

JULIANA DIAS LOPES

**AVALIAÇÃO E APRIMORAMENTO DE MÉTODOS PARA ESTIMATIVA  
DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR SENSORIAMENTO REMOTO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2018

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade  
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

L864a  
2018  
Lopes, Juliana Dias, 1987-  
Avaliação e aprimoramento de métodos para estimativa da  
evapotranspiração real por sensoriamento remoto / Juliana Dias  
Lopes. – Viçosa, MG, 2018.  
vii, 79f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui apêndice.

Orientador: Lineu Neiva Rodrigues.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 72-78.

1. Desenvolvimento de recursos hídricos.
2. Evapotranspiração. 3. Irrigação. 4. Trigo - Irrigação.
5. Sensoriamento remoto. I. Universidade Federal de Viçosa.  
Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de  
Pós-Graduação em Engenharia Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 631.7

JULIANA DIAS LOPES

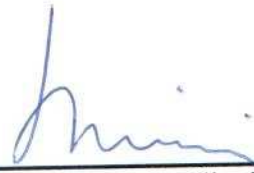
**AVALIAÇÃO E APRIMORAMENTO DE MÉTODOS PARA ESTIMATIVA  
DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR SENSORIAMENTO REMOTO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.


APROVADA: 23 de abril de 2018.



Cibele Hummel do Amaral



Rubens Alves de Oliveira



Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro  
(Coorientadora)



Fernando Falco Pruski  
(Coorientador)



Lineu Neiva Rodrigues  
(Orientador)

*A Deus,*

*“Porque dele e por ele, e para ele, são  
todas as coisas são todas as coisas;  
glória, pois, a ele eternamente.  
Amém.”*

*Romanos 11:36*

## AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial, aos meus pais, Cícero e Sueli, pela contribuição, cuidado e amor em todas as etapas da minha vida; à minha irmã, Sophia, pelo exemplo de fé e determinação; e à minha linda sobrinha Rebeca, por encher meus dias de amor e alegria.

Aos meus amigos de Brasília e de Viçosa e às pessoas especiais na minha vida, pelo apoio e por tornarem a minha caminhada mais leve e feliz, em especial, à Kamilla, por estar do meu lado em todos os momentos.

Ao meu orientador, Lineu Neiva Rodrigues, pela orientação, apoio e confiança durante a realização deste trabalho e nas demais etapas do curso de mestrado.

Aos meus coorientadores, Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro e Fernando Falco Pruski, por toda ajuda e apoio na realização deste trabalho e nas demais etapas do curso de mestrado.

Ao colega Especialista em Geoprocessamento da Agência Nacional de Águas, Morris Scherer-Warren, pelos ensinamentos e apoio durante as diversas etapas deste projeto.

À Agência Nacional de Águas pela oportunidade concedida e pelo apoio no desenvolvimento deste trabalho.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Engenharia Agrícola pela oportunidade, preparação, capacitação e ensino.

À Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária pelo suporte no desenvolvimento deste trabalho e à Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal pelo apoio ao projeto PLATENIRH.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>vi</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>vii</b>
<b>1. Introdução .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Revisão bibliográfica .....</b>	<b>3</b>
2.1. Aspectos gerais da evapotranspiração.....	3
2.2. Estimativa da evapotranspiração real pelo método da razão de Bowen .....	6
2.3. Estimativa da evapotranspiração real com base na umidade do solo e no coeficiente de cultura .....	8
2.4. Estimativa da evapotranspiração real por meio de modelos que utilizam dados de sensoriamento remoto .....	9
<b>3. Materiais e métodos .....</b>	<b>13</b>
3.1. Evapotranspiração real calculada pelos modelos SSEBop e SAFER .....	13
3.1.1. Modelo SSEBop.....	13
3.1.2. Modelo SAFER.....	16
3.1.3. Área utilizada para avaliação dos modelos .....	17
3.1.4. Dados necessários para execução dos modelos .....	17
3.1.4.1. Dados meteorológicos.....	18
3.1.4.2. Dados de sensoriamento remoto .....	18
3.2. Avaliação de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER.....	23
3.3. Evapotranspiração real diária calculada pelo método da razão de Bowen	25
3.3.1. Área experimental e estações micrometeorológicas .....	25
3.3.2. Método da razão de Bowen.....	28
3.4. Calibração do modelo SAFER.....	33
3.5. Validação dos modelos SSEBop e SAFER .....	33
3.6. Coeficientes de cultura para o trigo em função do NDVI.....	35
<b>4. Resultados e discussão .....</b>	<b>36</b>
4.1. Dados necessários para execução dos modelos .....	36
4.1.1. Dados meteorológicos.....	36
4.1.2. Dados de sensoriamento remoto .....	38
4.1.3. Dados do experimento de balanço de energia na superfície .....	42
4.1.3.1. Análise de consistência .....	42
4.1.3.2. Estimativa da evapotranspiração real da cultura de trigo pelo método da razão de Bowen .....	48

4.2. Avaliação de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER .....	49
4.3. Calibração do modelo SAFER .....	50
4.4. Validação dos modelos SSEBop e SAFER .....	52
4.5. Temperatura de superfície, temperatura de pixel frio e temperatura de pixel quente determinadas para o modelo SSEBop .....	54
4.6. Evapotranspiração real da cultura de trigo para as datas de passagem dos satélites.....	55
4.7. Evapotranspiração real da cultura de trigo para o período total do experimento.....	61
4.8. Coeficientes de cultura para o trigo .....	64
4.8.1. Desenvolvimento de equação para estimativa do Kc com base no NDVI.....	64
4.8.2. Valores de Kc para o trigo obtidos por diferentes métodos.....	67
<b>5. Conclusões .....</b>	<b>71</b>
<b>6. Considerações finais.....</b>	<b>72</b>
<b>7. Bibliografia .....</b>	<b>72</b>
<b>APÊNDICE.....</b>	<b>79</b>

## RESUMO

LOPES, Juliana Dias, M Sc. Universidade Federal de Viçosa, abril de 2018. **Avaliação e aprimoramento de métodos para estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto.** Orientador: Lineu Neiva Rodrigues. Coorientadores: Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro e Fernando Falco Pruski.

Em um cenário em que o atendimento à crescente demanda por alimento é cada vez mais dependente da irrigação, o entendimento da variação temporal e espacial da evapotranspiração real da cultura (ET<sub>r</sub>) é essencial para o manejo e para a gestão de recursos hídricos. Nas últimas décadas, modelos que possibilitam mapear e monitorar a ET<sub>r</sub> a partir de dados de sensoriamento remoto têm sido desenvolvidos e estudados. Neste trabalho, os modelos *Simplified Surface Energy Balance for operational application* (SSEBop) e *Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving* (SAFER) foram aplicados para estimativa da evapotranspiração real da cultura do trigo irrigado na região do Cerrado, utilizando imagens multiespectrais e termais dos sensores ETM+/Landsat 7 e OLI-TIRS/Landsat 8. A validação dos modelos foi realizada com dados referentes a cultura do feijão. Os resultados encontrados foram comparados com dados de evapotranspiração real calculada pelo método da razão de Bowen. Considerando os dados referentes aos dias de passagem dos satélites, o SSEBop superestimou a ET<sub>r</sub> para a cultura do trigo em 21,4%, em média, com coeficiente de determinação (R<sup>2</sup>) igual a 0,86 e coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) igual a 0,67 e subestimou a ET<sub>r</sub> para a cultura do feijão em 16,4%, em média, com R<sup>2</sup> igual a 0,70 e NSE igual a -0,16. O modelo SAFER foi calibrado com os dados da cultura do trigo, apresentando R<sup>2</sup> e NSE iguais a 0,90 e uma superestimativa da ET<sub>r</sub> de, em média, 0,16%. Para a cultura do feijão, o modelo subestimou a ET<sub>r</sub> em 18,5%, em média, com R<sup>2</sup> igual a 0,66 e NSE igual a -0,80. Ademais, foi desenvolvida equação para estimativa do K<sub>c</sub> do trigo em função do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada e uma boa correlação entre esses parâmetros foi verificada, com R<sup>2</sup> igual a 0,78.

