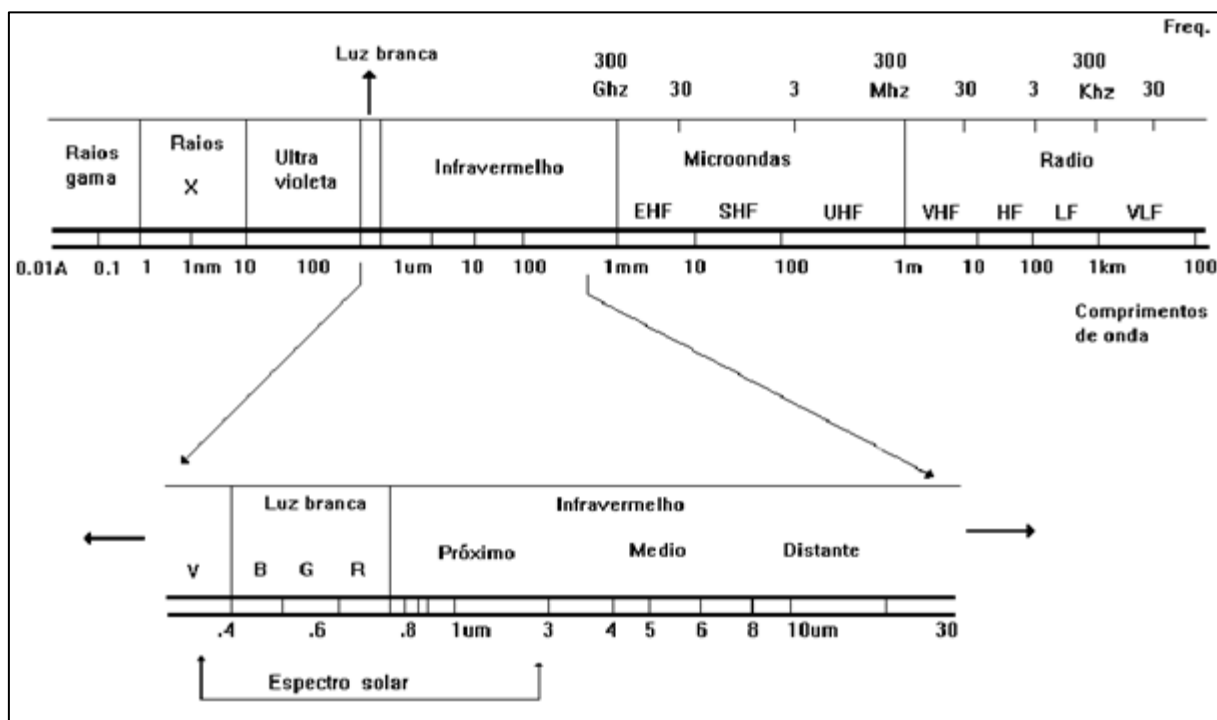
A Figura 3.11 apresenta o caminho percorrido pela radiação, da entrada na atmosfera até o sensor remoto. Segundo Loeb *et al.* (2009), do total de  $340 \text{ W/m}^2$  de energia que chega ao topo da atmosfera terrestre, aproximadamente  $77 \text{ W/m}^2$  é refletida pela atmosfera e pelas nuvens,  $23 \text{ W/m}^2$  é refletida pela superfície terrestre,  $77 \text{ W/m}^2$  é absorvida pela atmosfera,  $163 \text{ W/m}^2$  é absorvida pela superfície. A energia absorvida é responsável pelo aumento de temperatura e é reemitida sob a forma de radiação infravermelha (IV). Devido à presença de partículas e gases de efeito estufa na atmosfera, a radiação IV é absorvida e irradiada de volta para a superfície. Os sensores instalados em satélites em órbita captam a radiação refletida pela atmosfera, nuvens e superfície, bem como a radiação emitida pela atmosfera e pela superfície.

Figura 3.11 – Caminho da radiação solar até o sensor remoto.



Os sensores a bordo dos satélites são capazes de captar faixas específicas do espectro eletromagnético. O espectro eletromagnético é subdividido em faixas de energia eletromagnética, ou bandas espectrais. A Figura 3.12 exibe a nomenclatura dessas bandas espectrais de acordo com a frequência e o comprimento da radiação. Em detalhe estão as bandas de luz visível (de 400 a 700 nm), IV próximo (de 700 a 1.500 nm), IV médio (de 1.500 a 3.000 nm) e IV distante/térmico (de 3.000 a 15.000 nm), as mais comuns nas aplicações do sensoriamento remoto.

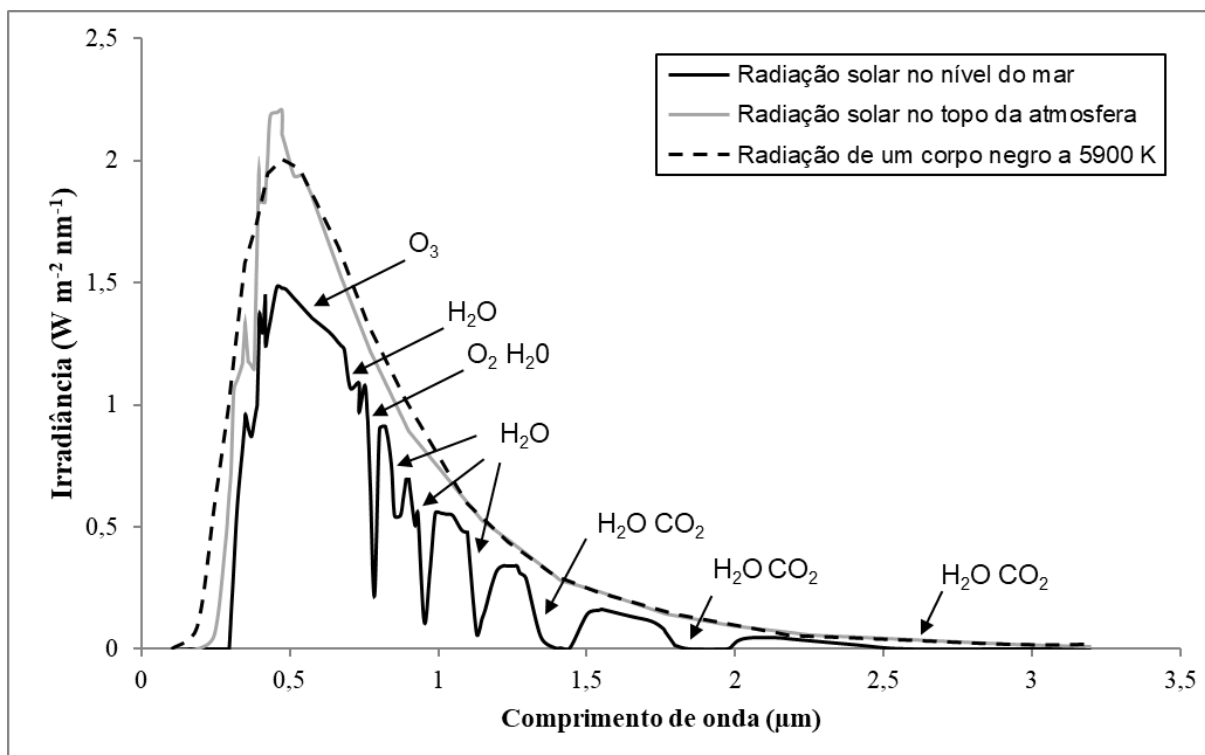
Figura 3.12 – Divisão das faixas espectrais do espectro eletromagnético.



Fonte: adaptado de Hashimoto (2003).

A absorção de radiação solar na atmosfera ocorre de maneira seletiva, ou seja, alguns comprimentos de onda são mais propensos a serem absorvidos pelas partículas em suspensão e pelas moléculas dos gases, enquanto outros passam com menor atenuação. As faixas de comprimento de onda do espectro eletromagnético passíveis de serem transmitidas pela atmosfera sem grande atenuação são chamadas janelas atmosféricas. A radiação dessas faixas alcança a superfície terrestre e, após a reflexão, o campo de visada dos sensores remotos. A Figura 3.13 ilustra o efeito da atenuação atmosférica de alguns gases sobre a curva de irradiância solar. A irradiância solar no topo da atmosfera pode ser aproximada à curva de irradiância teórica de um corpo negro com temperatura de 5900 K. As moléculas de água, oxigênio, ozônio e gás carbônico são responsáveis pela maior atenuação de algumas faixas de comprimento de onda da radiação que chega ao nível do mar. A maior parte das observações da Terra por parte dos sensores remotos ocorre nas faixas correspondentes às Janelas Atmosféricas.

Figura 3.13 – Curva de irradiância solar no topo da atmosfera e no nível do mar (linhas contínuas), e de um corpo negro a 5900 K (linha tracejada).



Fonte: adaptado de Physics of The Space Environment (2017).

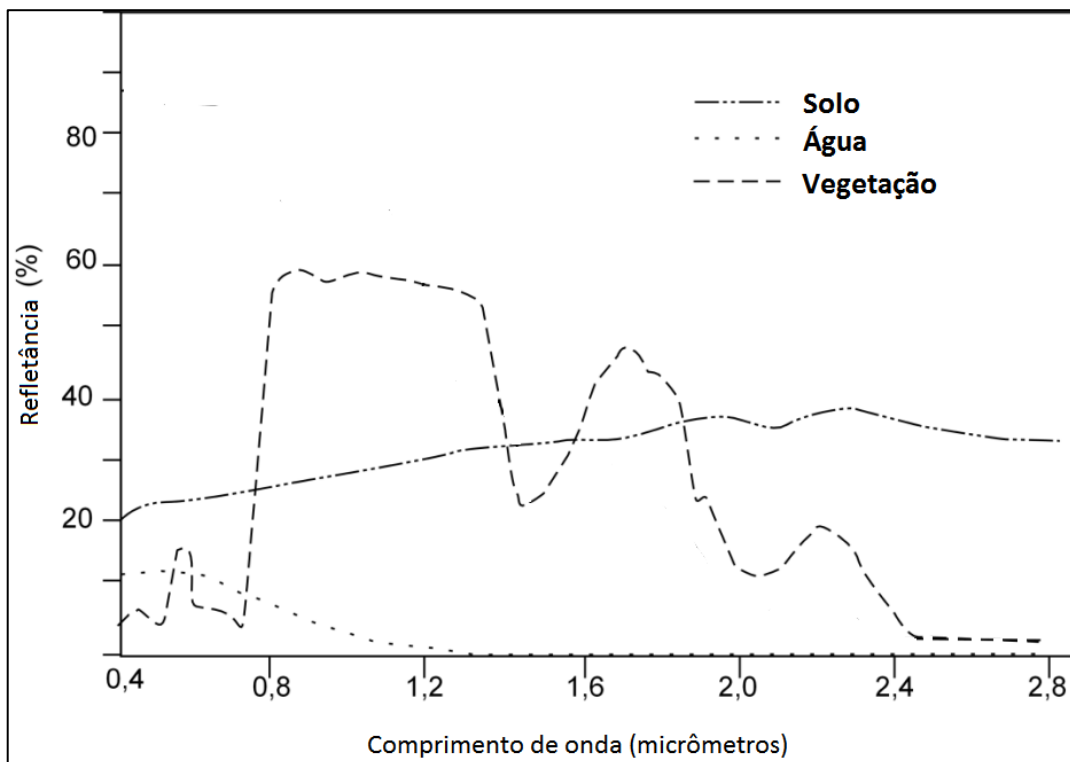
Uma variedade de técnicas de correção da atenuação atmosférica foi desenvolvida. Essa correção é necessária caso se deseje correlacionar a irradiância de uma superfície à alguma propriedade; calcular uma função da radiância de diferentes comprimentos de onda, como é o caso dos Índices de Vegetação; ou comparar uma mesma cena em diferentes datas, pois os efeitos da atmosfera serão diferentes em cada data (MOREIRA, 2003).

### 3.6.2 Refletância dos Elementos Superficiais da Terra

Os diferentes elementos superficiais da Terra também interagem de forma seletiva com a radiação. Isso é evidenciado pelas curvas de refletância dos elementos em função do comprimento de onda. A Figura 3.14 descreve a refletância de solo, água, neve e vegetação. Nota-se os diferentes comportamentos desses elementos tanto na banda de luz visível, responsável pelas cores características de cada uma, quanto no IV. O solo apresenta uma resposta uniforme, com um leve aumento da refletância para maiores comprimentos de onda. A água absorve grande parte da radiação incidente, com valores baixos de refletância no comprimento de onda visível e nulos para o IV. A vegetação tem baixa refletância na região do espectro visível, com um máximo local na região do verde (de 495 nm a 570 nm). No IV

próximo (de 700 nm a 1300 nm), apresenta alta refletância com uma redução gradual até o IV médio (de 1300 nm a 2500 nm). Os baixos valores de refletância da vegetação nos comprimentos de 1500 nm e 2000 nm são devidos à presença de água nos tecidos vegetais, que absorve radiação nesses comprimentos de onda.

Figura 3.14 – Curva de refletância característica de solo, água e vegetação.



Fonte: adaptada de Sanz, Castaño e Gómez-Alday (2012).

### 3.6.2.1 Solos

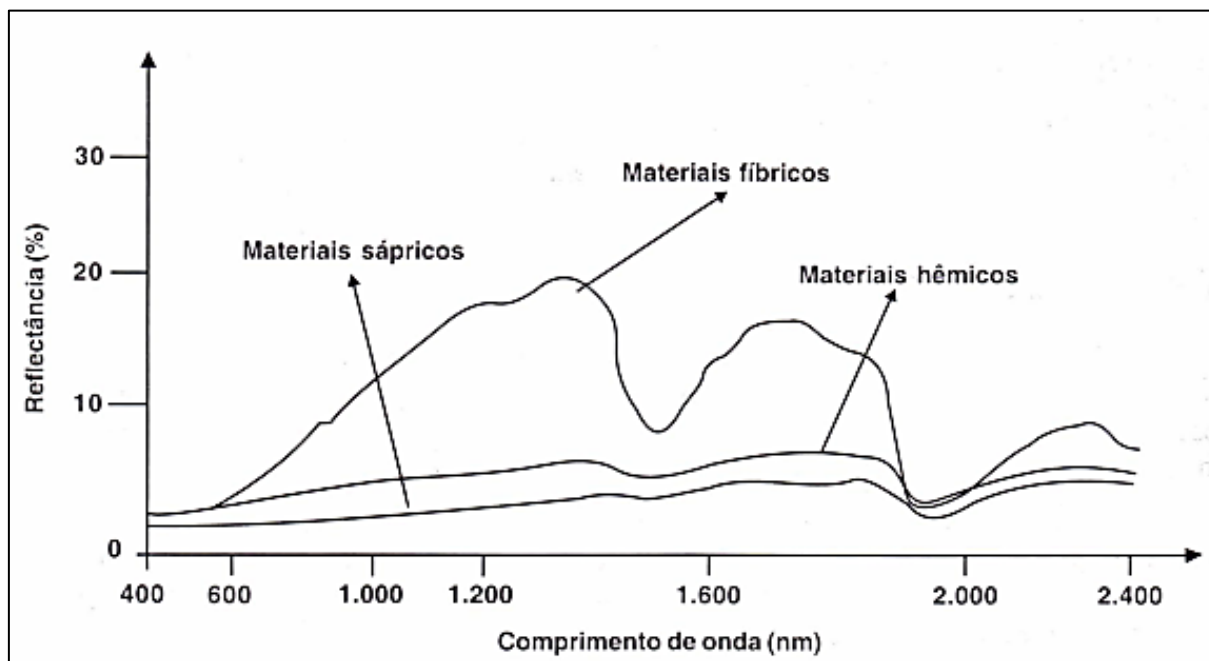
Os atributos de um elemento influenciam drasticamente a sua refletância. Os parâmetros do solo que determinam a parcela de radiação refletida mais importantes são os óxidos de ferro, a umidade, a matéria orgânica e a granulometria (LIANG, 2004; MOREIRA, 2003). O óxido de ferro no solo tende a reduzir sua refletância, especialmente no espectro IV próximo.

O estado e o conteúdo de matéria orgânica no solo exercem forte influência sobre sua refletância. O aumento do grau de decomposição da matéria orgânica reduz a refletância do solo. A Figura 3.15 ilustra as curvas de três solos com matéria orgânica altamente decomposta (materiais sápricos), moderadamente decomposta (materiais hêmicos) e fracamente decomposta (materiais fíbricos). Nota-se a redução geral da refletância, tanto no espectro visível



quanto no IV, para materiais mais decompostos (LIANG, 2004). O conteúdo de matéria orgânica no solo na maioria das zonas climáticas varia entre 0,5% e 5,0%. Solos com 5,0% de matéria orgânica apresentam coloração marrom escura ou preta, enquanto menor conteúdo de matéria orgânica resulta em solos com coloração marrom clara ou cinza. Portanto, o conteúdo de matéria orgânica tem uma influência positiva sobre a absorção da radiação pelo solo (HOFFER, 1978).

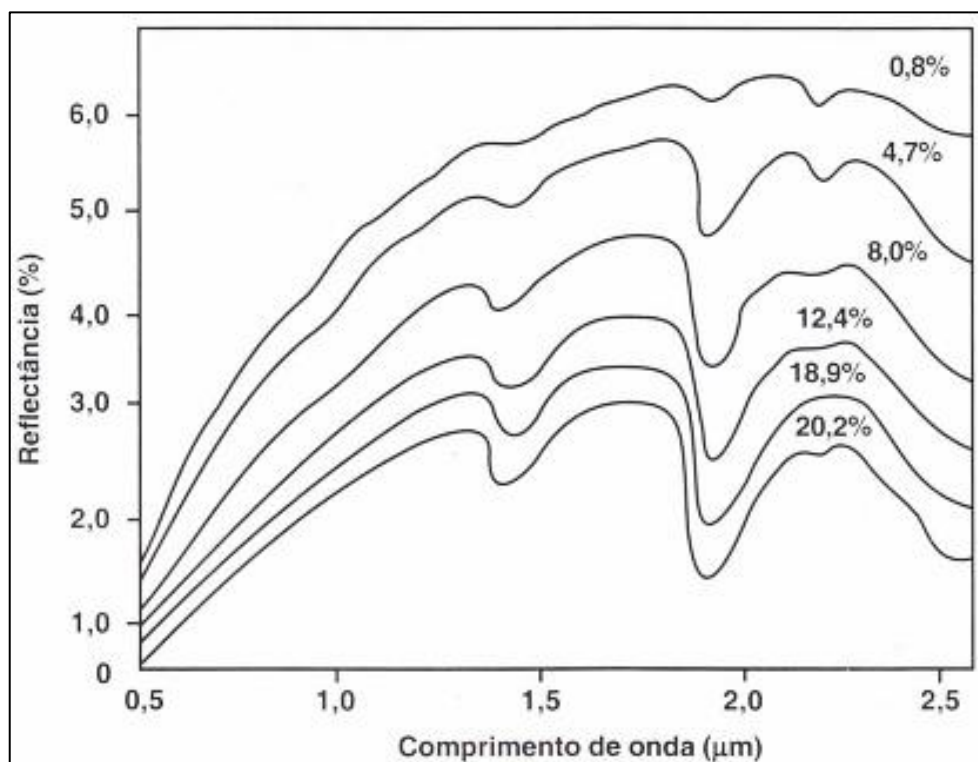
Figura 3.15 – Curva de refletância de solos com matérias em diferentes estados de decomposição.



Fonte: Moreira (2003).

A presença de água no solo também age aumentando a absorção de radiação, fazendo com que sua refletância seja menor e ele fique mais escuro. Na Figura 3.16 são mostradas curvas de refletância para um solo com diferentes níveis de umidade. A água reduz a refletância geral do solo, com picos de absorção nos comprimentos de onda de 1400 nm e 1900 nm.

Figura 3.16 – Curvas de refletância de solos com diferentes níveis de umidade.



Fonte: Bowers e Hanks (1965).

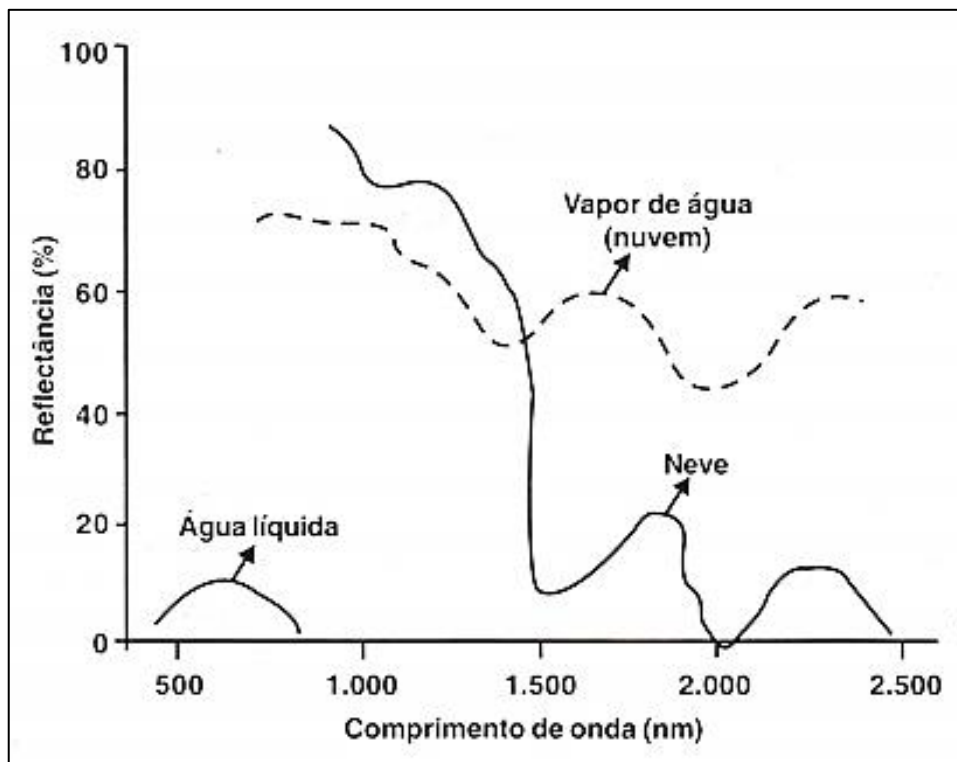
A composição granulométrica do solo, ou seja, a proporção entre argila, silte e areia, bem como a o arranjo dos grãos do solo, determina a quantidade de ar e água que ocupa seus interstícios. Solos de menor granulometria, ou mais argilosos, tendem a reter mais água que solos arenosos. A água tende a ocupar poros menores que 5 mm e o ar aqueles maiores que 5 mm (LIANG, 2004). Portanto, a granulometria influencia indiretamente a refletância, devido à sua relação com a umidade (HOFFER, 1978).

### 3.6.2.2 Água

Na superfície terrestre e na atmosfera, a água é encontrada nos estados sólido, líquido e gasoso. Na Figura 3.17 estão dispostas as curvas de refletância da água em estado líquido, e sob a forma de neve (sólida) e nuvem (vapor). Nota-se que em cada estado a absorção da luz ocorre de maneira muito diferente. A água líquida reflete uma pequena parte da radiação no espectro do visível e absorve por completo a radiação ultravioleta e infravermelha. As nuvens apresentam alta refletância em todo o espectro visível e IV, com picos de absorção em 1300 nm e 2000 nm. A neve tem maior refletância que o vapor até o comprimento de onda de 1200 nm. Acima de

1200 nm, a absorção se torna mais acentuada, com picos em 1500 nm e 2000 nm. Próximo a 2500 nm a absorção da radiação pela neve é quase total (MOREIRA,2003).

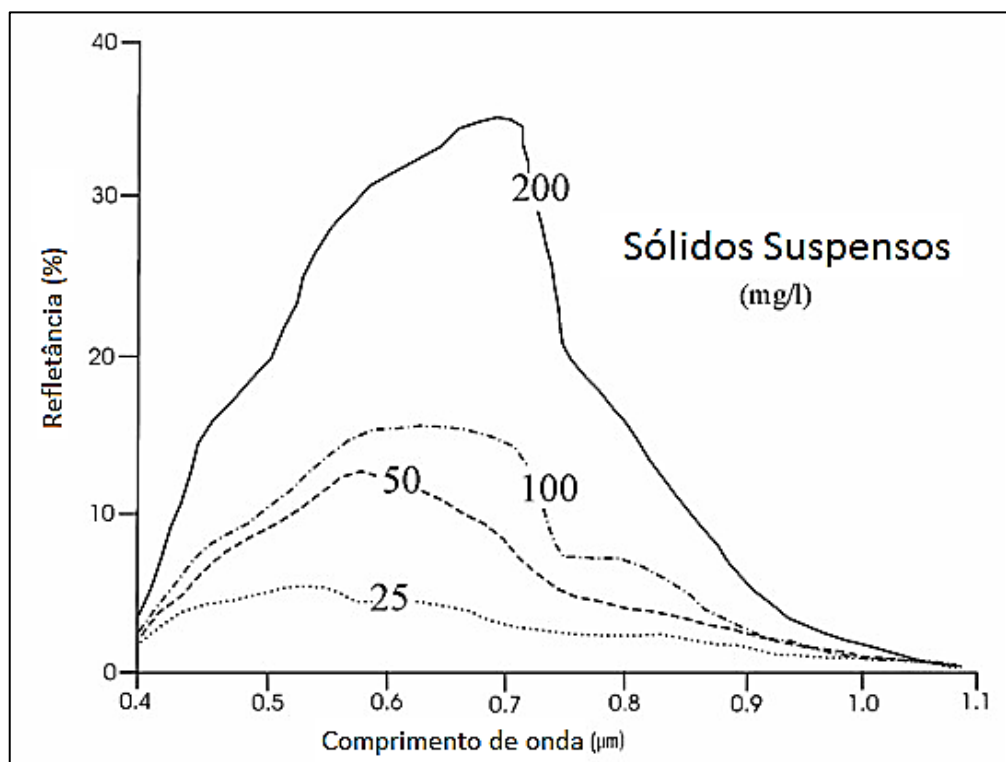
Figura 3.17 – Curvas de refletância da água líquida, da neve e da nuvem.



Fonte: Moreira (2003).

A refletância da neve é afetada por sua idade. A compactação gradual da neve a torna menos refletiva, de forma que sua curva de refletância tende a se deslocar de forma uniforme em direção a uma menor refletância (HOFFER, 1978). Na água líquida, as concentrações de sólidos totais e clorofila alteram consideravelmente sua refletância. A presença de sólidos em suspensão aumenta a refletância da água no espectro do visível e IV próximo, como visto na Figura 3.18. A clorofila na água reduz a refletância no espectro correspondente à cor azul (de 390 nm a 495 nm) mas a aumenta no espectro do verde (HOFFER, 1978).

Figura 3.18 – Variação da refletância da água em função da concentração de sólidos suspensos.

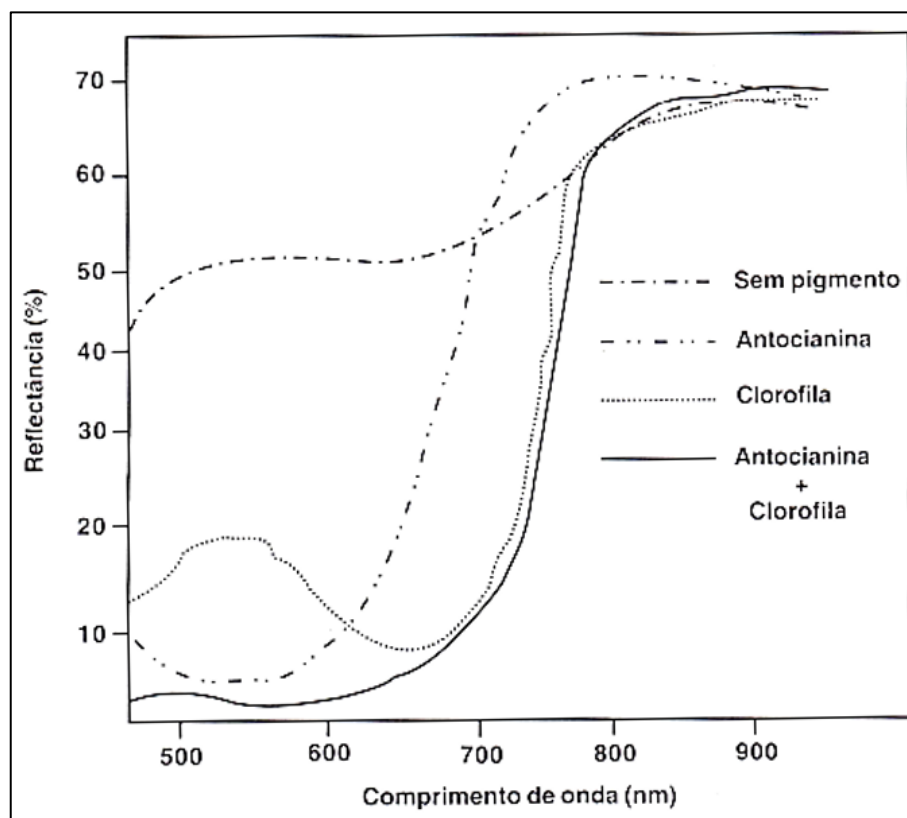


Fonte: adaptado de Farooq (2017).

### 3.6.2.3 Vegetação

Do ponto de vista do sensoriamento remoto, dentre os elementos de superfície da Terra, a vegetação é, de longe, o mais complexo. Na região do visível, a refletância das folhas é governada pela presença dos pigmentos clorofilas “a” e “b”, carotenoides, xantofilas e antocianinas. O efeito de alguns desses pigmentos pode ser verificado na Figura 3.19. A concentração desses pigmentos varia ao longo da vida das folhas. A medida que elas envelhecem, a produção de clorofila diminui, e os carotenoides e xantofilas se tornam dominantes. Com isso as folhas mudam sua coloração de verde para amarela. Em algumas espécies, essa senescência é acompanhada do aumento de produção de antocianina, responsável pela coloração vermelha das folhas (HOFFER, 1978).

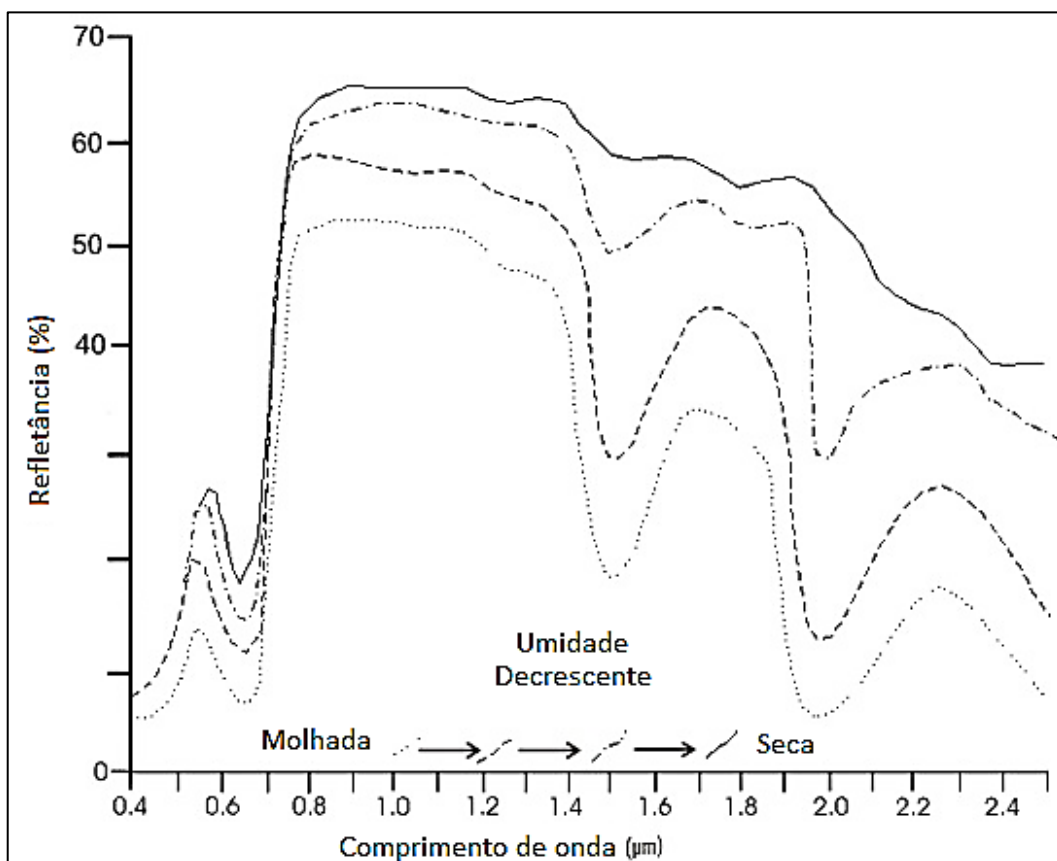
Figura 3.19 – Efeito da presença de diferentes pigmentos na refletância das folhas.



Fonte: Moreira (2003).

Na região do infravermelho, os pigmentos não exercem controle significativo sobre a refletância das folhas. No IV próximo, as frações refletida, absorvida e transmitida são determinadas pela estrutura celular das folhas e pelo conteúdo de água nas mesmas. A grande refletância nessa parte do espectro eletromagnético (da ordem de 50 %) se deve à diferença entre os índices de refração do ar (1,0) e das paredes celulósicas hidratadas (1,4). No IV médio, a refletância das folhas é caracterizada por um decréscimo de energia refletida, associado à absorção de radiação pela água presente nas folhas. Nessa faixa, as bandas de maior absorção são as de 1400 nm, 1900 nm e 2500 nm. A Figura 3.20 ilustra o efeito do conteúdo de água presente nas folhas sobre a refletância das mesmas. Uma vegetação seca apresenta maiores valores de refletância e não tem os picos de absorção característicos da água (HOFFER, 1978; MOREIRA, 2003).

Figura 3.20 – Variação na refletância das folhas de acordo com seu conteúdo de água.



Fonte: Farooq (2017).

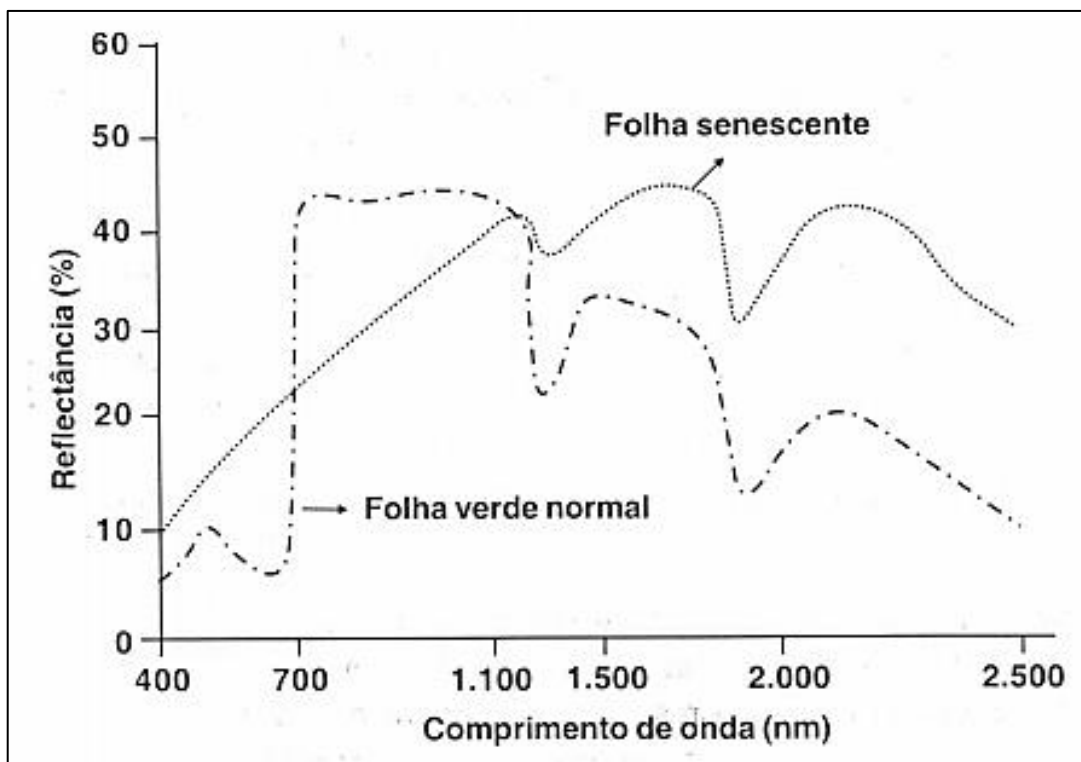
Ao se considerar a vegetação (ou uma cultura) em vez de uma única folha, fatores morfológicos e fisiológicos são os que regem a interação com a radiação incidente. Os fatores morfológicos estão associados à distribuição espacial, dentre os quais, os mais importantes são a distribuição horizontal, a distribuição vertical, o ângulo de inserção foliar e a homogeneidade do dossel. A distribuição horizontal está relacionada ao quanto a vegetação cobre o solo. Ela depende da densidade de plantio e da disposição das plantas na área. Quanto maior a densidade de plantio, menor a área de solo exposto e o espectro de refletância se aproxima ao da vegetação. Quanto menor a densidade de plantio, mais a refletância se aproxima à do solo. A disposição vertical se refere à densidade foliar no sentido vertical. A parte da radiação que é transmitida pela camada superior da vegetação é, em parte, refletida pela camada inferior, e assim por diante. Portanto, a superposição das camadas de folhagem gera um efeito aditivo sobre a refletância, especialmente para a região do IV próximo. O ângulo de inserção foliar paralelo (plantas erectófilas) ou perpendicular (plantas planófilas) ao caule das plantas determina o grau de

radiação que penetra nas copas das mesmas. Em plantas erectófilas, a radiação tem maior capacidade de penetração. Logo, os valores de refletância são maiores (MOREIRA, 2003).

Em plantações de uma única espécie, as plantas costumam ter a mesma idade e mesma altura, formando um dossel homogêneo, enquanto em matas naturais, o dossel é irregular, ou heterogêneo. A heterogeneidade do dossel, associada a um ângulo de incidência solar específico, gera um sombreamento de parte do dossel. Isso ocasiona em valores de refletância mais baixos que os esperados caso o dossel fosse homogêneo (LIANG, 2004).

Dentre os fatores fisiológicos, a idade da planta, o déficit hídrico, o tipo e espessura das folhas, a carência de nutrientes e o já citado conteúdo de água são os mais influentes sobre a refletância das plantas. Na Figura 3.21 pode-se visualizar o efeito do envelhecimento da planta sobre a porcentagem de radiação que ela reflete, consequência da degradação das clorofilas (MOREIRA, 2003).

Figura 3.21 – Curvas de refletância de folhas verdes e senescentes.



Fonte: Moreira (2003).

Plantas que sofrem de déficit hídrico fecham seus estômatos e reduzem sua taxa fotossintética. Sua refletância, por consequência, aumenta. Com relação ao tipo de folhas, as de plantas

dicotiledôneas apresentam maior refletância devido ao seu mesófilo esponjoso mais desenvolvido que aquelas de plantas monocotiledôneas (GUYOT, 1990 apud MOREIRA, 2003). A condição nutricional das plantas também é determinante da fração de luz refletida. Plantas com deficiência de nitrogênio, fósforo, potássio, enxofre, magnésio e cálcio têm concentração reduzida de clorofila, o que eleva os valores de refletância tanto no espectro visível quanto no IV próximo (AL-ABBAS *et al.*, 1974 apud MOREIRA, 2003).

Com base nas propriedades de refletância da vegetação supracitadas, foi elaborado o Índice de Vegetação de Diferença Normalizada (NDVI), expressado pela Equação (NOURI *et al.*, 2014):

$$NDVI = \frac{IV_{prox} - V_{er}}{IV_{prox} + V_{er}} \quad 3.14$$

na qual  $IV_{prox}$  é a medida de refletância no infravermelho próximo; e  $V_{er}$  é a medida de refletância no vermelho. O NDVI é um indicador, limitado entre -1,0 e 1,0, da densidade de vegetação e pode ser relacionado ao índice de área foliar (LAI), densidade de biomassa, concentração de clorofila nas folhas, entre outras propriedades. Ele é utilizado em estudos de diversas áreas do conhecimento.

O Índice de Vegetação Melhorado (EVI) é um outro índice que contorna algumas limitações do NDVI. Eles são usados de forma complementar, cada um apresentando comportamentos diferentes em alguns casos, como na presença de neve (HEUTE *et al.*, 2002).

A Figura 3.22 apresenta um exemplo de cálculo de NDVI a partir do produto Landsat 8. À esquerda, está a imagem em cor real, onde podem ser identificados corpos d'água, área de vegetação ciliar e área irrigadas por pivô central. Locais com NDVI elevado são indicados por tons de verde, mais escuros quanto maior o NDVI. Corpos d'água costumam apresentar valores negativos de NDVI, dependendo da concentração de algas, sólidos e matéria orgânica. Áreas florestadas e irrigadas se destacam das demais pelo valor alto de NDVI.



Figura 3.22 – Imagem da superfície terrestre. Cor real (à esquerda) e NDVI (à direita).

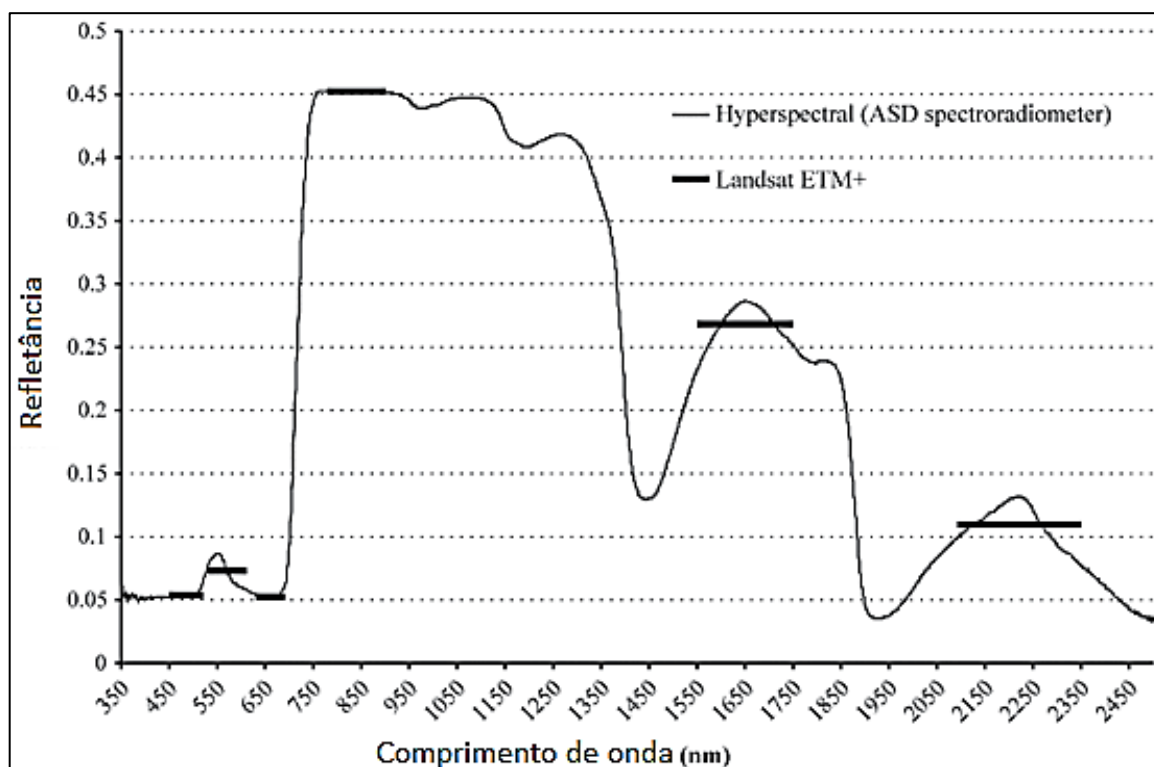


### 3.6.3 Sensores Remotos

Os sensores remotos são classificados em ativos ou passivos. Sensores ativos são aqueles que emitem radiação em direção a um objeto (ou alvo) na Terra, ou alvo, e captam o sinal de retorno para interpretar a localização, o tamanho, a velocidade e a direção do objeto. Exemplos de sensores remotos ativos são o RADAR (Detecção e Telemetria por Rádio) e o LIDAR (Detecção e Alcance por Luz), que emitem ondas no espectro do rádio e do infravermelho, respectivamente. Os sensores remotos passivos são dispositivos que captam a radiação emitida ou refletida pelo alvo, em bandas do espectro eletromagnético determinadas, e geram informações sobre o alvo que podem ser interpretadas sob a forma de imagens, gráficos ou outros produtos. Eles são compostos por uma parte ótica, formada por lentes e espelhos, que capta e direciona a radiação para os detectores. Os dados recebidos pelos detectores são direcionados para o processador, que gera o produto final. Neste trabalho serão descritos apenas sensores passivos instalados em satélites em órbita. Mas antes, é importante discorrer sobre os conceitos de resolução espacial, temporal, radiométrica e espectral.

A resolução espectral se refere ao intervalo do espectro eletromagnético que o sensor é capaz de captar. Quanto menor esse intervalo, mais fina é a resolução espectral do sensor numa determinada banda. Um mesmo sensor pode captar a radiação com diferentes resoluções espectrais. A Figura 3.23 ilustra uma comparação entre um sensor de maior resolução, representado pela curva, e um de menor resolução, representado pelas linhas horizontais. Nota-se que o sensor de menor resolução capta a média da radiação em cada banda, interpretando a curva como um valor único. Sensores que possuem detectores que operam em mais de uma faixa espectral são denominados multiespectrais.

Figura 3.23 – Comparação entre a resolução espectral do espectrorradiômetro ASD Fieldsep3 e o sensor Landsat ETM+.



Fonte: Mutanga *et al.* (2009).

A resolução espacial pode ser retratada de diferentes maneiras. Neste trabalho ela se refere ao tamanho do pixel (*picture element*) da imagem gerada como produto pelo sensor. O tamanho do pixel é definido como a área da superfície que ele representa. A resolução espacial pode ser denotada em função da área do pixel ou da dimensão de suas arestas. O valor do pixel é a radiação média, numa banda determinada, dos componentes do alvo que se encontram na área representada. Sensores com resolução espacial maior têm pixels representativos de áreas menores. Na Figura 3.24 é possível ver o efeito da resolução espacial sobre o produto gerado. Com uma maior resolução espacial, é mais fácil identificar os contornos dos diferentes objetos presentes na cena. Em imagens que o pixel é maior que os objetos, estes não podem ser identificados apropriadamente.

A resolução temporal é o intervalo de tempo que o sensor leva para voltar a cobrir um mesmo ponto geográfico da Terra, também chamada de tempo de revisita. Ela está relacionada à plataforma do sensor (satélite), ou seja, as características de sua órbita e de sua capacidade mudar o ângulo de visada. A resolução temporal é essencial para o acompanhamento dinâmico de alvos.

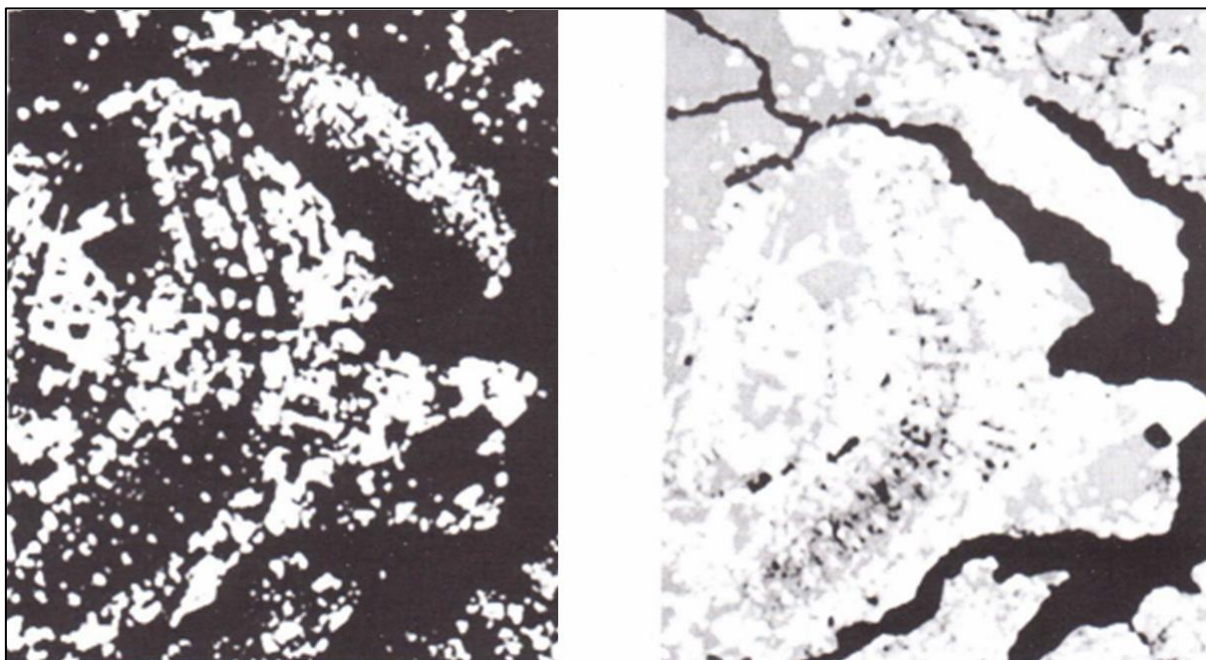
Figura 3.24 – Imagens de uma mesma cena com diferentes resoluções espaciais.



Fonte: adaptada de National Research Council (2002).

Por fim, a resolução radiométrica se refere à sensibilidade do sensor à radiação recebida por ele. Ela é denotada pelo número de bits usados para representar o valor do pixel. Um sensor com resolução radiométrica de 8 bits gera imagens com pixel com um valor dentre 256 possíveis. O número de valores possíveis do pixel é igual a  $2^n$ , em que  $n$  é o número de bits. Na Figura 3.25 nota-se que a resolução radiométrica determina a precisão da intensidade da radiação que atinge o sensor. Na imagem à esquerda existem apenas dois níveis de cinza, enquanto na imagem à direita existem quatro. Quanto maior o número de bits, ou de níveis de cinza, maior a precisão do valor de radiação obtido em cada pixel.

Figura 3.25 – Duas imagens da cidade de Brasília. Uma com 1 bit (à esquerda) e uma com 2 bits (à direita).



Fonte: Moreira (2003)

A Tabela 3.2 lista as especificações de alguns sensores passivos em atividade, cujos dados gerados são disponibilizados gratuitamente. A Figura 3.26 apresenta a região e dimensão das bandas espectrais captadas por alguns sensores. Nota-se que os produtos Landsat 8 possuem maior resolução espacial e radiométrica. Entretanto, os produtos MODIS apresentam a maior resolução espectral, número de bandas muito maior, além de um dos menores tempo de revisita. Devido a essas características, o uso do MODIS propicia a estimativa de mais parâmetros do alvo e monitoramento de mudanças na Terra. Os outros sistemas sensores, apesar de não possuírem as melhores especificações, não são obsoletos, pois são capazes de prover satisfatoriamente as informações para as quais foram designados. A partir da comparação dos produtos de sensores antigos com os produtos de sensores novos, é possível estabelecer séries históricas que são extensas e com maior resolução temporal.

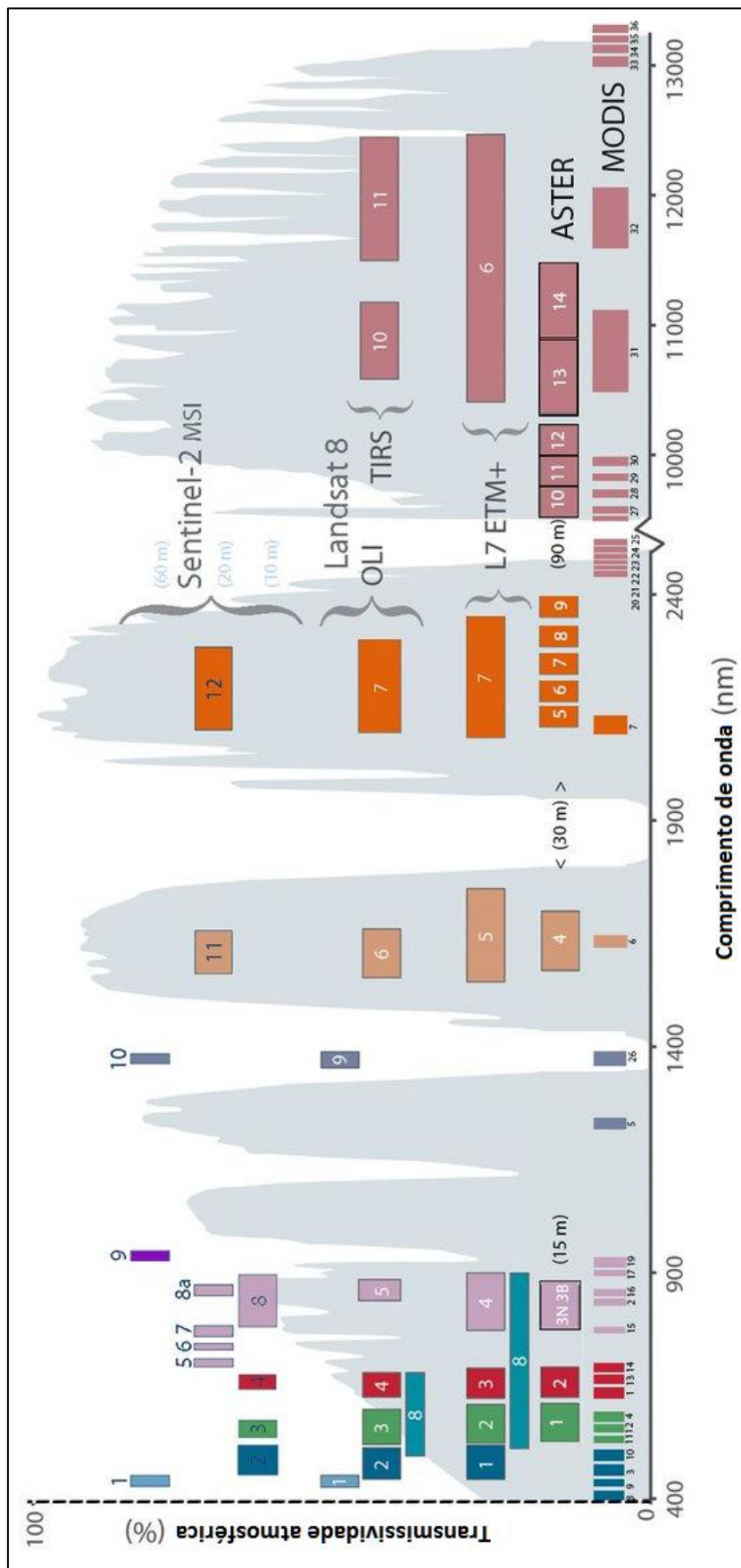
A grande variedade de sensores em órbita propicia inúmeras possibilidades de aplicações do sensoriamento remoto. Alguns critérios são utilizados para classificar essas aplicações. Segundo Strahler *et al.* (1986), a escala (global, regional, etc.), o domínio espectral (visível, infravermelho, etc.), a natureza do alvo (ar, terra, água, etc.), a área do conhecimento (Meio Ambiente, Recursos Hídricos, Agropecuária, etc.), o tipo do modelo (contínuo, discreto, simples ou complexo) e o tipo de abordagem (qualitativa ou quantitativa, determinística ou empírica, etc.) são características cuja combinação proporciona inúmeras possibilidades de aplicações do sensoriamento remoto. No item 3.6.4, discorrer-se-á sobre as aplicações do sensoriamento remoto na Hidrologia.

Tabela 3.2 – Lista dos principais sensores em atividade.

Sensor	Provedor	Resolução espacial	Resolução temporal	Resolução radiométrica (para IV distante)	Atividade	Nº de bandas	Fonte
Landsat 5 TM	NASA/USGS	30 e 120 m	16 dias	8 bits	De março de 1984 a junho de 2013	7	[1]
Landsat 7 ETM+	NASA/USGS	15, 30 e 100 m	16 dias	8 bits	Desde abril de 1999	8	[1]
Landsat 8	NASA/USGS	15, 30 e 100 m	16 dias	12 bits	Desde fevereiro de 2013	11	[1]
AVHRR/3 (Advanced Very High Resolution Radiometer)	NOAA/USGS	1090 m	2 vezes ao dia	10 bits	Desde maio de 1998	5	[2]
MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)	NASA	250, 500 e 1000 m	Diária	12 bits	Terra: desde dezembro de 1999 Água: desde maio de 2002	36	[3]
GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite)	NOAA	1, 4 e 8 km	8 vezes por hora	10 bits	Desde 1978	6	[4]
ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer)	NASA e governo do Japão	15, 30 e 90 m	Diária	12 bits	Desde dezembro de 1999	15	[5]
VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite)	NASA	1000 m	Diária	16 bits	Desde janeiro de 2012	32	[6]
Sentinel-3A	Copernicus	1000 m	1 a 2 dias	10 bits	Desde fevereiro de 2016	9	[7]

[1] NASA (2017b); [2] NOAA (2017a); [3] NASA (2017c); [4] NOAA (2017b); [5] NASA (2017a); [6] NASA (2018a); [7] ESA (2018).

Figura 3.26 - Comparação das bandas espectrais de diferentes sensores em atividade.



Fonte: USGS (2017).

### 3.6.4 Sensoriamento Remoto Aplicado à Hidrologia

O sensoriamento remoto já é uma ferramenta bem estabelecida atualmente e é usado rotineiramente em hidrologia. Com base nas informações espaciais, espectrais e temporais da superfície terrestre e da atmosfera, capturadas pelos sensores, é possível monitorar as variáveis hidrológicas de maneira indireta. Algumas das mais importantes estão descritas a seguir:

- Precipitação;
- Temperatura da superfície terrestre;
- Vazão de escoamento superficial;
- Umidade do solo;
- Qualidade da água;
- Evapotranspiração;

#### 3.6.4.1 Precipitação

A precipitação é o principal fluxo de entrada de água na superfície do solo. Por isso, múltiplos esforços têm sido feitos para medi-la com precisão. Apesar de sistemas de medida direta cobrirem boa parte do globo, sua densidade e qualidade é altamente variável. Sistemas radares na superfície realizam medidas de grandes áreas, mas a um alto custo. Como alternativa, o uso de sensores ativos, associado ao uso de sensores passivos, instalados em satélites tem propiciado a estimativa precisa e a um custo razoável da precipitação. Nos últimos anos, tem-se dedicado à expansão da constelação de satélites, afim de se aumentar a frequência de geração da informação e sua qualidade (TANG *et al.*, 2009).

Exemplos de satélites utilizados para monitorar a precipitação são o TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), que funcionou de 1997 a 2015, e o GPM (*Global Precipitation Measurement*), que opera desde 2014 (NASA, 2018b).

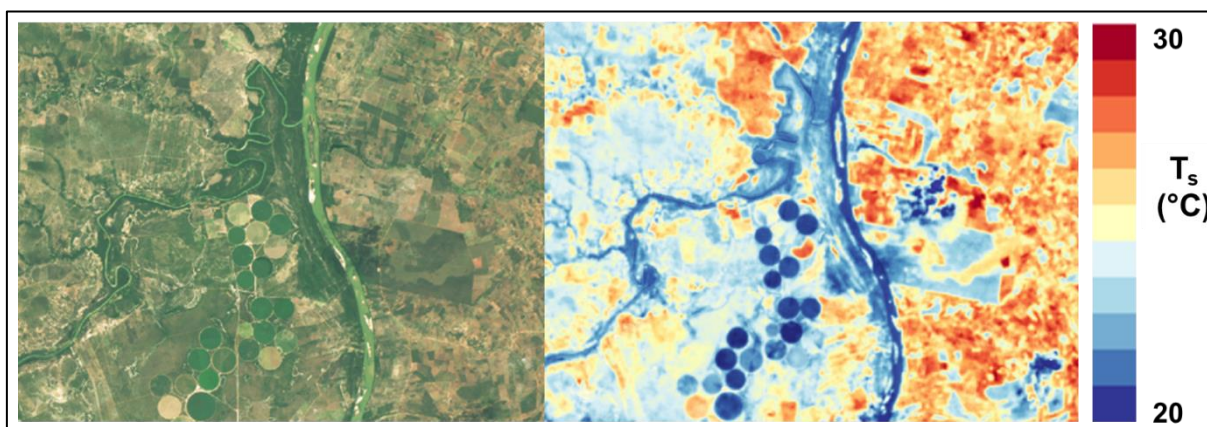
#### 3.6.4.2 Temperatura

De acordo com a Lei de Planck, a radiação emitida por um corpo negro é uma função de sua temperatura superficial (PLANCK, 1901). De forma inversa, a temperatura da superfície terrestre pode ser estimada a partir da radiação incidente sobre o receptor dos sensores remotos. A banda espectral utilizada para estimativa da temperatura é a do infravermelho térmico (entre

3,0 e 15,0  $\mu\text{m}$ , aproximadamente). A temperatura da superfície também pode ser estimada a partir da técnica “*Split window*”, que consiste na utilização da radiação emitida pela superfície em duas bandas do espectro eletromagnético, ambas no IV térmico. Os sensores AVHRR e MODIS têm disponibilizado produtos de temperatura superficial com precisão de 1,0 K (SCHMUGGE *et al.*, 2002). Os sensores da missão Landsat (4 TM, 5 TM, 7 ETM+ e 8 OLI/TIRS) fornecem produtos de brilho na banda IV térmico, que podem ser convertidos a temperatura da superfície por meio de cálculos referenciados nos manuais de usuário e correções mediante a consideração da emissividade da superfície e atenuações atmosféricas.

A Figura 3.27 apresenta um exemplo de imagem de temperatura da superfície, gerada a partir do produto Landsat 8. Nota-se a menor temperatura dos corpos d’água, áreas de floresta e irrigadas.

Figura 3.27 – Imagem da superfície terrestre. Cor real (à esquerda) e temperatura da superfície (à direita).



#### 3.6.4.3 Escoamento Superficial

O escoamento superficial é o principal mecanismo de transporte da água pelo solo em direção ao mar. É responsável pelo abastecimento de cidades, indústrias e agricultura. Infelizmente, não pode ser medido diretamente via sensoriamento remoto. Como alternativa, relações hidráulicas entre as características dos rios observáveis via satélite e as vazões em trânsito podem ser estabelecidas (KINZEL *et al.*, 2007 *apud* TANG *et al.*, 2009). Já é possível estimar a elevação da superfície d’água via imagens de satélite. A missão SWOT, com lançamento planejado para 2021, fornecerá com precisão dados de elevação e inclinação da superfície d’água. Essa



informação, associada ao uso de modelos hidrodinâmicos, permitirá o cálculo das vazões dos rios por meio do uso exclusivo de sensoriamento remoto (ANDREADIS *et al.*, 2007).

#### 3.6.4.4 Umidade do Solo

O uso de sensoriamento remoto para estimar a umidade do solo tem sido estudado por mais de 40 anos. Isso é possível mediante a análise da radiação na região do espectro de micro-ondas, tanto por sensores ativos quanto passivos. A maior limitação da estimativa dessa variável se encontra no fato da radiação ter pouca penetração no solo. Logo, as informações geradas sobre umidade se referem apenas à camada mais superficial do solo (SCHULTZ, 1988). Modelos hidrológicos têm sido utilizados para implementar essas informações e estimar a umidade do solo em camadas mais profundas (SCHULTZ, 1988; SCHMUGGE *et al.*, 2002; TANG *et al.*, 2009).

#### 3.6.4.5 Qualidade da Água

A qualidade da água é um descritor genérico das propriedades físicas, químicas, térmicas e biológicas da água. Via sensoriamento remoto, é possível estimar a concentração de sólidos suspensos, de algas, matéria orgânica dissolvida e produtos químicos (nutrientes, pesticidas, metais, etc.), bem como a presença de lançamentos térmicos, plantas aquáticas, patógenos e óleos.

#### 3.6.4.6 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é uma das variáveis mais significativas do balanço hídrico, e também uma das mais difíceis de se medir. Ela não pode ser obtida de forma direta pelo sensoriamento remoto. Deve-se usar, portanto, parâmetros como radiação líquida, albedo, propriedades de vegetação, temperatura e umidade do solo, aplicados ao balanço de energia da superfície (SCHULTZ, 1988). Um grande número de modelos que fazem uso de informações obtidas *in situ* associadas a medidas obtidas remotamente para estimar ET. Alguns deles serão brevemente descritos a seguir. Em geral, eles compartilham das mesmas limitações, que são a impossibilidade de se estimar ET em dias nebulosos; a falta de acurácia dos parâmetros utilizados; e a falta de informações para uso em certas escalas (TANG *et al.*, 2009).

### 3.6.5 Modelos de Estimativa da Evapotranspiração via Sensoriamento Remoto

Neste item são descritos alguns modelos de estimativa de  $ET_a$  por meio de dados de sensoriamento remoto. Os modelos a seguir são baseados em informações de temperatura da superfície terrestre e se tratam de aplicações regionais. Existem outros modelos que se baseiam em outras propriedades da superfície (por exemplo: NDVI, uso e cobertura do solo) e que são aplicações globais, mas que não serão abordados neste trabalho.

#### 3.6.5.1 Balço de Energia de Superfície

A disponibilidade de energia é o principal fator que move a taxa de evapotranspiração. Dessa forma, ET pode ser computada pela resolução da equação de balanço de energia na superfície para o fluxo de calor latente, conforme a Equação 3.6. O saldo de radiação é expressado pela Equação 3.15:

$$R_n = \Delta R_S + \Delta R_L \quad 3.15$$

na qual  $\Delta R_S$  é a diferença entre a radiação de ondas curtas incidente e refletida; e  $\Delta R_L$  é a diferença entre a radiação de ondas longas incidente e emitida. Ambas são calculadas de acordo com as Equação 3.16 e 3.17 a seguir:

$$\Delta R_S = (1 - \alpha) \cdot S_c \cdot \cos\theta \cdot d_r \cdot \tau_a \quad 3.16$$

$$\Delta R_L = \sigma \cdot (e_{\text{céu}} \cdot T_a^4 - e_s \cdot T_s^4) \quad 3.17$$

nas quais  $\alpha$  é o albedo da superfície;  $S_c$  é a constante solar ( $W \cdot m^{-2}$ );  $\theta$  é o ângulo de incidência solar;  $d_r$  é a distância entre o Sol e a Terra;  $\tau_a$  é a transmissividade atmosférica;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ );  $e_{\text{céu}}$  e  $e_s$  são as emissividades do céu e da superfície, respectivamente;  $T_a$  e  $T_s$  são as temperaturas do ar e da superfície (K), respectivamente.

Segundo Schmugge *et al.* (2002), o cálculo do calor sensível é a maior fonte de incerteza para a estimativa da evapotranspiração. Seu cálculo é dado pela Equação 3.18:

$$H = \rho_a C_p \frac{\Delta T}{r_{ah}} \quad 3.18$$

na qual  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ );  $C_p$  é o calor específico do ar ( $1004 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ );  $\Delta T$  é a diferença de temperatura entre a superfície e o ar; e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica.

Para o cálculo de  $R_n$  em intervalos diários, a partir da Equação 3.6, o valor de  $G$  pode ser aproximado a zero, devido ao seu baixo valor (SCHMUGGE *et al.*, 2002; LIOU e KAR, 2014; SENAY *et al.*, 2013). Contudo, Prasad & Mahadev (2006) propõem a Equação 3.19:

$$G = \frac{R_n \cdot T_s}{\alpha} (0,0032 \cdot \alpha + 0,0062\alpha^2) \cdot (1 - 0,978 \cdot \text{NDVI}^4) \quad 3.19$$

na qual NDVI é o Índice de Vegetação de Diferença Normalizada.

A falta de conhecimento sobre os fluxos de energia e o grande empirismo na determinação dos mesmos levou a criação de diferentes modelos para estimativa de evapotranspiração (LIOU e KAR, 2014). Alguns deles estão descritos a seguir.

### 3.6.5.2 Índice de Balanço de Energia de Superfície (SEBI)

Choudhury e Menenti (1993) propuseram um método para derivar a evapotranspiração a partir de uma fração evaporativa, com base no contraste entre regiões secas e molhadas. Eles definiram condições de contorno superior e inferior, de modo que a evapotranspiração é estimada a partir da comparação entre a temperatura da superfície e a temperatura no topo da camada limite atmosférica. Na condição inferior, que é de temperatura da superfície máxima, assume-se que a ET é zero, ou seja, há apenas fluxo de calor sensível entre a superfície e o ar. A temperatura da condição inferior é dada pela Equação 3.20:

$$T_{s,max} = \langle T \rangle_{cla} + r_{ah,max} \cdot \left( \frac{H}{\rho C_p} \right) \quad 3.20$$

em que  $T_{s,max}$  é a temperatura da condição de contorno seca;  $r_{ah,max}$  é a resistência aerodinâmica máxima; e  $\langle T \rangle_{cla}$  é a temperatura média da camada limite atmosférica. Na condição superior, que é de temperatura da superfície mínima, a evapotranspiração é igual à dada pela ET de

cultura, ou seja, a evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ). A temperatura de superfície nessa condição é dada pela Equação 3.21:

$$T_{s,min} = \langle T \rangle_{cla} + \frac{r_{ah,min} \cdot \left( \frac{R_n - G}{\rho C_p} \right) - \left( \frac{e_s - e_a}{\gamma} \right)}{1 + \frac{\Delta}{\gamma}} \quad 3.21$$

em que  $T_{s,min}$  é a temperatura da condição de contorno molhada;  $r_{ah,min}$  é a resistência aerodinâmica mínima;  $e_a$  e  $e_s$  são a pressão de vapor real e a de saturação, respectivamente;  $\Delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação em função da temperatura do ar; e  $\gamma$  é a constante psicométrica.

A fração de evapotranspiração ( $LE/LE_p$ ) é dada pela Equação 3.22:

$$\frac{LE}{LE_p} = 1 - \frac{\left( \frac{\Delta T}{r_{ah}} - \frac{\Delta T_{min}}{r_{ah,min}} \right)}{\left( \frac{\Delta T_{max}}{r_{ah,max}} - \frac{\Delta T_{min}}{r_{ah,min}} \right)} \quad 3.22$$

em que  $\Delta T = T_s - T_{cla}$ ;  $\Delta T_{min} = T_{s,min} - T_{cla}$ ; e  $\Delta T_{max} = T_{s,max} - T_{cla}$ ;  $T_s$  é a temperatura da superfície medida via sensoriamento remoto; e  $T_{cla}$  é a temperatura no topo da camada limite atmosférica.

O valor da evapotranspiração é então calculado a partir do produto da fração de evapotranspiração pela  $ET_p$ .

Choudhury e Menenti (1993) compararam a fração de evapotranspiração estimada pelo modelo SEBI, com imagens de levantamento aéreo, à fração estimada pelo método do balanço de energia - Razão de Bowen, em duas localidades no sudoeste da Líbia. Os dois locais se diferenciavam pela condições opostas de umidade do solo, sendo um úmido e o outro seco.

Enquanto o método de balanço de energia - Razão de Bowen resultou em valores da fração de ET iguais a 0,0 e 0,85 para os locais seco e úmido, respectivamente, o modelo SEBI resultou em valores de 0,20 e 0,90 para as mesmas áreas, respectivamente. Nota-se que o modelo SEBI tende a superestimar a fração de ET, especialmente em locais mais secos. No entanto, deve-se

atentar para os métodos de determinação de  $ET_p$  e dos parâmetros das Equações 3.20 a 3.22, que passaram por mudanças nos últimos 25 anos.

### 3.6.5.3 Sistema de Balanço de Energia de Superfície (SEBS)

Su (2002) desenvolveu um método de cálculo da fração de evapotranspiração a partir de dados de satélite e meteorológicos. Da mesma forma que no SEBI, no SEBS, o calor latente é considerado zero e o sensível é máximo na condição de contorno seca; enquanto na condição de contorno molhada, o calor sensível é mínimo e o calor latente ocorre em nível potencial.

O calor sensível para as duas condições de contorno é dado pelas Equação 3.23 e 3.24:

$$H_{seco} = R_n - G \quad 3.23$$

$$H_{molhado} = \frac{(R_n - G) \cdot \gamma}{\gamma + \Delta} - \frac{\rho \cdot C_p \cdot (e_{sat} - e)}{r_a \cdot (\gamma + \Delta)} \quad 3.24$$

em que  $H_{seco}$  e  $H_{molhado}$  são o calor sensível na condição seca e molhada, respectivamente; e  $r_a$  é o comprimento de Obukhov, cujo cálculo é indicado por Obukhov (1971).

A fração de evapotranspiração do modelo SEBS é dada pela Equação 3.25:

$$\frac{LE}{LE_p} = \frac{(H_{seco} - H)}{(H_{seco} - H_{molhado}) \cdot (R_n - G)} \quad 3.25$$

O SEBS apresenta alguns avanços em relação ao SEBI, como a consideração do balanço de energia nas condições de contorno, o que reduz a incerteza em relação à temperatura da superfície e variáveis meteorológicas; formulação da resistência à transferência de calor em vez do uso de valores constantes; caracterização dos fluxos de calor reais sem conhecimento prévio; e representatividade dos parâmetros associados à resistência de superfície. Entretanto, sua operação requer um grande número de parâmetros de entrada, o que causa inconveniências ao seu uso rotineiro (LIOU e KAR, 2014).

Bhattarai *et al.* (2016) aplicaram o modelo SEBS no sudeste dos Estados Unidos da América, com imagens Landsat. O modelo obteve boa performance, com erros na estimativa de  $ET_a$  da

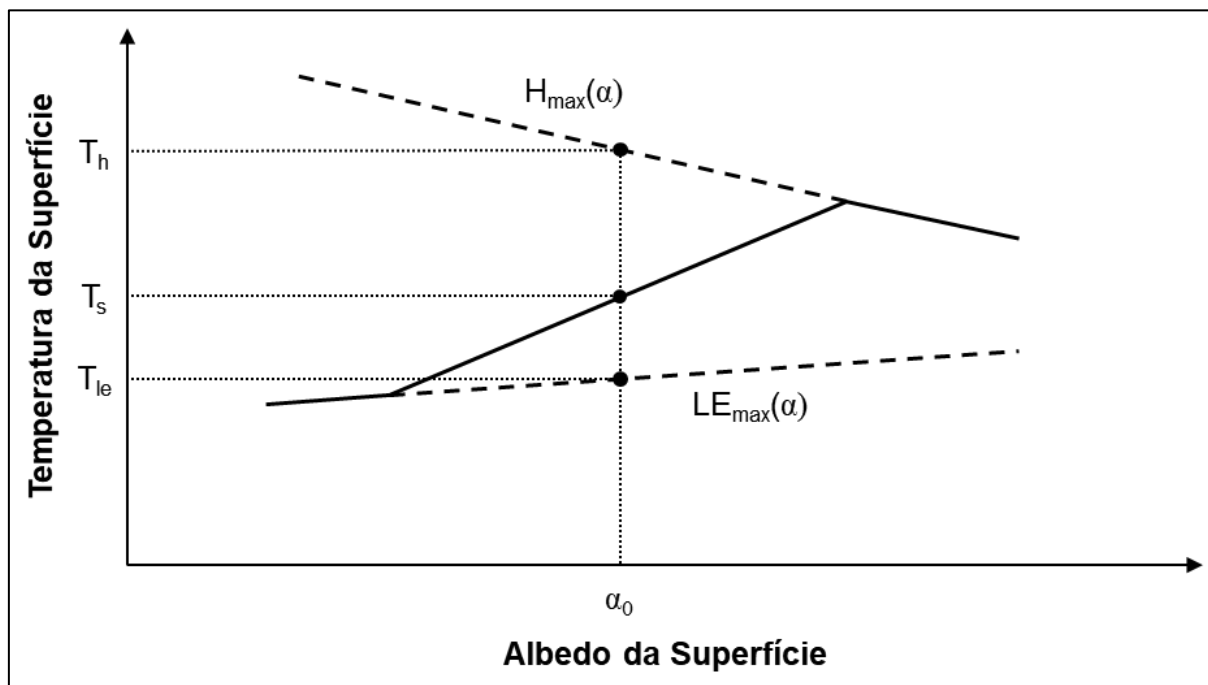
ordem de 0,7 mm/dia. No entanto, os erros foram significativamente maiores em locais com vegetação rasteira.

#### 3.6.5.4 Índice de Balanço de Energia de Superfície Simplificado (S-SEBI)

Um modelo simplificado com base no SEBI foi desenvolvido por Roerink *et al.* (2000) para estimar os fluxos de superfície a partir de dados de sensoriamento remoto. Ele dispensa a necessidade de entrada de dados meteorológicos por assumir que as condições de contorno seca e molhada de um determinado elemento de superfície (água, solo, vegetação, etc.) se encontram na cena estudada.

Assumindo radiação solar e temperatura do ar constantes no espaço, uma relação entre o albedo e a temperatura de uma superfície homogênea foi estabelecida. Essa relação é limitada pelas condições de contorno seca e molhada supracitadas. A Figura 3.28 apresenta esquematicamente essa relação entre o albedo e a temperatura, denotada pela linha contínua, e os limites seco e molhado, cujas projeções são denotadas pelas linhas tracejadas. Os pontos de inflexão da linha contínua indicam os locais em que o calor sensível é máximo ou mínimo.

Figura 3.28 – Relação esquemática entre a temperatura da superfície e o albedo no modelo S-SEBI.



Fonte: adaptada de Roerink *et al.* (2000).

A fração de evapotranspiração é dada pela Equação 3.26:

$$EF = \frac{T_h - T_s}{T_h - T_{le}} \quad 3.26$$

Na qual EF é a fração de evapotranspiração;  $T_h$  é a temperatura da superfície na condição seca;  $T_{le}$  é a temperatura da superfície a condição molhada; e  $T_s$  é a temperatura da superfície.

Os valores de  $T_h$  e  $T_{le}$ , juntamente com a declividade das linhas da Figura 3.28 são obtidos via regressão linear dos valores de albedo e temperatura. Este modelo apresenta como grande vantagem a sua simplicidade, por depender exclusivamente de dados de sensoriamento remoto; além de sua flexibilidade quanto ao estabelecimento de temperaturas extremas em função do albedo. Por outro lado, o grande viés é a dependência de se ter, na área de estudo, os dois pontos de inflexão (LIOU e KAR, 2014).

Bhattarai *et al.* (2016) e Wagle *et al.* (2017) aplicaram o modelo S-SEBI nos EUA e compararam os resultados com dados medidos em torres de fluxo. O modelo S-SEBI apresentou desempenho semelhante nos dois estudos, explicando cerca de 70% da variação de  $ET_a$  medida nas torres de fluxo, e erros da ordem de 0,9 mm/dia.

#### 3.6.5.5 Algoritmo de Balanço de Energia de Superfície para Terra (SEBAL)

O SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen *et al.* (1998a e 1998b). Ele usa a diferença de temperatura do ar próximo à superfície e de um ponto mais elevado. Calcula-se essa diferença a partir de uma função linear da temperatura da superfície, conforme a Equação 3.27:

$$dT = c \cdot T_s + d \quad 3.27$$

na qual  $dT$  é a diferença de temperatura do ar;  $T_s$  é a temperatura da superfície; e  $c$  e  $d$  são coeficientes empíricos obtidos a partir de “pixels âncora” em uma imagem de satélite. Esses pixels representam as condições de contorno seca e molhada, são identificados como locais de alta temperatura e com presença de águas profundas, respectivamente. Na condição molhada, assume-se que  $H$  e  $dT$  são iguais a zero, enquanto na condição seca, a evapotranspiração é nula e  $dT$  é dada pela Equação 3.28:

$$dT_{\text{seco}} = \frac{H_{\text{seco}} \cdot r_{\text{ah,seco}}}{\rho_{\text{ar,seco}} \cdot C_p} \quad 3.28$$

Em que  $dT_{\text{seco}}$  é a diferença de temperatura do ar na condição seca;  $H_{\text{seco}}$  é igual a  $(R_n - G)$ ;  $r_{\text{ah,seco}}$  é a resistência aerodinâmica na condição seca; e  $\rho_{\text{ar,seco}}$  é a densidade do ar na condição seca. A partir do valor de  $dT$  nas duas condições, os valores de  $c$  e  $d$  podem ser calculados para a imagem de satélite em estudo. O valor de  $H$ , então, é dado pela Equação 3.29

$$H = \frac{\rho \cdot C_p \cdot dT}{r_{\text{ah}}} \quad 3.29$$

de modo que a evapotranspiração é calculada como resíduo da equação de balanço de energia (Equação 3.6).

Entre as vantagens, o SEBAL apresenta necessidade pequena de entrada de dados meteorológicos; correção automática interna, que previne efeitos de correção atmosférica sobre a temperatura da superfície; calibração interna para cada imagem. Entre as desvantagens, há a subjetividade na escolha dos “pixels âncora”, que fica a critério do operador; ajustes necessários para aplicação em áreas montanhosas; sensibilidade do cálculo de  $H$  a erros de medição da temperatura do ar e da superfície; ignorância do modelo ao efeito do ângulo de visada do radiômetro, que causa variação no valor de  $T_s$  (LIOU e KAR, 2014). Além disso, os pixels âncora ideais podem não existir na imagem em estudo. Entretanto, o modelo SEBAL é amplamente utilizado, sob várias condições climáticas e em vários países, alcançando precisão boa tanto em escala diária quanto sazonal (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005).

O modelo SEBAL foi validado frente a dados medidos *in situ* em mais de 30 países, sob diferentes condições climáticas. A acurácia do modelo alcança 80% em média (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005; RUHOFF *et al.*, 2012; LIOU e KAR, 2014)

#### 3.6.5.6 Mapeamento de Evapotranspiração em Alta Resolução com Calibração Internalizada (METRIC)

O modelo METRIC se baseia no SEBAL com a adição do uso da evapotranspiração de cultura (ET<sub>c</sub>), calculada a partir de dados meteorológicos. Foi desenvolvido por Allen *et al.* (2007). Como no SEBAL, são selecionados “pixels âncora”. Entretanto, o METRIC não assume valores



extremos de evapotranspiração para estes pontos. Enquanto na condição de contorno seca, a evapotranspiração continua sendo nula, na condição molhada  $ET$  é igual a  $1,05 \times ET_c$ . O valor de  $ET_c$  geralmente usada é a da alfafa, desconsiderado o estresse hídrico.

O modelo METRIC também foi validado em regiões com climas diversos e apresenta acurácia semelhante à do SEBAL, sem apresentar as mesmas limitações de aplicação a regiões montanhosas (ALLEN *et al.*, 2007; LIOU e KAR, 2014; GOWDA *et al.*, 2007; SANTOS *et al.*, 2008). Entretanto, a subjetividade na escolha dos “pixels âncora” ainda persiste, o que dificulta a automatização do modelo e sua aplicação de forma operacional.

### 3.6.5.7 Modelo Inverso da Troca Atmosfera-Terra (ALEXI) e Técnica de Desagregação dos Fluxos (DisALEXI)

O modelo ALEXI foi criado por Anderson *et al.* (1997), com o intuito de reduzir a necessidade de dados auxiliares na computação de  $ET$ . Ele consiste na utilização de sensores geostacionários, com baixa resolução espacial e alta resolução temporal, de modo a capturar a variação da temperatura da superfície ao longo do dia. Com base no princípio de que superfícies mais úmidas se aquecem mais lentamente que superfícies mais secas,  $ET$  é calculada a partir da diferença da temperatura da superfície e do ar entre dois momentos do dia, ambos pela manhã. Ao se utilizar valores relativos de temperatura no lugar de valores absolutos, mitiga-se a introdução de erros associados a problemas de calibração dos sensores no modelo.

O valor de temperatura da superfície de um pixel é desagregado em temperatura do solo e temperatura do dossel, cujos valores são estimados em função do LAI. A partir dos valores de temperatura do solo e do dossel, o balanço de energia é resolvido para cada camada. O valor de  $ET_a$  resulta da soma de  $LE$  do solo e do dossel. A equação de evapotranspiração de referência de Priestley-Taylor é utilizada como condição de contorno para o valor máximo de  $LE$  do dossel. Em caso de déficit hídrico, os valores de  $LE$  das duas camadas são calculados de forma iterativa até que  $LE$  do solo seja próximo de zero, o que é esperado nessa situação (ANDERSON *et al.*, 2007).

A resolução espacial dos satélites utilizados para operação do modelo ALEXI é baixa, de 5 a 10 km. O modelo DisALEXI utiliza os produtos de sensores de órbita polar, como Landsat e MODIS, para refinar a resolução espacial dos mapas de  $ET_a$  (ANDERSON *et al.*, 2011). Para

tanto, o índice de vegetação da superfície, de alta resolução, tem a resolução compatibilizada ao produto de  $ET_a$ . As duas variáveis são confrontadas para se encontrar uma relação matemática entre elas. Estabelecida a relação entre o índice de vegetação e a  $ET_a$ , ela é utilizada para refinar a escala do mapa de  $ET_a$  para a do produto do índice de vegetação. Após o refinamento da escala espacial, uma última calibração é realizada para ajustar o valor de  $ET_a$  da imagem de alta resolução ao valor dos pixels da imagem de baixa resolução.

A associação de modelos ALEXI/DisALEXI foi aplicada em regiões da América do Norte, Oriente Médio e Europa. Este método apresenta potencial para o monitoramento de escassez hídrica e de sistemas de irrigação, tanto em escala regional quanto local, de maneira operacional (ANDERSON *et al.*, 2011).

#### 3.6.5.8 Balço de Energia de Superfície Simplificado Operacional (SSEBop)

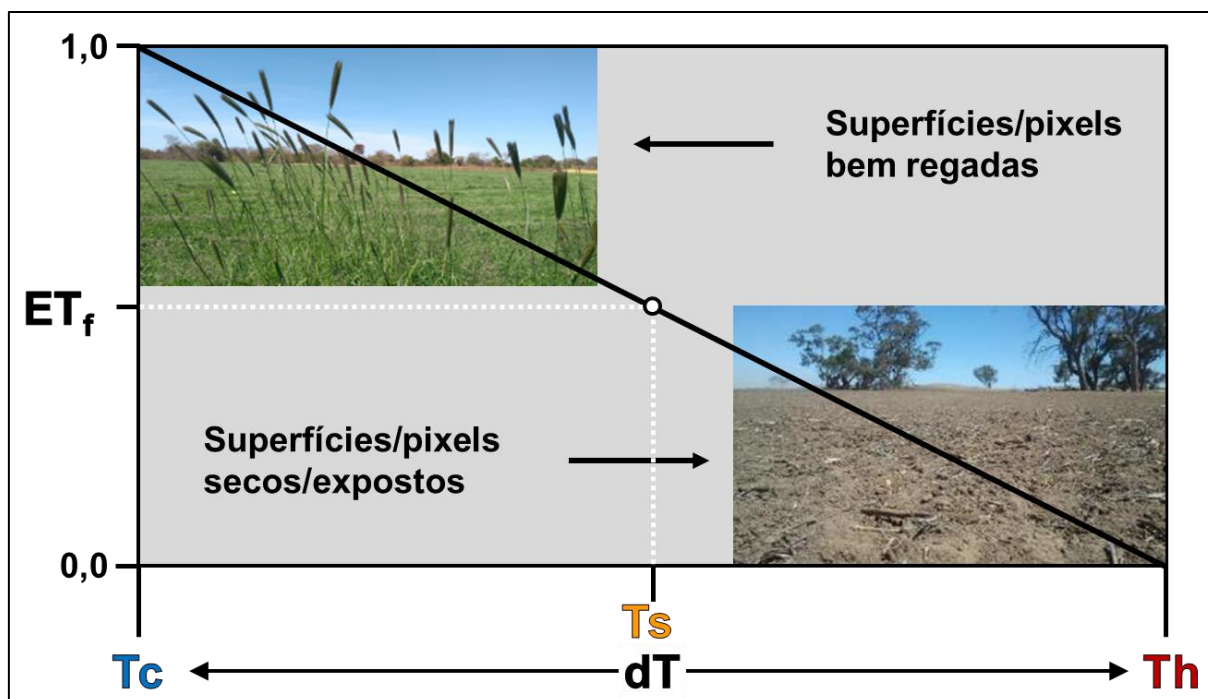
O modelo SSEBop se baseia no balanço de energia, mas o resolve explicitamente, como nos modelos SEBS, SEBAL, METRIC e ALEXI/DisALEXI. Além disso ele utiliza o conceito de  $dT$ , de forma parecida aos modelos anteriores. Entretanto, sua inovação reside na tentativa de remover a subjetividade de escolha de “pixels âncora” para determinação das condições de contorno, de modo a proporcionar um maior nível de operacionalização à estimativa de  $ET_a$ . Desenvolvido por Senay *et al.* (2013), o SSEBop utiliza dados multiespectrais, obtidos via sensoriamento remoto, associados a dados meteorológicos complementares para estimar a fração de evapotranspiração ( $ET_f$ ) da superfície. A evapotranspiração real ( $ET_a$ ) é então estimada multiplicando-se  $ET_f$  por um fator de escala e pela evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ), conforme a Equação 3.30:

$$ET_a = ET_f \cdot k \cdot ET_0 \quad 3.30$$

na qual  $ET_f$  é a fração de evapotranspiração;  $ET_0$  é a evapotranspiração de referência para a grama (mm);  $k$  é um fator de escala. De acordo com Chen *et al.* (2016), o valor de  $k$  pode ser determinado em campo, com base na vegetação da área; ou calibrado a partir de dados de balanço hídrico. Senay *et al.* (2017) indica o valor de  $k$  entre 1,20 e 1,30, equivalente ao valor de  $k_c$  da alfafa, que corresponde a uma superfície aerodinamicamente mais rugosa que a grama.

A  $ET_f$  é derivada a partir da interpolação de  $T_s$  entre os valores de  $T_c$  e  $T_h$ , como mostra a Figura 3.29. Locais com  $T_s$  mais alta possuem  $ET_f$  mais baixa, enquanto locais com  $T_s$  mais baixa apresentam  $ET_f$  mais elevada.

Figura 3.29 – Correlação entre  $ET_f$  e  $T_s$  no modelo SSEBop.