## ABSTRACT

LOPES, Juliana Dias, M Sc. Universidade Federal de Viçosa, April, 2018. **Evaluation and improvement of methods for estimating actual evapotranspiration by remote sensing.** Adviser: Lineu Neiva Rodrigues. Co-advisers: Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro and Fernando Falco Pruski.

In a scenario where supplying the increasing demand for food depends highly on irrigation, understanding the temporal and spatial variation of actual evapotranspiration (ET<sub>r</sub>) is essential for the management of water resources. In the last decades, models for mapping and monitoring ET<sub>r</sub> using remote sensing data have been developed and studied. In this work, the models Simplified Surface Energy Balance for operational application (SSEBop) and Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving (SAFER) were applied to estimate actual evapotranspiration of irrigated wheat crop in the *Cerrado* region, using multispectral and thermal images from the sensors ETM+/Landsat 7 and OLI-TIRS/Landsat 8. For validation, bean data was used. The results were compared with evapotranspiration data obtained through Bowen ratio method. Considering the data referring to satellites overpasses days, SSEBop overestimated wheat ET<sub>r</sub> by an average of 21.4%, with coefficient of determination ( $R^2$ ) equal to 0.86 and Nash-Sutcliffe efficiency coefficient (NSE) equal to 0.67, and underestimated bean ET<sub>r</sub> by an average of 16.4%, with  $R^2$  equal to 0.70 and NSE equal to -0.16. The SAFER model was calibrated with the wheat data, showing  $R^2$  and NSE equal to 0.90 and an ET<sub>r</sub> overestimate of 0.16%, on average. For the bean crop, the model underestimated ET<sub>r</sub> by an average of 18.5%, with  $R^2$  equal to 0.66 and a NSE equal to -0.80. In addition, an equation to estimate wheat K<sub>c</sub> as a function of Normalized Difference Vegetation Index were developed and a good correlation between these parameters were found, with an  $R^2$  equal to 0.78.

## 1. Introdução

Para atender o aumento da demanda mundial por alimentos que se estima recair sobre a agricultura no ano de 2050, há necessidade de um aumento real na produção de cerca de 70% (HIGH LEVEL, 2015). O atendimento da demanda por alimentos poderá ser obtido por meio da expansão da área plantada e/ou por meio da intensificação da agricultura, ou seja, do aumento da produção por unidade de área (PRADHAN et al., 2015).

A intensificação da agricultura na região do Cerrado de maneira economicamente viável depende da irrigação, que, por sua vez, é o principal uso de recursos hídricos no Brasil e no mundo (ANA, 2017; FAO, 2015). O aumento da área irrigada poderá implicar na intensificação de conflitos pelo uso da água, sobretudo, em bacias hidrográficas onde já se observa o comprometimento da disponibilidade hídrica.

Em um cenário em que o crescimento da produção de alimentos é cada vez mais dependente da oferta de água em bacias já em estado crítico em termos de disponibilidade hídrica, torna-se importante aprimorar o manejo da irrigação, bem como a gestão, o planejamento e a regulação do uso de recursos hídricos, sendo a quantificação do consumo de água em áreas irrigadas fundamental para que tais objetivos sejam alcançados (ALLEN et al., 2007a).

O entendimento da variação temporal e espacial da evapotranspiração, processo pelo qual a água é transferida da superfície terrestre para a atmosfera, é essencial para o gerenciamento de recursos hídricos (BASTIAANSEN et al., 2005), especialmente em bacias hidrográficas com predominância de agricultura irrigada.

Neste contexto, a aplicação de sensoriamento remoto em estudos hidrológicos, impulsionada nos últimos anos pelo desenvolvimento de novos sensores orbitais, apresenta-se como uma alternativa promissora para o monitoramento do uso de recursos hídricos e manejo da irrigação (WARREN et al., 2014). A evapotranspiração pode ser mapeada e monitorada por meio de modelos que utilizam imagens de sensores orbitais e dados meteorológicos (ALLEN et al., 2007b; BASTIAANSEN et al., 2005; SENAY et al., 2011).

As principais vantagens da utilização deste tipo de abordagem consistem na obtenção de informações sobre evapotranspiração real sem a necessidade de dados de solo ou da cultura, além de permitir uma ampla cobertura espacial e temporal, na escala desejada, a um custo relativamente baixo (BASTIAANSEN et al., 2005).

Existem diversos modelos que podem ser utilizados para estimativa da evapotranspiração com base em dados de sensoriamento remoto, variando de acordo com os princípios básicos adotados e sua complexidade. O princípio do balanço de energia na superfície é frequentemente aplicado para este objetivo. Diferentes metodologias permitem estimar o fluxo de calor sensível em função da temperatura da superfície, que, por sua vez, pode ser determinada em função da radiação na região do infravermelho termal. A evapotranspiração pode, então, ser determinada a partir do fluxo de calor latente.

Como exemplo de modelos que utilizam esse princípio, citam-se os modelos de duas camadas: *Two-source model* – TSM (NORMAN et al., 1995) e *Two-source time-integrated model* – TSTIM (ANDERSON et al., 1997); o modelo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1992); e o modelo *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* – METRIC (ALLEN et al., 2007b), estando os dois últimos entre os mais empregados para essa finalidade.

Além do princípio de balanço de energia na superfície, existem modelos que exploram a relação entre a evapotranspiração e outros parâmetros obtidos como produto de sensoriamento remoto, a exemplo da produção primária bruta (PPB), que indica a quantidade de energia captada por uma planta que pode ser convertida em biomassa. YANG et al. (2013) encontraram uma boa correlação entre este parâmetro e a evapotranspiração de culturas, indicando o potencial de uso de dados de PPB obtidos por sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração.

Os modelos *Simplified Surface Energy Balance for Operational Application* – SSEBop (SENAY et al., 2013) e *Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving* – SAFER (TEIXEIRA, 2010) apresentam-se como soluções mais práticas para obtenção da evapotranspiração a partir de imagens de sensores orbitais. O SSEBop permite estimar a evapotranspiração real como uma fração da evapotranspiração de referência, tendo como base o balanço de energia na superfície, porém sem requerer sua solução completa (SENAY et al., 2013; SENAY et al., 2016). O SAFER baseia-se na modelagem da razão entre evapotranspiração real e a evapotranspiração de referência, relacionando-a aos seguintes parâmetros obtidos por sensoriamento remoto: temperatura da superfície, albedo e Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) (TEIXEIRA, 2010; TEIXEIRA et al., 2013b).

Ao contrário dos modelos que se propõem a realizar a solução completa da equação do balanço de energia na superfície, o SSEBop e o SAFER apresentam como principal vantagem sua simplicidade operacional. Outra importante vantagem desses modelos é o fato de não requererem a identificação de um conjunto de pixels quentes, o que pode ser um fator limitante durante o período chuvoso de uma região (SENAY et al. 2013; SENAY et al. 2016; TEIXEIRA, 2010; TEIXEIRA et al., 2013b).

Contudo, embora esses métodos tenham sido aplicados com sucesso em algumas regiões do mundo e se apresentem como ferramentas promissoras para o monitoramento da evapotranspiração, eles foram pouco testados para as condições do Cerrado.

O Cerrado, o segundo maior bioma brasileiro, é responsável por mais de 50% da produção de cereais, leguminosas e oleaginosas do país (IBGE, 2017) e abrange parte das cabeceiras de algumas das principais bacias hidrográficas do Brasil, possuindo grande importância no fornecimento de recursos hídricos para diversas regiões (LIMA; SILVA, 2007).

Assim, a avaliação do desempenho e a calibração desses modelos para esta região mostram-se como um importante passo para o aprimoramento da gestão de recursos hídricos.

Por outro lado, mesmo os modelos simplificados encontram dificuldades de serem implementados pelo produtor rural no manejo da irrigação. As metodologias que apresentam maior potencial de aplicação são aquelas baseadas no coeficiente de cultura ( $K_c$ ) (KAMBLE et al., 2013; RAFN et al., 2008), conforme a abordagem proposta no Boletim FAO-56 (ALLEN et al., 1998).

No entanto, as incertezas nos valores médios dos coeficientes de cultura propostos no Boletim FAO-56 podem gerar estimativas de evapotranspiração das culturas substancialmente diferentes das reais taxas de evapotranspiração verificadas em campo. Desta forma, uma importante abordagem, que viabiliza a programação computacional e incorpora os benefícios da utilização de dados de sensoriamento remoto na determinação da evapotranspiração, é a estimativa direta do  $K_c$  a partir de uma relação linear com o NDVI (KAMBLE, et al., 2013; RAFN et al., 2008; AKDIM et al., 2014).

Assim, os principais objetivos deste trabalho foram:

- (i) Avaliar o desempenho e validar o modelo SSEBop para estimativa da evapotranspiração real na região do Cerrado;
- (ii) Avaliar o desempenho do modelo SAFER para estimativa da evapotranspiração real na região do Cerrado;
- (iii) Calibrar e validar o modelo SAFER para estimativa da evapotranspiração real na região do Cerrado;
- (iv) Estimar, por meio dos modelos SSEBop e SAFER, a evapotranspiração real da cultura de trigo na região do Cerrado;
- (v) Desenvolver equação para estimativa de coeficientes de cultura para o trigo irrigado em função do NDVI;
- (vi) Estimar coeficientes de cultura para o trigo irrigado utilizando os modelos SSEBop e SAFER e a equação  $K_c$ -NDVI desenvolvida.

## **2. Revisão bibliográfica**

### **2.1. Aspectos gerais da evapotranspiração**

O termo evapotranspiração é utilizado para definir a combinação de dois diferentes processos pelos quais a superfície terrestre perde água para a atmosfera: a evaporação da água livre na superfície evaporante e a transpiração das plantas (ALLEN et al., 1998).

Para transformar o estado físico das moléculas de água de líquido para gasoso é necessário que haja aporte de energia. A radiação solar direta e, em menor proporção, a temperatura do ar são responsáveis por este aporte. A força impulsora para retirar o vapor de água da superfície evaporante, por sua vez, é função do gradiente de pressão de vapor na atmosfera circundante. À medida que o ar se satura, o processo se torna cada vez mais lento até que seja completamente encerrado. A substituição do ar saturado por ar mais seco depende da velocidade do vento. Sendo assim, são elementos

climatológicos que devem ser considerados ao avaliar o processo de evapotranspiração: a radiação solar, a temperatura do ar, a umidade atmosférica e a velocidade do vento. Ademais, também devem ser considerados alguns fatores não climatológicos, tais como: a salinidade, o grau de cobertura e o teor de água do solo e as características da vegetação (ALLEN et al., 1998).

O conceito de evapotranspiração inclui três diferentes definições: evapotranspiração de referência, evapotranspiração potencial da cultura e evapotranspiração real da cultura. A evapotranspiração de referência reflete a demanda evaporativa máxima que ocorre em uma superfície coberta por uma cultura de referência, sem restrições hídricas, em que a sua variação não está associada ao tipo e ao estágio de desenvolvimento da cultura ou às práticas de manejo e sim, exclusivamente, aos elementos climáticos. A evapotranspiração potencial da cultura se refere à evapotranspiração de qualquer cultivo em condições ótimas, com manejo e aporte de água adequados. A evapotranspiração real da cultura, por sua vez, se refere a qualquer cultivo que cresce em condições diferentes das condições potenciais (ALLEN et al., 1998).

O conhecimento da evapotranspiração é de extrema importância para o entendimento do ciclo hidrológico, principalmente em sistemas irrigados (MARTÍ et al., 2015), sendo fundamental para a gestão de recursos hídricos, sobretudo em regiões de escassez.

A evapotranspiração pode ser medida ou estimada. Porém, em função das dificuldades em sua medição, da necessidade de equipamentos especializados e do elevado custo, para a maioria das aplicações costuma-se realizar estimativas a partir de dados meteorológicos, de vegetação e de solo (PAYERO et al., 2003). As medições diretas, na maioria das vezes, restringem-se à avaliação e validação de métodos indiretos (ALLEN et al., 1998).

Medidas diretas da evapotranspiração podem ser realizadas, com base no princípio do balanço de água no solo, por meio de lisímetros. Isola-se a zona radicular do cultivo permitindo controlar os vários processos que compõem este balanço, de forma a se obter, com a precisão de até centésimos de milímetros, em lisímetros de pesagem, a evapotranspiração da cultura. A performance dos lisímetros, contudo, depende da precisão de sua instalação e da representatividade da vegetação e do solo em seu interior (ALLEN et al., 1998).

Por meio do estudo do balanço de energia na superfície, é possível quantificar a energia disponível para a ocorrência de determinados processos como o aquecimento do ar, o aquecimento do solo e a evaporação da água (PAYERO et al., 2003). Assim, a evapotranspiração pode ser determinada como um resíduo da equação do balanço de energia

$$R_n = LE + H + G \quad [1]$$

em que:

$R_n$  = saldo de radiação,  $W m^{-2}$ ;

$LE$  = fluxo de calor latente,  $W m^{-2}$ ;

$H$  = fluxo de calor sensível,  $W m^{-2}$ ; e

$G$  = fluxo de calor no solo,  $W m^{-2}$ .

Na prática, a partição da energia disponível entre calor sensível, energia utilizada para alteração da temperatura ar atmosférico, e calor latente, energia utilizada para os processos de mudança de fase da água, pode ser realizada por meio da razão de Bowen (BOWEN, 1926), ou por sistemas de correlação de vórtices turbulentos.

Penman (1948) combinou os conceitos físicos de balanço de energia e da aerodinâmica e derivou uma equação para estimar a evaporação em superfícies livres a partir de dados meteorológicos. A equação de Penman-Monteith, desenvolvida posteriormente, adicionou dados de resistência aerodinâmica e resistência da superfície, permitindo assim calcular a evapotranspiração de culturas. Esta abordagem inclui todos os fatores que governam os fluxos de energia em grandes áreas de vegetação uniforme (ALLEN et al., 1998).

O método de Penman-Monteith foi recomendado pela FAO como o único método padrão para o cálculo da evapotranspiração de referência, assim foi desenvolvida a equação de Penman-Monteith-FAO, considerando como superfície de referência uma cultura hipotética com altura de 0,12 metros, albedo igual a 0,23 e resistência superficial de  $70 s m^{-1}$ , se assemelhando a uma superfície extensa de grama verde em crescimento ativo, de altura uniforme e adequadamente irrigada (ALLEN et al., 1998).

Um procedimento comum para estimar a evapotranspiração real das culturas é a modelagem em três estágios, consistindo o primeiro na estimativa da evapotranspiração de referência, o segundo na conversão da evapotranspiração de referência para a cultura de interesse, por meio de coeficientes de cultura, e o terceiro na conversão para as condições reais de campo, considerando um coeficiente de redução em função da umidade do solo. Este conceito alinha-se com a metodologia proposta no Boletim FAO 56 (ALLEN et al., 1998), bem como com a maioria dos modelos de simulação hidrológica, a exemplo dos pacotes de softwares para simulação do movimento de água, calor e solutos em meios de comunicação variavelmente saturados HYDRUS (SIMUNEK et al., 1994) e do modelo Solo, Água, Atmosfera e Planta (SWAP) (DROOGERS, 2000).