A fração de evapotranspiração em um pixel é dada pela Equação 3.31

$$ET_f = \frac{T_h - T_s}{T_h - T_c} = \frac{T_h - T_s}{dT} = \frac{T_h}{dT} - \frac{T_s}{dT} = \frac{T_c + dT}{dT} - \frac{T_s}{dT} = 1 - \frac{1}{dT}(T_s - T_c) \quad 3.31$$

na qual  $T_s$  é a temperatura da superfície do pixel (K), observada via imagem de satélite;  $T_h$  é a temperatura da superfície estimada da condição de contorno seca/quente para o mesmo pixel (K);  $T_c$  é a temperatura da superfície da condição de contorno fria/molhada para o pixel (K); e  $dT$  é a diferença de temperatura das condições de contorno  $T_c$  e  $T_h$  ( $dT = T_h - T_c$ ) em cada pixel (K). Valores de  $ET_f$  negativos são convertidos a zero, enquanto o valor máximo de  $ET_f$  é limitado a 1,05. Pixels com presença de nuvens são desconsiderados.

A Equação 3.31, rearranjada em sua forma mais à direita, evidencia a semelhança da determinação da  $ET_f$  à equação do psicrômetro, que determina a umidade do ar. Tal formulação foi proposta de maneira similar por Jackson *et al.* (1977), a partir da resolução do balanço de energia para estimativa de ET diária associada a medidas de  $ET_a$  em lisímetros.

O valor de  $T_c$  é calculado a partir da temperatura do ar, conforme a Equação 3.32:

$$T_c = c \cdot T_{\max} \quad 3.32$$

na qual  $T_{\max}$  é a temperatura máxima do ar no período analisado (K); e  $c$  é um fator de correção que relaciona  $T_{\max}$  e  $T_s$  em uma superfície bem vegetada e com boa disponibilidade hídrica. Senay *et al.* (2017) demonstra como calcular o fator  $c$ , conforme as Equação 3.33 e 3.34:

$$T_{\text{corr}} = \frac{T_{s\_frio}}{T_{\max}} \quad 3.33$$

$$c = \overline{T_{\text{corr}}} - 2 \cdot \text{std} \quad 3.34$$

em que  $T_{s\_frio}$  é a temperatura da superfície em locais bem vegetados, onde o NDVI é maior ou igual a 0,7;  $T_{\text{corr}}$  é a razão entre  $T_s$  e  $T_{\max}$  nos locais bem vegetados; e  $\text{std}$  é o desvio padrão de  $T_{\text{corr}}$  em uma dada imagem.

Na versão anterior do modelo SSEBop (SENAY *et al.*, 2013; SENAY *et al.*, 2015; CHEN *et al.*, 2016) o valor de  $T_{s\_frio}$  é calculado em locais em que o valor de NDVI é superior a 0,8. Isto reduz o número de pontos amostrados para o cálculo do parâmetro  $c$ , especialmente no final da estação seca. O valor do parâmetro  $c$  usado equivale à média espacial e temporal de  $T_{\text{corr}}$ , de modo que um valor constante é utilizado para uma mesma área de estudo.

Diferentemente de Senay *et al.* (2013), que usou um valor único e constante na aplicação do modelo SSEBop, Senay *et al.* (2017) verificou que o valor de  $c$  varia regionalmente e sazonalmente, e que uma variação de 1,0% no valor de  $c$ , reflete uma variação de até 20% no valor de  $ET_a$ . Portanto, deve-se calcular o valor de  $c$  para cada região e época do ano.

O diferencial de temperatura  $dT$  é calculado como solução da equação de balanço de energia, Equação 3.35, para um solo exposto e seco, o que representa a condição de contorno seca/quente.

$$R_n = LE + H + G \approx H = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot dT}{r_{ah}} \quad 3.35$$

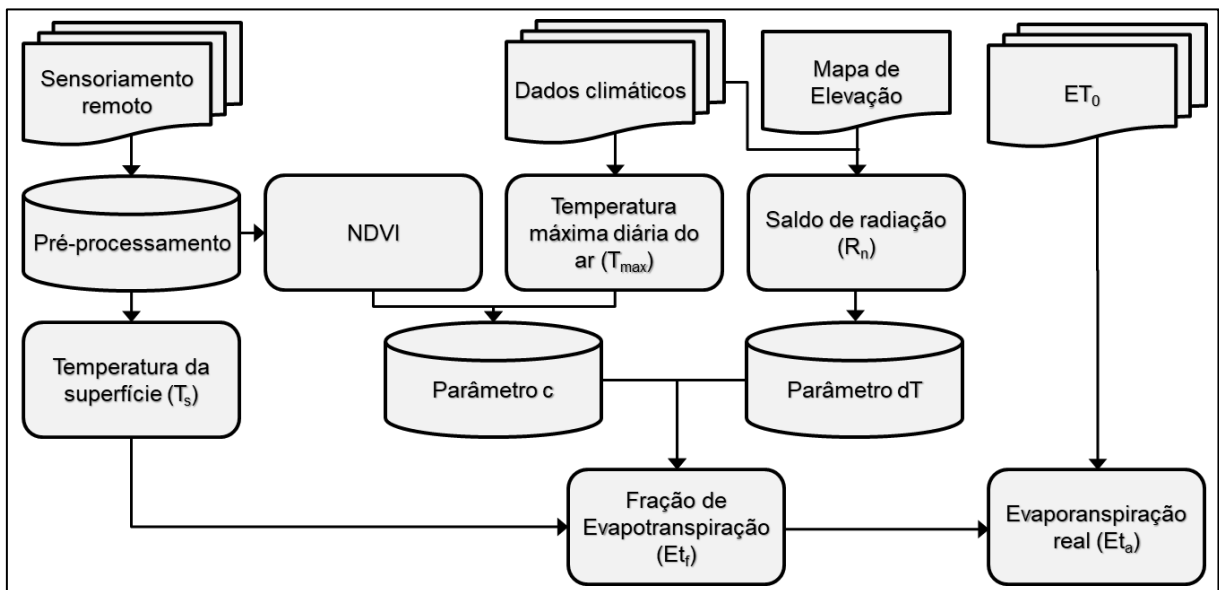
em que  $R_n$  é o saldo de radiação na área de estudo e momento do ano;  $LE$  é o calor latente;  $H$  é o calor sensível;  $G$  é o fluxo de calor no solo;  $\rho_a$  é a densidade do ar; e  $C_p$  é o calor específico do ar; e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao calor para solo exposto e seco. Para o cálculo de  $dT$ , considera-se  $LE$  e  $G$  iguais a zero. Portanto,  $R_n$  é equivalente a  $H$  e  $dT$  é dada pela Equação 3.36.

$$dT = \frac{R_n \cdot r_{ah}}{\rho_a \cdot C_p} \quad 3.36$$

Senay *et al.* (2013) determinou o valor de  $r_{ah}$ , por meio de calibração semiautomática, e indica o uso de 110 s/m, que corresponde à resistência aerodinâmica de um solo exposto. Allen *et al.* (1998) apresenta o equacionamento para determinar  $R_n$  e  $\rho_a$ . O saldo de radiação é calculado, numa escala diária, a partir dos dados de elevação ( $Z$ ) e temperaturas máxima e mínima diárias do ar ( $T_{max}$  e  $T_{min}$ ), segundo a metodologia de Allen *et al.* (1998).

A operação do modelo SSEBop é descrita na Figura 3.30.

Figura 3.30 – Fluxograma de operação do modelo SSEBop.



O SSEBop foi aplicado com imagens MODIS em toda a porção continental dos EUA por Senay *et al.* (2013) e posteriormente em regiões menores dos EUA por Singh *et al.* (2014a, 2014b), Singh e Senay (2015), Bhattarai *et al.* (2016) e Senay *et al.* (2017). Alemayehu *et al.* (2017) aplicaram o SSEBop com imagens MODIS no leste da África. Apesar de divergências quanto

ao desempenho do SSEBop, com acurácia variando entre 50% e 90%, o modelo apresenta grande potencial, especialmente devido à sua alta operacionalização.

## 4 MATERIAL E MÉTODOS

No Item 4.1, são descritas as três regiões onde o modelo SSEBop foi aplicado. No Item 4.2, foi apresentado o método de avaliação de sensibilidade do modelo aos parâmetros  $c$  e  $dT$ . Já nos Itens B) e 4.4, foram descritos, respectivamente, os métodos de aplicação e validação do SSEBop em cada área.

### 4.1 Áreas de Estudo

#### 4.1.1 Sistema Aquífero Urucuia

O Sistema Aquífero Urucuia (SAU) é um dos maiores aquíferos do Brasil, abrangendo seis estados. Ele ocorre principalmente no oeste da Bahia, se estendendo pelo norte de Minas Gerais, leste de Goiás, sudeste de Tocantins e sul do Piauí e Maranhão (ENGEORPS & WALM, 2013).

Existem divergências quanto à delimitação do aquífero, aos seus limites operacionais e também às áreas de recarga e descarga (BONFIM & GOMES, 2004; CPRM, 2016; ENGEORPS & WALM, 2013; GASPAR, 2006), com áreas que variam de menos de 80.000 km<sup>2</sup> a mais de 120.000 km<sup>2</sup>. Neste trabalho foi considerada a delimitação proposta por CPRM (2016). A Figura 4.1 apresenta a distribuição espacial do SAU.

A Figura 4.2 apresenta o perfil esquemático do contexto geológico do SAU. Sua denominação abrange o conjunto de aquíferos presentes no Grupo Urucuia, sobre o Grupo Bambuí. Ele se dispõe na forma de um espesso tabuleiro, composto principalmente por arenitos, com presença de argilitos e conglomerados (ENGEORPS & WALM, 2013). A região se destaca do entorno pela sua cota mais elevada, como pode ser visto na Figura 4.3

O SAU é o maior e mais importante manancial subterrâneo no estado da Bahia. Ele é responsável pelas vazões dos principais afluentes da margem esquerda do médio São Francisco e das nascentes de tributários da margem direita do rio Tocantins, em Goiás. Durante o período de estiagem, seus rios contribuem com mais de 40% da água afluente ao reservatório de Sobradinho, no rio São Francisco (ANA, 2014).

Figura 4.1 – Localização do Sistema Aquífero Urucua.

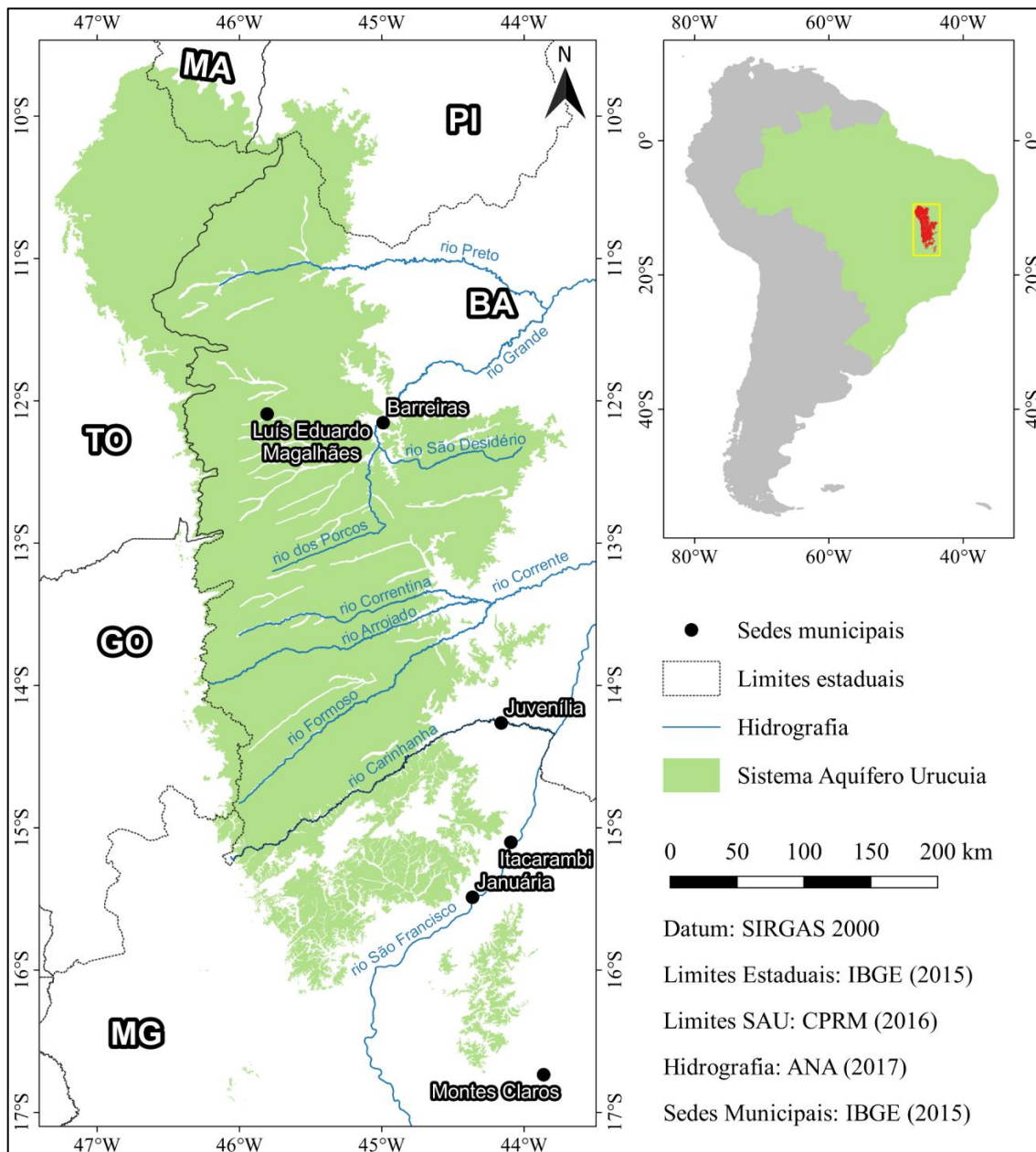
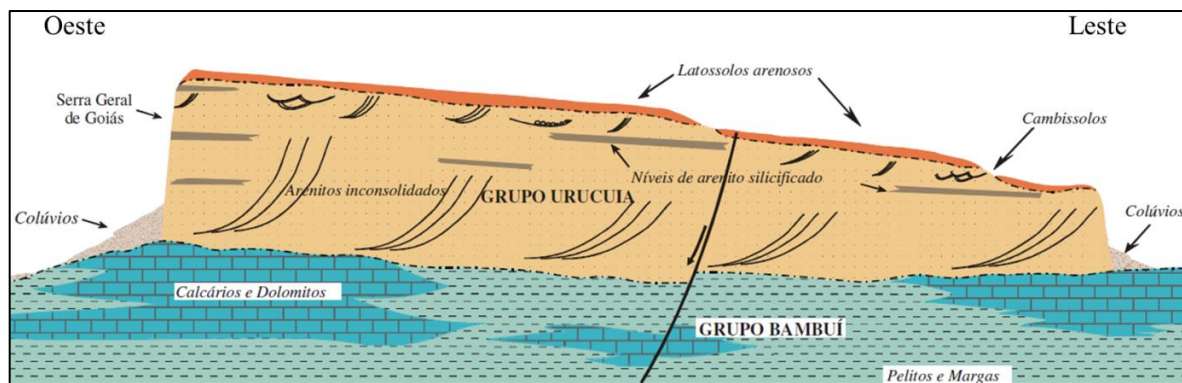


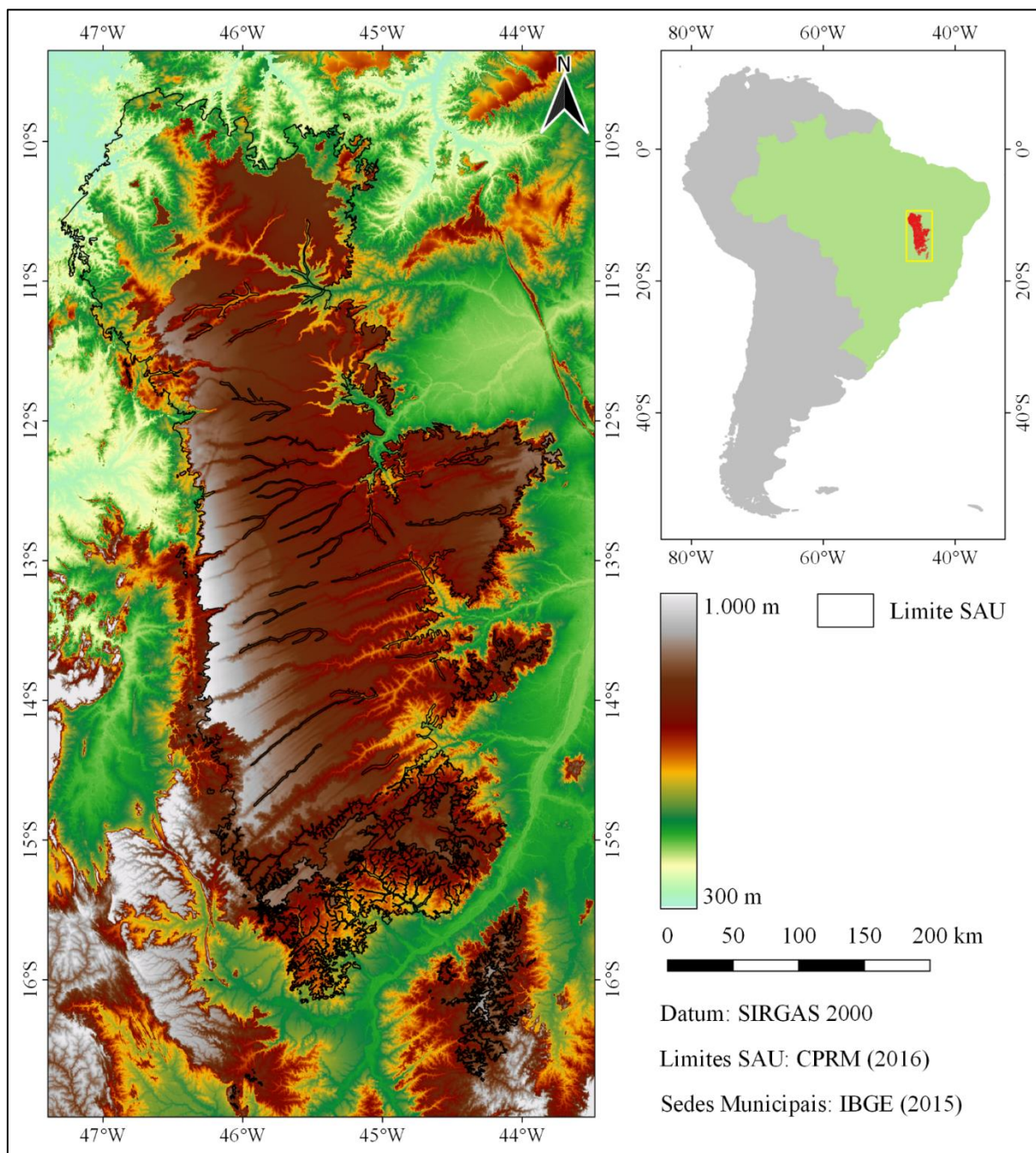
Figura 4.2 – Perfil Leste-Oeste esquemático do contexto geológico do Sistema Aquífero Urucua.



Fonte: adaptada de Gaspar (2006).



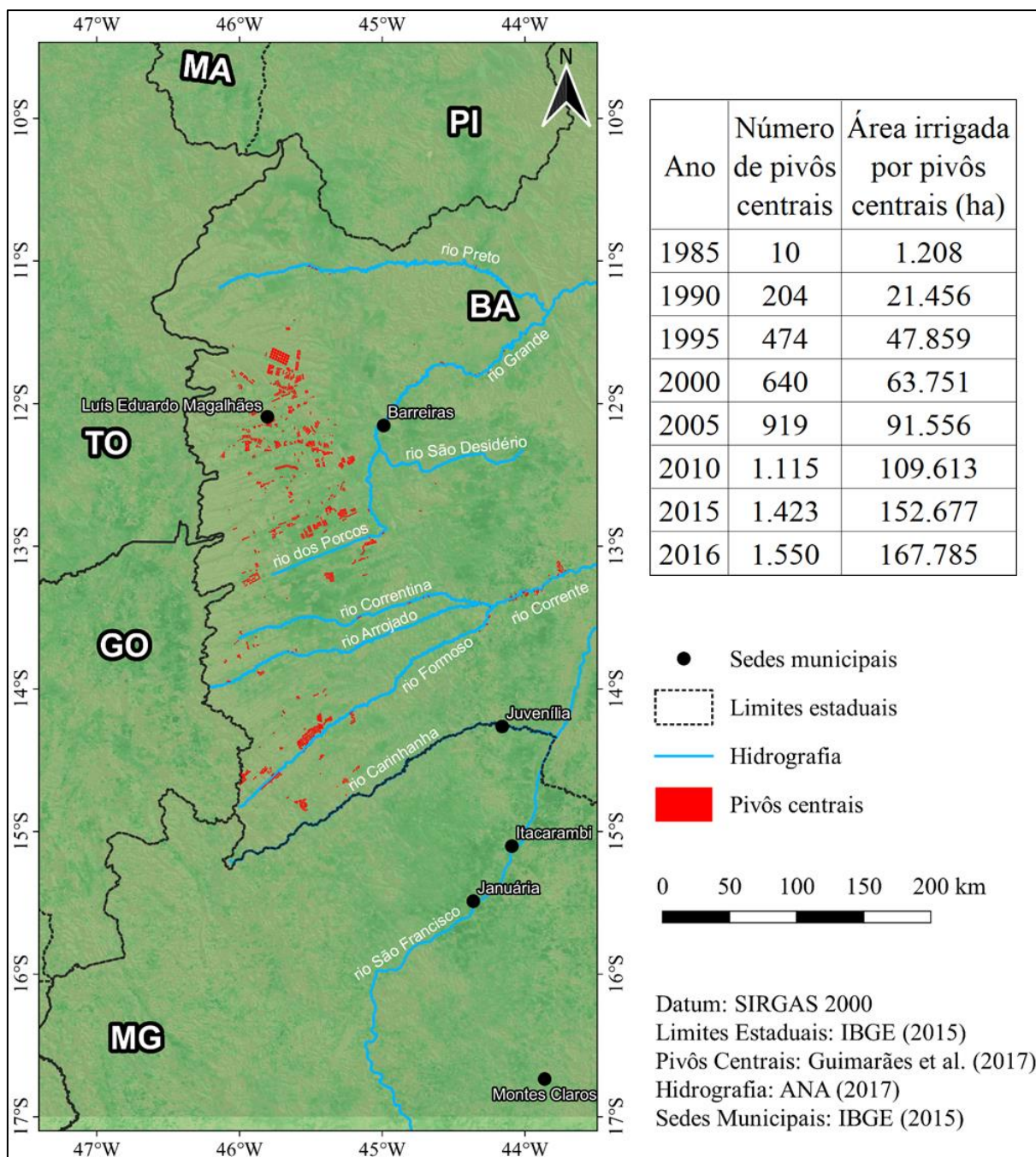
Figura 4.3 – Topografia da região do SAU.



O aquífero também é de importância estratégica para a agricultura irrigada. Sua superfície, inicialmente ocupada pelo bioma Cerrado, teve uma parcela considerável do território antropizada, devido aos avanços do agronegócio (ENGEORPS & WALM, 2013). O número de pivôs centrais em atividade no oeste baiano aumentou de 10, em 1985, para 1.550, em 2016 (GUIMARÃES *et al.*, 2017). A Figura 4.4 apresenta a distribuição dos pivôs centrais em atividade no oeste baiano em 2016, bem como a evolução do número de pivôs e área irrigada entre 1985 e 2016. Diante do desenvolvimento intenso da agricultura irrigada na região, redução

da qualidade e quantidade de água dos mananciais, estudos têm sido elaborados com foco no uso racional das águas, proteção das matas ciliares, monitoramento dos mananciais subterrâneos e superficiais, além do conhecimento hidrogeológico adequado do sistema.

Figura 4.4 – Distribuição da agricultura irrigada por pivôs centrais no oeste baiano.



Neste trabalho, para validação dos resultados de ET estimada pelo modelo SSEBop, foram consideradas as áreas de drenagem de 4 estações fluviométricas para os cálculos da

evapotranspiração. A Tabela 4.1 e a Figura 4.5 apresentam as estações selecionadas com suas respectivas áreas de drenagem, a partir de agora mencionadas pelas suas respectivas siglas.

Figura 4.5 – Áreas de drenagem das estações fluviométricas selecionadas no SAU.

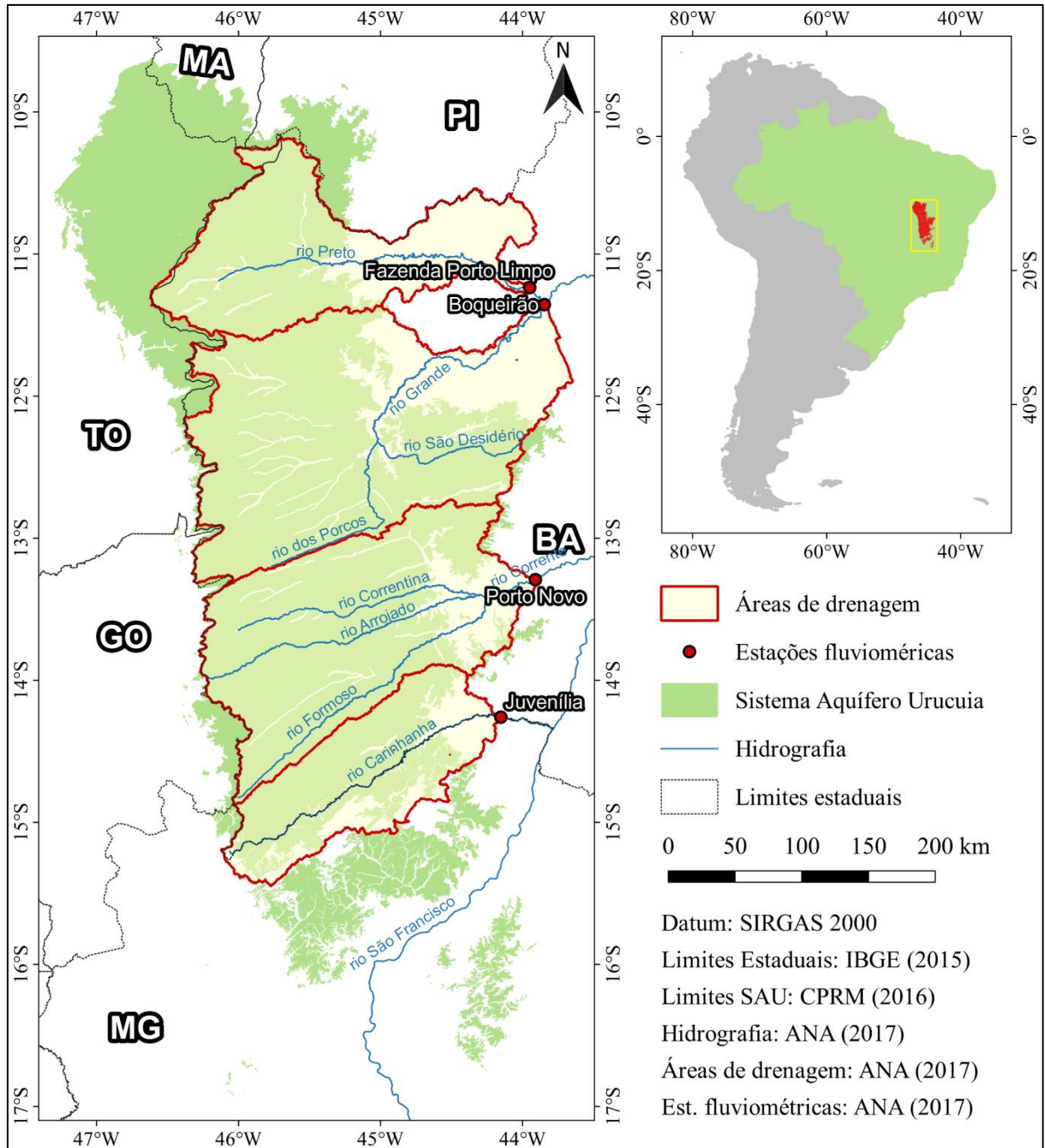


Tabela 4.1 – Estações fluviométricas selecionadas no SAU.

Código da Estação	Nome	Rio	Área de drenagem (km <sup>2</sup> )
46870000	Faz. Porto Limpo (FPL)	Preto	22.469
46902000	Boqueirão (BOQ)	Grande	41.935
45960001	Porto Novo (PNV)	Corrente	31.435
45260000	Juvenília (JUV)	Carinhanha	16.442

A Figura 4.6 apresenta a precipitação e deflúvio mensais médios, calculados de 1980 a 2012. A série de precipitação foi extraída de dados diários da média espacial de cada área (XAVIER *et al.*, 2015), enquanto a série de deflúvio foi extraída do portal *HidroWeb* da Agência Nacional de Águas – ANA. A região do Urucuaia é marcada pela segregação do ano em dois períodos: um seco, que se estende de abril a setembro; e um chuvoso, de outubro a março. No geral, as bacias analisadas apresentam um comportamento semelhante ao longo do ano. A divergência mais significativa se dá pela conversão de chuva anual em deflúvio, que varia de 13%, em FPL, até 24%, em JUV. Analogamente, as temperaturas médias mensais na região do SAU variam de cerca de 22 °C, em julho, a cerca de 26 °C, em outubro (ENGEORPS & WALM, 2013). As temperaturas mínima e máxima mensais oscilam entre 18 °C e 30 °C.

Figura 4.6 – Precipitação e deflúvio médios das áreas de drenagem selecionadas no SAU. (1/2)

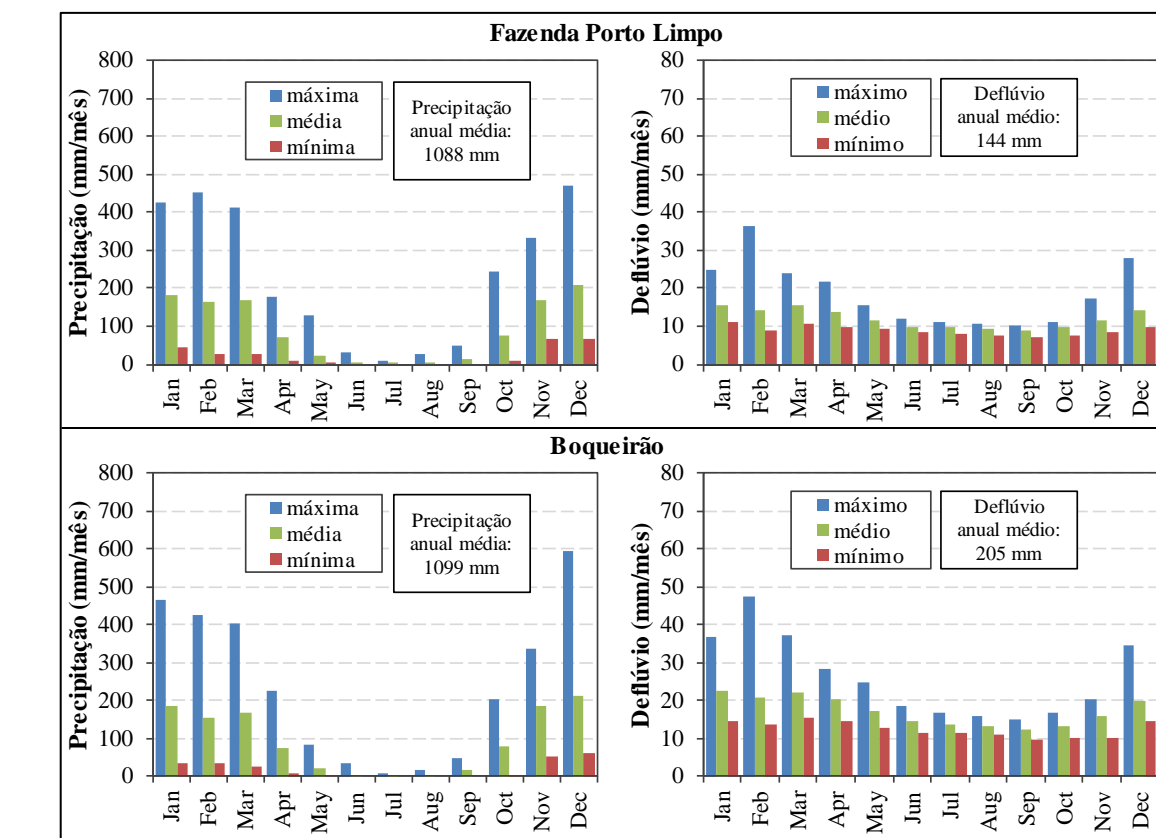
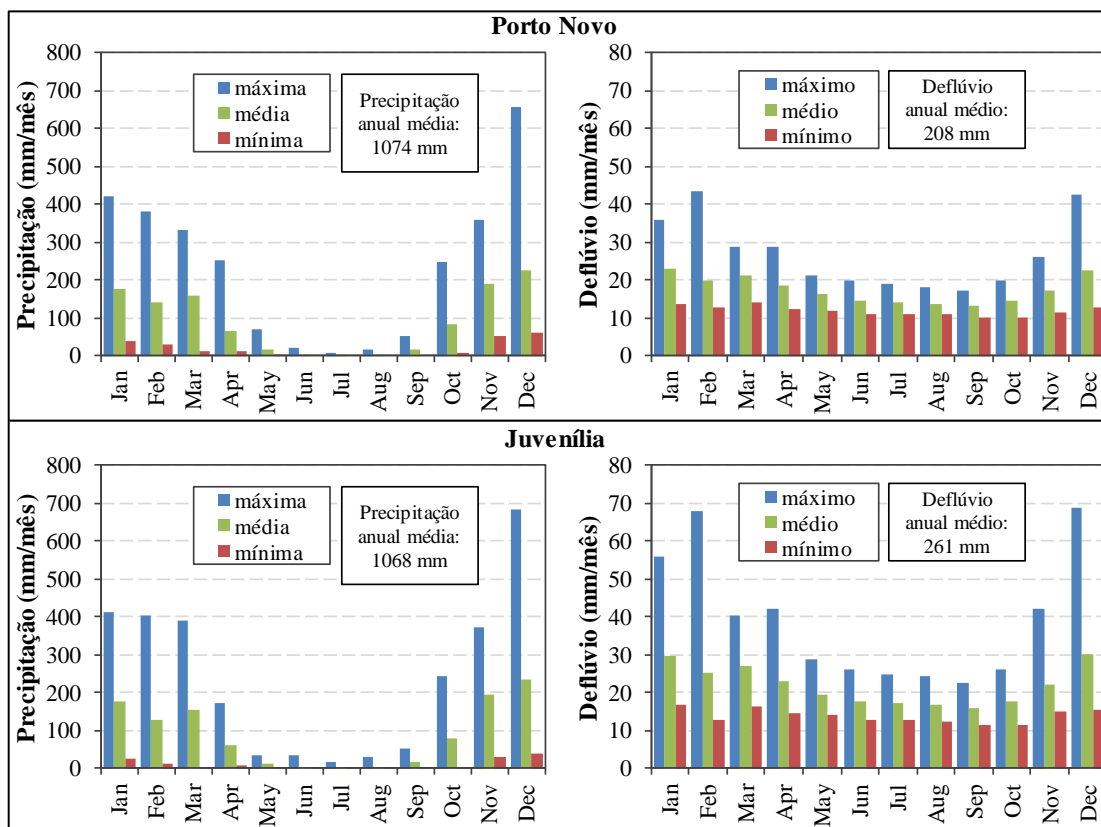


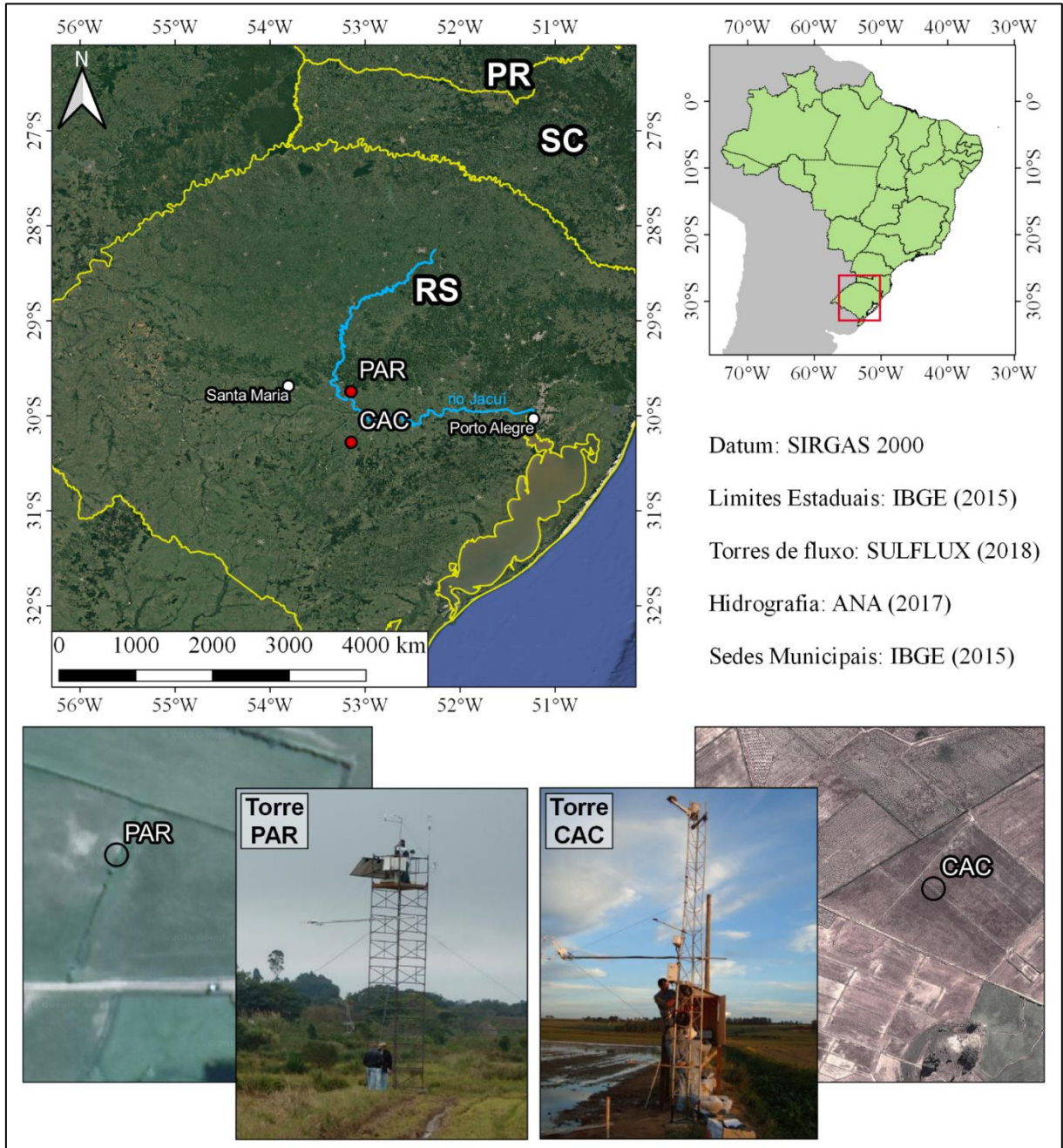
Figura 4.6 – Precipitação e deflúvio médios das áreas de drenagem selecionadas no SAU. (2/2)



#### 4.1.2 Torres de Fluxo nos Municípios de Paraíso do Sul e Cachoeira do Sul

As torres de fluxo utilizadas nestes estudo estão localizadas na bacia de contribuição do rio Jacuí, mais especificamente nos municípios de Paraíso do Sul e Cachoeira do Sul, ambos no Rio Grande do Sul. Elas pertencem à rede SULFLUX (Rede Sul Brasileira de Fluxos Superficiais e Mudanças Climáticas), que consiste de um conjunto de torres micrometeorológicas (torres de fluxo), instrumentadas com sensores padrões. A Figura 4.7 traz a localização das torres (SULFLUX, 2018).

Figura 4.7 – Localização e foto das torres de fluxo analisadas.



A Tabela 4.2 apresenta informações gerais das torres de fluxo de Paraíso do Sul e Cachoeira do Sul, daqui em diante nomeados por PAR e CAC, respectivamente. Ambas as torres estão instaladas em plantações de arroz irrigado por inundação. Na entressafra (pousio), não é realizado cultivo de qualquer espécie, de modo que a superfície fica coberta com a palha seca do arroz e eventuais crescimentos espontâneos de gramíneas silvestres (SOUZA, 2017).

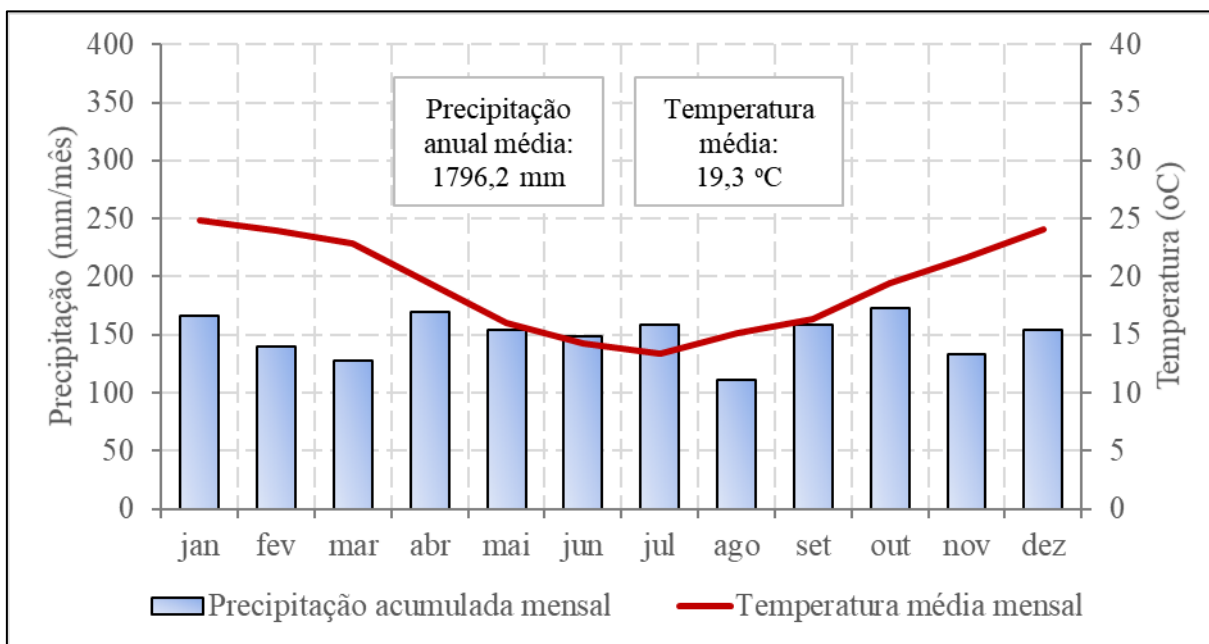
Tabela 4.2 – Informações gerais sobre as torres de fluxo avaliadas.

Município	Paraíso do Sul	Cachoeira do Sul
Nome da torre	PAR	CAC
Elevação	40,50 m	40,50 m
Cultura	Rizicultura	Rizicultura
Área do cultivo	50 ha	1.000 ha
Período avaliado	05 de julho de 2003 a 19 de julho de 2004	28 de dezembro de 2010 a 31 de dezembro de 2014
Medidas / Altura	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Temperatura do ar / 10,00 m;</li> <li>• Umidade relativa / 10,00 m;</li> <li>• Pressão / 10,00 m;</li> <li>• Velocidade e direção do vento / 10,00 m;</li> <li>• Precipitação / 10,00 m;</li> <li>• Saldo de radiação / 8,00 m;</li> <li>• Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente - PAR / 8,00 m;</li> <li>• Radiação Fotossinteticamente Ativa excedente - PAR / 8,00 m;</li> <li>• Radiação de ondas curtas incidente / 8,00 m;</li> <li>• Radiação de ondas curtas excedente / 8,00 m;</li> <li>• Radiação de ondas longas incidente / 8,00 m;</li> <li>• Radiação de ondas longas excedente / 8,00 m;</li> <li>• H<sub>2</sub>O no ar / 10,00 m;</li> <li>• CO<sub>2</sub> no ar / 10,00 m;</li> <li>• Fluxo de calor para o solo / -0,07 m;</li> <li>• Temperatura do solo / -0,02; 0,05; 0,10; 0,20 e 0,50 m;</li> <li>• Conteúdo de água do solo / -0,10; 0,20; 0,30; 0,40; 0,60 e 100,00 m.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Pressão / 1,00 m;</li> <li>• Temperatura do ar / 3,00 m;</li> <li>• Componentes da velocidade do vento / 3,00 m;</li> <li>• Precipitação / 6,00 m, Campbell Scientific - CSI Model TB4 Raingage;</li> <li>• Radiação de onda curta incidente / 6,00 m;</li> <li>• Saldo de Radiação / 3,40 m;</li> <li>• Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente - PAR / 0,50 m;</li> <li>• H<sub>2</sub>O no ar / 3,00 m;</li> <li>• CO<sub>2</sub> no ar / 3,00 m;</li> <li>• Fluxo de Calor no Solo / -0,02 m;</li> <li>• Temperatura do Solo / -0,02 m.</li> </ul>

Fonte: Souza (2017).

A Figura 4.8 apresenta a precipitação mensal acumulada média e a temperatura do ar média mensal de Santa Maria – RS, cidade próxima das torres avaliadas (INMET, 2018). A região é marcada por um período de frio, de abril a setembro, e um mais quente, de outubro a março. A temperatura do ar apresenta oscilação de menos de 15 °C, em julho, até cerca de 25 °C, em janeiro. Por outro lado, a precipitação não apresenta definição sazonal perceptível.

Figura 4.8 – Precipitação acumulada e temperatura do ar média mensais de Santa Maria – RS.



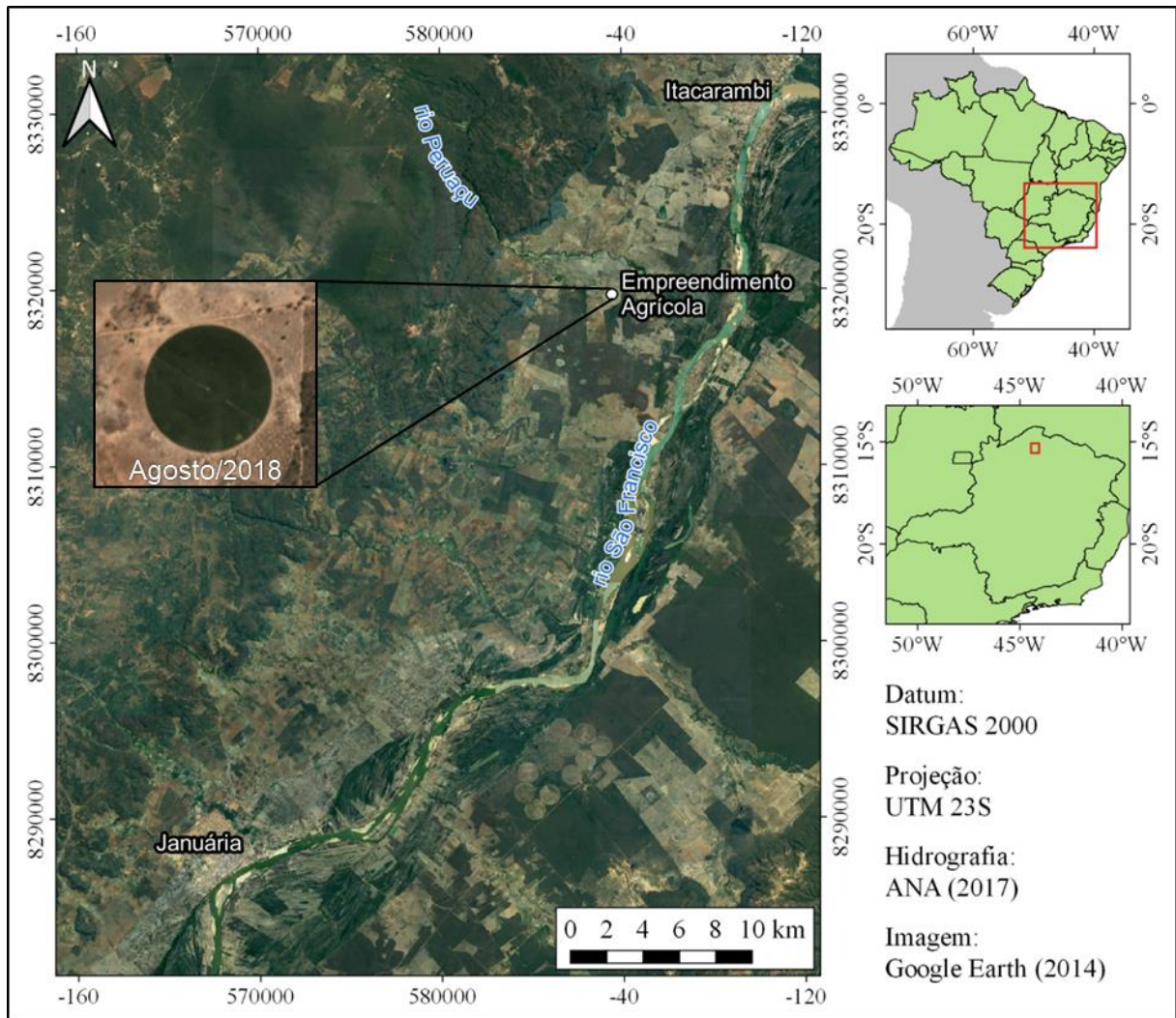
#### 4.1.3 Empreendimento Agrícola

O empreendimento agrícola (EA) selecionado é uma plantação de tomates, localizada no município de Januária – MG, a 600 km de Belo Horizonte – MG. O plantio se iniciou no dia 08 de junho de 2017 e a colheita se iniciou no dia 02 de outubro de 2017, totalizando 113 dias de vida da cultura. A irrigação na área é realizada por meio de um pivô central de 322,40 m de comprimento, o que resulta em uma área irrigada de 32,80 ha. A água utilizada para irrigação é bombeada do manancial subterrâneo e armazenada em um reservatório adjacente à plantação. Durante o funcionamento do pivô, a água é aduzida para uma torre, no eixo de rotação, e encaminhada para os aspersores.

A Figura 4.9 apresenta a localização do empreendimento.



Figura 4.9 – Localização do empreendimento agrícola em Januária – MG.



O consumo de água do pivô, em mm/dia, foi informado pelo agricultor e é estimado a partir do tempo de funcionamento do equipamento e sua velocidade de rotação. A Figura 4.10 apresenta o desenho esquemático do pivô central instalado na plantação de tomates.

A Tabela 4.3 é utilizada para converter a velocidade de rotação e o tempo de funcionamento do pivô em vazão.

Figura 4.10 – Desenho esquemático do equipamento de irrigação do empreendimento agrícola.

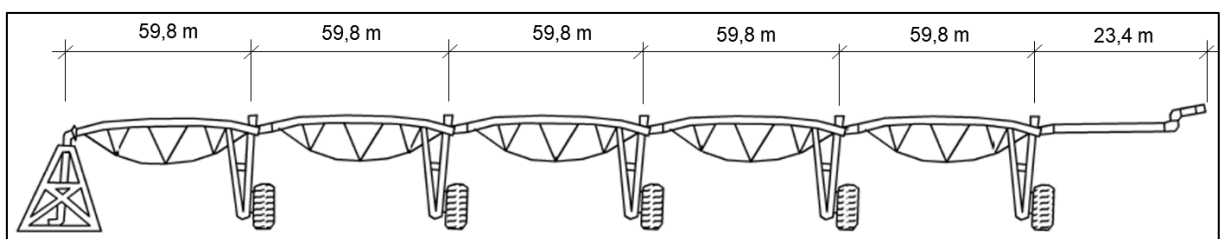


Tabela 4.3 – Planilha utilizada para estimar o consumo de água do pivô central instalado no EA.

Velocidade (%)	Período (horas/ciclo)	Lâmina Irrigada	
		(mm/ciclo)	(mm/24 h)
100,00	7,20	3,17	10,57
90,00	8,00	3,52	10,56
80,00	9,00	3,96	10,56
70,00	10,30	4,53	10,56
60,00	12,10	5,29	10,49
50,00	14,50	6,34	10,49
40,00	18,10	7,93	10,51
30,00	24,10	10,57	10,53
20,00	36,20	15,86	10,51
10,00	72,30	31,72	10,53

## 4.2 Análise de Sensibilidade do Modelo SSEBop

Foi realizada uma análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo SSEBop com o objetivo de apurar a importância dos mesmos para a estimativa da  $ET_a$ . A Tabela 4.4 apresenta os valores adotados para a análise, que correspondem ao que é encontrado frequentemente nas áreas de estudo avaliadas neste trabalho. Foram realizadas análises de sensibilidade em função do fator  $c$  e do parâmetro  $dT$ . Para ambas as análises, realizou-se a variação de  $T_s$ , de modo que os valores máximo e mínimo de  $ET_f$  fossem atingidos. Os valores de temperatura máxima diária do ar ( $T_{max}$ ) e evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) são constantes nas duas análises. Visando avaliar a influência da magnitude de  $dT$ , foram utilizados os valores médios de  $dT$  iguais a 10 K e a 15 K.

Tabela 4.4 – Valores utilizados na análise de sensibilidade do modelo SSEBop.

Parâmetro / Variável	Varição do fator $c$	Varição do parâmetro $dT$
$T_{max}$ (K)	298,0	298,0
$T_s$ (K)	(300,0 ± 10,0)	(300,0 ± 10,0)
$dT$ (K)	10,0 e 15,0	(10,0 ± 1,0) e (15,0 ± 1,0)
Fator $c$ (adimensional)	(0,98500 ± 0,00985)	0,9850
$ET_0$ (mm/dia)	6,5	6,5

Ao todo, a análise de sensibilidade contemplou 4 cenários, descritos a seguir:

- A)  $dT = 10$  K; **Fator  $c = (0,98500 \pm 0,00985)$** ;  $T_{max} = 298$  K;  $T_s = (300 \pm 10)$  K;  $ET_0 = 6,5$  mm/dia;

- B)  $dT = 15 \text{ K}$ ; **Fator c = (0,98500 ± 0,00985)**;  $T_{\max} = 298 \text{ K}$ ;  $T_s = (300 \pm 10) \text{ K}$ ;  $ET_0 = 6,5 \text{ mm/dia}$ ;
- C)  **$dT = (10 \pm 1,0) \text{ K}$** ; Fator c = 0,98500;  $T_{\max} = 298 \text{ K}$ ;  $T_s = (300 \pm 10) \text{ K}$ ;  $ET_0 = 6,5 \text{ mm/dia}$ ;
- D)  **$dT = (15 \pm 1,0) \text{ K}$** ; Fator c = 0,98500;  $T_{\max} = 298 \text{ K}$ ;  $T_s = (300 \pm 10) \text{ K}$ ;  $ET_0 = 6,5 \text{ mm/dia}$ .

### 4.3 Aplicação do Modelo SSEBop

Foram avaliadas 9.732 imagens MODIS na região do SAU, agregadas em 4.866 dias, e 161 imagens Landsat, sendo 148 na região das torres de fluxo PAR e CAC, e 13 no EA. O processamento desse grande número de imagens foi possível mediante a utilização de algoritmos, escritos em linguagem Python 2.7. O APÊNDICE A apresenta o código elaborado para aplicação do modelo SSEBop à região das torres de fluxo de PAR e CAC, com imagens Landsat 7.

As médias espaciais de  $ET_a$  das bacias avaliadas na região do SAU e o dados pontuais nos sítios PAR e CAC e no EA foram registrados para a validação dos resultados, que foi realizada por meio de planilhas de cálculo.

A plataforma de geoprocessamento QGIS 3.0 foi utilizada para a elaboração dos mapas de  $ET_a$ .

#### 4.3.1 Implementação do modelo SSEBop no SAU

Os dados de entrada utilizados para a implementação e operação do modelo SSEBop no Sistema Aquífero Urucuaia estão apresentados na Tabela 4.5. Foram coletadas informações de 10 de abril de 2000 a 31 de dezembro de 2013.

Tabela 4.5 – Dados de entrada utilizados para a implementação do modelo SSEBop no SAU.

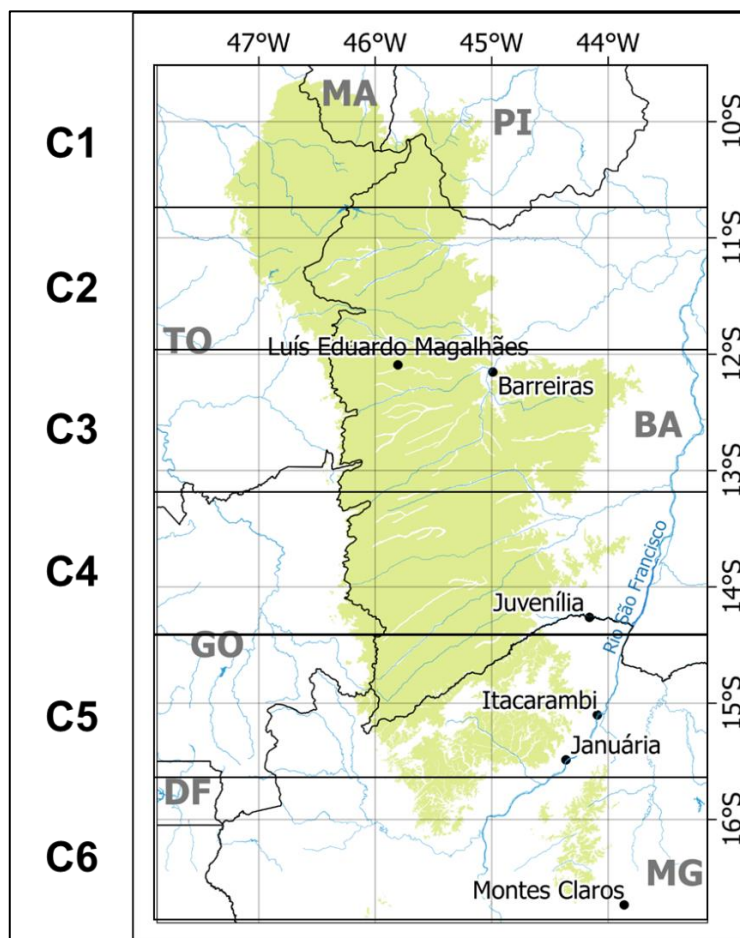
Dado de Entrada	Símbolo	Fonte	Resolução	
			Espacial	Temporal
Elevação	Z	GMTED2010 (USGS, 2010)	900 m	-
Temperatura da superfície	$T_s$	MODIS (Z. WAN, S. H., 2015)	1000 m	1 dia
Índice de Vegetação de Diferença Normalizada	NDVI	MODIS (DIDAN, 2015)	1000 m	16 dias
Temperatura do ar	$T_{\max}$	(XAVIER <i>et al.</i> , 2015)	27 km	1 dia
Evapotranspiração de referência	$ET_0$	(XAVIER <i>et al.</i> , 2015)	27 km	1 dia

Foram avaliadas as versões do modelo SSEBop apresentadas por Senay *et al.* (2013) e por Senay *et al.* (2017), cuja diferença consiste basicamente na determinação do fator  $c$ , e no tocante a essa área de estudo, denominadas de SSEBop-v3 e SSEBop-v4, respectivamente. O fator  $c$  também foi calculado de duas formas para cada versão do modelo: um único valor de  $c$  para toda a área de estudo; 6 valores de  $c$  distribuídos latitudinalmente conforme a Figura 4.11. Essa divisão foi feita com intenção de avaliar influência da latitude na sazonalidade do parâmetro. Diferentemente de Senay *et al.* (2013), que adota um único valor de  $c$  para toda a série temporal, o fator  $c$  do SSEBop-v3 foi calculado por imagem analisada.

O cálculo do parâmetro  $dT$  foi realizado a partir da metodologia proposta por Senay *et al.* (2013). Também foi avaliado o efeito da inclusão de dados de umidade relativa do ar (RH) no cálculo de  $R_n$ , segundo metodologia proposta por Allen *et al.* (1998).

Avaliou-se também a influência da utilização de dados meteorológicos produzidos diariamente, em comparação a dados médios (dados climatológicos diários), no cálculo de  $R_n$ ,  $T_c$ ,  $ET_0$  e, conseqüentemente,  $ET_a$ . Os dados climatológicos foram gerados a partir das séries históricas meteorológicas fornecidas por Xavier *et al.* (2015), entre 1980 e 2013.

Figura 4.11 – Distribuição das áreas utilizadas para o cálculo do fator c na região do SAU.



Ao todo, foram avaliados 8 cenários, ou parametrizações, de implementação do modelo SSEBop, conforme a Tabela 4.6.

Tabela 4.6 – Parametrizações adotadas para o cálculo do fator c, na região do SAU.

Número	Parametrização	Dados Meteorológicos	Versão do Modelo SSEBop	Número de Áreas para o Cálculo do Fator c
1	v3_médio_1c	Dado climatológico diário	SSEBop-v3	1
2	v3_médio_6c	Dado climatológico diário	SSEBop-v3	6
3	v4_médio_1c	Dado climatológico diário	SSEBop-v4	1
4	v4_médio_6c	Dado climatológico diário	SSEBop-v4	6
5	v3_diário_1c	Dado meteorológico diário	SSEBop-v3	1
6	v3_diário_6c	Dado meteorológico diário	SSEBop-v3	6
7	v4_diário_1c	Dado meteorológico diário	SSEBop-v4	1
8	v4_diário_6c	Dado meteorológico diário	SSEBop-v4	6

O parâmetro  $c$  foi calculado para cada imagem de  $T_s$  avaliada. No caso específico da implementação do SSEBop no SAU, em imagens nas quais não há pixels suficientes que atendam o critério estabelecido (pelo menos 50 pixels com  $NDVI > 0,7$  para SSEBop-v3, ou com  $NDVI > 0,8$  para SSEBop-v4), foi utilizado o valor médio mensal de  $c$ , correspondente ao mês da imagem em questão. Essa técnica é mais aplicada nos meses correspondentes ao final do período seco (agosto e setembro), devido à condição de déficit hídrico da vegetação comum a esse período.

Segundo Senay *et al.* (2013), devido à existência de múltiplos meios de obtenção de dados para o cálculo do parâmetro  $dT$ , estabeleceu-se que  $r_{ah}$  deve ser calibrada de modo que o valor de  $dT$  se aproxime da máxima diferença de temperatura entre um local úmido, bem vegetado e frio, e um local seco, com solo exposto e quente, em uma dada cena (imagem de satélite). No SAU,  $dT$  foi calibrada a partir da diferença de temperatura dos quantis de 1% e 99% de cerca de 4.900 dias. Para assegurar a correspondência do quantil de  $T_s$  de 99% a um solo seco e exposto, a calibração foi realizada no período de 01 de maio a 30 setembro (2001 a 2013), quando a vegetação está mais seca. A opção pelos quantis de 1% e 99% foi feita afim de se evitar a adoção de valores extremos correspondentes a pixels com presença de nuvens (temperatura muito baixa) e pixels com presença de rochas muito refletivas (temperatura muito alta), de modo que  $dT$  seja calibrado somente a partir de superfícies vegetadas ou com solo exposto.

#### **4.3.2 Implementação do Modelo SSEBop na Região das Torres de Fluxo PAR e CAC**

O SSEBop foi implementado na região das torres PAR e CAC mediante o uso dos dados apresentados na Tabela 4.7. Foram coletados dados de julho de 2003 a julho de 2004 e de dezembro de 2010 a dezembro de 2014, percorrendo o período analisado das torres PAR e CAC, respectivamente.

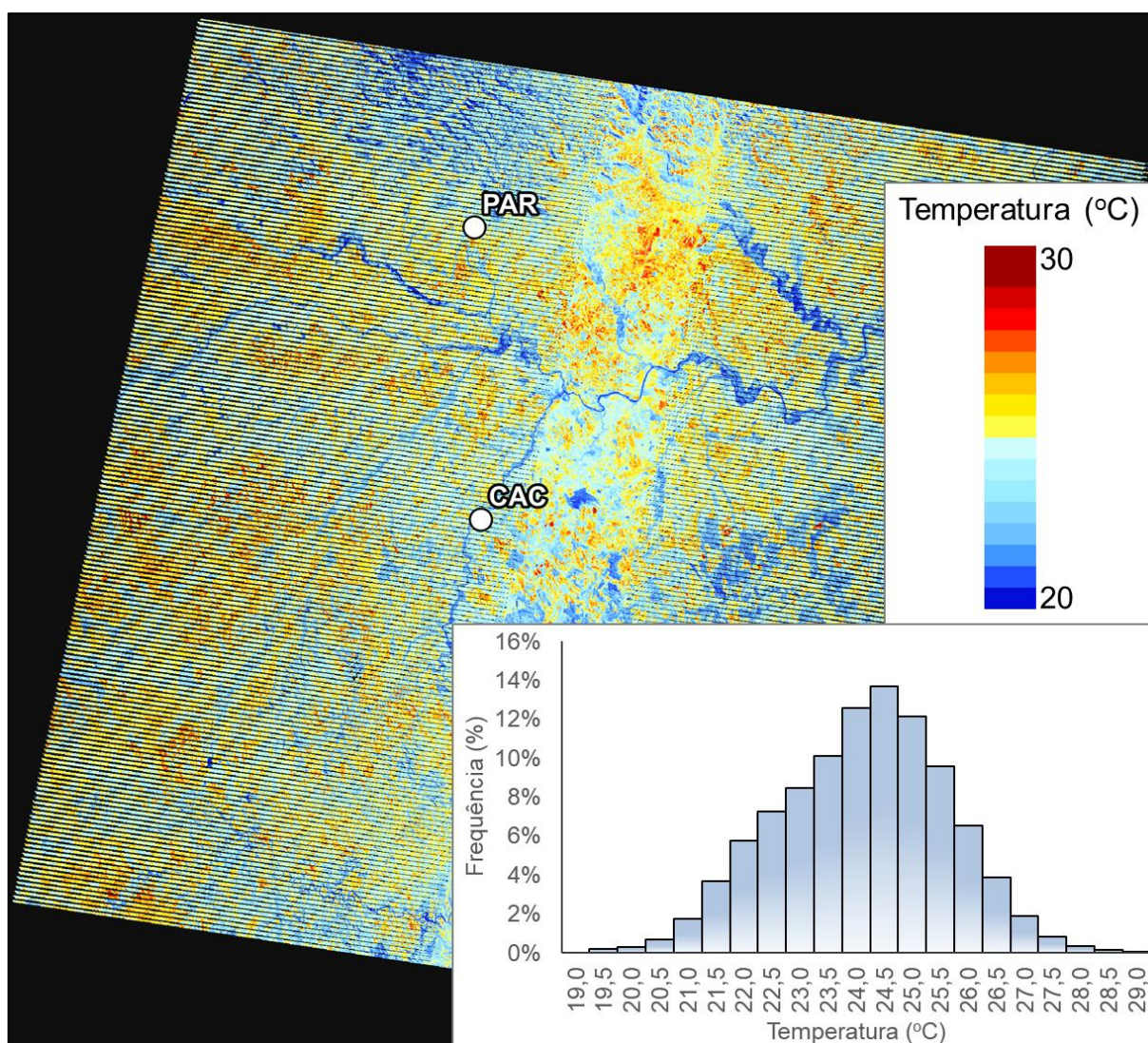
Tabela 4.7 – Dados de entrada usados para implementação do SSEBop na região das torres PAR e CAC.

Dado de Entrada	Símbolo	Fonte	Resolução	
			Espacial	Temporal
Elevação	Z	SRTM (USGS, 2014)	30 m	-
Temperatura da superfície	T <sub>s</sub>	Landsat 8 OLI/TIRS Landsat 7 ETM+ (USGS, 2017)	100 m	8 dias
Índice de Vegetação de Diferença Normalizada	NDVI	Landsat 8 OLI/TIRS Landsat 7 ETM+ (USGS, 2017)	30 m	8 dias
Temperatura máxima do ar	T <sub>max</sub>	MERRA-2 (GMAO, 2015)	1 km	mensal

O modelo SSEBop foi implementado na região das torres de fluxo PAR e CAC, conforme a metodologia proposta por Senay *et al.* (2017). A calibração do parâmetro dT foi realizada a partir do cálculo do desvio padrão de T<sub>s</sub> calculado para cada imagem analisada. Para isso, avaliou-se a distribuição de T<sub>s</sub> e, a partir da análise visual do histograma, concluiu-se que ela se aproxima de uma distribuição normal, na região considerada. Adicionalmente, o teste de normalidade de Shapiro-Wilk (SHAPIRO e WILK, 1965) foi realizado com várias amostras de tamanho variável, entre 1.000 e 30.000 pixels. Verificou-se que T<sub>s</sub> se distribui normalmente no espaço, com nível de significância de 10%, na região considerada.

A título de exemplo, a Figura 4.12 apresenta o histograma de T<sub>s</sub> para o dia 29 de agosto de 2013. O valor de dT foi então calibrado em função de seis vezes o valor do desvio padrão de T<sub>s</sub> por imagem, que cobre aproximadamente 99,7% da distribuição de T<sub>s</sub> (GRAFAREND, 2006). A opção por esse método para calibrar dT, em vez do utilizado no SAU, se deu por causa resolução espacial mais fina das imagens Landsat em relação às imagens MODIS, de forma que os pixels com presença de nuvens (não removidos pelas técnicas de tratamento) e de rochas somam percentis menores em relação ao total da imagem. Assim sendo, uma técnica que abarca uma parcela maior da distribuição de T<sub>s</sub> pode ser usada.

Figura 4.12 – Imagem e histograma de temperatura da superfície do dia 29 de agosto de 2013, na região das torres PAR e CAC.



Fonte da imagem: Landsat 7 – USGS (2017)

Diante da disponibilidade de dados meteorológicos pontualmente, no local das duas torres, foi avaliada a influência do desvio da medida de temperatura do ar utilizada na implementação do modelo, em relação aos dados medidos localmente. Para tanto foram consideradas duas hipóteses. A primeira é que a temperatura do ar fornecida pelo produto de reanálise MERRA-2 (GMAO, 2015) apresenta desvios consistentes em relação ao medido nas torres PAR e CAC; a segunda é que resolução do produto (cerca de 50 km) é incapaz de captar as diferenças de temperatura do ar presentes entre pequenas áreas, captando apenas uma média espacial da temperatura. Dessa forma, o modelo SSEBop foi reimplementado considerando as duas hipóteses supracitadas:



- 1) O produto de temperatura do ar MERRA-2 (GMAO, 2015) foi corrigido por inteiro a partir do desvio encontrado em relação à temperatura medida na torre;
- 2) Apenas o pixel correspondente à área da torre foi corrigido para o valor da torre, permanecendo o resto da imagem como está.

### 4.3.3 Implementação do Modelo SSEBop no Empreendimento Agrícola

O modelo SSEBop foi implementado no Empreendimento Agrícola conforme a metodologia de Senay *et al.* (2017). Foram avaliadas 14 imagens Landsat 8 e Landsat 7 (USGS, 2017). Os dados utilizados estão dispostos na Tabela 4.8. Os dados utilizados nessa área foram obtidos no período compreendido entre junho e outubro de 2017, percorrendo todo o ciclo do cultivo de tomates.

Tabela 4.8 – Dados de entrada usados para implementação do SSEBop na plantação de tomates.

Dado de Entrada	Símbolo	Fonte	Resolução	
			Espacial	Temporal
Elevação	Z	GMTED2010 (USGS, 2010)	900 m	-
Temperatura da superfície	T <sub>s</sub>	Landsat 8 OLI/TIRS Landsat 7 ETM+ (USGS, 2017)	100 m	8 dias
Índice de Vegetação de Diferença Normalizada	NDVI	Landsat 8 OLI/TIRS Landsat 7 ETM+ (USGS, 2017)	30 m	8 dias
Temperatura máxima do ar	T <sub>max</sub>	(WORLDCLIM, 2017)	1 km	mensal
Evapotranspiração de referência	ET <sub>0</sub>	(XAVIER <i>et al.</i> , 2015)	27 km	1 dia

## 4.4 Validação do modelo SSEBop

### 4.4.1 Sistema Aquífero Urucuia

#### 4.4.1.1 Balanco Hídrico Anual

O balanço hídrico anual (BH Anual) para a estimativa da evapotranspiração real (ETa) também foi usado para validar a ETa derivada pelo SSEBop em larga escala nos trabalhos de Senay *et al.* (2011) e Zhang *et al.* (2010). O balanço hídrico em bacia hidrográfica pode ser estimado pela Equação (7):

$$ET_a = P - D - \Delta S \quad (7)$$

onde P é a precipitação anual da bacia, D é o deflúvio anual da bacia e  $\Delta S$  é a variação anual do armazenamento de águas subterrâneas e águas superficiais. A principal hipótese é que as mudanças de armazenamento são insignificantes em uma escala de tempo anual numa bacia hidrográfica, ou seja,  $\Delta S = 0$ .

Os dados de precipitação foram obtidos de Xavier *et al.* (2015), já os de vazão, a partir da plataforma *Hidroweb*, da Agência Nacional das Águas (ANA), entre janeiro de 1980 e dezembro de 2012. Foram obtidos dados das quatro estações fluviométricas citadas no item 4.1.1 e suas respectivas áreas de drenagem.

#### 4.4.1.2 Balanco Hídrico Mensal

Neste trabalho, os dados de  $ET_a$  mensais estimados pelo modelo SSEBop foram validados frente a estimativas do modelo hidrológico SMAP, descrito no Item 3.2.4. Os parâmetros  $S_{tr}$ ,  $P_{es}$ ,  $C_{rec}$  e  $K_k$  foram calibrados por um procedimento semiautomático. Inicialmente os parâmetros foram calibrados com o algoritmo de Rosenbrock-Hill (KUESTER e MIZE, 1973) seguido de um refinamento manual por tentativa e erro. A função objetivo adotada foi o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (1970), sendo o ajuste manual final baseado na visualização dos gráficos de comparação entre a vazão observada e calculada. Esse procedimento foi efetuado para cada bacia citada no item 4.1.1.

A calibração foi efetuada para o período setembro de 1998 a agosto de 2012. Foram utilizados os dados mensais de precipitação e  $ET_0$ , organizados por Xavier *et al.* (2015), bem como as vazões mensais obtidas no *Hidroweb*, da ANA. Esses dados permitiram o cálculo dos valores médios mensais sobre as áreas de drenagem das estações fluviométricas apresentadas na Figura 4.5. Os resultados do coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970) obtidos variaram de 0,68 a 0,73.

#### 4.4.2 **Torres PAR e CAC**

A validação do modelo SSEBop na região das torres PAR e CAC se deu mediante a comparação dos resultados do modelo com informações de fluxo calor latente (LE) diário, medido nas torres. Para tanto, os dados brutos de LE medidos foram agregados em LE diário e posteriormente

corrigidos para fechamento do balanço de energia. O calor latente foi transformado em ET via aplicação das Equações 4.1 e 4.2, fornecidas por Yau & Rogers (1996):

$$ET_a = \frac{LE}{L} \quad 4.1$$

$$L = 2500,8 - 2,36 T + 0,0016 T^2 - 0,00006 T^3 \quad 4.2$$

nas quais  $ET_a$  é a evapotranspiração real; LE é o fluxo de calor latente; L é calor latente específico de vaporização da água; e T é a temperatura média diária do ar. Para a transformação foram usados os dados de temperatura média diária do ar, medidas nas torres de fluxo.

#### **4.4.3 Empreendimento Agrícola**

A validação das estimativas  $ET_a$  no EA se deu por meio da comparação dos valores de  $ET_a$  com os valores de consumo do pivô informados pelo agricultor responsável. O agricultor opera o pivô central e informa a velocidade de utilizada de rotação do pivô. Então, o consumo é determinado mediante consulta aos dados da Tabela 4.3. Os resultados também foram confrontados ao método de estimativa de  $ET_c$ , proposto por Hunsaker *et al.* (2003), para culturas de algodão.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

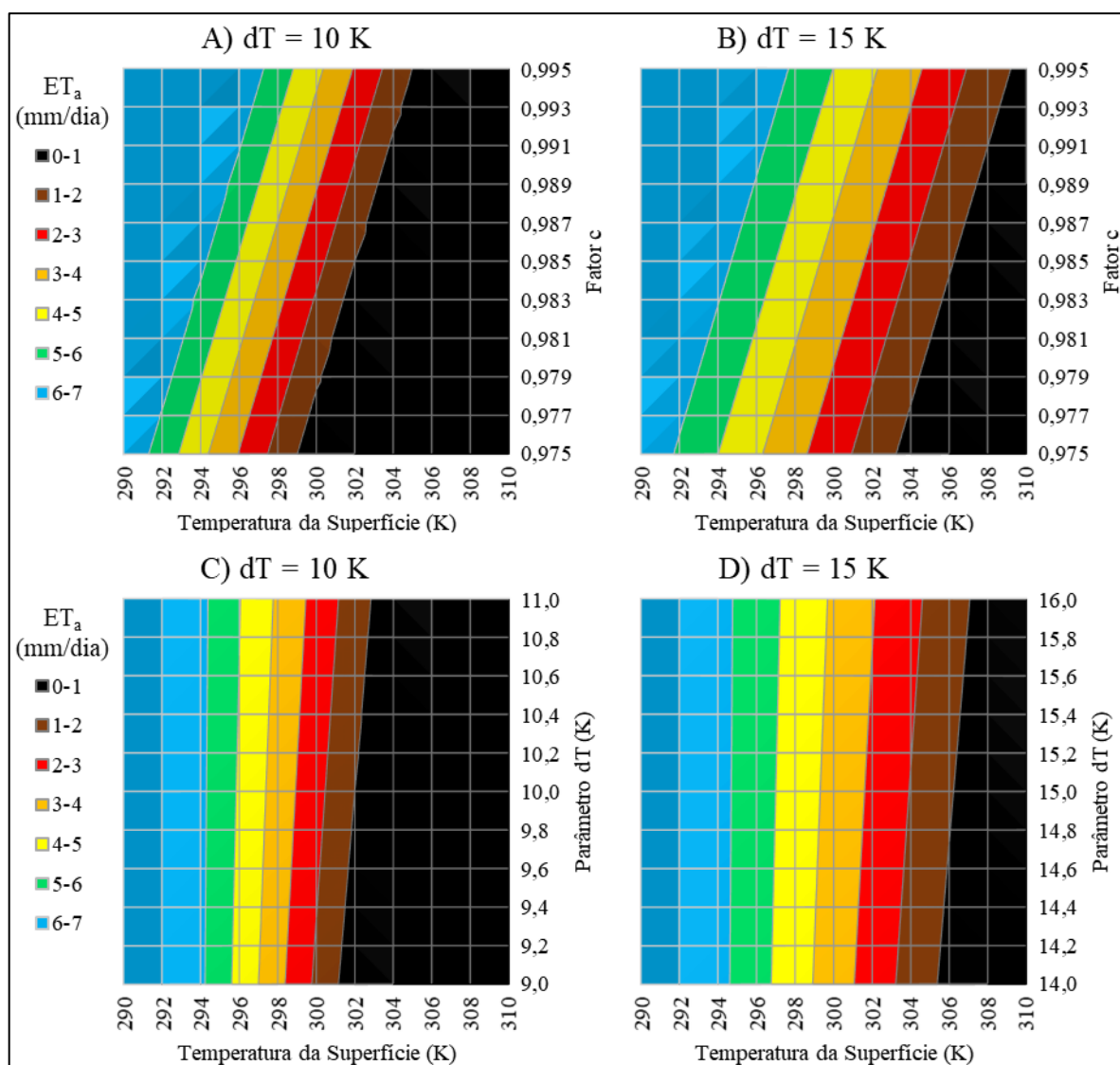
### 5.1 Análise de Sensibilidade do Modelo SSEBop

A Figura 5.1 apresenta os resultados gráficos da análise de sensibilidade do modelo SSEBop aos parâmetros  $c$  (A e B) e  $dT$  (C e D). No eixo das abcissas constam valores de  $T_s$  utilizados na análise. Os valores de  $ET_a$  estão representados em faixas de cores diferentes. A largura das faixas indica a sensibilidade de  $ET_a$  a  $T_s$ , de modo que faixas mais estreitas indicam maior sensibilidade à temperatura da superfície. Em A e C ( $dT = 10$  K), o menor valor de  $dT$  torna  $ET_a$  mais sensível a  $T_s$  do que em C e D ( $dT = 15$  K).

A inclinação das faixas indica a sensibilidade do modelo aos parâmetros. A magnitude de  $T_s$  influencia a sensibilidade de  $ET_a$  a  $dT$ , o que é observado pela inclinação variável em C e D. Percebe-se que  $ET_a$  é mais sensível a variações no valor de  $c$  (A e B) do que em  $dT$  (C e D). Considerando-se todas as variáveis constantes, a alteração de 2% no fator  $c$  acarreta variação de até 4,0 mm/dia em  $ET_a$ , enquanto alteração de 1 K em  $dT$  (7 a 10%) gera variação de até 1,2 mm/dia em  $ET_a$ . Vale mencionar que o modelo também se apresenta mais sensível aos parâmetros quando o valor de  $dT$  é mais baixo (A e C).

Esta análise de sensibilidade demonstra a importância do cálculo com alta precisão do fator  $c$ . Também indica a conveniência de adotar uma maior discretização espacial e temporal para a determinação do valor de  $c$ . Tal necessidade foi verificada por Senay *et al.* (2017), que calcula o valor de  $c$  para cada cena Landsat e dia avaliado, diferentemente de Senay *et al.* (2013), que simplesmente adotou um valor único no espaço (EUA continental) e no tempo (2000 a 2011).

Figura 5.1 – Resultados da análise de sensibilidade do modelo SSEBop aos parâmetros  $c$  (A e B) e  $dT$  (C e D). Valores médios de  $dT$  adotados iguais a 10 K (A e C) e a 15 K (B e D).

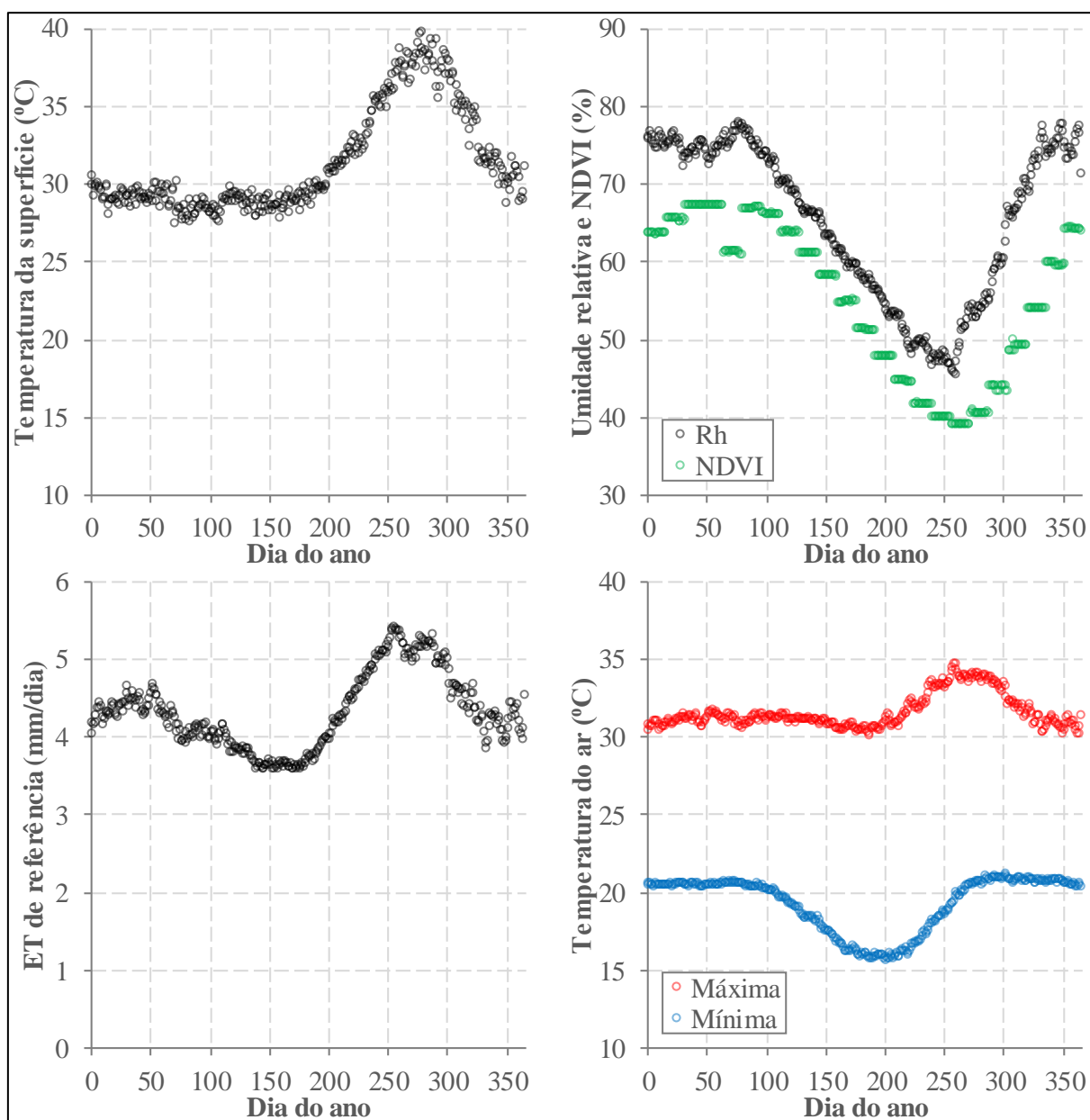


## 5.2 Implementação do Modelo SSEBop

### 5.2.1 Sistema Aquífero Urucuia

A Figura 5.2 apresenta algumas Normais climatológicas, utilizadas para implementação do SSEBop no SAU, em função do dia do ano. Os dados de temperatura da superfície e NDVI foram calculados entre 10 de abril de 2000 e 31 de dezembro de 2013, enquanto os dados de temperatura do ar, RH e  $ET_0$  foram calculados entre 01 de janeiro de 1980 e 31 de dezembro de 2013. Nota-se o comportamento semelhante de  $T_s$ ,  $T_{max}$  e  $ET_0$ . Fica evidente também a correlação entre RH e NDVI.

Figura 5.2 – Normais climatológicas (1980-2013) da região do SAU (médias espaciais para cada dia do ano).



Fonte dos dados diários: Ts (Z. WAN, S. H., 2015); NDVI (DIDAN, 2015); Temperatura do ar,  $ET_0$  e RH (XAVIER *et al.*, 2015).

O parâmetro dT foi calculado no SAU de quatro formas, a seguir:

- 1) Com dados de RH e dados meteorológicos diários (01/01/2000 a 31/12/2013 – 5114 dias);
- 2) Com dados de RH e dados climatológicos diários (normais diárias – 366 dias);
- 3) Sem dados de RH e dados meteorológicos diários (01/01/2000 a 31/12/2013 – 5114 dias);
- 4) Sem dados de RH e dados climatológicos diários (normais diárias – 366 dias).

A comparação das quatro formas de calcular  $dT$  indicou um desvio médio de 0,06 K. A partir da análise de sensibilidade do modelo SSEBop ao parâmetro  $dT$ , notou-se que a variação de 1,0 K em  $dT$ , provoca uma variação média menor que 1,0 mm em  $ET_a$ . Portanto, a diferença entre os métodos de cálculo de  $dT$  se mostrou insignificante.

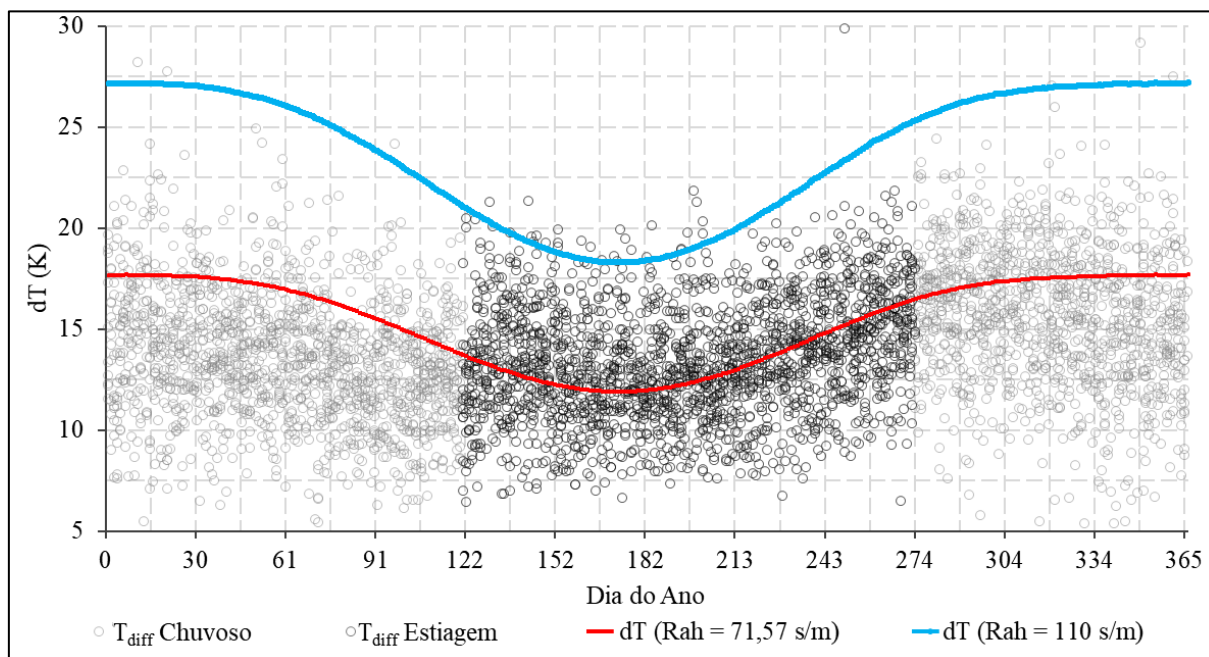
Dessa forma, optou-se por trabalhar com a alternativa 4, e foram geradas 366 imagens de  $dT$  para a região do SAU. Senay *et al.* (2013) também adotaram essa simplificação.