Com o avanço da tecnologia na área de sensoriamento remoto, diversos modelos que permitem mapear e monitorar a evapotranspiração utilizando imagens de satélite e dados climatológicos foram desenvolvidos nas últimas décadas (ALLEN et al., 2007b; BASTIAANSSEN et al., 2005; SENAY et al., 2011). A possibilidade de se mensurar de maneira indireta o processo de evapotranspiração a partir destas técnicas representa uma mudança significativa na gestão de recursos hídricos (BASTIAANSSEN e BOSS, 1999; BASTIAANSSEN et al., 2000; MENENTI 2000; COUREAULT et al. 2003).

## 2.2. Estimativa da evapotranspiração real pelo método da razão de Bowen

Bowen (1926) elaborou uma metodologia para particionar a energia disponível ( $R_n - G$ ) entre calor sensível e calor latente com base nas trocas de calor e massa entre a superfície e a atmosfera. Porém, apenas nas últimas décadas desenvolveu-se a instrumentação necessária para sua aplicação prática, permitindo a adoção do método para determinação da evapotranspiração (PAYERO et al., 2003).

A razão de Bowen ( $\beta$ ) representa a relação entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente, ambos em  $W m^{-2}$ , conforme a equação

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad [2]$$

Segundo Perez et al. (1999), é possível estabelecer, por meio das Equações [3] e [4], respectivamente, uma relação empírica entre o fluxo de calor sensível e o gradiente vertical de temperatura  $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$  e o fluxo de calor latente e o gradiente vertical de pressão de vapor  $\left(\frac{\partial e}{\partial z}\right)$ .

$$H = -\rho_a c_p k_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad [3]$$

$$LE = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} k_v \frac{\partial e}{\partial z} \quad [4]$$

em que:

$\rho_a$  = a densidade do ar atmosférico,  $kg m^{-3}$ ;

$C_p$  = calor específico do ar a pressão constante,  $J kg^{-1} ^\circ C^{-1}$ ;

$\gamma$  = coeficiente psicrométrico,  $kPa ^\circ C^{-1}$ ;

$k_h$  = coeficiente de transporte turbulento para o calor,  $m^2 s^{-1}$ ; e

$k_v$  = coeficiente de transporte turbulento para o vapor de água,  $m^2 s^{-1}$ .

Assim, considerando que os coeficientes de transporte turbulento para o vapor de água e calor sejam iguais (PEREZ et al. 1999), a razão de Bowen pode ser calculada

a partir das diferenças verticais de temperatura e pressão de vapor entre dois níveis, conforme a equação

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad [5]$$

Associando-se a razão de Bowen à equação do balanço de energia, Equação [1], calcula-se o fluxo de calor latente pela equação

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad [6]$$

O método da razão de Bowen tem apresentado bons resultados quando comparado a métodos de medição direta (PAUWELS; SAMSON, 2006; SILVA et al., 2005; TODD et al., 2000) e suas vantagens incluem a possibilidade de realizar medidas simples e contínuas em intervalos pequenos de tempo e o fato de não serem necessárias informações sobre as características aerodinâmicas da superfície de interesse.

O método apresenta diversas aplicações e é frequentemente utilizado para calibração e validação de modelos. Teixeira (2010) utilizou sistemas de razão de Bowen para estimar a evapotranspiração em áreas cultivadas com uva no semiárido brasileiro a fim de avaliar e calibrar duas equações para estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto. Kamble et al. (2013) utilizaram sistemas de razão de Bowen para obtenção de coeficientes de cultura, empregados na validação de equação para estimativa de  $K_c$  com base no NDVI. Inman-Bamber e McGlinchey (2003) utilizaram o método da razão de Bowen para estimar o  $K_c$  da cana-de-açúcar a fim de avaliar os coeficientes propostos no Boletim FAO-56.

No entanto, para a utilização do método da razão de Bowen algumas considerações e requisitos devem ser observados. Primeiramente, assume-se que os coeficientes de transporte turbulento de vapor de água e calor sejam iguais, suposição válida para condições de atmosfera neutra, porém, não necessariamente para condições de atmosfera estável (PEREZ et al., 1999).

Ademais, simplifica-se o balanço de energia desprezando o termo advectivo. Desta forma, o método pode apresentar desempenho não satisfatório em condições de forte advecção (TANNER et al., 1987; TODD et al., 2000). A técnica é recomendada para áreas homogêneas e a adoção de uma bordadura na razão de 100:1 da altura do sensor mais elevado usualmente é considerada apropriada.

Dados inconsistentes podem ser obtidos por diferentes razões, incluindo mal funcionamento, problemas na instalação e na manutenção e baixa resolução dos sensores, problemas no armazenamento dos dados e erros humanos, além das limitações inerentes ao próprio método (PAYERO et al., 2003).

Os fluxos de calor latente e de calor sensível estimados pelo método devem ser fisicamente consistentes com as relações fluxo-gradiente. Se algum valor experimental de  $(R_n - G)$  ou  $\beta$  acarreta em fluxos com sinal incorreto, o método falha e o dado deve ser descartado. É necessário, portanto, estabelecer um conjunto de critérios que possibilite identificar, de forma prática, os dados inconsistentes (PEREZ et al., 1999). Ohumra (1982), Perez et al. (1999) e Payero et al (2003) sugerem algumas condições que devem ser cumpridas para que os fluxos estimados possam ser considerados consistentes.

Outro problema inerente ao método ocorre quando  $\beta$  se aproxima de -1 e assim o denominador da Equação [6] se aproxima de 0, fazendo com que os valores de LE e H percam seu significado físico (Perez et al., 1999). Desta forma, torna-se necessário determinar uma faixa em torno de -1 dentro da qual os valores de  $\beta$  devem ser descartados. Alguns autores propõem intervalos fixos para exclusão dos dados (ORTEGA-FARIAS et al., 1996; UNLAND et al., 1996), porém, de acordo com Perez et al. (1999), esta faixa deve depender da acurácia das medições, sendo, portanto, determinada em função do erro dos sensores.

Tais inconsistências normalmente ocorrem no início da manhã ou no fim da tarde, em condições de estabilidade atmosférica, quando os fluxos de calor mudam de sinal; durante um evento de precipitação ou irrigação, quando os valores de  $\Delta e$  são próximos à resolução do sensor; e durante a noite, quando ocorrem baixos valores de  $(R_n - G)$  (PEREZ et al., 1999).

### **2.3. Estimativa da evapotranspiração real com base na umidade do solo e no coeficiente de cultura**

Considerando as dificuldades de se mensurar experimentalmente a evapotranspiração, diversas equações que utilizam dados meteorológicos para sua estimativa foram desenvolvidas ao longo do tempo. Porém, para obtenção de estimativas confiáveis, são requeridos dados referentes às culturas que dificilmente podem ser obtidos com precisão e implicam em custos elevados (ALLEN et al., 1998).

Para o cálculo da evapotranspiração potencial da cultura a partir da equação de Penman-Monteith, por exemplo, são requeridos dados de albedo, resistência aerodinâmica e resistência da superfície, os quais são difíceis de se determinar com confiabilidade devido à sua variabilidade ao longo do ciclo das culturas (ALLEN et al., 1998).

Assim, uma abordagem importante e que está entre as mais adotadas no mundo consiste em calcular a evapotranspiração de referência ( $E_{To}$ ) a partir de dados meteorológicos e então obter a evapotranspiração potencial das culturas utilizando coeficientes de cultura. A evapotranspiração real, por sua vez, depende da umidade do solo, que é indiretamente contabilizada por meio do coeficiente de estresse hídrico ( $K_s$ ) conforme a equação

$$ETr = ET_o Kc Ks \quad [7]$$

Kc pode ser estimado utilizando dados experimentais de lisímetros, ou calculados a partir de equações empíricas ou físicas. No Boletim FAO-56 são apresentados valores médios de Kc para diversas culturas, bem como procedimentos de cálculo para ajuste destes coeficientes. A obtenção de estimativas confiáveis de Kc é de extrema importância para determinação da evapotranspiração, já que incertezas nos valores de Kc podem gerar estimativas substancialmente diferentes das reais taxas de evapotranspiração verificadas (KAMBLE, et al., 2013; RAFN et al., 2008).

Akdim et al. (2014), Cuesta et al. (2004), Gonzales-Piqueras et al. (2003), Kamble et al. (2013), Rafn et al. (2008) e Tasumi et al. (2006) demonstraram que o Kc para diferentes culturas irrigadas pode ser obtido a partir da relação direta deste parâmetro com o NDVI.

O NDVI é um produto de sensoriamento remoto simples de ser obtido, capaz de indicar a densidade e o vigor de uma cobertura vegetal. Em resumo, este índice baseia-se na relação entre a forte absorção de energia na região do vermelho pela clorofila e a forte reflexão na região do infravermelho próximo devido a estrutura celular das folhas e a estrutura da vegetação (SCHOTT, 2007; LOURENÇO; LADIM, 2004).

A estimativa do Kc a partir do NDVI mostra-se útil para irrigantes, usuários de modelos hidrológicos e profissionais envolvidos no manejo e na gestão de recursos hídricos, em situações em que não haja disponibilidade de imagens termais para estimativa da evapotranspiração por modelos mais complexos baseados no balanço de energia na superfície ou em que os custos envolvidos no processamento desses modelos não se justifiquem (RAFN et al., 2008).

Ademais, os métodos tradicionais para obtenção de coeficientes de cultura fornecem dados esparsos, costumam ser trabalhosos e apresentar elevado custo. Por outro lado, a estimativa do Kc a partir do NDVI é relativamente rápida, fácil e requer pouco conhecimento a respeito dos processos físicos relacionados à evapotranspiração (RAFN et al., 2008).

#### **2.4. Estimativa da evapotranspiração real por meio de modelos que utilizam dados de sensoriamento remoto**

A evapotranspiração não pode ser medida diretamente por sensores orbitais, porém pode ser estimada, entre outras formas, com base nos fluxos de energia na superfície por meio de algoritmos semi-empíricos (GEBREMICHAEL et al., 2010).

As principais vantagens da utilização deste tipo de metodologia consistem na obtenção de informações sobre a evapotranspiração real sem a necessidade de dados de solo ou da cultura, além de permitir uma ampla cobertura espacial e temporal, na escala desejada, a um custo relativamente baixo (BASTIAANSSEN et al., 2005).

Entre os modelos que se propõem a solucionar a equação do balanço de energia na superfície estão os modelos de duas camadas. Nestes, a superfície terrestre não é tratada como uma camada única e uniforme e sim como uma camada composta por solo e vegetação. O modelo original, denominado *Two-source model* – TSM (NORMAN et al., 1995), estima os fluxos de calor em função de medições únicas e instantâneas da temperatura de brilho, a partir da qual a temperatura radiométrica da superfície é calculada. Esta, por sua vez, é uma composição das temperaturas termodinâmicas individuais do solo e da vegetação.

Anderson et al. (1997) propuseram um modelo baseado no TSM, denominado *Two-source time-integrated model* – TSTIM. Neste modelo, é incorporado um componente que descreve de maneira simplificada a dinâmica da camada limite atmosférica, eliminando assim a necessidade de utilização de dados de temperatura do ar como parâmetro de entrada.

Os modelos *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL (BASTIAANSEN et al., 1992) e *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* – METRIC (ALLEN et al., 2007b) estão entre os mais utilizados para determinação da evapotranspiração por sensoriamento remoto. Ambos baseiam-se no processamento de imagens de satélite nas bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal para obtenção da evapotranspiração como um resíduo do balanço de energia na superfície (ALLEN et al., 2007a; ALLEN et al., 2007b).

Tais modelos diferem sobretudo no cálculo do fluxo de calor sensível. Apesar de ambos calcularem H a partir de um processo de autocalibração com base em uma função aerodinâmica, no SEBAL, a diferença de temperatura entre dois níveis é calculada em função dos valores de H assumidos para as condições de pixel quente (máximo fluxo de calor sensível e mínimo fluxo de calor latente) e pixel frio (mínimo fluxo de calor sensível e máximo fluxo de calor latente). No METRIC, calcula-se a diferença de temperatura em função da evapotranspiração de referência para alfafa obtida pelo método de Penman-Monteith. Em ambos os modelos, a correção da estabilidade atmosférica é realizada por meio de um processo iterativo baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (ALLEN et al., 2007b; BASTIAANSEN et al., 2005).

A solução completa da equação que define o balanço de energia na superfície tem apresentado bons resultados na estimativa da evapotranspiração, porém o nível de conhecimento e a quantidade de dados requerida limita a aplicabilidade desta solução para amplas áreas ou regiões com carência de dados. Por exemplo, para a maioria das aplicações do SEBAL são requeridas medições de velocidade do vento e uma calibração interativa relativamente intensa, sendo necessária a revisão por um operador experiente. Já o METRIC, que utiliza a evapotranspiração de referência para a autocalibração, requer dados precisos de radiação solar, temperatura do ar, umidade e velocidade do vento, preferencialmente em uma base horária (ALLEN et al. 2007a).

Por outro lado, existem modelos que exploram a relação entre a evapotranspiração e outros parâmetros obtidos por sensoriamento remoto, a exemplo do modelo proposto por Yang et al. (2013), no qual a evapotranspiração é calculada

em função de sua relação com a produção primária bruta, que indica a quantidade de energia captada por uma planta que pode ser convertida em biomassa. A razão entre esses dois parâmetros, conhecida como a eficiência no uso da água do ecossistema, mostrou-se relativamente constante ao longo do tempo. Desta forma, a evapotranspiração pode ser estimada sem a necessidade de dados meteorológicos, sendo necessários apenas dados obtidos por sensoriamento remoto.

Alternativamente, o modelo *Simplified Surface Energy Balance* – SSEB foi desenvolvido por Senay et al. (2007) como um procedimento simplificado, baseado no princípio do balanço de energia na superfície, mas sem requerer sua solução completa, permitindo a obtenção de estimativas rápidas da evapotranspiração em amplas áreas, em situações em que o custo-benefício oferecido pelos procedimentos mais complexos e de maior acurácia não se justifica (ALLEN et al., 2007a).

O SSEB trabalha de maneira semelhante aos modelos mais complexos que solucionam a equação do balanço de energia. Porém, enquanto nos outros modelos a temperatura é utilizada para uma estimativa aerodinâmica do fluxo de calor sensível, que é subtraído da energia disponível para obtenção do fluxo de calor latente, no SSEB, a temperatura é multiplicada diretamente pela estimativa de máxima evapotranspiração (SENAY et al., 2011).

Senay et al. (2013) apresentaram uma nova parametrização para o SSEB, denominada *Simplified Surface Energy Balance for operational application* – SSEBop. A inovação consiste em incluir condições de contorno preestabelecidas para cada pixel referentes às condições de fluxo de calor latente máximo (pixel frio) e mínimo (pixel quente). O valor de referência do pixel frio é estimado como uma fração da temperatura do ar e o valor de referência do pixel quente obtido por meio da adição de uma diferença de temperatura predefinida, única para cada localização e sazonalmente dinâmica.

A predefinição de uma diferença de temperatura entre os valores de referência frio e quente de cada pixel permite ampliar a aplicabilidade do método em comparação à abordagem original e aos modelos mais complexos como o SEBAL e o METRIC, que requerem uma região hidro-climatologicamente uniforme onde as condições climáticas do conjunto de pixels quente e frio selecionados sejam representativas, para a redução do impacto de outros fatores que causam diferenças na temperatura da superfície que não sejam diferenças no teor de água (SENAY et al., 2013).

Os resultados obtidos por Senay et al. (2013) foram encorajadores considerando os poucos requisitos necessários para parametrização do modelo e a vantagem de se obter os mesmos resultados independentemente do operador. O trabalho, que utilizou imagens do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* – MODIS, foi realizado para toda a extensão dos Estados Unidos, indicando a possibilidade de uma melhor performance com uma parametrização mais local.