Durante a implementação do modelo SSEBop na região do SAU, identificou-se valores altos de  $dT$  quando comparados à variação de  $T_s$  nas imagens MODIS. Por este motivo, os valores de  $dT$  foram calibrados em função da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ), cujo valor indicado por Senay *et al.* (2013), de 110 s/m, também fora obtido via calibração.

A calibração resultou em um valor de  $r_{ah}$  igual a 71,57 s/m. Qiu *et al.* (1998) demonstraram que o valor de  $r_{ah}$  pode variar entre 60 e 110 s/m. Senay *et al.* (2013) afirmam que o valor de  $r_{ah}$  resultante da calibração pode variar devido ao método de cálculo de  $R_n$ , mas, uma vez fixado o valor de  $r_{ah}$ , a equação de  $dT$  pode ser aplicada em qualquer local e instante.

A Figura 5.3 apresenta o resultado da calibração de  $dT$ , em que  $T_{diff}$  Chuvoso e  $T_{diff}$  Estiagem representam a diferença dos quantis 99% e 1% da temperatura da superfície na região do SAU, nos períodos chuvoso e de estiagem, respectivamente.

Figura 5.3 – Calibração de  $dT$  em função de  $r_{ah}$ , na região do SAU.

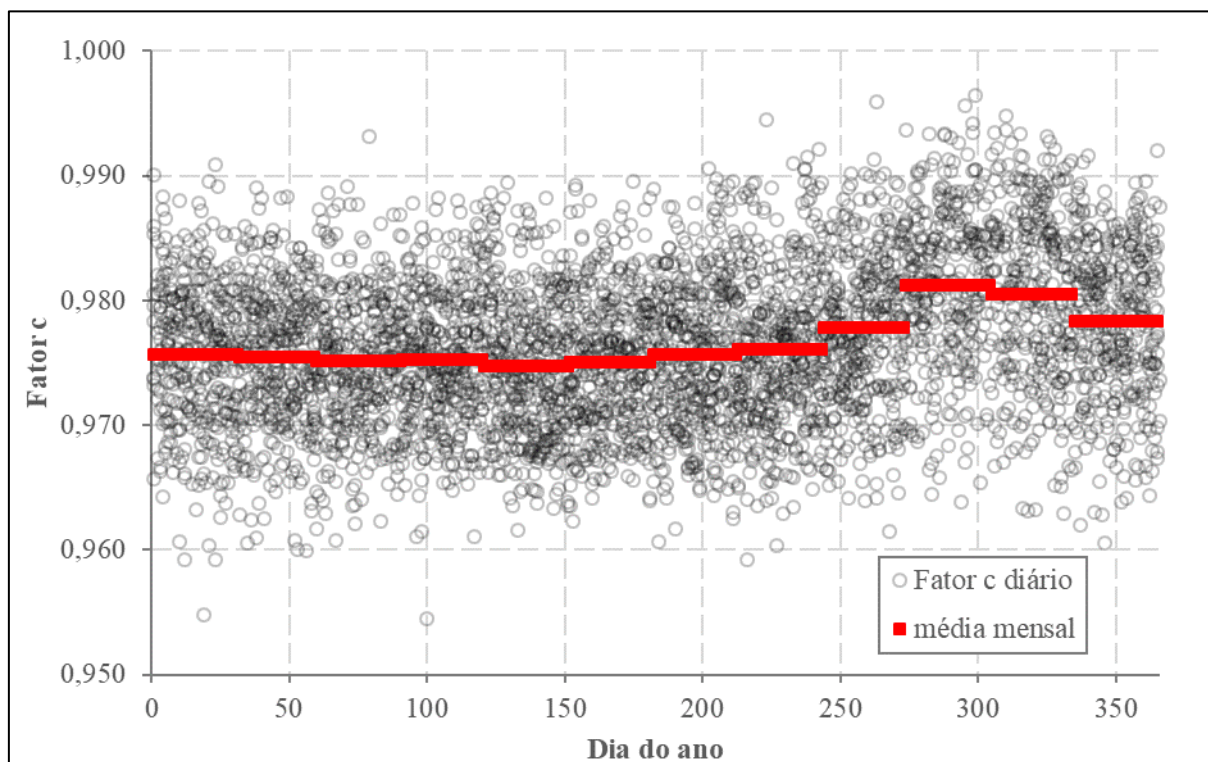


O fator  $c$  foi calculado segundo as 8 parametrizações citadas na Tabela 4.6. Em dias que as condições para o cálculo do fator  $c$  não foram atendidas na área de estudo, foi utilizado o valor de  $c$  médio do mês correspondente, calculado entre 10 de abril de 2000 a 31 de dezembro de 2013. A Figura 5.4 apresenta os valores do fator  $c$  em função do dia do ano, bem como os valores médios mensais do fator  $c$ , calculados segundo as Parametrizações 3 e 7. A média mensal do fator  $c$  varia cerca de 1,0% ao longo do ano. Já os valores diários apresentam maior variação, da ordem de 4,0%. Segundo Senay *et al.* (2017), a variação de  $c$  em 1,0% pode acarretar em um erro de cerca de 25,0% na estimativa de  $ET_a$ , para valores pequenos de  $dT$  (cerca de 4 K).

A análise da Figura 5.4 evidencia a variabilidade do fator  $c$  no tempo, mas sua variabilidade no espaço também pode ser determinante para uma aplicação bem sucedida do modelo SSEBop. Por esse motivo, considerou-se o cálculo do fator  $c$  em áreas menores, de modo a se avaliar a variação espacial do parâmetro, além de sua sazonalidade.



Figura 5.4 – Valores diários e mensais do fator c, no SAU (Parametrização 7).



Os valores médios mensais do fator c calculados com dados meteorológicos podem ser vistos na Figura 5.5, enquanto os valores médios mensais das parametrizações que envolvem dados climatológicos constam na Figura 5.6. Fica evidente a redução do valor do fator c calculado segundo a versão SSEBop-v4, em relação à versão SSEBop-v3. Esta redução é intencional, e se dá por causa da utilização de duas vezes o desvio padrão de  $T_{CORR}$  na formulação do fator c (SENAY *et al.*, 2017). Esta tentativa de redução do valor de c se deve à maior permissividade do critério para o cálculo do fator c na versão SSEBop-v4, na qual são utilizados pixels com valor de NDVI superior a 0,7, em oposição ao valor de NDVI superior a 0,8 da versão SSEBop-v3.

É possível comparar os valores de c calculados para toda a área do SAU (1 c) com os valores calculados nas 6 faixas latitudinais avaliadas (c1, c2, c3, c4, c5 e c6). De maneira geral, o valor de c único se apresenta como uma média espacial dos valores dos 6 c, embora ele seja incapaz de considerar as divergências das variações sazonais identificadas nas diferentes faixas de latitude. A faixa 1 apresenta variações sazonais maiores, enquanto a faixa 6 se apresenta mais estável ao longo do ano. Entretanto, não foram identificadas relações claras entre a latitude e o comportamento do fator c.

A utilização de dados climatológicos apresentou uma redução da variabilidade dos valores de c entre as faixas de latitude. Não foi percebida diferenças expressivas na variação sazonal entre a utilização de dados climatológicos ou meteorológicos.

Figura 5.5 – Valores médios mensais do fator c calculados com dados meteorológicos diários. Versões SSEBop-v3 (v3) e SSEBop-v4 (v4); cálculo do fator c único para toda a região do SAU (c\_v3 e c\_v4) e subdividido em 6 faixas (v3\_c1 a v3\_c6 e v4\_c1 a v4\_c6).

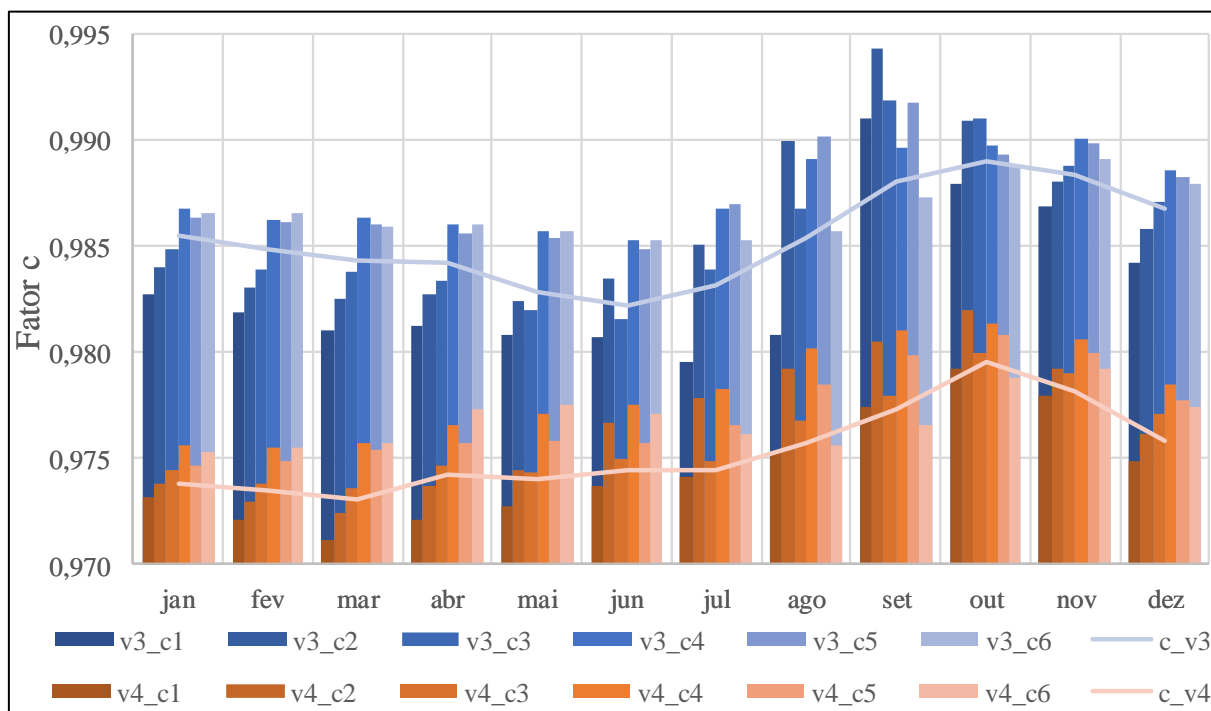
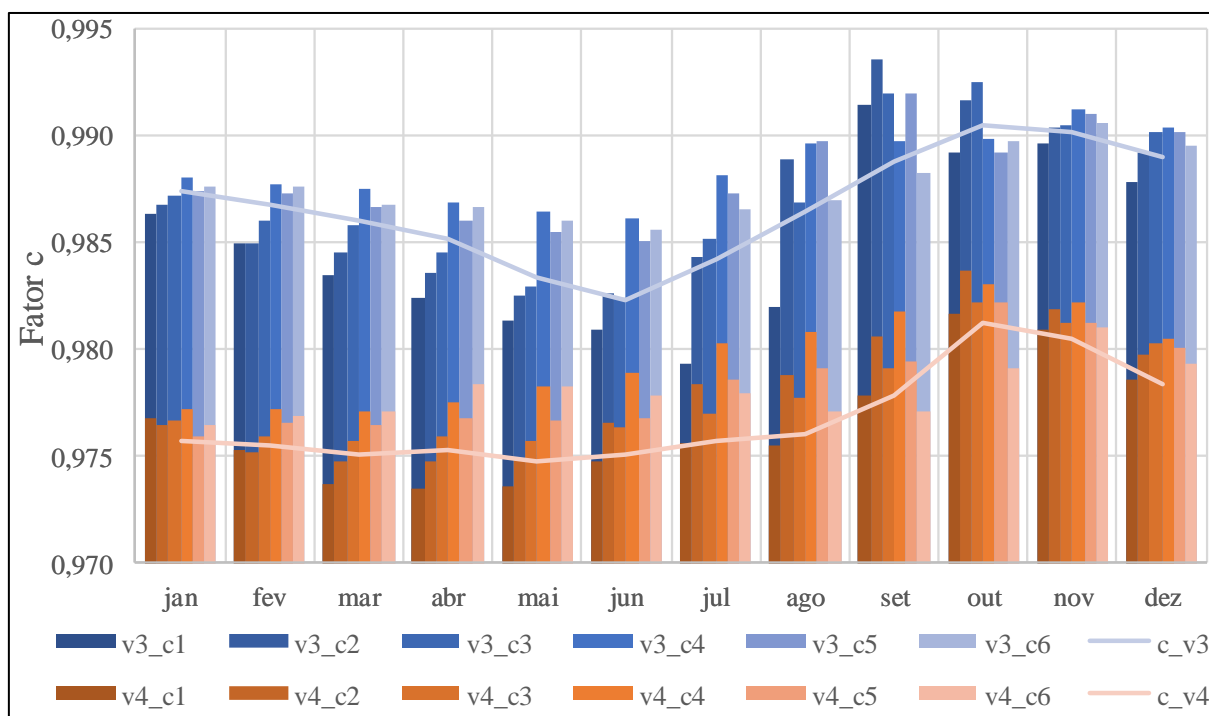


Figura 5.6 – Valores médios mensais do fator c calculados com dados climatológicos diários. Versões SSEBop-v3 (v3) e SSEBop-v4 (v4); cálculo do fator c único para toda a região do SAU (c\_v3 e c\_v4) e subdividido em 6 faixas (v3\_c1 a v3\_c6 e v4\_c1 a v4\_c6).

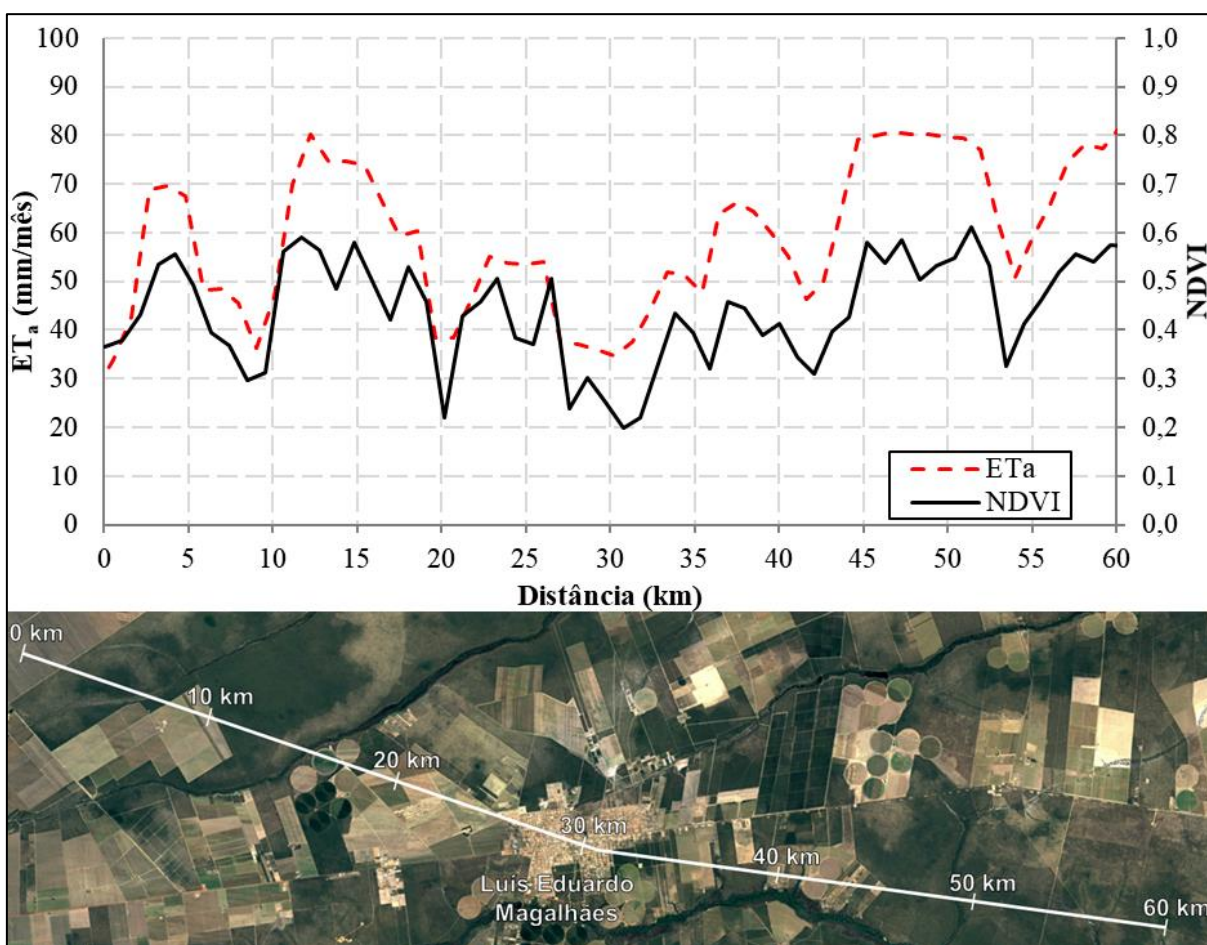


A Figura 5.7 apresenta o perfil de NDVI e  $ET_a$  mensal, calculada pela parametrização 3, referente a julho de 2010. De maneira geral, é possível perceber uma boa concordância entre a evapotranspiração real e o índice de vegetação, conforme o que era esperado. Contudo, a diferença de resolução espacial dos produtos de temperatura da superfície e de NDVI do sensor MODIS resulta em menor sensibilidade espacial de  $ET_a$  entre as diferentes coberturas do solo, como pode-se perceber nos quilômetros 25 e entre 45 e 50

Nos 15 primeiros quilômetros, o perfil passa por áreas de vegetação nativa e de agricultura não irrigada. Nota-se que a vegetação nativa apresenta valores mais altos de  $ET_a$  e NDVI. Próximo ao quilômetro 30 está a área urbana do município de Luís Eduardo Magalhães, representada pelos baixos valores de NDVI e  $ET_a$ .

Apesar da baixa resolução espacial do sensor MODIS para captar as diferenças de  $ET_a$  entre as coberturas do solo em escala local, ele é capaz de indicar essas diferenças em escala regional, bem como as variações temporais de  $ET_a$ , como pode ser visto nos Apêndices B e C. O Apêndice B apresenta as anomalias anuais de  $ET_a$  no SAU, enquanto o Apêndice C apresenta a  $ET_a$  acumulada mensal, entre 2000 e 2013.

Figura 5.7 – Perfil de NDVI e  $ET_a$  mensal segundo a Parametrização v4\_médio\_1c, em julho de 2010, nas proximidades do município de Luís Eduardo Magalhães.



Fonte da imagem: Google (2018).

A Figura 5.8 apresenta gráficos de correlação entre as diferentes parametrizações avaliadas do fator  $c$ , calculadas para cerca de 4.900 dias. Com base nas correlações SSEBop-v3 vs SSEBop-v4, novamente fica claro que a versão SSEBop-v3 superestima o fator  $c$ , em relação à versão SSEBop-v4, independente da utilização de dados meteorológicos (denotados por Diário) ou climatológicos (denotados por Médio), ou da divisão do fator  $c$  em faixas (1c ou 6c).

A partir da análise das correlações SSEBop-v3 vs SSEBop-v4 e Dados Climatológicos vs Dados Meteorológicos, é possível perceber que as parametrizações que utilizam dados climatológicos tendem a apresentar uma distribuição mais alongada do fator  $c$ , em relação às que utilizam dados meteorológicos, ou seja, valores mínimos e máximos mais extremos são alcançados quando se utiliza dados climatológicos.

A partir da análise das correlações das parametrizações que calculam o fator  $c$  em 6 faixas com as que calculam um único  $c$  para a região do SAU, não se verifica diferenças significativas entre as duas formas de parametrização. O valor do fator  $c$  calculado em faixas de latitude tende a ser ligeiramente maior, para a versão SSEBop-v4.

A  $ET_a$  foi calculada na região do SAU de acordo com as 8 parametrizações descritas para o cálculo de  $c$ . A Figura 5.9 apresenta os gráficos de correlação dos valores de  $ET_a$  mensal para as diferentes parametrizações do fator  $c$ . Nota-se uma correspondência entre o comportamento avaliado na Figura 5.8 e na Figura 5.9. Os valores de  $ET_a$  da versão v4 são menores que os da versão v3, o que é um reflexo direto da formulação diferente do fator  $c$  nas duas versões. A divisão da área do SAU em faixas latitudinais afeta pouco a  $ET_a$ , com valores de  $ET_a$  ligeiramente maiores quando calculados com 6  $c$ .

A comparação dos valores de  $ET_a$  calculados com dados meteorológicos e com dados climatológicos não apresentou comportamento semelhante ao identificado nas correlações do fator  $c$ , sendo mais errático e com baixa correlação linear.  $ET_a$  calculada com dados meteorológicos se apresentou maior que a calculada com dados climatológicos.

Figura 5.8 – Comparação das diferentes parametrizações do fator c analisadas no SAU. A) Dados climatológicos; B) D. meteorológicos; C) SSEBop-v3; D) SSEBop-v4; E) SSEBop-v3; F) SSEBop-v4.

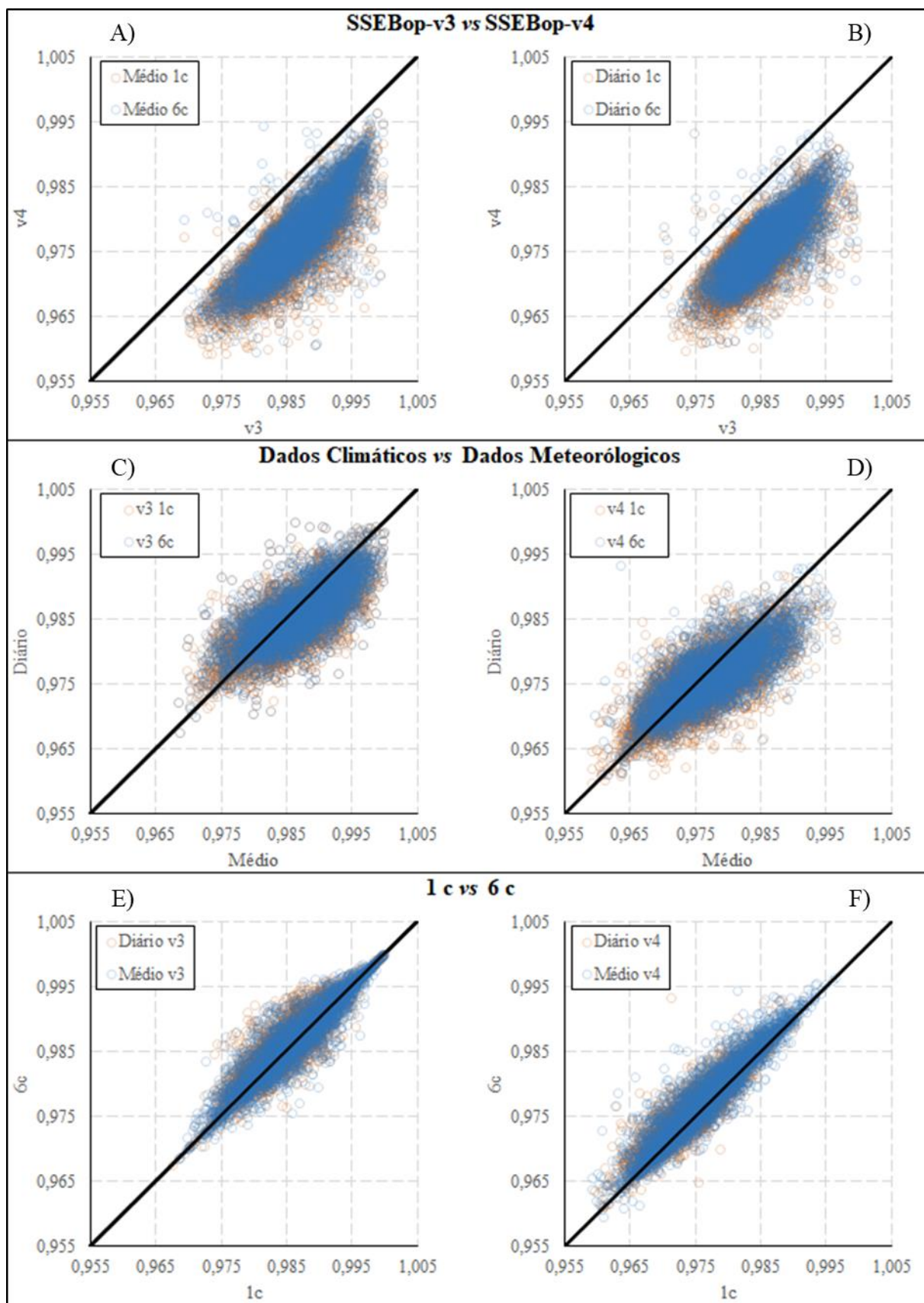
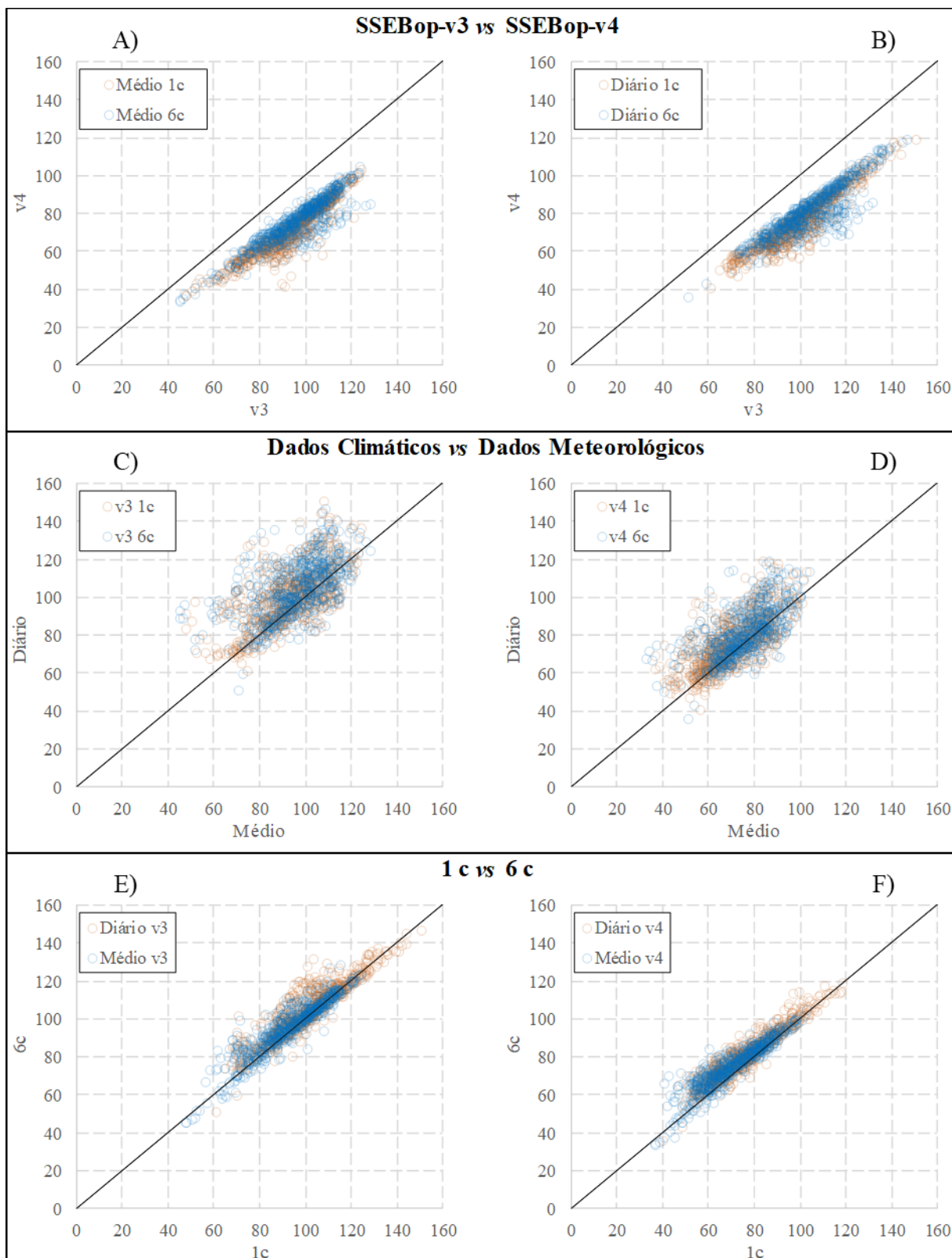


Figura 5.9 – Comparação dos valores de  $ET_a$  mensal das diferentes parametrizações avaliadas no SAU (valores em mm/mês). A) Dados climatológicos; B) D. meteorológicos; C) SSEBop-v3; D) SSEBop-v4; E) SSEBop-v3; F) SSEBop-v4.



## 5.2.2 Torres PAR e CAC

As imagens Landsat 7 e 8 foram utilizadas para o cálculo da temperatura da superfície e do NDVI, sem aplicação de correções atmosféricas. A banda de qualidade Landsat (USGS, 2017) foi utilizada para filtrar as nuvens. De acordo com Senay *et al.* (2015), devido ao fato de  $ET_f$  ser uma interpolação entre as condições de contorno quente e fria, a consistência espacial e temporal de  $T_s$  é mais importante que seu valor absoluto na derivação de  $ET_a$  pelo modelo SSEBop.

O modelo SSEBop foi implementado na região das torres PAR e CAC, segundo a metodologia proposta por Senay *et al.* (2017). Foram utilizadas imagens Landsat 7 para estimar  $ET_a$  na torre PAR e imagens Landsat 7 e 8 para estimar  $ET_a$  na torre CAC.

Um problema recorrente na estimativa de  $ET_a$  pontual via sensoriamento remoto foi a presença de nuvens. Do total de 148 imagens Landsat analisadas, apenas 73 apresentavam as condições de céu claro para estimar a evapotranspiração no local das torres.

O parâmetro  $dT$  foi calibrado para cada sensor e período analisado. Os resultados da calibração estão apresentados na Tabela 5.1. Foram adotados valores de  $r_{ah}$  que melhor ajustaram o valor de  $dT$  ao valor de 6 vezes o desvio padrão de  $T_s$ , em cada imagem.

Tabela 5.1 – Resultados da calibração de  $r_{ah}$ .

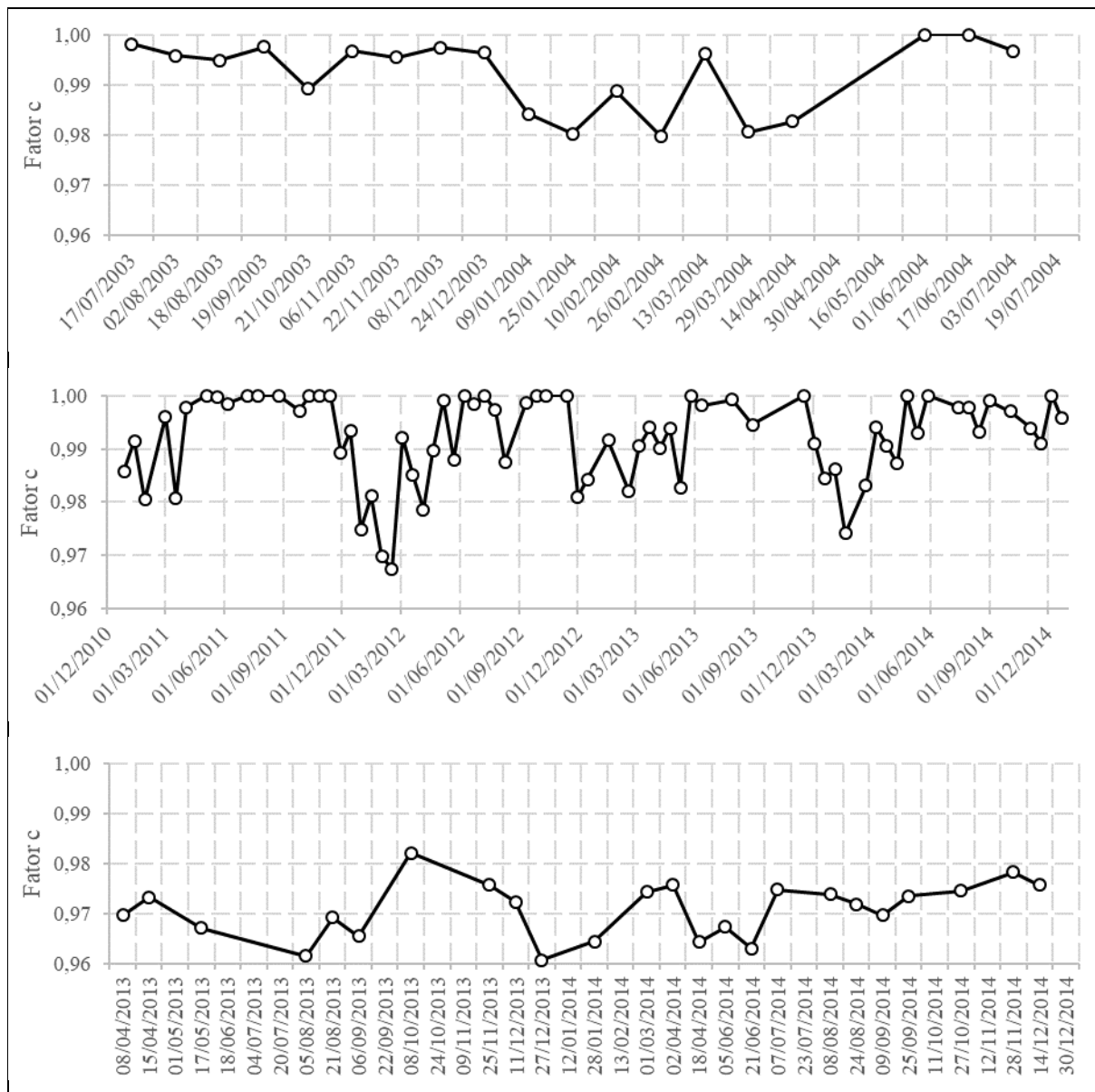
Período analisado	Torre operante	Sensor	$r_{ah}$ (s/m)
05/07/2003 a 19/07/2004	PAR	Landsat 7	75
28/12/2010 a 31/12/2014	CAC	Landsat 7	70
08/04/2013 a 30/12/2014	CAC	Landsat 8	75

A Figura 5.10 apresenta o fator  $c$  calculado por imagem Landsat. Nota-se que o valor de  $c$  para imagens Landsat 7 são consistentemente maiores que para imagens Landsat 8, o que indica que  $T_s$  calculada por Landsat 7 é maior que a calculada por Landsat 8. Isso pode ser devido a uma superestimativa de NDVI nas imagens Landsat 7, que leva à seleção de pixels não tão bem vegetados e com  $T_s$  mais elevado; como também pode se dever à superestimativa de  $T_s$  nas imagens Landsat 7. A hipótese de subestimativa de  $T_s$  nas imagens Landsat 8 também não pode



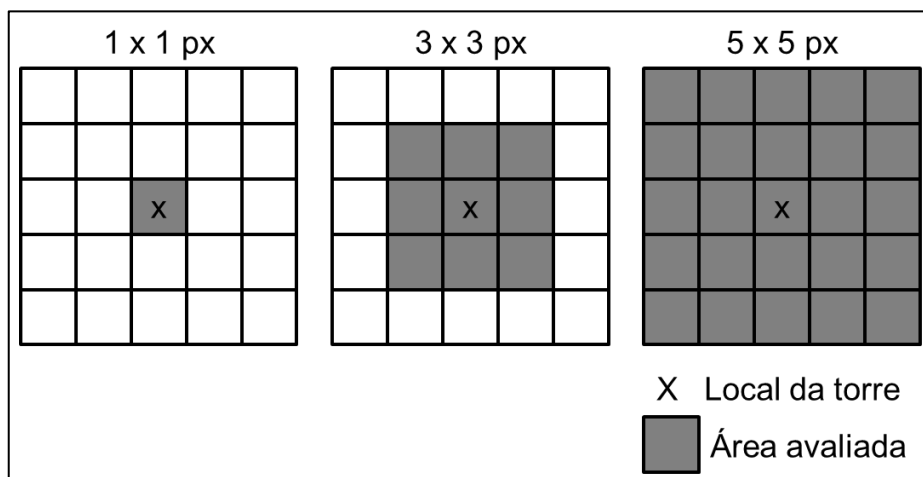
ser descartada. A validação dos dados de temperatura calculada com dados medidos *in situ* elucidaria essa questão.

Figura 5.10 – Fator c calculado com imagens Landsat 7 (PAR, em cima, e CAC, no meio) e Landsat 8 (CAC, em baixo).



A série de  $ET_a$  para o local das torres foi elaborada a partir dos valores de pixel da área em que as torres se localizam, conforme mostra a Figura 5.11. A variabilidade dos resultados entre as três opções de área da Figura 5.11 foi mínima, de modo que se optou por adotar a área de 3 x 3 pixels (aproximadamente 8.100 m<sup>2</sup>) para todas as análises subsequentes.

Figura 5.11 – Áreas avaliadas para medida de  $ET_a$  pelo SSEBop.



A Figura 5.12 apresenta a série de temperatura da superfície na torre PAR, acompanhada das condições de contorno  $T_c$  e  $T_h$  ( $T_c + dT$ ). São apresentados também NDVI,  $ET_f$  e a porcentagem de pixels sem nuvens em relação ao total da imagem. As Figuras 5.13 e 5.14 apresentam a série das mesmas variáveis para a torre CAC, a partir de imagens Landsat 7 e Landsat 8, respectivamente.

A série da torre PAR (Figura 5.12) compreende um período de pousio (anterior à semeadura), caracterizado pelo NDVI em torno de 20%, e um período completo de cultivo do arroz, caracterizado pela ascensão e decréscimo de NDVI. Durante o período de pousio, a fração de evapotranspiração se mantém elevada (em torno de 60%). O valor elevado da fração evapotranspirativa, apesar do NDVI baixo, evidencia o predomínio do processo de evaporação sobre o de transpiração, durante esse período. Já durante o período de desenvolvimento do arroz,  $ET_f$  se correlaciona bem com NDVI.

A área da imagem sem nuvens foi obtida a partir dos arquivos de metadados que acompanham as imagens Landsat. Este valor é um bom indicador de utilidade da imagem específica para os fins de estimativa da evapotranspiração. Imagens com baixo valor de área sem nuvens (abaixo de 20%) costumam estar acompanhadas de aerossóis e outros obstáculos que impedem o cálculo adequado de ET. Por este motivo, optou-se por não utilizar imagens com nebulosidade superior a 80%, mesmo quando a região das torres estava livre de nuvens.

Na série da torre CAC (Figura 5.13), a partir da curva de NDVI, é possível distinguir 3 períodos completos de cultivo de arroz. Na Figura 5.14 consta o último deles. O comportamento de

NDVI e  $ET_f$  descrito no sítio PAR também é percebido no sítio CAC. Na torre CAC, durante o período de pousio, o NDVI alcança valores muito baixos, até negativos, o que indica uma lâmina espessa de água, e os valores de  $ET_f$  se aproximam da unidade, o que resulta em evapotranspiração próxima à potencial.

Na Figura 5.13, nota-se uma grande variação de  $ET_f$  entre pontos vizinhos, comportamento que não é refletido por NDVI. Isto se deve à grande variação de  $T_c$  nos dias correspondentes, que varia mais que  $T_s$ .

Figura 5.12 – Temperatura, NDVI e  $ET_f$  na torre PAR e área sem nuvens das imagens Landsat 7.

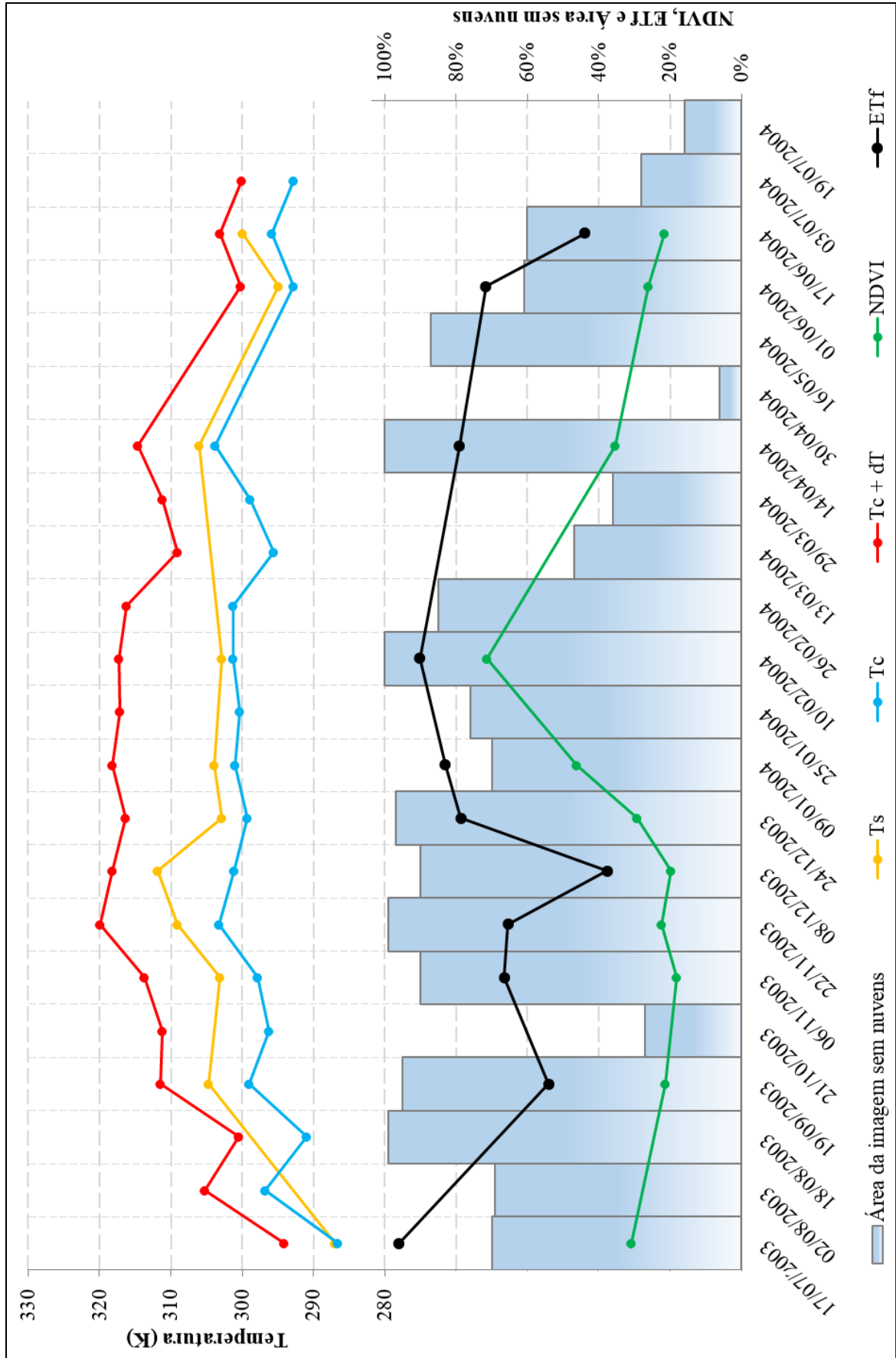


Figura 5.13 – Temperatura, NDVI e  $ET_f$  na torre CAC e área sem nuvens das imagens Landsat 7.