Senay et al. (2016) testaram o modelo utilizando imagens Landsat 8, na bacia do rio Colorado, nos Estados Unidos. Os resultados foram validados utilizando o método da correlação de vórtices, apresentando boa concordância tanto para a

estimativa da evapotranspiração diária, nos dias de passagem do satélite, como para estimativa da evapotranspiração mensal extrapolando-se os dados.

Desenvolvido e validado para as condições semiáridas brasileiras, o *Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving* – SAFER (TEIXEIRA, 2010) é um algoritmo simplificado baseado na modelagem da razão entre a evapotranspiração real da cultura e a evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO, relacionando-a a parâmetros obtidos por sensoriamento remoto, e tem apresentado bons resultados tanto na estimativa da evapotranspiração, como na estimativa da biomassa em larga escala (TEIXEIRA et al., 2013a).

A principal vantagem apresentada pelo SAFER consiste em sua simplicidade operacional. Os métodos baseados na solução da equação do balanço de energia requerem dos usuários finais um conhecimento aprofundado a respeito dos processos físicos envolvidos. Outra desvantagem associada a estes métodos, contornada tanto pelo SAFER, como pelo SSEBop, é a necessidade de identificação de um conjunto de pixels quentes, o que pode ser um fator limitante durante o período chuvoso de uma região (TEIXEIRA, 2013b).

O SAFER apresenta ainda como vantagem a possibilidade de ser implementado sem a utilização da banda termal, mas com uma menor acurácia, ampliando assim sua aplicabilidade para sensores que não possuem este canal (TEIXEIRA, 2013b).

Embora tenha sido calibrado e validado para as condições do semiárido, o SAFER tem sido aplicado em outras regiões do país, apresentando bom desempenho. Andrade et al. (2015), utilizaram o algoritmo, com imagens MODIS, para estimar a evapotranspiração e a biomassa em uma área de pastagem no Mato Grosso do Sul. Franco et al. (2015) obtiveram bons resultados no monitoramento espacial da evapotranspiração em condições de sazonalidade climática no noroeste paulista.

Um desafio apresentado pelos modelos que utilizam dados de sensoriamento remoto é a adequação das resoluções temporal, espacial e espectral às necessidades e objetivos de cada trabalho. Os sensores a bordo dos satélites Landsat, por exemplo, apresentam resolução espacial que varia de 30 m para as bandas multiespectrais a 60 ou 100 m para as bandas termais (USGS, 2016), permitindo identificar áreas irrigadas e realizar monitoramentos na escala da propriedade (ALLEN et al., 2007a; SENAY et al., 2016). Contudo, sua resolução temporal de 16 dias, suficiente para utilização desta ferramenta na gestão de recursos hídricos, traz inconvenientes para aplicação da tecnologia no manejo de irrigação. O sensor MODIS, por outro lado, apresenta resolução temporal de 2 dias e resolução espectral moderada, porém sua resolução espacial varia de 250 a 1.000 metros, sendo ideal para estimativas em grande escala abrangendo amplas áreas, porém inviável para estimativas na escala da propriedade (NASA, 2000; ALLEN et al., 2007a).

Outro inconveniente relacionado à frequência de aquisição de imagens é a presença de nuvens, que, dependendo da resolução temporal do sensor utilizado e do local e da época do ano, pode acarretar em longos períodos sem uma única imagem válida, inviabilizando a aplicação de tais metodologias.

Algumas alternativas para contornar os problemas relacionados à escala temporal dos modelos que utilizam imagens de satélites vem sendo adotadas. Por exemplo, para trabalhos realizados com os sensores a bordo dos satélites Landsat é possível, em muitos casos, associar imagens obtidas por dois sensores, reduzindo assim o intervalo de aquisição de imagens para oito dias.

A extrapolação dos dados obtidos por sensoriamento remoto para as datas entre as passagens dos satélites se apresenta como uma alternativa viável para obtenção de estimativas mensais, sazonais ou anuais da evapotranspiração. Senay et al. (2016) obtiveram bons resultados para estimativas mensais calculando a evapotranspiração nos dias entre as passagens dos satélites em função da evapotranspiração de referência diária e da fração evapotranspirativa obtida pelo SSEBop para a data mais próxima.

### 3. Materiais e métodos

#### 3.1. Evapotranspiração real calculada pelos modelos SSEBop e SAFER

A evapotranspiração real da cultura de trigo foi estimada com base em dados de sensoriamento remoto pelos modelos SSEBop e SAFER. A implementação dos modelos foi realizada no *software* ArcGis, com exceção da estimativa da evapotranspiração de referência e da diferença de temperatura predefinida, obtida em função do saldo de radiação em condições de céu claro.

##### 3.1.1. Modelo SSEBop

A evapotranspiração real da cultura estimada pelo modelo SSEBop ( $ET_{r_{SSEBop}}$ ), em  $\text{mm d}^{-1}$ , foi calculada como uma fração da evapotranspiração máxima, pela equação

$$ET_{r_{SSEBop}} = ET_f ETo k \quad [8]$$

em que:

$ET_f$  = fração evapotranspirativa, adimensional;

$ETo$  = evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO,  $\text{mm d}^{-1}$ ; e

$k$  = coeficiente que expressa a razão entre a evapotranspiração de referência e a evapotranspiração máxima de uma cultura de maior rugosidade aerodinâmica, adimensional.

O fator  $k$  foi considerado igual a 1 (SENAY et al., 2013; SENAY et al., 2016) e a fração evapotranspirativa, para cada pixel da imagem, foi calculada por meio da equação

$$ETf = \frac{Th - Ts}{dT} = \frac{Th - Ts}{Th - Tc} \quad [9]$$

em que:

$T_s$  = temperatura de superfície do pixel, K;

$T_h$  = temperatura de superfície estimada para a condição de pixel quente, K;

$T_c$  = temperatura de superfície estimada para a condição de pixel frio, K; e

$dT$  = diferença predefinida entre as temperaturas de pixel quente e de pixel frio, K.

A determinação de  $T_c$  baseou-se na suposição de que, para um dia ou um período de céu claro, a superfície de um pixel frio deverá apresentar uma evapotranspiração igual à potencial, havendo pouco ou nenhum fluxo de calor sensível e máximo fluxo de calor latente, sendo a temperatura do ar próximo à superfície ( $T_a$ ) aproximadamente igual à temperatura da superfície.

O valor de  $T_a$  foi obtido utilizando-se dados provenientes de estações meteorológicas localizadas nas proximidades dos locais de estudo. Para a estação automática, que fornece dados horários,  $T_a$  correspondeu à temperatura mensurada no horário de passagem do satélite, por volta de 10:30 da manhã. Para a estação convencional, que fornece dados diários, utilizou-se a temperatura máxima diária, que se aproxima mais da temperatura no horário de passagem do satélite do que a temperatura mínima, conforme recomendado por Senay et al. (2013).

Devido às diferenças metodológicas e às diferenças nos horários de aquisição dos dados, a temperatura de superfície de um pixel frio não é exatamente igual à temperatura do ar, porém, é esperado que estas se correlacionem bem quanto à variabilidade temporal para uma dada localização (SENAY et al., 2013).

Assim, a temperatura de superfície para a condição de pixel frio foi calculada pela equação

$$Tc = c Ta \quad [10]$$

sendo

$$c = \frac{\sum_{i=1}^n c_{pixel(i)}}{n} \quad [11]$$

em que:

$c$  = fator de correção da imagem;

$c_{pixel}$  = fator de correção referente a um dado pixel da imagem; e

$n$  = número de pixels.

$c_{pixel}$  foi calculado pela equação

$$c_{pixel} = \frac{T_{Scold}}{Ta} \quad [12]$$

sendo  $T_{Scold}$  a temperatura de superfície do pixel frio, em K.