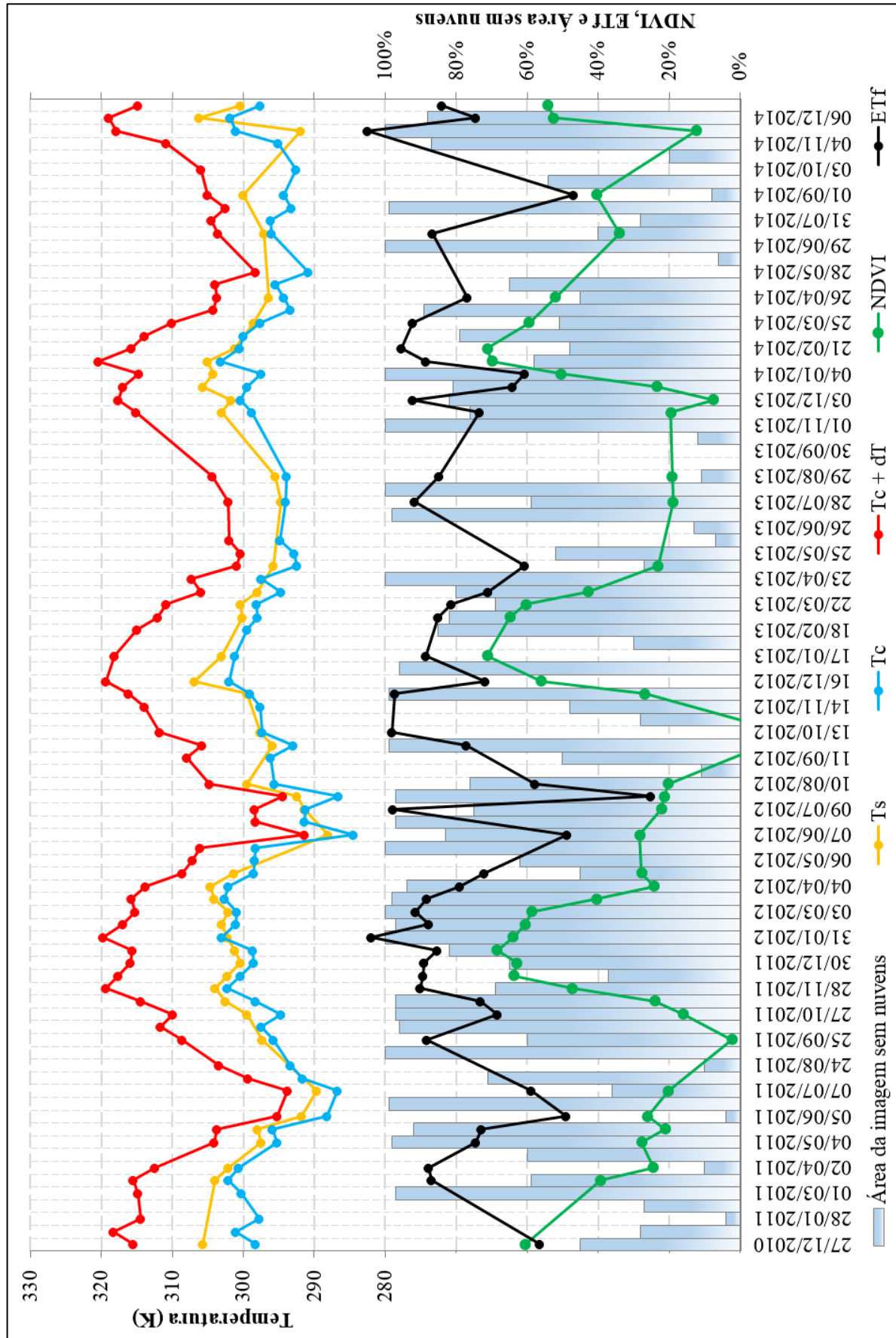
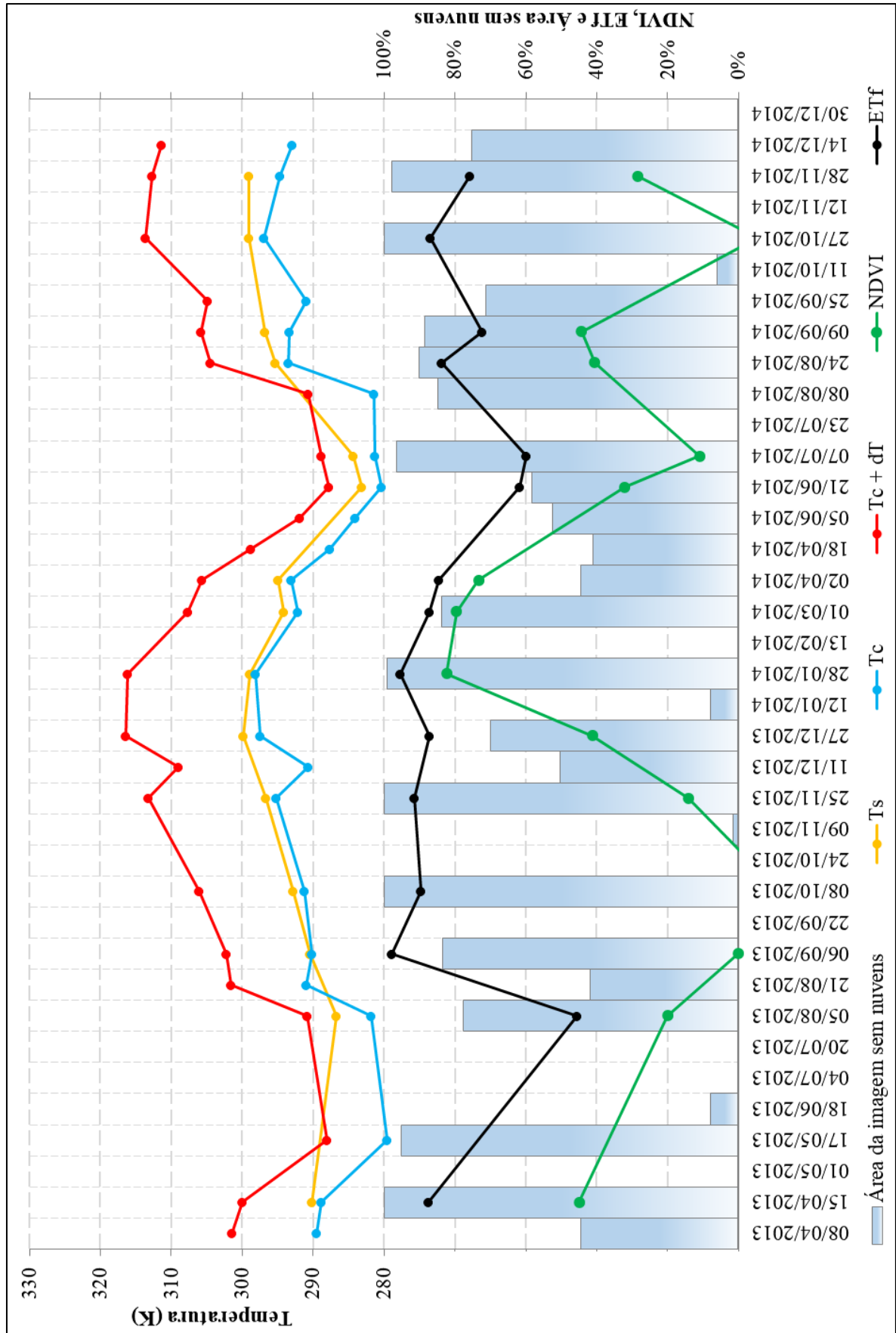
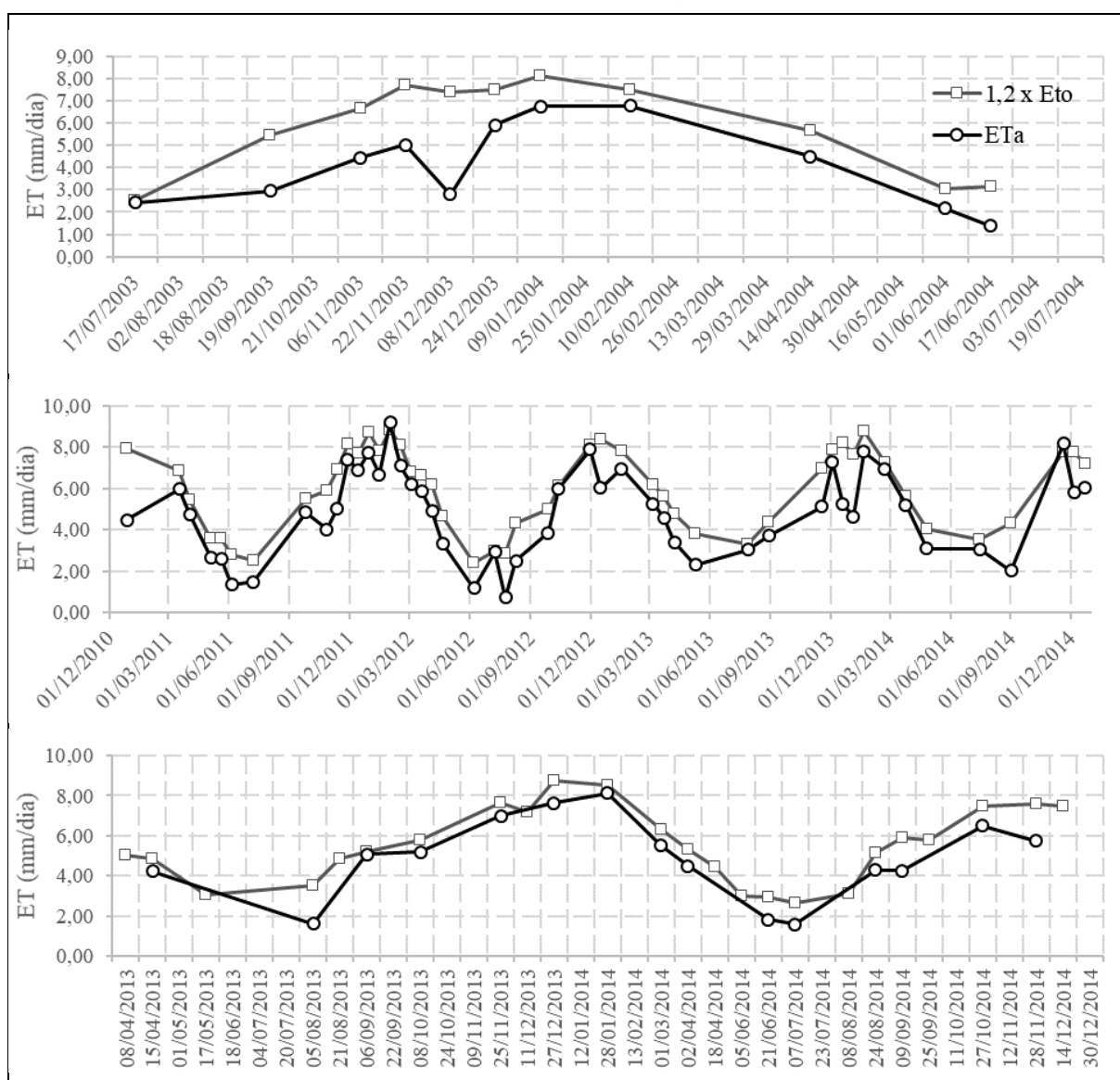


Figura 5.14 – Temperatura, NDVI e  $ET_f$  na torre CAC e área sem nuvens das imagens Landsat 8.



A Figura 5.15 apresenta as séries de  $ET_a$  e  $1,2 \times ET_0$  ( $1,2 \times ET_0 = ET_c$ , para uma superfície evaporativa mais rugosa, como alfafa em estágio adulto, e que também pode ser interpretado como a evapotranspiração potencial –  $ET_p$ ) nos sítios PAR e CAC. No Sítio PAR, a  $ET_a$  aumenta gradativamente, até ficar próxima à  $1,2 \times ET_0$ , em 10/02/2004, data de auge também do NDVI, o que indica maturidade do cultivo. Após esta data, tanto  $ET_a$  quanto  $ET_0$  apresentam declínio. No sítio CAC, os valores de  $ET_a$  tendem a acompanhar  $1,2 \times ET_0$ , com oscilações ocasionais. Provavelmente, isso se deve às diferentes práticas de cultivo do arroz irrigado nas áreas adjacentes às torres.

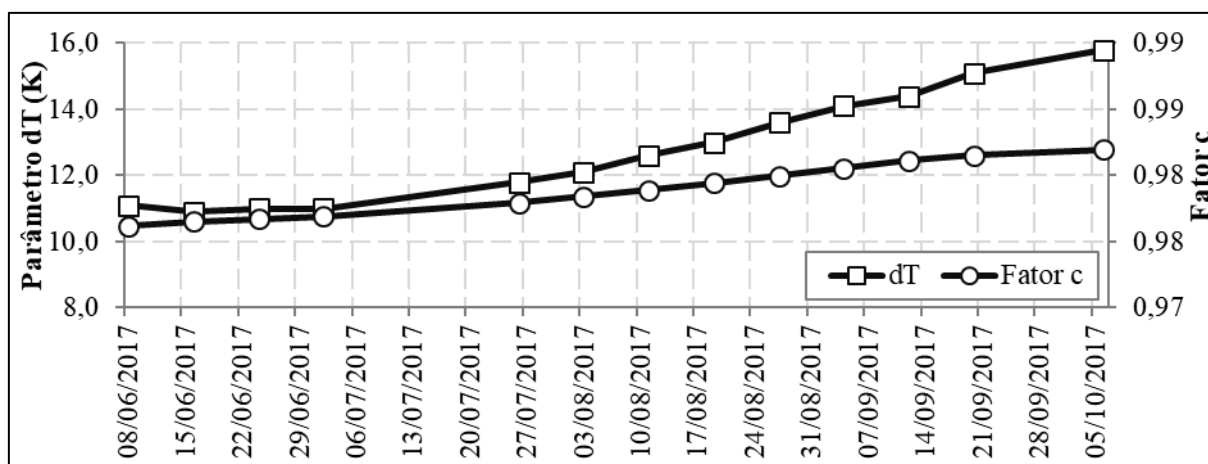
Figura 5.15 – Séries de  $ET_a$  e  $1,2 \times ET_0$  no sítio PAR (cima) e no sítio CAC (meio com Landsat 7 e baixo com Landsat 8).



### 5.2.3 Empreendimento Agrícola

O modelo SSEBop foi implementado no EA segundo a metodologia proposta por Senay *et al.* (2017), com imagens Landsat 7 e 8. O parâmetro dT utilizado foi o mesmo calculado para a região do SAU, no local da plantação de tomates. O parâmetro c foi calculado a partir das imagens Landsat, e das imagens de temperatura mensal média do ar disponibilizadas pelo Worldclim (2017). A Figura 5.16 apresenta a série temporal dos dois parâmetros, no período considerado. Nota-se que ambos apresentam tendência de crescimento no período analisado.

Figura 5.16 – Série temporal dos parâmetros c e dT no Empreendimento Agrícola.



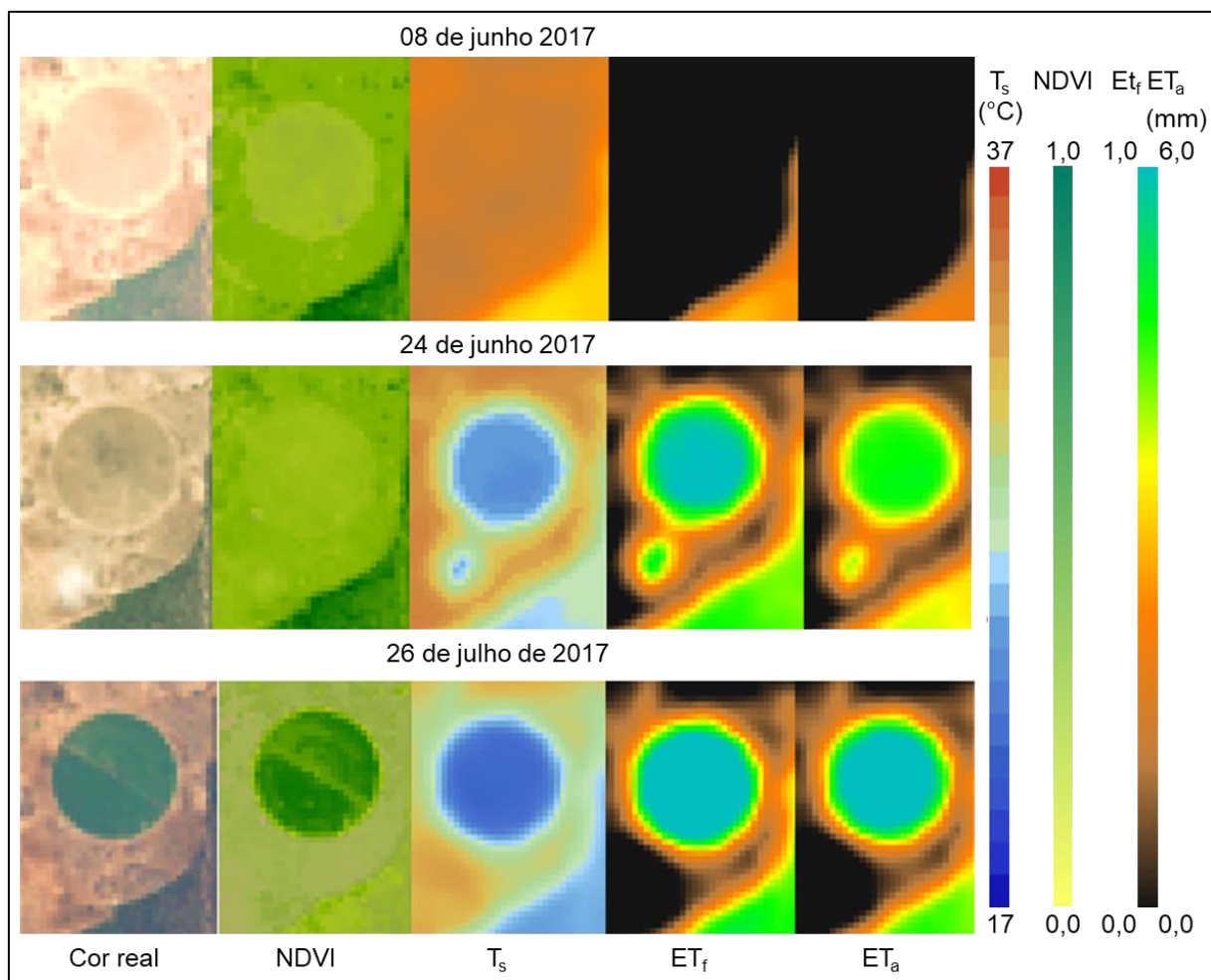
A Figura 5.17 apresenta a plantação de tomates em três datas. Em 08/06/2017, o solo da plantação estava exposto e a irrigação ainda não havia se iniciado. Isto é refletido pelos baixos valores de NDVI,  $ET_f$  e  $ET_a$  na área. Em 24/06/2017, as plantas iniciavam seu desenvolvimento, o que é indicado pelo valor ainda baixo de NDVI. Nesta data, o pivô central já estava em operação, resultando na redução acentuada de  $T_s$  e consequente aumento de  $ET_f$  e  $ET_a$ . Na data 26/07/2017, a plantação de tomates estava alcançando a maturidade, apresentando um alto valor de NDVI. A irrigação neste período foi mais intensa, o que pode ser percebido pelo incremento no valor de  $ET_a$ .

Vale mencionar que, a partir da imagem de NDVI, especialmente no dia 26 de julho de 2017, é possível ver o acesso à torre central do pivô, caracterizado pelo valor mais baixo de NDVI, e que corta ao meio a plantação. Também pode perceber áreas com valor de NDVI mais baixo espalhadas pela plantação. Provavelmente, isso se deve, entre outros fatores, à topografia irregular da área, que gera uma irrigação diferenciada na plantação, com regiões em que falta água e as plantas crescem menos e outras em que a água se acumula e empoça, impedindo o



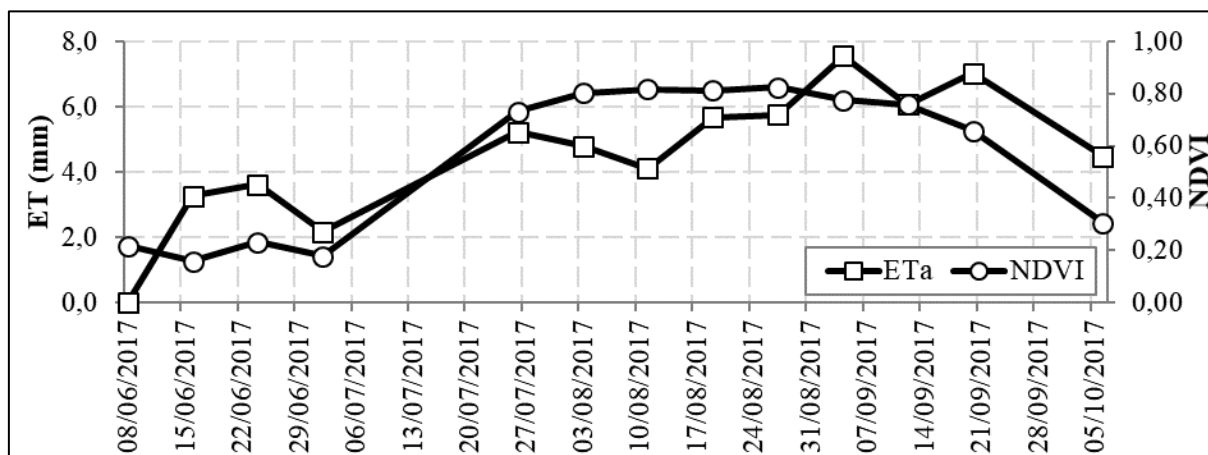
crescimento das plantas. Em visitas realizadas ao local, nos dias 11/08/2017 e 27/08/2017, estas ocorrências foram verificadas.

Figura 5.17 – Cor real, NDVI,  $T_s$ ,  $ET_f$  e  $ET_a$  diária no EA em três datas.



A Figura 5.18 apresenta as séries de  $ET_a$  e NDVI no EA. O índice de vegetação acompanha o crescimento vegetativo da plantação de tomates, com seu pico ocorrendo no mês de agosto de 2017. A  $ET_a$  tende a acompanhar o NDVI, com exceção de dois períodos. O primeiro, em meados de junho de 2017, se deve ao início de operação da irrigação ainda na fase inicial de crescimento da cultura. O segundo, na primeira quinzena de agosto de 2017, é caracterizado pelo decréscimo de  $ET_a$ , no período em que ela deveria atingir o pico. Segundo informações do agricultor e conforme presenciado nas visitas ao local, o processo de irrigação sofreu paralizações por motivos diversos, o que pode ter resultado em uma menor lâmina irrigada que a declarada, o que justifica o valor mais baixo que o esperado de  $ET_a$ .

Figura 5.18 – ET<sub>a</sub> e NDVI no Empreendimento Agrícola.



### 5.3 Validação do Modelo SSEBop

#### 5.3.1 Sistema Aquífero Urucuia

##### 5.3.1.1 Balço Hídrico Anual

A ET<sub>a</sub> foi estimada diariamente segundo as 8 parametrizações do modelo SSEBop e, posteriormente, agregada em valores mensais e anuais. Comparou-se a ET<sub>a</sub> estimada pelo SSEBop ao resultado do BH Anual, entre os anos hidrológicos 2000/2001 a 2011/2012.

A Figura 5.19 apresenta a série de ET<sub>a</sub> estimada pelo modelo SSEBop, SMAP e BH Anual, além da correlação entre de ET<sub>a</sub> calculada pelo BH Anual e pelo SSEBop. Nota-se que as parametrizações que utilizam a versão SSEBop-v4 estimam valores de ET<sub>a</sub> menores que as que usam a versão SSEBop-v3, e se aproximam mais dos valores resultantes do BH Anual e SMAP.

A variação anual de ET<sub>a</sub> dos modelos SSEBop e SMAP é menor que a computada pelo BH Anual, e há anos em que o comportamento do SSEBop é divergente dos outros dois métodos. Os gráficos de correlação entre o SSEBop e o BH Anual revelam inexistência de correlação linear entre os dois métodos, sendo o maior valor de coeficiente de determinação ( $R^2 = 0,19$ ) é alcançado pela parametrização v4\_médio\_1c.

Levanta-se a hipótese de que os baixos valores de  $R^2$  se devem, em parte, ao pequeno tamanho da série histórica, com variações de ET<sub>a</sub> anual da ordem de 300 mm/ano. Além disso, a impossibilidade de se medir a ET por sensoriamento remoto em dias chuvosos pode contribuir para um viés em ET<sub>a</sub> mensal e anual. Há que se considerar ainda que existem diferentes

definições para os limites das áreas de recarga das bacias do Urucuia, mesmo que neste estudo tenha sido avaliada apenas divisão estipulada por CPRM (2016).

Outro fator importante que vale ser destacado é o ajuste das variáveis meteorológicas interpoladas aos dados locais reais. A topografia da área de estudo é bem distinta dos arredores e, devido à baixa densidade de estações meteorológicas na região, a interpolação dos dados acaba por não considerar essa distinção. A utilização de outras fontes de dados meteorológicos e comparação dos resultados é uma alternativa válida, mas a resolução do problema supracitado necessita de uma rede de monitoramento mais densa.

Os baixos valores de correlação também foram observados entre o SSEBop e o SMAP consolidados anualmente. Tal fato ocorre devido ao SMAP, de forma análoga ao BH Anual, depender fortemente da precipitação, de modo que os dois se correlacionam melhor entre si do que com o SSEBop, cuja derivação está mais fortemente ligada ao balanço de energia.

Giacomoni (2005) implementou os modelos SEBAL e S-SEBI com imagens AVHRR, no sul do Brasil, e comparou com dados de BH Anual em 17 bacias hidrográficas. Nesse estudo também não foi encontrada correlação linear entre a  $ET_a$  do BH Anual e a dos modelos de sensoriamento remoto, e foram verificados desvios da ordem de 300 mm/ano.

Figura 5.19 – Série de ET<sub>a</sub> estimada pelo BH Anual pelo SMAP e pelo SSEBop (à esquerda).  
Correlação entre ET<sub>a</sub> do BH Anual e do SSEBop (à direita). (1/2)

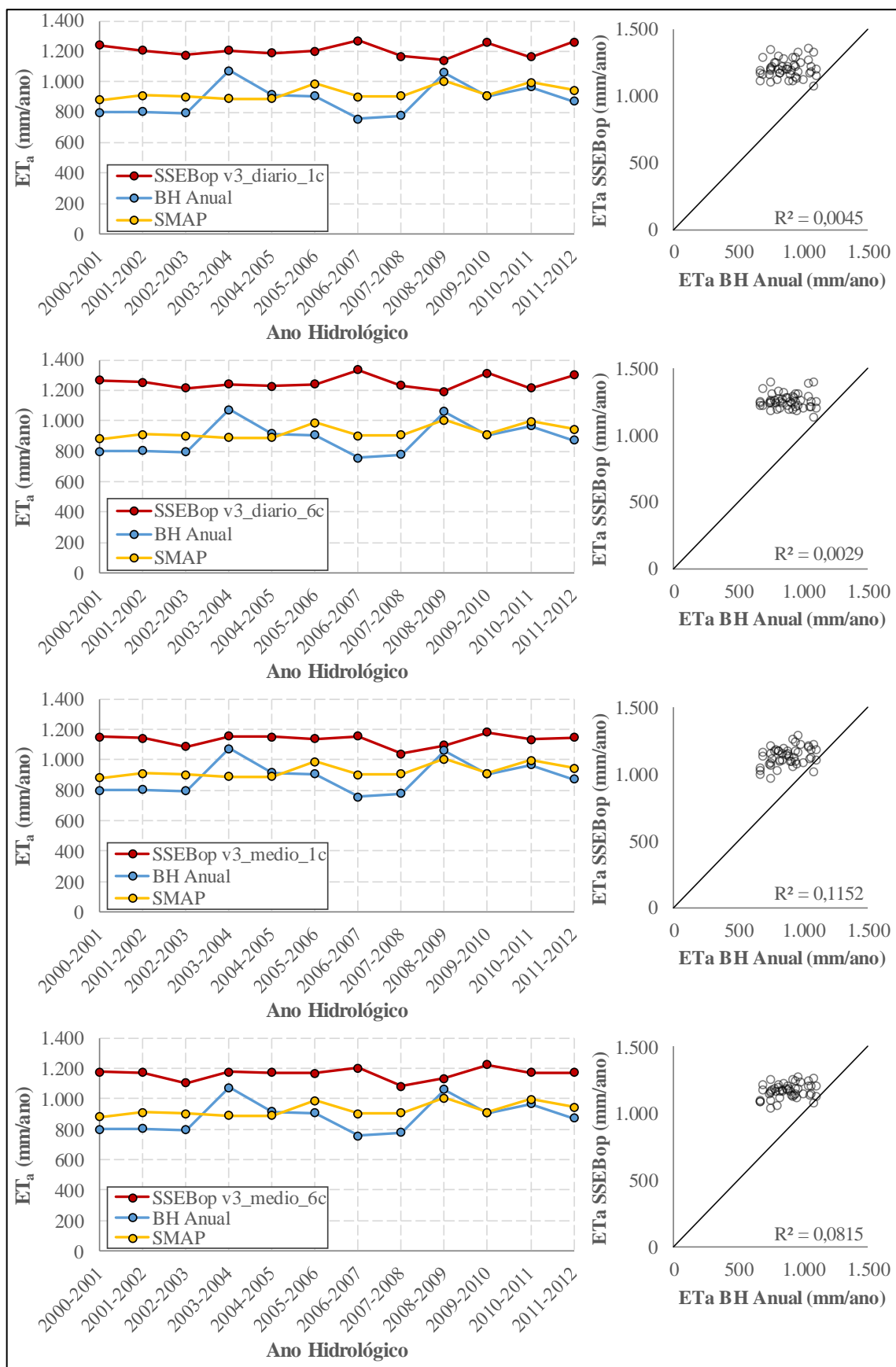
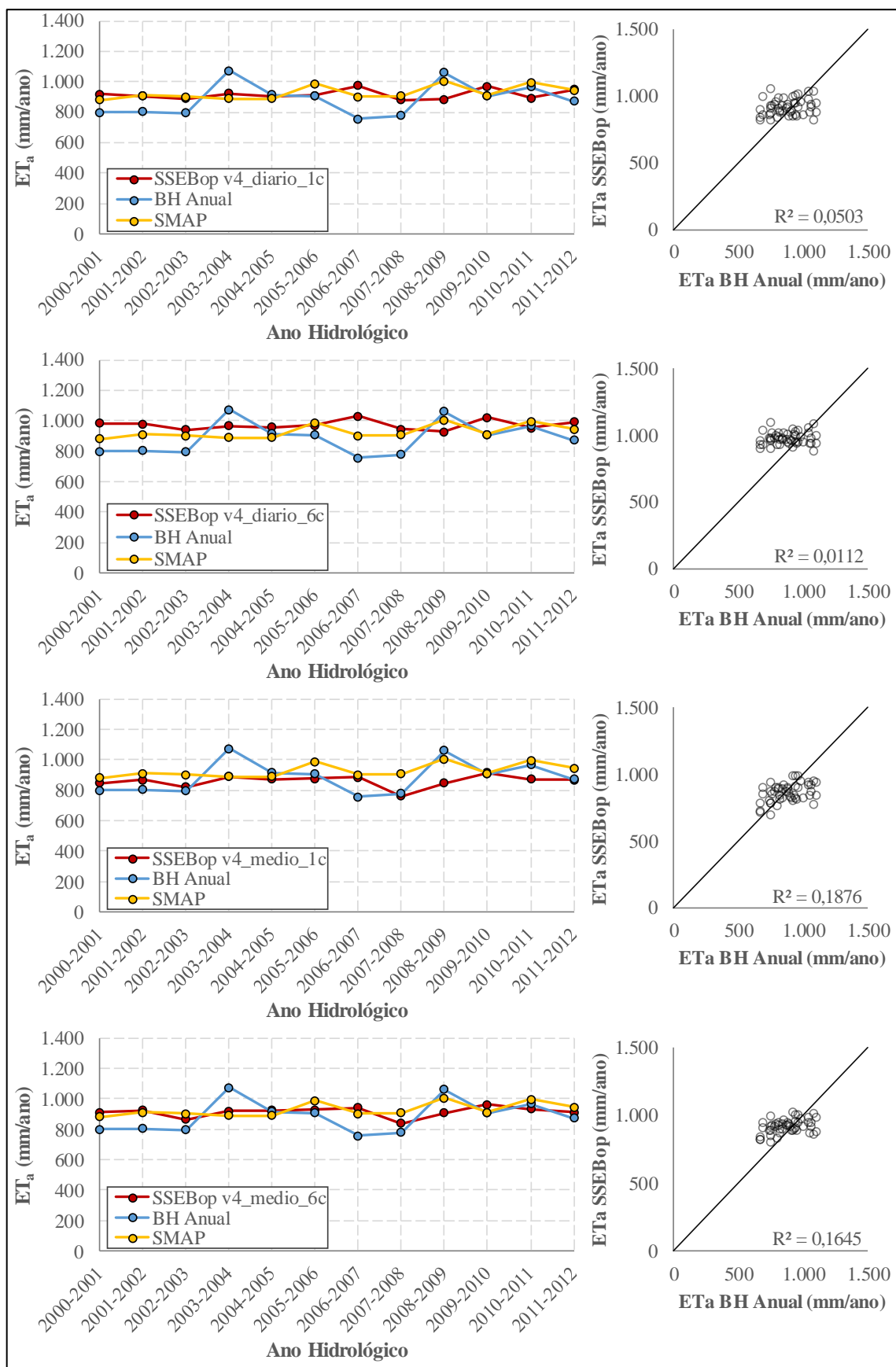


Figura 5.19 – Série de ET<sub>a</sub> estimada pelo BH Anual pelo SMAP e pelo SSEBop (à esquerda).  
Correlação entre ET<sub>a</sub> do BH Anual e do SSEBop (à direita). (2/2)



A Figura 5.20 apresenta a Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) e o Erro Absoluto Médio (MAE) para as 4 bacias analisadas, e a Tabela 5.2 apresenta os valores médios de RMSE e MAE das 4 bacias. Os valores são apresentados em mm/ano e em porcentagem de  $ET_a$  anual média, estimada pelo BH Anual. Em geral, os valores de MAE são 2 a 3% menores que os valores de RMSE. Percebe-se que o SSEBop-v4 apresenta valores de RMSE e MAE expressivamente menores que o SSEBop-v3. A utilização de dados climatológicos resultou em erros menores que a de dados meteorológicos, embora a diferença seja pequena, menor que 40 mm/ano. A divisão da área de estudo em 6 faixas latitudinais resultou em erros maiores, cerca de 5%, em todas as parametrizações.

Ruhoff *et al.* (2012) comparam os resultados de estimativa de  $ET_a$  pelo modelo SEBAL, a partir de imagens MODIS, com  $ET_a$  de balanço hídrico, estimada pelo Modelo hidrológico de Grandes Bacias (MGB-IPH). Foi verificado que o modelo SEBAL superestima a  $ET_a$  diária em cerca de 14%, com RMSE e MAE entre 15% e 50% da  $ET_a$  diária do MGB-IPH, em diferentes unidades de resposta hidrológica avaliadas.

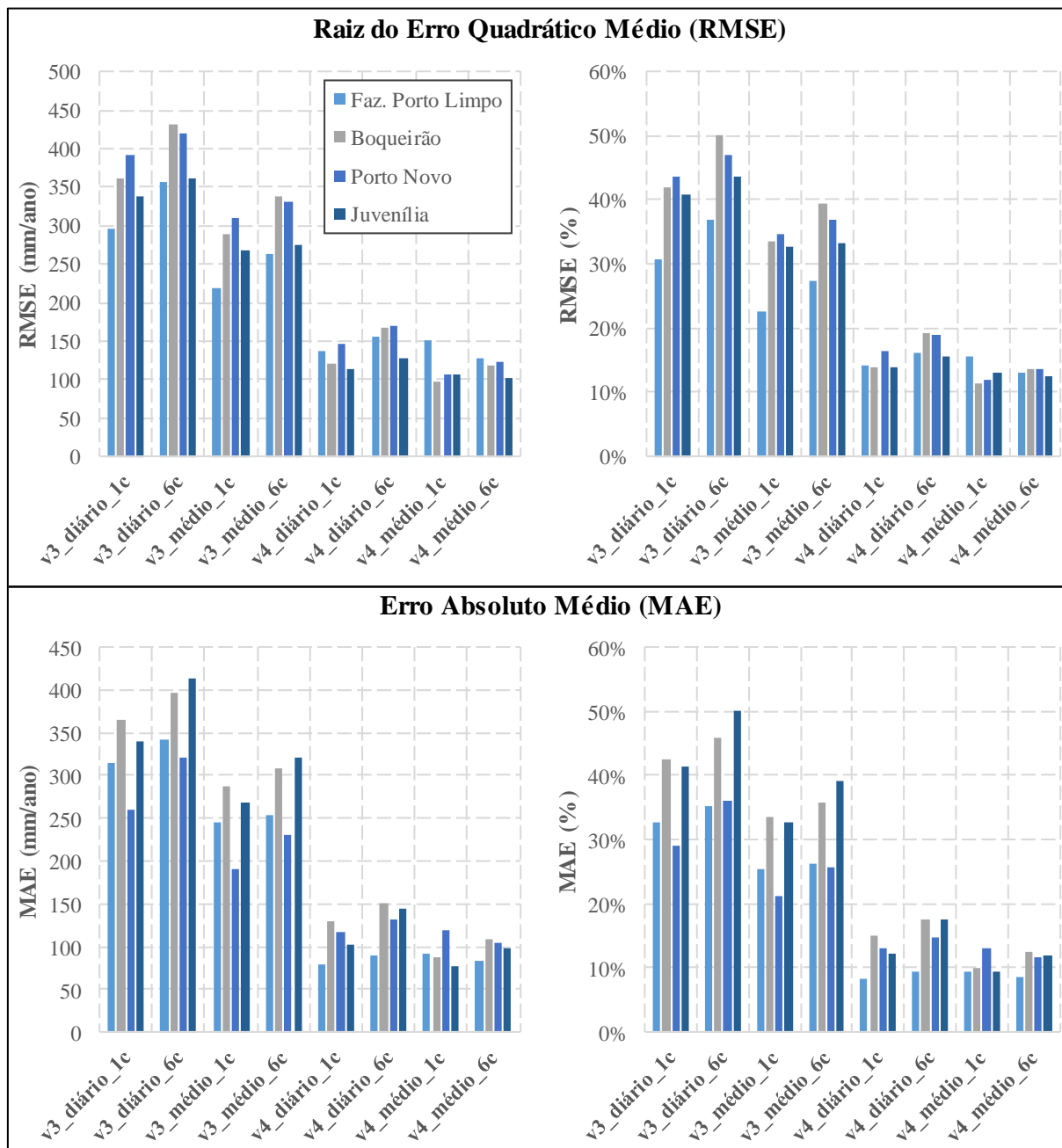
Senay *et al.* (2013) compararam estimativas  $ET_a$  mensal do SSEBop-v3 de imagens MODIS com dados de torres de fluxo, no Estados Unidos da América (EUA) continental, entre 2000 e 2011. Foram encontrados valores de RMSE entre 8,5 e 20 mm/mês, o que corresponde a entre 10 e 20% da  $ET_a$  mensal média estimada nas torres de fluxo. Esta faixa de variação compreende os valores estimados pelo SSEBop-v4 nas bacias do SAU.

Senay *et al.* (2015) estimou  $ET_a$  anual pelo modelo SSEBop-v3, na bacia do rio Colorado – EUA, com imagens Landsat, e comparou os resultados ao BH Anual. Foram encontrados valores de RMSE e MAE entre 55 e 86 mm/ano e entre 43 e 70 mm/ano, respectivamente. Estes valores correspondem a algo entre 10 e 20% da  $ET_a$  anual média da bacia, estimada pelo BH Anual.

Alemayehu *et al.* (2017) confrontaram a  $ET_a$  anual estimada pelo SSEbop-v3 com a estimada pelo produto MOD16 e interpolações de dados de torres de fluxo (GFET), na bacia do rio Mara, no leste da África, entre 2002 e 2010. Nesta aplicação, o fator  $c$  foi calculado para cada imagem analisada, de modo a captar a variação sazonal do parâmetro. Os valores de RMSE encontrados na comparação de  $ET_a$  do SSEBop com MOD16 e do SSEBop com GFET foram de 30 mm/ano

e 18 mm/ano, respectivamente. Estes valores de RMSE são sensivelmente menores que os observados na validação do SSEBop no SAU.

Figura 5.20 – RMSE e MAE por bacia do SSEBop em relação ao BH Anual entre 2000/2001 e 2011/2012. Valores percentuais em relação a  $ET_a$  anual média do BH Anual.



Diante da análise da comparação da  $ET_a$  anual estimada pelo BH Anual e pelo SSEBop, foi elaborada a série histórica de  $ET_a$  anual baseada na parametrização v4\_médio\_1c. A série histórica está exposta no APÊNDICE B, onde estão dispostas e  $ET_a$  anual média e as anomalias anuais em relação à média do período estudado (2000/2001 a 2012/2013).

Tabela 5.2 – RMSE e MAE médios do SSEBop em relação ao BH Anual entre 2000/2001 e 2011/2012.

Parametrização	RMSE		MAE	
	(mm/ano)	(%)	(mm/ano)	(%)
v3_diário_1c	346,5	39,3	320,3	36,4
v3_diário_6c	392,3	44,4	367,9	41,9
v3_médio_1c	271,1	30,8	248,4	28,2
v3_médio_6c	301,7	34,2	278,8	31,8
v4_diário_1c	129,5	14,6	106,7	12,1
v4_diário_6c	155,0	17,5	129,2	14,8
v4_médio_1c	115,8	13,0	93,8	10,6
v4_médio_6c	117,8	13,3	98,4	11,2

### 5.3.1.2 Balanço Hídrico Mensal

A Figura 5.21 apresenta a  $ET_a$  mensal média estimada pelos modelos SMAP e SSEBop, associada aos respectivos desvios padrões. Nela, é possível verificar que o modelo SMAP apresenta maior variabilidade sazonal que o SSEBop. Observa-se também que, no período chuvoso (outubro a março), as estimativas de  $ET_a$  do SMAP têm maior desvio padrão, enquanto as do SSEBop apresentam desvio padrão uniforme durante o ano. Isso ocorre devido à maior variabilidade da chuva em relação ao saldo de radiação.

No período seco (abril a setembro), o SSEBop superestima a  $ET_a$  em relação ao SMAP. A partir da análise do NDVI médio da região, verifica-se que ele é superior a 0,4 durante todo o ano, o que indica boa cobertura vegetal e, provavelmente, maior umidade do solo, sendo capaz de atingir maiores valores de evapotranspiração. Desse modo, espera-se encontrar valores de  $ET_a$  superiores a 40% da  $ET_0$  (HUNSAKER *et al.*, 2003), mesmo nos meses mais secos, o que corresponde a cerca de 50 mm/mês e é indicado pelas parametrizações que utilizam a versão SSEBop-v4.

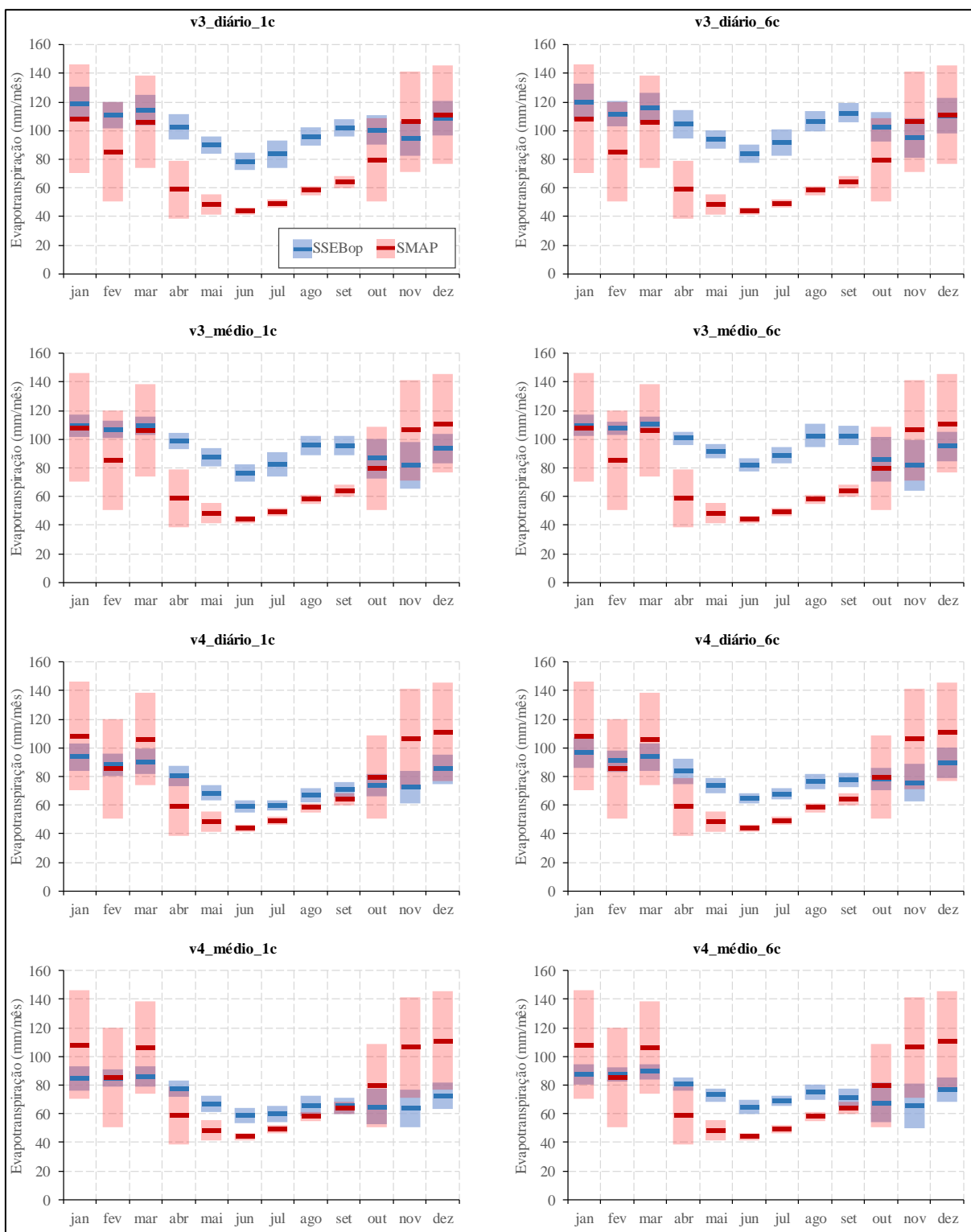
Nos meses chuvosos (outubro a março), o SSEBop subestima  $ET_a$ . Acredita-se que isso se deva à alta nebulosidade deste período, que restringe a quantidade de dias em que se é possível medir a evapotranspiração por sensoriamento remoto, com possibilidade de geração de viés na medida de  $ET_a$  mensal. Por outro lado, no modelo SMAP, considera-se que a  $ET_a$  é igual à  $ET_0$  se P for maior que  $ET_0$ . Entretanto, a energia disponível não é considerada, de modo que em uma situação de alta nebulosidade, o SMAP pode superestimar o valor de  $ET_a$ .



Ruhoff *et al.* (2013) confrontaram estimativas dos modelos SEBAL com dados de balanço hídrico, calculado pelo modelo hidrológico MGB-IPH, na bacia do rio Grande, Brasil. Em relação aos dados de balanço hídrico, o modelo SEBAL superestimou  $ET_a$  em ambos os períodos chuvoso e de estiagem.

A série histórica de  $ET_a$  mensal no SAU, estimada pelo modelo SSEBop, em sua parametrização v4-médio-1c, está exposta no APÊNDICE C.

Figura 5.21 – Comparação da  $ET_a$  mensal média estimada pelo modelo SMAP e pelas 8 parametrizações do SSEBop, média ponderada pela área das 4 bacias estudadas.

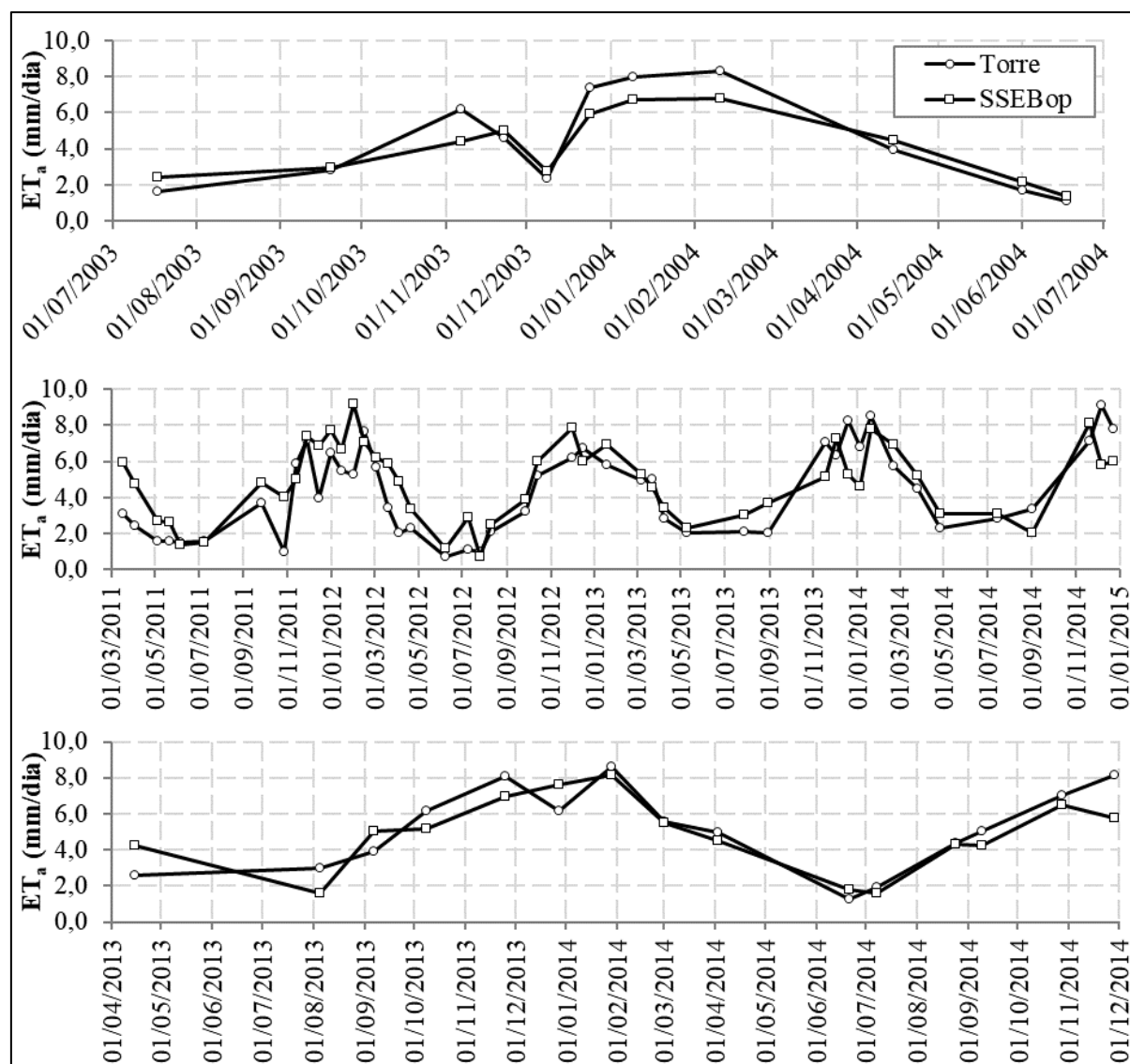


### 5.3.2 Torres PAR e CAC

O modelo SSEBop (SENAY *et al.*, 2017) foi implementado na região das torres PAR e CAC, com imagens Landsat 7 e Landsat 8. Os resultados da implementação foram confrontados com dados de medição de calor latente convertidos a Evapotranspiração pelo método proposto por Yau & Rogers (1996).

A Figura 5.22 apresenta as séries de  $ET_a$  estimada pelo modelo SSEBop e medida pelas torres de fluxo. Verifica-se uma boa concordância entre as curvas, com comportamento sazonal semelhante. Em datas específicas, há divergência entre a estimativa do SSEBop e a medida da torre. Essas divergências são maiores para as estimativas realizadas com imagens Landsat 7.

Figura 5.22 - Série de  $ET_a$  do SSEBop e das torres de fluxo (em cima, Landsat 7 e torre PAR; no meio, Landsat 7 e torre CAC; em baixo, Landsat 8 e torre CAC).



A Tabela 5.3 apresenta estatísticas de comparação dos resultados. Foi realizada uma regressão linear ( $y = ax + b$ ), em que  $a$  representa o coeficiente angular da regressão. Os valores de  $a$  variaram entre 0,87 e 1,03, com média de 0,98, enquanto o valor de  $b$  foi fixado em zero. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) variou entre 0,41 e 0,83, com média ponderada de 0,51. O MAE variou entre 0,83 e 1,30 mm/dia, com média ponderada de 1,14 mm/dia. O RMSE variou entre 0,99 e 1,62 mm/dia, com média ponderada de 1,44 mm/dia.

Ruhoff *et al.* (2012) compararam estimativas do modelo MOD16 com dados de duas torres de fluxo na bacia do rio Grande, no Brasil. A comparação do MOD16 com dados de torre de fluxo resultou em  $R^2$  entre 0,61 e 0,67, RMSE entre 0,46 e 0,78 mm/dia, e MAE entre 0,02 e 0,54 mm/dia.

Ruhoff *et al.* (2013) confrontaram estimativas dos modelos SEBAL com dados de balanço hídrico, calculado pelo modelo hidrológico MGB-IPH, e os dados das torres de fluxo na bacia do rio Grande. A validação com dados de balanço hídrico resultou em valores de  $R^2$  entre 0,46 e 0,86, RMSE entre 0,7 e 1,2 mm/dia, e MAE entre 0,4 e 1,2 mm/dia. O confronto das estimativas do SEBAL com dados medidos nas torres resultou em  $R^2$  entre 0,66 e 0,76. Em geral, o SEBAL superestimou ET em relação aos dados de balanço hídrico e aos dados medidos.

Senay *et al.* (2015), implementaram o modelo SSEBop a partir de imagens Landsat 8 e confrontaram os resultados com 27 dados de duas torres de fluxo na bacia do rio Colorado. Foram encontrados valores de  $a$  entre 0,73 e 1,00, valores de  $R^2$  iguais a 0,82, MAE entre 0,35 e 0,39 mm/dia e RMSE entre 0,48 e 0,60 mm/dia.

Singh & Senay (2015) validaram as estimativas de  $ET_a$  dos modelos METRIC, SEBAL, SEBS e SSEBop com dados de 3 torres de fluxo nos EUA. Os modelos SSEBop e METRIC obtiveram performance semelhante, com  $R^2$  acima de 0,94, RMSE entre 0,90 e 1,06 mm/dia, e MAE entre 0,66 e 0,98 mm/dia. Já o modelo SEBAL obteve a pior performance com MAE e RMSE entre 1,29 e 1,87 mm/dia e entre 1,74 e 2,46 mm/dia, respectivamente.

Bhattarai *et al.* (2016) avaliaram o desempenho dos modelos SEBAL, METRIC, S-SEBI, SEBS e SSEBop (versão 3) a partir de dados de 4 torres de fluxo nos EUA. Os resultados indicaram que o modelo SEBS obteve as melhores aproximações, com  $R^2$  igual a 0,82 e RMSE de 0,74

mm/dia, enquanto o SSEBop obteve a pior performance, com  $R^2$  de 0,71 e RMSE de 1,67 mm/dia, havendo uma superestimativa geral de  $ET_a$  pelo SSEBop.

Souza (2017) comparou os resultados do modelo MOD16 aos dados de  $ET_a$  das torres PAR e CAC. Foram encontrados valores de  $R^2$  entre 0,31 e 0,67, e RMSE entre 1,64 e 1,95 mm/dia. O modelo MOD16 apresentou uma subestimativa geral de  $ET_a$ , em relação aos dados medidos nas torres de fluxo.

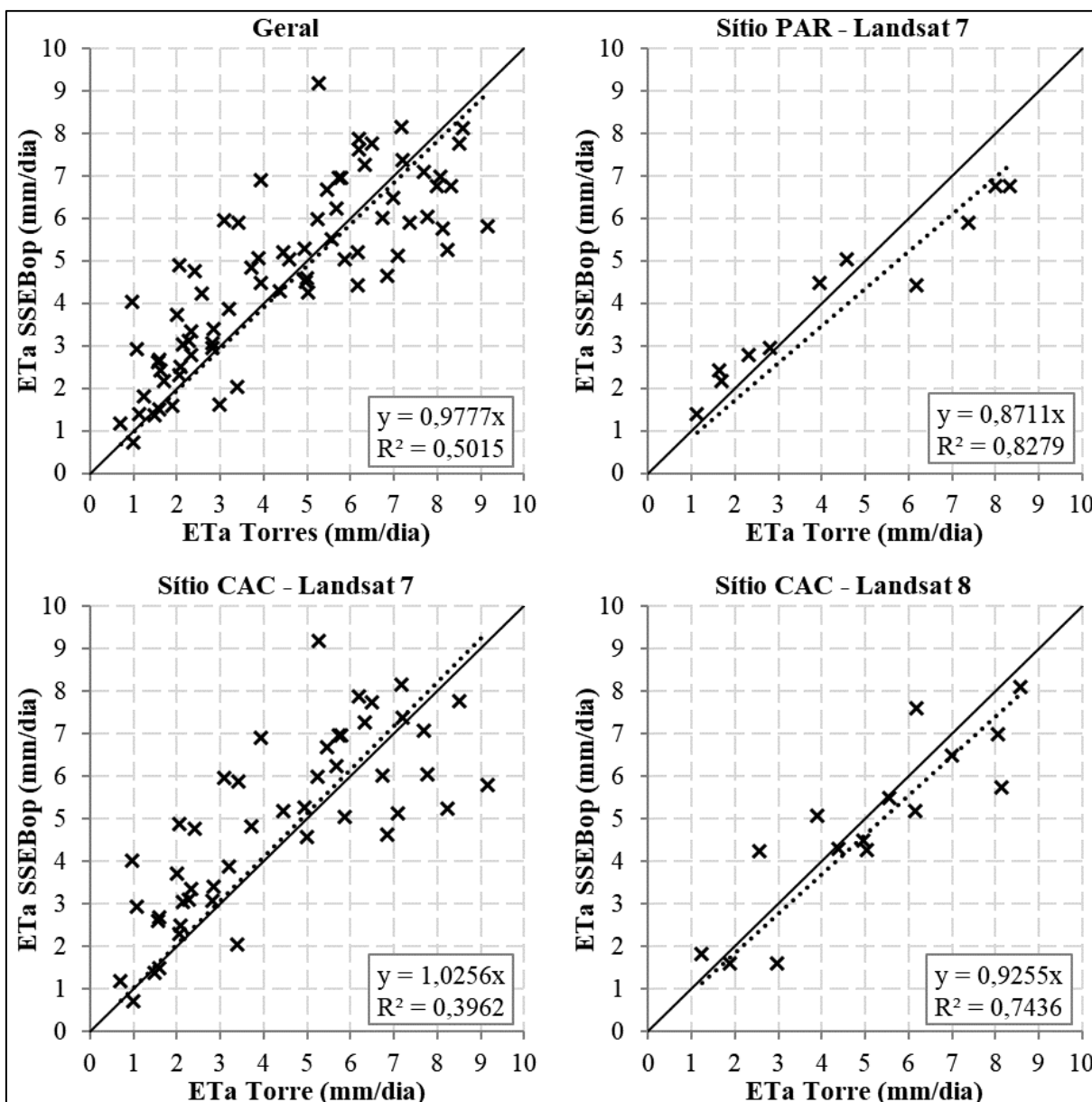
Tabela 5.3 – Estatísticas de comparação entre a  $ET_a$  das torres de fluxo e do SSEBop.

Sensor	Sítio	Tamanho amostral	Regressão Linear (b = 0)		MAE (mm/dia)	MAE (%)	RMSE (mm/dia)	RMSE (%)
			a	$R^2$				
Landsat 8	CAC	15	0,93	0,74	0,89	17,4	1,08	21,2
Landsat 7	PAR	11	0,87	0,83	0,83	19,0	0,99	22,7
Landsat 7	CAC	47	1,03	0,41	1,30	27,3	1,62	34,0
Total	Ambos	73	0,98	0,51	1,14	24,2	1,44	30,5

A Figura 5.23 apresenta a comparação da  $ET_a$  estimada pelo modelo SSEBop com os dados das duas torres, geral e discriminada por torre/sensor. Percebe-se que o modelo SSEBop se aproxima bem dos extremos de evapotranspiração medidos pelo método CVT. Contudo, valores intermediários de  $ET$  são superestimados pelo modelo SSEBop, o que reduz o valor de  $R^2$ . Este comportamento é verificado com maior destaque nas estimativas realizadas no sítio CAC, com imagens Landsat 7, mais particularmente para 7 dias, entre março de 2011 e abril de 2012, correspondentes aos 10% da amostra com maior erro percentual. A remoção de desses sete dias da série resulta em um aumento de  $R^2$  para 0,81 no sítio CAC com imagens Landsat 7, e para 0,80 no geral.

Com o objetivo de investigar a influência de erros no valor da temperatura do ar do produto MERRA-2, ela foi corrigida de duas formas: uma pontual, em que apenas o valor de  $T_{max}$  do pixel de localização da torre foi corrigido para o valor medido; e outra de forma linear, em que toda a área das imagens Landsat teve a temperatura corrigida com base na diferença entre  $T_{max}$  do produto MERRA-2 e o valor medido. Ambas as formas de correção resultaram em valores mais baixos de  $ET_a$ . No entanto, não foram encontradas evidências de aumento no valor de  $R^2$ .

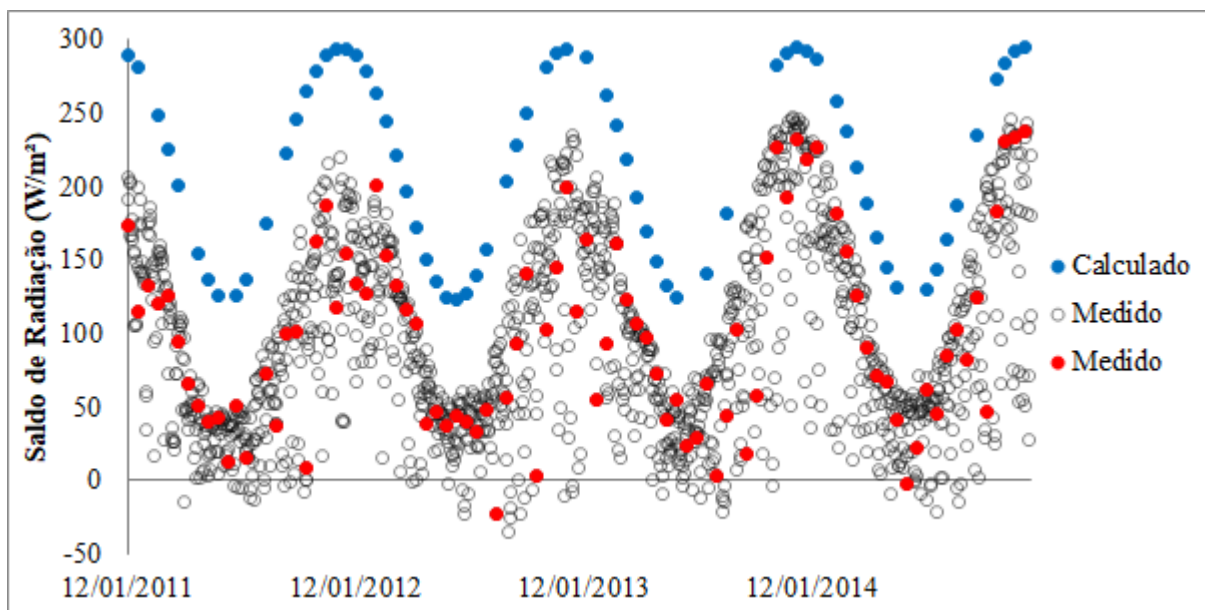
Figura 5.23 – Comparação da  $ET_a$  estimada pelo SSEBop com imagens Landsat 7 e Landsat 8, com dados medidos nas torres de fluxo PAR e CAC.



Após a implementação e validação do modelo, investigou-se as possíveis causas dos desvios observados entre a  $ET_a$  medida nas torres de fluxo e a estimada pelo SSEBop. Observou-se que o valor de  $R_n$ , calculado segundo a metodologia proposta por Allen *et al.* (1998), é consistentemente mais elevada que  $R_n$  medido nas torres de fluxo, conforme pode ser visto na Figura 5.24. Observou-se ainda, que em alguns dias específicos, o valor de  $R_n$  medido é muito mais baixo que a média dos dias adjacentes. Algumas hipóteses podem ser levantadas a partir disso. Primeiramente, a metodologia utilizada para calcular  $R_n$  está a superestimar o saldo de radiação real, nessa região; a segunda hipótese é a existência de erros de medição do saldo de

radiação pela torre de fluxo; por fim, a nebulosidade variável ao longo dos dias tende a reduzir o  $R_n$  medido, distanciando-o do  $R_n$  calculado, referente a um dia de céu claro (sem presença de nuvens). A comparação entre os desvios de  $R_n$  e os erros de  $ET_a$  apresentou proporcionalidade entre os dois, com  $R^2$  de 0,33. Investigações futuras devem ser efetuadas sobre como contornar esses desvios para se obter estimativas mais precisas de  $ET_a$ .

Figura 5.24 – Comparação entre o saldo de radiação ( $R_n$ ) medido na torre de fluxo (com destaque em vermelho para os dias avaliados nas imagens Landsat 7) do sítio CAC com o  $R_n$  calculado.



### 5.3.3 Empreendimento Agrícola

A estimativa de  $ET_a$  do modelo SSEBop com imagens Landsat 7 e Landsat 8 foi calculada para o EA entre 08 de junho de 2017 e 14 de outubro de 2017, totalizando 14 imagens sem nuvens. No período, 3 dias passíveis de medição ficaram sem dados, devido à nebulosidade na região, a saber: 10 de julho, 18 de julho e 28 de setembro de 2017. Também foi calculada a evapotranspiração de cultura para o período. Para calcular  $ET_c$  foi usada a relação entre NDVI e  $k_{cb}$ , proposta por Hunsaker *et al.* (2003).

A Figura 5.25 apresenta as séries de  $ET_a$ ,  $ET_c$ ,  $ET_0$  e consumo de água informado pelo agricultor. A semeadura se iniciou no dia 12 de junho de 2017. Entre os dias 16 de junho e 04 de julho de 2017, foi irrigada uma lamina de 4,0 mm sobre a cultura, que estava no estágio inicial de crescimento. A partir de 05 de julho de 2017, foi aplicada a lâmina de 6,5 mm até o início da floração. Durante a floração, 30 de julho a 04 de agosto de 2017, irrigou-se 10 mm

sobre a plantação de tomates. Após a floração, retomou-se a aplicação de 6,5 mm até a colheita, no dia 02 de outubro de 2017, quando se encerrou a irrigação.

Deve-se ressaltar que essa é uma descrição simplificada do processo, e que não são abrangidos problemas na operação, que distanciam o valor de consumo de água declarado do valor real. Dentre os problemas observados, constam: falhas nos sistemas de bombeamento de água subterrânea, sistema elétrico e sistema de distribuição (tubos metálicos, juntas emborrachadas e aspersores); problemas relativos à topografia, gerando zonas secas e alagamentos. Há ainda que considerar as operações rotineiras de adubação, correção do solo e aplicação de remédios, que alteram a rotina de irrigação. Dessa forma, é recomendado que a validação do consumo de água no EA seja feita de forma qualitativa.

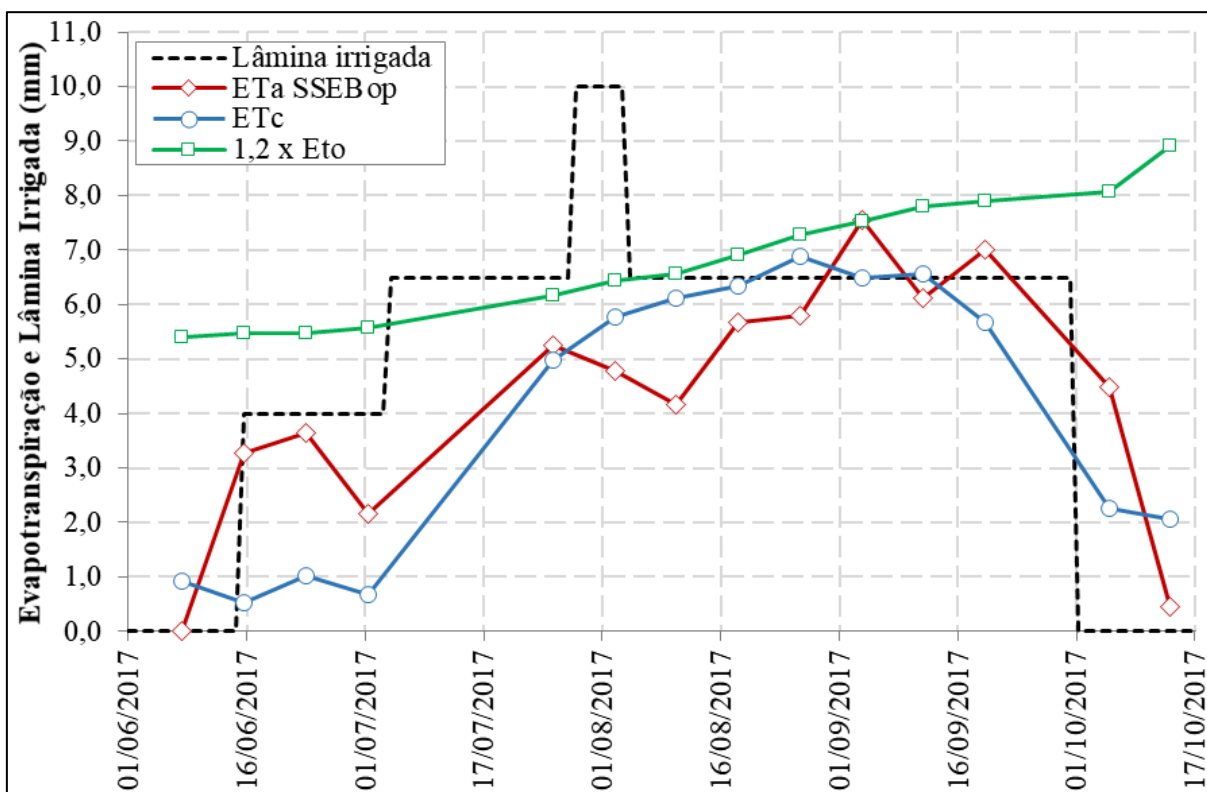
A  $ET_a$  estimada pelo SSEBop apresenta boa concordância com os valores declarados no estágio inicial de irrigação, em que a evapotranspiração deve sua maior parcela à evaporação do solo. O modelo SSEBop se mostra sensível ao aumento da lâmina irrigada de 4,0 mm para 6,5 mm, mas não percebe o aumento ocorrido no período de floração do cultivo. Isto se deve, em parte, ao fato de  $1,2 \times ET_0$  ser inferior a 6,5 mm no período da floração, o que limita o valor de  $ET_a$ , e provavelmente gerou excesso de perdas por escoamento superficial e infiltração. No mês de agosto, os valores de  $ET_a$  do SSEBop são menores que o esperado, o que se deve provavelmente a variações na rotina de irrigação, e não a subestimativas do modelo.

As séries de  $ET_c$  a  $ET_a$  apresentam boa concordância, com exceção do período inicial da cultura, quando a irrigação se mostra excessiva para os fins de demanda hídrica da cultura, e logo após a floração, quando ocorreram eventos que forçaram paralizações do pivô central.

Os valores de  $ET_a$  do SSEBop estimados para a plantação de tomates estão dentro dos limites  $ET_c$  do tomate indicados na literatura para todas as fases do cultivo (ALLEN *et al.*, 1998; DOORENBOS & PRUIT, 1977; HANSON & MAY, 2006). Assim sendo, fica demonstrado o potencial do uso do modelo SSEBop para estimativa de  $ET_a$  de culturas e do consumo de água para irrigação.



Figura 5.25 – Série de  $ET_a$  estimada pelo modelo SSEBop com imagens Landsat 7 e Landsat 8,  $ET_c$ ,  $ET_0$  e lâmina irrigada no EA.



## 6 CONCLUSÕES

O principal objetivo deste trabalho foi implementar um método remoto para estimativa do consumo de água pela agricultura irrigada. Seu cumprimento foi possível mediante a implementação do modelo de balanço de energia SSEBop, com imagens MODIS, Landsat 7 e Landsat 8, e dados meteorológicos espacializados. O SSEBop, após implantado, é de operação simples, tendo sido possível a avaliação de uma grande quantidade de dados de sensoriamento remoto. Assim como outros modelos de sensoriamento remoto, o SSEBop dá uma resposta rápida de  $ET_a$  para grandes áreas. Neste sentido, o trabalho desenvolvido, em especial os códigos escritos para implementação do SSEBop, pode ser utilizado como ferramenta para auxiliar a tomada de decisão tanto de órgãos gestores de recursos hídricos, quanto dos irrigantes. A geração de séries históricas de  $ET_a$  com alta resolução espacial auxiliará estudos de concessão de outorga, por meio do cálculo da disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas. Também será possível o monitoramento do consumo de água na agricultura irrigada.

O modelo SSEBop foi implementado na região do Sistema Aquífero Urucuia com imagens MODIS, considerando 8 parametrizações, e validado frente a dados de balanço hídrico mensal e anual. A utilização de imagens MODIS é útil para a estimativa de  $ET_a$  em escala regional, mas apresenta limitações para aplicação em escala local, devido à baixa resolução do sensor, diante das dimensões dos sistemas irrigados por pivôs centrais. A  $ET_a$  do SSEBop-v3 se mostrou consistentemente maior que a do SSEBop-v4. A utilização de dados meteorológicos ou climatológicos não resultou em diferenças significativas dos valores de  $ET_a$ . A divisão da região do SAU em seis faixas de latitude para o cálculo do fator c não proporcionou ganhos de acurácia, e por vezes resultou em erros maiores que o uso da área inteira para o cálculo do fator c.

Comparou-se a utilização ou não dos dados de umidade relativa e de dados meteorológicos ou climatológicos no cálculo do parâmetro dT. Verificou-se que o parâmetro apresenta pouca sensibilidade às variações de dados de entrada mencionadas e, portanto, considera-se que ele pode ser calculado sem umidade relativa e com dados climatológicos. Isto simplifica a implementação do modelo SSEBop, uma vez que dT pode ser definido fixo para cada dia do ano.

A  $ET_a$  estimada pelas 8 parametrizações SSEBop apresentou um comportamento sazonal semelhante à estimada pelo modelo hidrológico mensal SMAP, mas com superestimativa de  $ET_a$  no período seco e subestimativa no período chuvoso, especialmente nos meses de novembro e dezembro. Devido ao valor médio de NDVI da região se manter acima de 0,40 durante todo o ano, os valores mais altos de  $ET_a$  estimados pelo SSEBop no período seco são esperados.

A comparação de  $ET_a$  do SSEBop com a do balanço hídrico anual demonstrou que as parametrizações de SSEBop-v4 apresentaram melhor desempenho que as de SSEBop-v3. A parametrização SSEBop-v4-médio-1c apresentou os menores valores de RMSE e MAE.

As estimativas de  $ET_a$  do SSEBop-v4 apresentaram valores absolutos de  $ET_a$  próximas das do BH Anual e do SMAP. Entretanto, o comportamento das séries de  $ET_a$  do SSEBop não correspondeu ao da série de  $ET_a$  do BH Anual, com valores muito baixos de  $R^2$ . As maiores discrepâncias nos valores mensais de  $ET_a$  ocorreram no início do período chuvoso, quando se verifica um grande número de dias sem imagem de temperatura da superfície, devido à nebulosidade. Dessa forma os dias mais secos do início do período têm maior peso na agregação mensal, o que enviesava o valor de  $ET_a$  dos meses chuvosos e dificulta o fechamento do balanço hídrico anual via sensoriamento remoto.

O modelo SSEBop também foi implementado com imagens Landsat 7 e Landsat 8, no Rio Grande do Sul, e validado com dados medidos em 2 torres de fluxo. O modelo SSEBop apresentou boa estimativa de valores mínimos e máximos de  $ET_a$ , mas superestimou os valores intermediários, o que reduz significativamente o valor de  $R^2$ . Os erros encontrados neste estudo são condizentes com o encontrado na literatura. O modelo SSEBop apresenta desempenho semelhante ao MOD16 nas torres de fluxo analisadas neste estudo.

O SSEBop foi aplicado, com imagens Landsat 7 e Landsat 8, no EA para estimativa do consumo de água. A resolução espacial do sensor Landsat é mais adequada para a avaliação local de  $ET_a$ , com possibilidade de estimar, mesmo em plantações de pequeno porte, o consumo de água. Por outro lado, devido à presença de nuvens e à baixa resolução temporal do sensor, a série histórica de  $ET_a$  foi sensivelmente prejudicada no estágio de desenvolvimento da cultura de tomates.

No EA, os resultados indicaram que a  $ET_a$  se aproxima da lâmina irrigada no estágio inicial do cultivo, quando o solo está exposto. A medida que a plantação se desenvolve,  $ET_a$  se comporta semelhantemente à  $ET_c$ , se aproximando do valor real de consumo de água na fase em que a vegetação se encontra madura.

## 7 RECOMENDAÇÕES

Os modelos de sensoriamento remoto são uma valiosa ferramenta na identificação de escassez hídrica, bem como sua distribuição no tempo e no espaço. Entretanto, os métodos de medição de  $ET_a$  *in situ* não devem ser substituídos, mas usados como fontes de validação, uma vez que os modelos de sensoriamento remoto apresentam suas limitações. Neste sentido, recomenda-se a intensificação da instalação da rede de monitoramento dessa importante variável hidrológica, para que mais estudos com objetivo de validação dos modelos de sensoriamento remoto sejam realizados.

Verificou-se que a adoção de  $r_{ah} = 110$  s/m superestima o valor de  $dT$  nas áreas de estudo. Foram propostas duas metodologias de calibração de  $dT$  em função do valor de  $r_{ah}$ , uma com uso dos quantis de 1% e 99% de  $T_s$ , e outra com uso de 6 vezes o desvio padrão de  $T_s$ . Recomenda-se avaliar o impacto da adoção das metodologias nos valores de  $ET_a$ . No Rio Grande do Sul, foi verificado que  $R_n$  calculado é consistentemente superior ao  $R_n$  medido nas torres de fluxo PAR e CAC, o que influencia a precisão do parâmetro  $dT$ . Por fim, sugere-se que a calibração de  $dT$  seja realizada considerando-se uma discretização espacial semelhante à utilizada para o cálculo do fator  $c$ , afim de se avaliar a influência da latitude no valor de  $r_{ah}$ .

Neste trabalho foi considerada apenas a divisão hidrográfica para a derivação de  $ET_a$  pelo balanço hídrico, apesar de a literatura apresentar divergências entre as divisões hidrográfica e potenciométrica no SAU. Também há estudos que indicam fragmentação do aquífero, o que foi desconsiderado neste estudo. Recomenda-se avaliar o impacto da adoção de diferentes divisões para o cálculo do balanço hídrico.

Foi elaborada a série histórica de  $ET_a$  no SAU entre 2000 e 2013. Estes dados podem ser associados a informações de uso e cobertura do solo para se avaliar o comportamento de diferentes superfícies quanto a taxa de evapotranspiração real. Isso possibilitará avaliar a influência das mudanças do uso e ocupação do solo sobre a evapotranspiração e também sobre a disponibilidade hídrica.

A implementação do SSEBop com imagens Landsat foi realizada sem aplicação de técnicas de correção atmosférica para o cálculo de NDVI e  $T_s$ . Recomenda-se avaliar o impacto desta simplificação na estimativa de  $ET_a$ .

A validação do SSEBop com dados de consumo de água ocorreu mediante a informação do consumo pelo irrigante, mas as variações observadas no cotidiano do empreendimento não foram registradas, de forma que apenas o consumo médio de cada estágio do cultivo foi utilizado. Recomenda-se que os próximos estudos sejam realizados com monitoramento diário da lâmina irrigada, associado a observações de outros fenômenos hidrológicos importantes (escoamento superficial, infiltração, umidade do solo, velocidade do vento, radiação solar etc.), para que conclusões mais definitivas possam ser feitas.

## 8 REFERÊNCIAS

ALEMAYEHU, T. Evapotranspiration Mapping in a Heterogeneous Landscape Using Remote Sensing and Global Weather Datasets: Application to the Mara Basin, East Africa. *Remote Sensing*, v. 9, 2017, 24 p.

ALEXANDRE, A. M. B. *et al.* Incorporação do Impacto da Rede de Reservatórios Superficiais Artificiais de Caráter Intranual na Modelagem Hidrológica Chuva-Vazão. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, n.2 – abr./jun. 2013, p. 67-82.

ALLEN, R.G. *et al.* Crop Evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Roma: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) - Irrigation and drainage, 56, 1998, não paginado. Disponível em <<http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e00.htm#Contents>>. Acesso em 7 janeiro de 2017.

ALLEN, R.G. *et al.* Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133 (4), 2007.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (Brasil). HidroWeb: sistemas de informações hidrológicas. Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb>>. Acesso em 20 maio 2017.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (Brasil). Levantamento da Agricultura Irrigada por Pivôs Centrais no Brasil - 2014: relatório síntese. Agência Nacional de Águas. Brasília: ANA, 2016. Disponível em <<http://arquivos.ana.gov.br/imprensa/arquivos/Projeto Pivos.pdf>> Acesso em 4 fev. 2017.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (Brasil). Atlas irrigação: uso da água na agricultura irrigada. Brasília: ANA, 2017. Disponível em: <<http://atlasirrigacao.ana.gov.br/>> Acesso em 6 out. 2018.

ANDERSON, D.E. *et al.* Eddy correlation measurements of CO<sub>2</sub> , latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 29, 1984, p. 167– 183.

ANDERSON, M.C. *et al.* A Two-Source Time-Integrated Model for Estimating Surface Fluxes Using Thermal Infrared Remote Sensing. *Remote Sensing of the Environment*, v. 60, 1997, p. 195-216.

ANDERSON, M.C. *et al.* A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, 2007, 17 p.

ANDERSON, M.C. *et al.* Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, p. 223-239, 2011.

ANDREADIS, K.M. *et al.* Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model. *AN AGU Journal*, [S.l.], v. 34, n. 10, p. 1-5, maio. 2007.

AUBINET, M. *et al.* Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: The EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.*, 30, 2000, p. 113–175.

BASTIAANSEN, W.G.M. *et al.* A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 1. Formulation. *Journal of Hydrology, Wageningen*, 1998a, v. 212-213, p. 198-212.

BASTIAANSEN, W.G.M. *et al.* A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 2: Validation. *Journal of Hydrology, Wageningen*, 1998b, v. 212-213, p. 213-229.

BASTIAANSEN, W.G.M. *et al.* SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Wageningen*, v. 131, n. 1, fev. 2005.

BHATTARAI, N. *et al.* Evaluating five remote sensing based single-source surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in a humid subtropical climate. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, [S.l.], n. 49, p. 75-86, fev. 2016.



BOMFIM, L.F.C; GOMES, R.A.D. Aquífero Urucuia - Geometria e Espessura: Ideias para Discussão. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13., 2004. Anais... Cuiabá, Brasil: ABAS, 2004. Disponível em: <<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/issue/view/1186>>. Acesso em: 22 mar. 2017.

BOWERS, S.A.; HANKS R.J. Reflection of radiant energy from soils. *Soil Sciences*, 100, 1965, p. 130-138.

BURBA, G. Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications: a Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates. LI-COR Biosciences, Lincoln, EUA, 331 p., 2013.

CERQUEIRA, G.A. *et al.* A Crise Hídrica e suas Consequências. Brasília: Núcleo de Estudos e Pesquisas/CONLEG/Senado, abril/2015 (Boletim Legislativo nº 27, de 2015). Disponível em <[www.senado.leg.br/estudos](http://www.senado.leg.br/estudos)> Acesso em 35jan. 2017.

CHEN, M. *et al.* Uncertainty analysis of the Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) model at multiple flux tower sites. *Journal of Hydrology*, [S.l.], n. 536, p. 384-399, mar. 2016.

CHOUDHURY, B.J.; MENENTI, M. Parameterization of Land Surface Evaporation by means of Location Dependent Potential Evaporation and Surface Temperature Range. Department for Environment, Food and Rural Affairs (Defra): Londres, 1993, (212), p. 561–568.

CHOW, V. T. *et al.* Applied hydrology. McGraw-Hill, New York, 1988, 572 p.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa de Domínios/Subdomínios Hidrogeológicos do Brasil 1:2.500.000. 2016. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes-173>>. Acesso em: 22 mar. 2017.

DIDAN, K. MOD13A2 MODIS/Terra Vegetation Indices 16-Day L3 Global 1km SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2015. Disponível em <<https://doi.org/10.5067/modis/mod13a2.006>>. Acesso em 15 fev. 2017.

DOORENBOS, J; PRUITT, W.O. Crop water requirements. Roma: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) - Irrigation and drainage, 24, 1977, não paginado.

ENGEORPS; WALM. Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucua e Proposição de Modelo de Gestão Integrada e Compartilhada: Relatório Final. Brasília: ANA, 2013. 114 p. v. 1, Tomo I.

ESA – EUROPEAN SPACE AGENCY. Introducing Sentinel-3. Disponível em: <[http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/Copernicus/Sentinel-3/Introducing\\_Sentinel-3](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinel-3/Introducing_Sentinel-3)>. Acesso em 20 out. 2018.

FAO – FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION. Information System on Water and Agriculture - AQUASTAT, 2012. Disponível em<<http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm>> Acesso em 4 fev. 2017.

FAROOQ, S. Spectral Reflectance of Land Covers. Aligarh Muslim University, Aligarh, Índia. Disponível em: <<http://www.geol-amu.org/notes/m1r-1-8.htm>>. Acesso em: 23 mar. 2017.

GASPAR, M.T.P. Sistema Aquífero Urucua: Caracterização Regional e Propostas de Gestão. 2006. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006, 158 p.

GIACOMONI, M.H. Estimativa da Evapotranspiração Regional por Meio de Técnicas de Sensoriamento Remoto Integradas a Modelos de Balanço de Energia: Aplicação no Estado do Rio Grande Sul. 2005. 172 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2005.

GMAO – GLOBAL MODELING AND ASSIMILATION OFFICE. MERRA-2 tavgU\_2d\_lnd\_Nx: 2d,diurnal,Time-Averaged,Single-Level,Assimilation, Land Surface Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), 2015. Acesso em 08 abr. 2018.

GOOGLE. Google Earth Pro. Versão 7.3.2.5491. 2018. Disponível em: <<https://www.google.com/earth/>>. Acesso em: 22 jun. 2018.

GOWDA, P.H. *et al.* ET mapping for agricultural water management: Present status and challenges. *Irrigation Sciences*, v. 26, 2007, p. 223-237.

GRAFAREND, E.W. *Linear and Nonlinear Models: Fixed Effects, Random Effects, and Mixed Models*. [S.l.]: Walter de Gruyter, 2006. 752 p.

GUIMARÃES, D.P. *et al.* Diagnóstico da Agricultura Irrigada no Extremo Oeste Baiano. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 20, 2017. A agrometeorologia na solução de problemas multiescala: anais/V Simpósio de Mudanças Climáticas e Desertificação no Semiárido. Petrolina / Juazeiro - Brasil: [s.n.], 2017. p. 2710-2720. Disponível em: <<http://www.cbagro2017.com.br/>>. Acesso em: 18 abr. 2018.

HANSON, B.R., MAY, D.M. Crop evapotranspiration of processing tomato in the San Joaquin Valley of California, USA. *Irrigation Sciences*, 24, 2006, p. 211-221.

HASHIMOTO, R.F. Visão e Processamento de Imagens. 23 fev. 2003. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2008JCLI2637.1>>. Acesso em: 21 mar. 2017.

HEUTE, A. *et al.* Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote sensing of environment*, Tucson, v. 83, n. 1, p. 195-213, set. 2002.

HOFFER, R.M. Biological and Physical Considerations in Applying Computer-Aided Analysis Techniques to Remote Sensor Data. In: SWAIN, Philip H.; DAVIS, Shirley M. (Org.). *REMOTE SENSING: The Quantitative Approach*. [S.l.]: McGraw-Hill International Book Co., 1978. cap. 5, p. 227-289.

HUNSAKER, D.J. *et al.* Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index. *Irrigation Science*, Phoenix, Arizona, USA, n. 22, p. 95-104, ago. 2003.

INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Normais Climatológicas do Brasil 1981-2010. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisclimatologicas>>. Acesso em: 20 jun. 2018.

JACKSON, R. D. *et al.* Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, Phoenix, Arizona, v. 13, n. 3, p. 651-656, jun. 1977.

JOHNSON, T., ODIN, H. Measurements of evapotranspiration using a dynamic lysimeter. *Studia Forestalia Suecica*, Lund, n. 146, 29 p., 1978.

KUESTER J.L., MIZE J.H. *Optimization Techniques with FORTRAN*. Mc Graw-Hill Book Company, 1973.

LAZZARA, P.; RANA, G. The crop coefficient (kc) values of the major crops grown under Mediterranean climate. *Agrometeorol.*, Bari, Itália, n. 15, p. 25-40, dez. 2010. Disponível em: <<http://www.miraproject.eu/MELIA/Members/p35isa/CropCoeff.pdf>>. Acesso em: 15 set. 2017.

LIU, Y.; KAR, S.K. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. *Energies*, Jhong-Li, n. 7, p. 2821-2849, abr. 2014.

LIANG, S. *Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces*. Wiley-Interscience, 2004, 534 p.

LOARIE, S.R. *et al.* Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Climate Change*, [S.l.], n. 1, p. 105-109, abr. 2011.

LOEB, N.G. *et al.* Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *Journal of Climate*, Hampton, Virginia, 01 fev. 2009. 22, p. 748-766. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2008JCLI2637.1>>. Acesso em: 21 mar. 2017.

LOPES J.E.G., BRAGA JR., B.P.F., CONEJO J.G.L. *SMAP - A Simplified Hydrological Model*, *Applied Modelling in Catchment Hydrology*, ed. V.P. Singh, Water Resources Publications, 1982.

MOREIRA, M.A. *Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação*. 3. ed. Viçosa, MG: UFV, 2003. 307 p. Disponível em: <<http://file:///C:/Users/Bruno/Downloads/Fundamentos%20do%20Sensoriamento%20Remoto%20e%20Metodologia%20de%20Aplica%C3%A7%C3%A3o.pdf>>. Acesso em: 09 mar. 2017.

MUTANGA, O. *et al.* Imaging spectroscopy (hyperspectral remote sensing) in southern Africa: an overview. *South African Journal of Science*, Pretoria, v. 105, n. 5-6, p. 193-198, jun. 2009. Disponível em: <[http://www.scielo.org.za/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0038-23532009000300012](http://www.scielo.org.za/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0038-23532009000300012)>. Acesso em: 24 mar. 2017.

NASA – National Aeronautics And Space Administration. (EUA). EOS and Terra. Disponível em: <<https://asterweb.jpl.nasa.gov/eos.asp>>. Acesso em: 25 mar. 2017a.

NASA. (EUA). Landsat 8. Disponível em: <<https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-8/>>. Acesso em: 25 mar. 2017b.