Os pixels frios devem corresponder àqueles com superfície coberta por vegetação em condição adequada de umidade e em pleno desenvolvimento. Para atender a estas condições, foram selecionados os pixels com NDVI maior que 0,80. Ademais, foram excluídos os pixels com temperatura menor que 270 K visando atenuar a contaminação com nuvens (SENAY et al., 2013; SENAY et al., 2016).

Para a determinação de  $dT$ , foi utilizado o princípio do balanço de energia para condições de céu claro, requisito importante para a aplicação do sensoriamento remoto termal na estimativa da evapotranspiração.

Considerou-se uma superfície de solo exposto e seco onde o fluxo de calor latente e o fluxo de calor no solo são assumidos como sendo iguais a zero e, portanto, o fluxo de calor sensível é equivalente ao saldo de radiação (ALLEN et al., 2007b; BASTIAANSEN et al., 1998). Com base nessa consideração,  $dT$  foi calculado por meio da equação

$$dT = \frac{Rn_{clear} r_{ah}}{\rho_a C_p} \quad [13]$$

em que:

$Rn_{clear}$  = saldo de radiação em condições de céu claro,  $W m^{-2}$ , calculado de acordo com a metodologia proposta por Allen et al. (1998); e

$r_{ah}$  = resistência aerodinâmica do ar à transferência de calor a partir de uma superfície hipotética descoberta e seca, igual a  $110 \text{ s m}^{-1}$ , de acordo com Senay et al. (2013).

$\rho_a$  foi calculada em função da temperatura e pressão do ar e  $C_p$  foi considerado igual a  $1.013 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  (SENAY et al., 2013).

A temperatura de superfície para a condição de pixel quente foi calculada pela equação

$$Th = Tc + dT \quad [14]$$

### 3.1.2. Modelo SAFER

No modelo SAFER, a evapotranspiração real da cultura ( $ETr_{SAFER}$ ) foi calculada com base na razão  $ET/ET_0$ , ou seja, na fração evapotranspirativa. Para tal, são requeridos como parâmetros de entrada o NDVI, o albedo ( $\alpha_0$ ) e a temperatura de superfície ( $T_0$ ), conforme a equação

$$ETr_{SAFER} = \exp \left[ a + b \left( \frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] ET_0 \quad [15]$$

Inicialmente, seguindo recomendação de Teixeira (2010), foram adotados os valores de 1,9 e -0,008 para os coeficientes  $a$  e  $b$ , respectivamente.

O albedo de superfície, adimensional, foi calculado pela equação

$$\alpha_0 = a_1 + b_1 \alpha_p \quad [16]$$

em que:

$a_1$  e  $b_1$  = coeficientes da equação, adimensionais; e

$\alpha_p$  = albedo planetário, adimensional.

Seguindo recomendação de Teixeira (2010), adotou-se os valores de  $a_1 = 0,70$  e  $b_1 = 0,60$ .

A temperatura de superfície, em K, foi calculada pela equação

$$T_0 = a_2 + b_2 T_{sat} \quad [17]$$

em que:

$a_2$  e  $b_2$  = coeficientes da equação, adimensionais; e

$T_{sat}$  = temperatura de brilho no topo da atmosfera, K.

Seguindo recomendação de Teixeira (2010), adotou-se os valores de  $a_2 = 1,11$  e de  $b_2 = -31,89$ .

### **3.1.3. Área utilizada para avaliação dos modelos**

A área utilizada para avaliação dos modelos está localizada no município de Cristalina/GO, bacia hidrográfica do rio São Bartolomeu, na ecorregião do Planalto Central, do Bioma Cerrado.

A avaliação foi realizada em um pivô central de 124 ha, cultivado com a cultura de trigo variedade BRS 394, plantada no dia 20 de junho de 2017 e colhida em 10 de outubro de 2017, sendo as coordenadas geográficas do centro do pivô  $16^{\circ}15'8,37''$  de latitude sul e  $47^{\circ}41'3,67''$  de longitude oeste e a altitude em relação ao nível do mar igual a aproximadamente 983 m.

### **3.1.4. Dados necessários para execução dos modelos**

Para execução dos modelos SSEBop e SAFER foram requeridos dados meteorológicos e dados de sensoriamento remoto.

Na implementação do SSEBop, os dados meteorológicos são necessários para o cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO e para o cálculo da diferença de temperatura predefinida. Além disso, a temperatura do ar é utilizada diretamente como uma variável de entrada do modelo. Os dados de sensoriamento remoto, por sua vez, são requeridos para determinação da temperatura de superfície.

Na implementação do SAFER, os dados meteorológicos são necessários apenas para o cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO, enquanto os dados de sensoriamento remoto são processados para obtenção do NDVI, da temperatura de brilho no topo da atmosfera e do albedo planetário.

### 3.1.4.1. Dados meteorológicos

Os seguintes dados meteorológicos foram adquiridos para execução dos modelos SSEBop e SAFER: temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação solar.

Os dados foram obtidos da estação automática Paranoá (COOPA) – A047 (código OMM: 86733), localizada aproximadamente 30 km a norte da área utilizada para avaliação dos modelos, a uma altitude de 1043 m acima do nível do mar, e cujos dados são disponibilizados gratuitamente pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. O período de aquisição dos dados foi de 28 de junho a 02 de outubro de 2017.

As falhas corresponderam a aproximadamente 2% do total dos dados horários. Foi realizado o preenchimento apenas dos dados de radiação solar, por meio da interpolação dos dados referentes aos horários mais próximos.

### 3.1.4.2. Dados de sensoriamento remoto

Para implementação dos modelos foram utilizadas imagens geradas pelos sensores OLI (*Operational Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), a bordo do satélite Landsat 8, e pelo sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), a bordo do satélite Landsat 7.

As imagens foram obtidas gratuitamente junto ao *United States Geological Survey* – USGS por meio da plataforma *Earth Explorer*. Foram utilizadas imagens da Coleção 1, com nível de processamento L1TP (*Level 1 – Standard Terrain Correction*), que corresponde a imagens calibradas radiometricamente e ortorretificadas utilizando pontos de controle no solo e dados de modelo digital de elevação.

Foram selecionadas todas as imagens obtidas para o período de interesse que não apresentavam cobertura de nuvem na área utilizada para avaliação dos modelos, totalizando 12 imagens, conforme Quadro 1.

Quadro 1. Datas das imagens Landsat 7 e Landsat 8 utilizadas para simulação da evapotranspiração do trigo pelos modelos SSEBop e SAFER.

ETM+/Landsat 7	OLI-TIRS/Landsat 8
30/06/2017	08/07/2017
16/07/2017	24/07/2017
01/08/2017	09/08/2017
17/08/2017	25/08/2017
02/09/2017	10/09/2017
18/09/2017	26/09/2017

A resolução temporal das imagens geradas pelos sensores a bordo dos satélites Landsat é de 16 dias. Neste trabalho, porém, a resolução temporal foi reduzida a 8 dias, já que foram utilizados os satélites Landsat 7 e Landsat 8.

A resolução espacial destas imagens é de 30 m, com exceção das bandas pancromáticas, que possuem resolução espacial de 15 m, e das bandas termais, que possuem resolução espacial de 60 e 100 m, para os sensores ETM+ e TIRS, respectivamente. Às imagens resultantes dos processamentos realizados, foi atribuída resolução espacial de 30 m.

No Quadro 2 estão apresentados os intervalos de comprimento de onda referentes a cada uma das bandas dos sensores ETM+ e OLI-TIRS.

Quadro 2. Intervalos de comprimento de onda das bandas dos sensores ETM+/Landsat 7 e OLI-TIRS/Landsat 8.