NASA. (EUA). MODIS: Specifications. Disponível em: <<https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>>. Acesso em: 25 mar. 2017c.

NASA. (EUA). NPP VIIRS Land Product Quality Assessment. Disponível em : <[https://landweb.modaps.eosdis.nasa.gov/NPP\\_QA/index.html#](https://landweb.modaps.eosdis.nasa.gov/NPP_QA/index.html#)>. Acesso em: 18 out. 2018a.

NASA. (EUA). Precipitation Measurement Missions. 2018. Disponível em: <<https://pmm.nasa.gov/precipitation-measurement-missions>>. Acesso em: 01 set. 2018b.

NASH, J.E. e SUTCLIFFE, J.V. River Flow Forecasting Through Conceptual Models, Part I – A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290, 1970.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL. *Down to Earth: Geographic Information for Sustainable Development in Africa*. Washington, DC: THE NATIONAL ACADEMIES PRESS, 2002. 155 p. Disponível em: <<https://www.nap.edu/read/10455/chapter/1>>. Acesso em: 24 mar. 2017.

NOAA. (EUA). Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR. 26 de novembro 2013. Disponível em: <<http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/avhrr.html>>. Acesso em: 25 mar. 2017a.

NOAA. (EUA). Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES). Disponível em: <[http://www.class.ngdc.noaa.gov/data\\_available/goes/index.htm](http://www.class.ngdc.noaa.gov/data_available/goes/index.htm)>. Acesso em: 25 mar. 2017b.

NOURI, H. *et al.* High Spatial Resolution WorldView-2 Imagery for Mapping NDVI and Its Relationship to Temporal Urban Landscape Evapotranspiration Factors. *Remote Sensing*, Adelaide, v. 1, n. 6, p. 580-602, jan. 2014.

OBREBSKI, J.B. *et al.* Experimental research of the adaptive building envelope (ABE). International Association for Shell and Spatial Structures (IASS) Symposium, Wroclaw, Polônia, 2013.

OBUKHOV, A.M. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 2, 1971, p. 7-29.

OPOKU-DUAH, S. *et al.* Intercomparison of Evapotranspiration Over the Savannah Volta Basin in West Africa Using Remote Sensing Data. *Sensors* (8), 2008, p. 2736-2761.

PEDUZZI, P. Participação da agropecuária no PIB sobe para 23% em 2015. 10 dez. 2015. Disponível em <<http://agenciabrasil.ebc.com.br/economia/noticia/2015-12/participacao-da-agropecuaria-no-pib-sobe-para-23-em-2015>>. Acesso em 4 fev. 2017.

PHYSICS OF THE SPACE ENVIRONMENT: The Upper Atmosphere. Disponível em: <<http://www.yorku.ca/mcdade/physeats3280/Notes%20Set%204.html>>. Acesso em: 22 mar. 2017.

PLANCK, M. On the Law of Distribution of Energy in the Normal Spectrum. *Annalen der Physik*, V. 4, 1901.

PRASAD, V.H.; MAHADEV, R.H. Estimating Actual Evapotranspiration Using RS and GIS. *Agriculture and Hydrology Applications of Remote Sensing*, Dehradun, v. 6411, p. 1-11, dez. 2006.

Qiu, G.Y.; Yanob, T.; Momiic, K. An Improved Methodology to Measure Evaporation from Bare Soil Based on Comparison of Surface Temperature with a Dry Soil Surface. *Journal of Hydrology*, 210, 1998, p. 93-105.

ROCHA, H.R. *et al.* Measurements of CO<sub>2</sub> exchange over a woodland savanna (Cerrado sensu stricto) in southeast Brasil. *Biota Neotrop*, 2, 2002, p. 1-11.

ROERINK, G. J. *et al.* S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. *Physics and Chemistry of the Earth Part B Hydrology Oceans and Atmosphere* 25 (2), 2000, p. 147-157.

RUHOFF, A.L. *et al.* A MODIS-Based Energy Balance to Estimate Evapotranspiration for Clear-Sky Days in Brazilian Tropical Savannas. *Remote Sensing, Rio Grande, RS*, n. 4, p. 703-725, mar. 2012.

RUHOFF, A.L. *et al.* Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, [S.L.], p. 1657-1676, out. 2013.

SANTOS, C. Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. *Irrigation Sciences*, v. 26, 2008, p. 277-288.

SANZ, D. *et al.* Application of Geographic Information Systems. Albacete, Espanha: INTECH, 2012. Não paginado p. Disponível em: <<http://www.intechopen.com/books/application-of-geographic-information-systems/gis-applied-to-the-hydrogeologic-characterization-examples-for-mancha-oriental-aquifer-se-spain->>. Acesso em: 13 mar. 2017.

SCHMUGGE, T.J. *et al.* Remote Sensing in Hydrology. *Advances in Water Resources*, Beltsville, n. 25, p. 1367-1385, 2002.

SCHULTZ, G.A. Remote Sensing in Hydrology. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, n. 100, p. 239-265, 1988.

SENAY, G.B. *et al.* Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25, 2011, p. 4037–4049.

SENAY, G.B. *et al.* Evaluating Landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin. *Remote Sensing of Environment*, 2015, p. 1-15.

SENAY, G.B. *et al.* Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the SSEB Approach. *Journal of the American Water Resources Association*, 2013, 15 p.

SENAY, G.B. *et al.* Satellite-based water use dynamics using historical Landsat data (1984–2014) in the southwestern United States. *Remote Sensing of Environment*, 2017, p. 1-15.

SHAPIRO, S.S.; WILK, M.B. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, v. 52, 1965, p. 591-611.

SINGH *et al.* Actual Evapotranspiration (Water Use) Assessment of the Colorado River Basin at the Landsat Resolution Using the Operational Simplified Surface Energy Balance Model. *Remote Sensing*, v. 6, 2014a, p. 233-256.

SINGH *et al.* On the Downscaling of Actual Evapotranspiration Maps Based on Combination of MODIS and Landsat-Based Actual Evapotranspiration Estimates. *Remote Sensing*, v. 6, 2014b, p. 10.483-10.509.

SINGH, R.K.; SENAY, G.B. Comparison of Four Different Energy Balance Models for Estimating Evapotranspiration in the Midwestern United States. *Water, Sioux Falls*, v. 1, n. 8, p. 1-19, 2015.

SINHA, R.K. *Modern Plant Physiology*. Pangbourne: Alpha Science International, 2004. 620 p. Disponível em: <[https://books.google.com.br/books?id=03S6VbTjCmUC&printsec=frontcover&source=gbs\\_ge\\_summary\\_r&cad=0#v=onepage&q&f=false](https://books.google.com.br/books?id=03S6VbTjCmUC&printsec=frontcover&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false)>. Acesso em: 20 set. 2016.

SOUZA, V.A. Validação de Métodos de Evapotranspiração e Parametrização de um Modelo a Partir de Dados In Situ e Remotos para Cultivos de Arroz Irrigado no Sul do Brasil. 2017. 80 p. Tese (Doutoramento em Sensoriamento Remoto, área de concentração em Ciências Atmosféricas)- CEPRSM, UFRGS, Porto Alegre, RS, 2017.

STRAHLER, A.H.; WOODCOCK, C.E.; SMITH, J.A. On the Nature of Models in Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment*, Nova York, n. 20, p. 121-139, fev. 1986.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, Wageningen, 2002, p. 85-99.



SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, Wageningen, v. 1, n. 6, p. 85-99, maio. 2002.

SULFLUX – REDE SUL BRASILEIRA DE FLUXOS SUPERFICIAIS E. MUDANÇAS CLIMÁTICAS. Sítios Experimentais. Disponível em: <[http://www.sulflux.ufsm.br/sulflux/index.php?option=com\\_content&view=article&id=88%3Amapa&Itemid=115&lang=br](http://www.sulflux.ufsm.br/sulflux/index.php?option=com_content&view=article&id=88%3Amapa&Itemid=115&lang=br)>. Acesso em: 27 maio 2018.

SWINBANK, W.C. The Measurement of Vertical Transfer of Heat and Water Vapor by Eddies in The Lower Atmosphere. *Journal of Meteorology*, v. 8 n. 3, [S.L.], 1951.

TANG, Q. *et al.* Remote Sensing: Hydrology. *Progress in Physical Geography*, Seattle, v. 4, n. 33, p. 490-509, 2009.

TUCCI, C.E.M. *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. UFRGS/ABRH, Porto Alegre – RS, 1998, 943 p.

USGS – UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. (EUA). Comparison of Landsat 7, 8, Sentinel 2, ASTER & MODIS bands. Disponível em: <<https://twitter.com/USGSLandsat/status/837696716417687553>>. Acesso em: 25 mar. 2017.

USGS – UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010), 2010. Disponível em <<https://lta.cr.usgs.gov/GMTED2010>>. Acesso em 10 abr. 2017.

USGS – UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. Landsat 8 OLI (Operational Land Imager) and TIRS (Thermal Infrared Sensor). Disponível em: < <https://lta.cr.usgs.gov/L8>>. Acesso em 20 out. 2017.

USGS – UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. Shuttle Radar Topography Mission, 1 Arcosegundo, não-preenchido 2.0, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, 2014.

WILSON, K. *et al.* Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 2002, p. 223–243.

WAGLE *et al.* Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 128, 2017, p. 192-203.

WORLDCLIM: Global Climate Data. Disponível em: <<http://worldclim.org/>>. Acesso em: 01 set. 2017.

XAVIER A.C. *et al.* Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *Int. J. Climatol.* 36, 2015, p. 2644–2659.

YAU, M.K; ROGERS, R.R. *A Short Course in Cloud Physics*. 3. ed. Montreal: Butterworth-Heinemann, 1996. 304 p.

Z. Wan, S. H. MOD11A1 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2015. Disponível em <<https://doi.org/10.5067/modis/mod11a1.006>>. Acesso em 15 fev. 2017.

Zhang, K. *et al.* A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resources Research*, 46, 2010.



```

    arq = open(nome, 'wt')
    arq.write('byteorder I' + '\n')
    arq.write('nbits ' + str(cab.nbits) + '\n')
    arq.write('xdim ' + str(cab.xdim) + '\n')
    arq.write('ydim ' + str(cab.ydim) + '\n')
    arq.write('ncols ' + str(cab.ncols) + '\n')
    arq.write('nrows ' + str(cab.nrows) + '\n')
    arq.write('nbands ' + str(cab.nbands) + '\n')
    arq.write('nbits ' + str(cab.nbits) + '\n')
    arq.write('mapunits METERS' + '\n')
    arq.write('ulxmap ' + str(cab.ulx) + '\n')
    arq.write('ulymap ' + str(cab.uly) + '\n')
    arq.write('pixeltype ' + str(cab.pixtype) + '\n')
    arq.write(cab.resto)
    arq.close()
def ler_imagem(bil_path):
    arq = open(bil_path+'.bil', 'rb')
    hdr_dict = ler_cab(bil_path.replace('.bil', '.hdr'))
    prism_array = np.fromfile(arq, dtype=np.int32)
    prism_array = prism_array.reshape(cab.nrows, cab.ncols)
    return prism_array
def gravar_mascara(nome, cab, matriz):
    arq = open(nome, 'wb')
    for i in range(0, cab.nrows):
        pacmat = struct.pack('l'*cab.ncols, *matriz[i,:])
        arq.write(pacmat)
    arq.close()
#Dados de entrada considerados constantes durante o período analisado
myproj = Proj("+proj=utm +zone=22N, +north +ellps=WGS84 +datum=WGS84 +units=m +no_defs")

print "Deseja gravar as imagens? (sim = 1, não = 0)"#opção de gravar ou não as imagens
gravar_imagens = raw_input()
print "Qual o local analisado? par ou cac?"#opção de avaliar sítio PAR ou CAC
local_analisado = raw_input()
print "Qual o nome do txt gerado para efetuar a calibração? Se apertar Enter, ficará ", '
dados_', local_analisado, '.txt'
txt_calib = raw_input()
if txt_calib=='':
    txt_calib='dadosL7_'+str(local_analisado)+'.txt'
print "Qual o nome do txt gerado para com dados do local analisado? Se apertar Enter, fi
cará ", 'ponto_', local_analisado, '.txt'
txt_ponto = raw_input()
if txt_ponto=='':
    txt_ponto='pontoL7_'+str(local_analisado)+'.txt'
print "Ano de início:"
ano_ini = raw_input()
print "Ano de fim:"
ano_fim = raw_input()
print "Valor de Rah: (se apertar Enter, ficará igual a 70 s/m)"
rah = raw_input()
if rah=='':
    rah=70
ano_ini = int(ano_ini)
ano_fim = int(ano_fim)
rah=float(rah)
ini = datetime.datetime.toordinal(datetime.datetime(ano_ini,01,01))
fim = datetime.datetime.toordinal(datetime.datetime(ano_fim,12,31))
Cp = 1.013
k = 1.2
if local_analisado == 'par':
    ponto_lat = -29.74433
    ponto_lon = -53.14994
else:
    ponto_lat = -30.27710
    ponto_lon = -53.14790

```

```

#conversão do DATUM dos dados meteorológicos
nc=Dataset("D:/Dados MERRA2/MERRA2_400.tavg1_2d_slv_Nx.20141231.nc4.nc")
Lat = nc.variables['lat'][:]
Lat=np.array(Lat)
Lat=Lat[:-1]
lon = nc.variables['lon'][:]
lon=np.array(lon)
ncrow=len(Lat)
nccol=len(lon)
leste=np.zeros((ncrow,nccol))
norte=np.zeros((ncrow,nccol))
print "MERRA conversao em andamento"
for lin in xrange(ncrow):
    for col in xrange(nccol):
        (leste[lin,col],norte[lin,col])=myproj(lon[col],Lat[lin])
print "MERRA conversao concluida"
nc=None
#Conversão dos dados de topografia
texto = 'D:/SSEBop Santa Maria/TOPOgrafia/mesclado.tif'
top = gdal.Open(texto)
meta=top.GetGeoTransform()
ulx=meta[0]
uly=meta[3]
xdim=meta[1]
ydim=meta[5]
TOPO = np.array(top.ReadAsArray())
top = None
lat=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
longitude=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
Rso=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
Ra=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
for y in xrange(len(TOPO)):
    lat[y,:]=uly+y*ydim
for x in xrange(len(TOPO[1])):
    longitude[:,x] = ulx+x*xdim
print "TOPO conversao em andamento"
east=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
north=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
lat=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
longitude=np.zeros((len(TOPO),len(TOPO[1])))
grid=np.mgrid[0:len(TOPO),0:len(TOPO[1])]
gridx=grid[1]
gridy=grid[0]
east[:,:]=gridx[:,:]*xdim+ulx
north[:,:]=gridy[:,:]*ydim+uly
(longitude[:,:],lat[:,:])=myproj(east[:,:],north[:,:], inverse=True)
grid = None
gridx = None
gridy = None
meta = None
print "TOPO conversao concluida"
#Declaração de listas
c_list =[]
dt_list=[]
dT_list=[]
Ts1_list=[]
Ts99_list=[]
Tsmed_list=[]
Tsstd_list=[]
ETf_list=[]
cont_list=[]
Tmax_list=[]
Tc_list=[]
NDVI_list=[]
contagem=[]

```

```

ETo_list=[]
ETa_list=[]
Tmed_list=[]
Tmin_list=[]
ponto_leste, ponto_norte = myproj(ponto_lon,ponto_lat)
ponto_ETa_1=[]
ponto_ETa_3=[]
ponto_ETa_5=[]
ponto_Ts_1=[]
ponto-Ta_1=[]
ponto_NDVI_1=[]
ponto_Tc_1=[]
ponto_dT_1=[]
ponto_ETo_1=[]
ponto_ETf_1=[]
ponto_Ts_3=[]
ponto-Ta_3=[]
ponto_NDVI_3=[]
ponto_Tc_3=[]
ponto_dT_3=[]
ponto_ETo_3=[]
ponto_ETf_3=[]
ponto_Ts_5=[]
ponto-Ta_5=[]
ponto_NDVI_5=[]
ponto_Tc_5=[]
ponto_dT_5=[]
ponto_ETo_5=[]
ponto_ETf_5=[]
#Início da iteração ao longo do tempo
for data in xrange(ini,fim+1):
    ndata = datetime.datetime.fromordinal(data)
    dt = ndata.strftime('%Y%m%d')
    texto=glob.glob("D:/LANDSAT/L7/"+ "*" + "222081_" +str(dt) + "*" + "/" + "*" + "222081_" +str(dt)
+ "*" + "MTL.txt")#procura do arquivo correspondente à data
    if len(texto)>0:
        texto=texto[0].replace("\\", "/")
        metadados = open(texto,"r")
        print dt, "andamento:  ", (data-ini+1)/16, "/", (fim-ini+1)/16
        for line in metadados:#Leitura do arquivo de metadados
            if "CORNER_UL_PROJECTION_X_PRODUCT " in line:
                x=line
            if "CORNER_UL_PROJECTION_Y_PRODUCT" in line:
                y=line
            if "REFLECTIVE_LINES" in line:
                nrow = line
            if "REFLECTIVE_SAMPLES" in line:
                ncol = line
            if "GRID_CELL_SIZE_REFLECTIVE" in line:
                xdim = line
            if "GRID_CELL_SIZE_THERMAL" in line:
                ydim = line
            if "RADIANCE_MAXIMUM_BAND_6_VCID_1" in line:
                M6 = line
            if "RADIANCE_MINIMUM_BAND_6_VCID_1" in line:
                A6 = line
            if "QUANTIZE_CAL_MAX_BAND_6" in line:
                QM6 = line
            if "QUANTIZE_CAL_MIN_BAND_6" in line:
                QA6 = line
            if "RADIANCE_MAXIMUM_BAND_3" in line:
                M3 = line
            if "RADIANCE_MINIMUM_BAND_3" in line:
                A3 = line
            if "QUANTIZE_CAL_MAX_BAND_3" in line:

```

```

        QM3 = line
    if "QUANTIZE_CAL_MIN_BAND_3" in line:
        QA3 = line
    if "RADIANCE_MAXIMUM_BAND_4" in line:
        M4 = line
    if "RADIANCE_MINIMUM_BAND_4" in line:
        A4 = line
    if "QUANTIZE_CAL_MAX_BAND_4" in line:
        QM4 = line
    if "QUANTIZE_CAL_MIN_BAND_4" in line:
        QA4 = line
    if "K1_CONSTANT_BAND_6_VCID_1" in line:
        K1 = line
    if "K2_CONSTANT_BAND_6_VCID_1" in line:
        K2 = line
    if "SUN_ELEVATION" in line:
        sunangle = line
    if "EARTH_SUN_DISTANCE" in line:
        sundist = line
#Conversao dos dados textuais para numéricos
x=x.split(' ')
x=x[-1]
xmin=float(format(float(x),'.3f'))
y=y.split(' ')
y=y[-1]
ymax=float(format(float(y),'.3f'))
nrow=nrow.split(' ')
nrow=nrow[-1]
nrow=int(nrow)
ncol=ncol.split(' ')
ncol=ncol[-1]
ncol=int(ncol)
xdim=xdim.split(' ')
xdim=xdim[-1]
xdim=float(format(float(xdim),'.3f'))
ydim=ydim.split(' ')
ydim=ydim[-1]
ydim=float(format(float(ydim),'.3f'))
M3=M3.split(' ')
M3=M3[-1]
M3=float(format(float(M3),'.8f'))
A3=A3.split(' ')
A3=A3[-1]
A3=float(format(float(A3),'.8f'))
M4=M4.split(' ')
M4=M4[-1]
M4=float(format(float(M4),'.8f'))
A4=A4.split(' ')
A4=A4[-1]
A4=float(format(float(A4),'.8f'))
M6=M6.split(' ')
M6=M6[-1]
M6=float(format(float(M6),'.8f'))
A6=A6.split(' ')
A6=A6[-1]
A6=float(format(float(A6),'.8f'))
QM3=QM3.split(' ')
QM3=QM3[-1]
QM3=float(format(float(QM3),'.8f'))
QA3=QA3.split(' ')
QA3=QA3[-1]
QA3=float(format(float(QA3),'.8f'))
QM4=QM4.split(' ')
QM4=QM4[-1]
QM4=float(format(float(QM4),'.8f'))

```

```

QA4=QA4.split(' ')
QA4=QA4[-1]
QA4=float(format(float(QA4),'.8f'))
QM6=QM6.split(' ')
QM6=QM6[-1]
QM6=float(format(float(QM6),'.8f'))
QA6=QA6.split(' ')
QA6=QA6[-1]
QA6=float(format(float(QA6),'.8f'))
K1=K1.split(' ')
K1=K1[-1]
K1=float(format(float(K1),'.8f'))
K2=K2.split(' ')
K2=K2[-1]
K2=float(format(float(K2),'.8f'))
sunangle=sunangle.split(' ')
sunangle=sunangle[-1]
sunangle=float(format(float(sunangle),'.8f'))
sundist=sundist.split(' ')
sundist=sundist[-1]
sundist=float(format(float(sundist),'.8f'))
#Leitura das bandas Landsat
tb3 = texto.replace("MTL.txt","B3.TIF")
B3 = gdal.Open(tb3)
#print B3.RasterCount, B3.RasterYSize, B3.RasterXSize
tb4 = texto.replace("MTL.txt","B4.TIF")
B4 = gdal.Open(tb4)
#print B4.RasterCount, B4.RasterYSize, B4.RasterXSize
tb6 = texto.replace("MTL.txt","B6_VCID_1.TIF")
B6 = gdal.Open(tb6)
#print B6.RasterCount, B6.RasterYSize, B6.RasterXSize
tbq = texto.replace("MTL.txt","BQA.TIF")
BQ = gdal.Open(tbq)
B3 = B3.ReadAsArray()
B4 = B4.ReadAsArray()
B6 = B6.ReadAsArray()
BQ = BQ.ReadAsArray()
B3=B3.astype(float)
B4=B4.astype(float)
B6=B6.astype(float)
BQ=BQ.astype(float)
#Cálculo das variáveis de interesse
#Conversao de DN para radiancia
B3=((M3-A3)/(QM3-QA3))*(B3-QA3)+QA3
B4=((M4-A4)/(QM4-QA4))*(B4-QA4)+QA4
B6=((M6-A6)/(QM6-QA6))*(B6-QA6)+QA6
#Conversaopara refletancia
B3 = (np.pi*B3*(sundist**2))/(1547*np.sin(sunangle*np.pi/180))
B4 = (np.pi*B4*(sundist**2))/(1044*np.sin(sunangle*np.pi/180))
#Conversao para temperatura
TOAB=K2/(np.log((K1/B6)+1))
TOAB[TOAB<270]=np.nan
#Calculo de NDVI
NDVI=(B4-B3)/(B4+B3)
NDVI_original=1*NDVI
NDVI[NDVI<0.7]=np.nan
NDVI=NDVI/NDVI
#Triagem da imagem em função do número de pixels para o cálculo de Tc
BQ[BQ==9]=1.
BQ[BQ==672]=9.
BQ[BQ==676]=9.
BQ[BQ==680]=9.
BQ[BQ==684]=9.
BQ[BQ>9]=0.
BQ[BQ<9]=0.

```



```

BQ=BQ.astype(float)
BQ[BQ==0.] = np.nan
BQ=BQ/BQ
Ts = TOAB*BQ
TsNDVI = Ts*NDVI
NDVI_original=NDVI_original*BQ
cont1 = np.count_nonzero(~np.isnan(TsNDVI))
contag = np.count_nonzero(~np.isnan(Ts))
print dt, "n pixels = ", cont1
if cont1 < 50:
    c_list.append(np.nan)
    dt_list.append(dt)
    dT_list.append(np.nan)
    Ts1_list.append(np.nanpercentile(Ts,1))
    Ts99_list.append(np.nanpercentile(Ts,99))
    Tsmed_list.append(np.nanmean(Ts))
    Tsstd_list.append(np.nanstd(Ts))
    ETf_list.append(np.nan)
    cont_list.append(cont1)
    Tmax_list.append(np.nan)
    Tc_list.append(np.nan)
    NDVI_list.append(np.nanmean(NDVI_original))
    contagem.append(contag)
    Tmed_list.append(np.nan)
    Tmin_list.append(np.nan)
    ETo_list.append(np.nan)
    ETa_list.append(np.nan)
    ponto_ETa_1.append(np.nan)
    ponto_ETa_3.append(np.nan)
    ponto_ETa_5.append(np.nan)
    ponto_Ts_1.append(np.nan)
    ponto_Ta_1.append(np.nan)
    ponto_NDVI_1.append(np.nan)
    ponto_Tc_1.append(np.nan)
    ponto_dT_1.append(np.nan)
    ponto_ETo_1.append(np.nan)
    ponto_ETf_1.append(np.nan)
    ponto_Ts_3.append(np.nan)
    ponto_Ta_3.append(np.nan)
    ponto_NDVI_3.append(np.nan)
    ponto_Tc_3.append(np.nan)
    ponto_dT_3.append(np.nan)
    ponto_ETo_3.append(np.nan)
    ponto_ETf_3.append(np.nan)
    ponto_Ts_5.append(np.nan)
    ponto_Ta_5.append(np.nan)
    ponto_NDVI_5.append(np.nan)
    ponto_Tc_5.append(np.nan)
    ponto_dT_5.append(np.nan)
    ponto_ETo_5.append(np.nan)
    ponto_ETf_5.append(np.nan)
    continue
B3 = None
B4 = None
B6 = None
BQ = None
NDVI = None
TOAB = None
#Leitura dos dados meteorológicos
texto2=glob("D:/Dados MERRA2/MERRA"+"*"+dt+"*")
texto2=texto2[0].replace("\\", "/")
nc=Dataset(texto2)
Temperatura = nc.variables['T2M'][:]
Vleste=nc.variables['U2M'][:]
Vnorte=nc.variables['V2M'][:]

```

```

Vleste=np.nanmean(Vleste,axis=0)
Vnorte=np.nanmean(Vnorte,axis=0)
vento=(Vnorte**2+Vleste**2)**0.5
Vleste=None
Vnorte=None
#print Tmax.shape
Tmax =np.nanmax(Temperatura,axis=0)
Tmin =np.nanmin(Temperatura,axis=0)
Tmed =np.nanmean(Temperatura,axis=0)
vento = np.nanmean(vento,axis=0)
Temperatura=None
#Conversão dos dados met. e topo para grid Landsat
print "convertendo grids"
xmax=xmin+xdim*(ncol-1)
ymin=ymax-ydim*(nrow-1)
coordymin = (min(xrange(ncrow), key=lambda lin: abs(norte[lin,0]-ymin)))
coordxmin = (min(xrange(ncol), key=lambda col: abs(leste[coordymin,col]-
xmin)))
coordymax = (min(xrange(ncrow), key=lambda lin: abs(norte[lin,-1]-ymax)))
coordxmax = (min(xrange(ncol), key=lambda col: abs(leste[coordymax,col]-
xmax)))
ccoordymin = (min(xrange(north.shape[0]), key=lambda lin: abs(north[lin,0]-
ymin)))
ccoordxmin = (min(xrange(east.shape[1]), key=lambda col: abs(east[coordymin,col]-
xmin)))
ccoordymax = (min(xrange(north.shape[0]), key=lambda lin: abs(north[lin,-1]-
ymax)))
ccoordxmax = (min(xrange(east.shape[1]), key=lambda col: abs(east[coordymax,col]-
xmax)))
TOPOL8= np.zeros((nrow,ncol))
latL8= np.zeros((nrow,ncol))
TmaxL8= np.zeros((nrow,ncol))
TminL8= np.zeros((nrow,ncol))
TmedL8=np.zeros((nrow,ncol))
U2L8=np.zeros((nrow,ncol))
print dt, "Interpolando MERRA e TOPO"
grid=np.mgrid[0:Ts.shape[0],0:Ts.shape[1]]
gridx=grid[1]
gridy=grid[0]
Lx=xmin+gridx[0,:]*xdim
Ly=ymax-gridy[:,0]*ydim
grid = None
gridx = None
gridy = None
lin=None
col=None
yini=coordymax
yyini=ccoordymax
print dt, "convertendo MERRA e TOPO"
with concurrent.futures.ProcessPoolExecutor() as executor:
    for lin in xrange(nrow):
        y = min(xrange(yini,yini+2), key=lambda linha: abs(norte[linha,0]-
Ly[lin]))
        yy = min(xrange(yyini,yyini+2), key=lambda linha: abs(north[linha,0]-
Ly[lin]))
        yini = y
        yyini=yy
        xini=coordxmin
        xxini=ccoordxmin
        for col in xrange(ncol):
            x = min(xrange(xini,xini+2), key=lambda coluna: abs(leste[y,coluna]-
Lx[col]))
            xx = min(xrange(xxini,xxini+2), key=lambda coluna: abs(east[yy,colun
a]-Lx[col]))
            xini=x

```

```

        xxini=xx
        TOPOL8[lin,col]=TOPO[yy,xx]
        latL8[lin,col]=lat[yy,xx]
        TmaxL8[lin,col]=Tmax[y,x]
        TminL8[lin,col]=Tmin[y,x]
        U2L8[lin,col]=vento[y,x]
        TmedL8[lin,col]=Tmed[y,x]
Tdiff= TmaxL8-TsNDVI
Tcorr = TsNDVI/TmaxL8
Tdiff[Tdiff>30]=np.nan
Tdiff[Tdiff<0]=np.nan
cont2 =np.count_nonzero(~np.isnan(Tdiff))
TsNDVI = None
vento = None
Tmax = None
Tmin = None
Tmed = None
print "n pixels (2) = ",cont2, "/",contag
if cont2 < 50:
    c_list.append(np.nan)
    dt_list.append(dt)
    dT_list.append(np.nan)
    Ts1_list.append(np.nanpercentile(Ts,1))
    Ts99_list.append(np.nanpercentile(Ts,99))
    Tsmmed_list.append(np.nanmean(Ts))
    Tsstd_list.append(np.nanstd(Ts))
    ETf_list.append(np.nan)
    cont_list.append(cont2)
    Tmax_list.append(np.nanmean(TmaxL8))
    Tc_list.append(np.nan)
    NDVI_list.append(np.nanmean(NDVI_original))
    contagem.append(contag)
    Tmed_list.append(np.nanmean(TmedL8))
    Tmin_list.append(np.nanmean(TminL8))
    ETo_list.append(np.nan)
    ETa_list.append(np.nan)
    ponto_ETa_1.append(np.nan)
    ponto_ETa_3.append(np.nan)
    ponto_ETa_5.append(np.nan)
    ponto_Ts_1.append(np.nan)
    ponto_Ta_1.append(np.nan)
    ponto_NDVI_1.append(np.nan)
    ponto_Tc_1.append(np.nan)
    ponto_dT_1.append(np.nan)
    ponto_ETo_1.append(np.nan)
    ponto_ETf_1.append(np.nan)
    ponto_Ts_3.append(np.nan)
    ponto_Ta_3.append(np.nan)
    ponto_NDVI_3.append(np.nan)
    ponto_Tc_3.append(np.nan)
    ponto_dT_3.append(np.nan)
    ponto_ETo_3.append(np.nan)
    ponto_ETf_3.append(np.nan)
    ponto_Ts_5.append(np.nan)
    ponto_Ta_5.append(np.nan)
    ponto_NDVI_5.append(np.nan)
    ponto_Tc_5.append(np.nan)
    ponto_dT_5.append(np.nan)
    ponto_ETo_5.append(np.nan)
    ponto_ETf_5.append(np.nan)
    continue
#Cálculo do fator c
c = np.nanmean(Tcorr)-(2*np.nanstd(Tcorr))
if c > 1:
    c=1

```

```

c_list.append(c)
dt_list.append(dt)
Tc = TmaxL8*c
print "Tc calculado"
#Cálculo do parâmetro dT
top = 0.75+(2*(10**(-5))*TOPOL8)
j= data-datetime.datetime.toordinal(datetime.datetime(ndata.year,01,01))+1
dr= 1+0.033*np.cos(2*np.pi*j/365)
fi = latL8*(np.pi/180)
d = 0.409*np.sin((2*np.pi*j/365)-1.39)
ws = np.arccos(-(np.tan(fi)*np.tan(d)))
sin_fi_sin_d= np.sin(fi)*np.sin(d)
cos_fi_cos_d= np.cos(fi)*np.cos(d)
Ra = (24*60/np.pi)*0.082*dr*(ws*sin_fi_sin_d+cos_fi_cos_d*np.sin(ws))
print "Dia do ano: ",j, "Ra: ",np.nanmean(Ra)
Rs =Ra*top
Rns = 0.77*Rs
P = 101.3*((293-0.0065*TOPOL8)/293)**5.26
ea = 0.6108*(2.7182818284**(17.27*(TminL8-273.16)/(TminL8)))
Rn1 = (4.903*(10**(-9)))*(((TmaxL8)+(TminL8))/2)*(0.34-(ea**0.5))*(1.35-0.35)
ro = 3.486*P/(1.01*((TmaxL8+TminL8)/2))
Rn = Rns-Rn1
dT = (Rn*rah)/(86.4*ro*Cp)
print "dT = ", np.nanmean(dT)
#Cálculo de ETf
print "Calculando ETf"
ETf = 1-(Ts-Tc)/dT
ETf[ETf<0]=0
ETf[ETf>1.05]=1.05
#Cálculo de ETo
e0med=0.6108*(2.7182818284**(17.27*(TmedL8-273.16)/(TmedL8)))
e0max=0.6108*(2.7182818284**(17.27*(TmaxL8-273.16)/(TmaxL8)))
DELTA = 4098*e0med/(TmedL8**2)
es = (e0max+ea)/2
psy=0.00665*P
ETo = ((0.408*DELTA*Rn)+(psy*(900/TmedL8)*U2L8*(es-
ea)))/(DELTA+(psy*(1+0.34*U2L8)))
#Limpeza de dados
ea = None
e0max = None
e0med = None
es = None
DELTA = None
Rn = None
ro = None
Rn1 = None
Rns = None
P = None
Rs = None
Ra = None
cos_fi_cos_d = None
sin_fi_sin_d = None
ws = None
d = None
fi = None
dr = None
j = None
top = None
psy = None
U2L8 = None
#Cálculo de ETa
ETa = k*ETf*ETo
#Registro das variáveis no sítio PAR ou CAC (quadrados de 1x1, 3x3 e 5x5 pixels)
ycol=ymin-np.arange(nrow)*ydim
xcol=xmin+np.arange(ncol)*xdim

```

```

ponto_y = (min(xrange(len(ycol)), key=lambda lin: abs(ycol[lin]-ponto_norte)))
ponto_x = (min(xrange(len(xcol)), key=lambda col: abs(xcol[col]-ponto_leste)))
ycol = None
xcol = None
ponto_ETa_1.append(ETa[ponto_y,ponto_x])
ponto_ETa_3.append(np.nanmean(ETa[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto_ETa_5.append(np.nanmean(ETa[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
ponto_Ts_1.append(Ts[ponto_y,ponto_x])
ponto-Ta_1.append(TmaxL8[ponto_y,ponto_x])
ponto_NDVI_1.append(NDVI_original[ponto_y,ponto_x])
ponto_Tc_1.append(Tc[ponto_y,ponto_x])
ponto_dT_1.append(dT[ponto_y,ponto_x])
ponto_ETo_1.append(ETo[ponto_y,ponto_x])
ponto_ETf_1.append(ETf[ponto_y,ponto_x])
ponto_Ts_3.append(np.nanmean(Ts[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto-Ta_3.append(np.nanmean(TmaxL8[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto_NDVI_3.append(np.nanmean(NDVI_original[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-
1:ponto_x+2]))
ponto_Tc_3.append(np.nanmean(Tc[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto_dT_3.append(np.nanmean(dT[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto_ETo_3.append(np.nanmean(ETo[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto_ETf_3.append(np.nanmean(ETf[ponto_y-1:ponto_y+2,ponto_x-1:ponto_x+2]))
ponto_Ts_5.append(np.nanmean(Ts[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
ponto-Ta_5.append(np.nanmean(TmaxL8[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
ponto_NDVI_5.append(np.nanmean(NDVI_original[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-
2:ponto_x+3]))
ponto_Tc_5.append(np.nanmean(Tc[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
ponto_dT_5.append(np.nanmean(dT[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
ponto_ETo_5.append(np.nanmean(ETo[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
ponto_ETf_5.append(np.nanmean(ETf[ponto_y-2:ponto_y+3,ponto_x-2:ponto_x+3]))
#Registro de médias espaciais das variáveis
dT_list.append(np.nanmean(dT))
Ts1_list.append(np.nanpercentile(Ts,1))
Ts99_list.append(np.nanpercentile(Ts,99))
Tsmed_list.append(np.nanmean(Ts))
Tsstd_list.append(np.nanstd(Ts))
ETf_list.append(np.nanmean(ETf))
cont_list.append(cont2)
Tmax_list.append(np.nanmean(TmaxL8))
Tc_list.append(np.nanmean(Tc))
NDVI_list.append(np.nanmean(NDVI_original))
contagem.append(contag)
Tmed_list.append(np.nanmean(TmedL8))
Tmin_list.append(np.nanmean(TminL8))
ETo_list.append(np.nanmean(ETo))
ETa_list.append(np.nanmean(ETa))
#Gravação das imagens
if gravar_imagens == 1:
    print dt, " Gravando imagens"
    cab = Cabecalho(nrow,ncol,1,32,xmin,ymax,xdim,ydim,'','signedint')
    Tc6 = Tc*(10**6)
    Tcint = np.int_(Tc6)
    Ts6 = Ts*(10**6)
    Tsint = np.int_(Ts6)
    dT6 = dT*(10**6)
    dTint = np.int_(dT6)
    ETf6 = ETf*(10**6)
    ETfint = np.int_(ETf6)
    ETo6 = ETo*(10**6)
    EToint = np.int_(ETo6)
    ETa6 = ETa*(10**6)
    ETaint = np.int_(ETa6)
    gravar_cab('D:/SSEBop Santa Maria/Tc/Tc'+str(dt)+'.hdr', cab)
    gravar_mascara('D:/SSEBop Santa Maria/Tc/Tc'+str(dt)+'.bil',cab,Tcint)
    gravar_cab('D:/SSEBop Santa Maria/Ts/Ts'+str(dt)+'.hdr', cab)

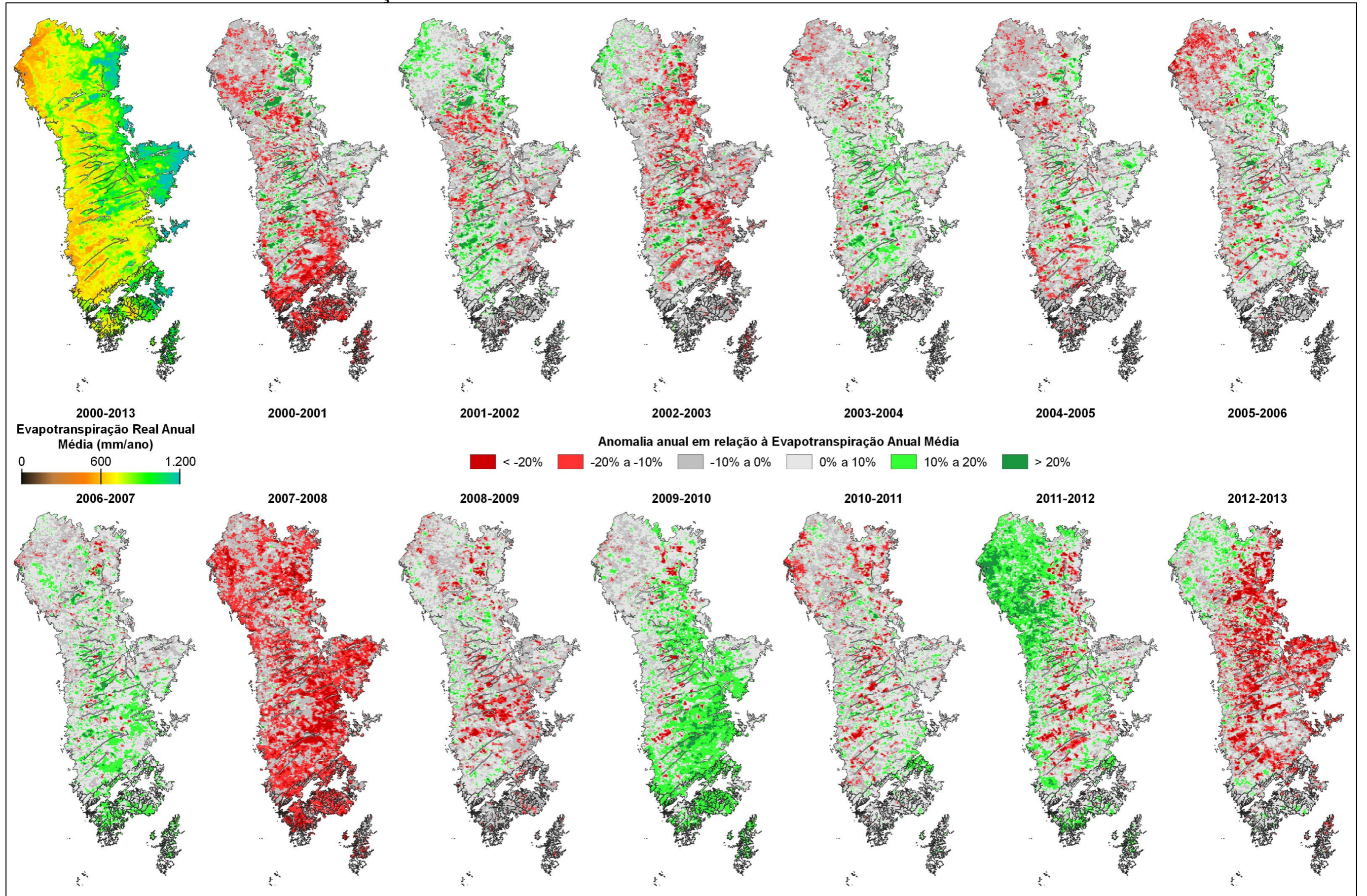
```

```

    gravar_mascara('D:/SSEBop Santa Maria/Ts/Ts'+str(dt)+'.bil', cab, Tsint)
    gravar_cab('D:/SSEBop Santa Maria/dT/dT'+str(dt)+'.hdr', cab)
    gravar_mascara('D:/SSEBop Santa Maria/dT/dT'+str(dt)+'.bil', cab, dTint)
    gravar_cab('D:/SSEBop Santa Maria/ETf/ETf'+str(dt)+'.hdr', cab)
    gravar_mascara('D:/SSEBop Santa Maria/ETf/ETf'+str(dt)+'.bil', cab, ETfint)
    gravar_cab('D:/SSEBop Santa Maria/ETo/ETo'+str(dt)+'.hdr', cab)
    gravar_mascara('D:/SSEBop Santa Maria/ETo/ETo'+str(dt)+'.bil', cab, EToint)
    gravar_cab('D:/SSEBop Santa Maria/ETa/ETa'+str(dt)+'.hdr', cab)
    gravar_mascara('D:/SSEBop Santa Maria/ETa/ETa'+str(dt)+'.bil', cab, ETaint)
    print dt, " imagens gravadas"
#Limpeza de dados
    Tc = None
    TmaxL8 = None
    Tmax = None
    TmedL8 = None
    Tmed = None
    Tmin = None
    TminL8 = None
    Ts = None
    dT = None
    ETf = None
    Eta = None
    Eto = None
    NDVI_original = None
    Tc6 = None
    Tcint = None
    Ts6 = None
    Tsint = None
    dT6 = None
    dTint = None
    ETf6 = None
    ETfint = None
    ETo6 = None
    EToint = None
    ETa6 = None
    ETaint = None
#Gravação de arquivos de texto
#Dados médios
tab = [[dt_list, c_list, dT_list, Ts1_list, Ts99_list, Tsmmed_list, Tsstd_list, ETf_list, cont_li
st, Tmin_list, Tmed_list, Tmax_list, Tc_list, NDVI_list, contagem, ETo_list, ETa_list, ponto_ETa
1, ponto_ETa_3, ponto_ETa_5]]
tab = np.array(tab)
tab = np.transpose(tab)
tab = tab.reshape(len(dt_list), 20)
tab = tab.astype(float)
np.savetxt('D:/SSEBop Santa Maria/'+txt_calib, tab)
#Dados do sítio PAR ou CAC
tab = [[dt_list, ponto_Ts_1, ponto-Ta_1, ponto_NDVI_1, ponto_Tc_1, ponto_dT_1, ponto_ETo
_1, ponto_ETf_1, ponto_ETa_1, ponto_Ts_3, ponto-Ta_3, ponto_NDVI_3, ponto_Tc_3, ponto_dT
_3, ponto_ETo_3, ponto_ETf_3, ponto_ETa_3, ponto_Ts_5, ponto-Ta_5, ponto_NDVI_5, ponto_
Tc_5, ponto_dT_5, ponto_ETo_5, ponto_ETf_5, ponto_ETa_5]]
tab = np.array(tab)
tab = np.transpose(tab)
tab = tab.reshape(len(dt_list), 25)
tab = tab.astype(float)
np.savetxt('D:/SSEBop Santa Maria/'+txt_ponto, tab)
winsound.Beep(5000, 2000)
print 'FIM'

```

# APÊNDICE B – SÉRIE DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL ANUAL NO SAU



**APÊNDICE C – SÉRIE DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL NO SAU**