Banda	Landsat 7		Landsat 8	
	Número da banda	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Número da banda	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )
Coastal/aerosol	---	---	1	0,435 – 0,451
Azul	1	0,441 – 0,514	2	0,452 – 0,512
Verde	2	0,519 – 0,601	3	0,533 – 0,590
Vermelho (RED)	3	0,631 – 0,692	4	0,636 – 0,673
Infravermelho próximo (NIR)	4	0,772 – 0,898	5	0,851 – 0,879
Infravermelho de ondas curtas 1 (SWIR 1)	5	1,547 – 1,749	6	1,566 – 1,651
Infravermelho de ondas curtas 2 (SWIR 2)	7	2,064 – 2,345	7	2,107 – 2,294
Pancromática	8	0,515 – 0,896	8	0,503 – 0,676
Cirrus	---	---	9	1,363 – 1,384
Infravermelho termal (TIR)	6	10,31 – 12,36	10	10,60 – 11,19
Infravermelho termal	---	---	11	11,50 – 12,51

A radiância espectral detectada pelos sensores para cada pixel e em cada banda passa por uma codificação digital, sendo armazenada nas imagens em forma de um valor numérico expresso em bits, denominado número digital (DN), que pode ser traduzido e visualizado em níveis de cinza.

A partir da calibração interna de cada sensor foi feita a conversão dos valores de DN em radiância espectral ( $L_\lambda$ ), em  $\text{W m}^{-2} \text{sr } \mu\text{m}$ . Para o sensor TIRS, essa conversão foi realizada pela Equação [18] (USGS, 2016) e, para o sensor ETM+, pela Equação [19] (NASA, 2016).

$$L_\lambda = M_L DN + A_L \quad [18]$$

em que:

$M_L$  = fator multiplicativo para radiância, específico de cada banda, adimensional; e

$A_L$  = fator aditivo para radiância, específico de cada banda, adimensional.

$$L_\lambda = \left( \frac{L_{\lambda \max} - L_{\lambda \min}}{DN_{\max} - DN_{\min}} \right) (DN - DN_{\min}) + L_{\lambda \min} \quad [19]$$

em que:

$DN_{\max}$  = valor máximo de DN, específico de cada banda, adimensional;

$DN_{\min}$  = valor mínimo de DN, específico de cada banda, adimensional;

$L_{\lambda \max}$  = valor máximo de radiância espectral, específico de cada banda,  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ; e

$L_{\lambda \min}$  = valor mínimo de radiância espectral, específico de cada banda,  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ .

A conversão para reflectância no topo da atmosfera ( $\rho_\lambda$ ), por sua vez, foi realizada por meio da Equação [20] (USGS, 2016), para o sensor OLI, e por meio da Equação [21] (NASA, 2016), para o sensor ETM+.

$$\rho_\lambda = M_\rho DN + A_\rho \quad [20]$$

em que:

$M_\rho$  = fator multiplicativo para reflectância, específico de cada banda, adimensional;

$A_\rho$  = fator aditivo para reflectância, específico de cada banda, adimensional;

$$\rho_\lambda = \frac{\pi L_\lambda d^2}{R_{a\lambda} \cos\varphi} \quad [21]$$

em que:

$d$  = distância terra-sol, unidades astronômicas;

$R_{a\lambda}$  = irradiância solar exoatmosférica média no topo da atmosfera,  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ; e

$\varphi$  = ângulo zenital solar, graus.

O NDVI (ROUSE et al., 1973) foi calculado a partir da reflectância nas bandas do vermelho ( $\rho_{RED}$ ) e do infravermelho próximo ( $\rho_{NIR}$ ), conforme a equação

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \quad [22]$$

O albedo planetário ( $\alpha_p$ ) foi obtido de acordo com Teixeira (2010), a partir da integração das reflectâncias das bandas do visível, do infravermelho próximo e do infravermelho de ondas curtas, aplicando um fator de ponderação determinado em função da razão entre a radiação de ondas curtas incidente no topo da atmosfera em cada banda e a soma da radiação de ondas curtas incidente no topo da atmosfera em todas as bandas, conforme equação

$$\alpha_p = \sum w_\lambda \rho_\lambda \quad [23]$$

em que  $w_\lambda$  é o fator de ponderação da banda.

Os fatores de ponderação utilizados para cada uma das bandas estão apresentados no Quadro 3 (TEIXEIRA, 2010).

Quadro 3. Fatores de ponderação de cada banda para o cálculo do albedo planetário

Azul	Verde	Vermelho	NIR	SWIR 1	SWIR 2
0,293	0,274	0,231	0,156	0,034	0,012

A temperatura de brilho no topo da atmosfera ( $T_{sat}$ ), em K, foi obtida utilizando as bandas do infravermelho termal – banda 6 do sensor ETM+ e banda 10 do sensor TIRS (USGS, 2016), conforme equação

$$T_{sat} = \frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L_{TIR}} + 1\right)} \quad [24]$$

em que:

$K1$  = constante específica de cada sensor,  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ;

$K2$  = constante específica de cada sensor,  $K$ ; e

$L_{TIR}$  = radiância espectral não corrigida na banda do infravermelho termal,  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ .

A temperatura de superfície conforme Allen et al. (2007b) ( $T_s$ ), por sua vez, foi obtida por meio da equação

$$T_s = \frac{K2}{\ln\left(\frac{\varepsilon K1}{L_{CTIR}} + 1\right)} \quad [25]$$

em que:

$L_{CTIR}$  = radiância espectral corrigida para a banda do infravermelho termal,  $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ; e

$\varepsilon$  = emissividade para a banda do infravermelho termal, adimensional.

O cálculo da emissividade foi realizado seguindo a metodologia proposta por Sobrino et al. (2004) para sensores que possuem apenas uma banda na região do infravermelho termal. Pixels com  $NDVI < 0,2$  foram considerados como solo exposto e, portanto, a emissividade considerada igual a 0,97; pixels com  $NDVI > 0,7$  foram considerados completamente vegetados, adotando-se o valor de 0,99 para a emissividade; para  $0,2 \leq NDVI \leq 0,7$ , a emissividade foi calculada por meio da Equação [26], sendo o pixel considerado uma mistura de vegetação e solo exposto.

$$\varepsilon = \varepsilon_V P_V + \varepsilon_S(1 - P_V) + d\varepsilon \quad [26]$$

em que:

$\varepsilon_V$  = emissividade da vegetação, igual a 0,99;

$\varepsilon_S$  = emissividade do solo, igual a 0,97;

$P_V$  = proporção de vegetação, adimensional; e

$d\varepsilon$  = efeito da distribuição geométrica de superfícies naturais e reflexões internas, adimensional.

A proporção de vegetação foi calculada por meio da Equação [27] e  $d\epsilon$ , por meio da Equação [28], sendo o fator de forma (F) igual a 0,55.

$$P_V = \left( \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad [27]$$

$$d\epsilon = \epsilon_v F (1 - \epsilon_s) (1 - P_V) \quad [28]$$

O cálculo da radiância espectral corrigida para a banda do infravermelho termal ( $LC_{TIR}$ ) foi realizado de acordo com Allen et al. (2007b), conforme a equação

$$LC_{TIR} = \frac{L_{TIR} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \epsilon) R_{sky} \quad [29]$$

em que:

$R_p$  = *path radiance* para a banda do infravermelho termal, igual a  $0,91 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ;

$R_{sky}$  = radiação termal descendente para céu claro, igual a  $1,32 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ; e

$\tau_{NB}$  = transmissividade do ar, igual a 0,866.

### 3.2. Avaliação de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER

Para avaliação de desempenho, duas estações micrometeorológicas foram instaladas na área utilizada para avaliação dos modelos, denominada daqui em diante área experimental. Os dados obtidos pelas estações foram utilizados para calcular a evapotranspiração real pelo método da razão de Bowen ( $ET_{RB}$ ), considerado como referência.

Os dados diários de  $ET_{RB}$  referentes aos dias de passagem dos satélites foram comparados à evapotranspiração real diária média estimada pelos modelos para os pixels localizados a um raio de 100 m de cada estação micrometeorológica.

O desempenho dos modelos foi então avaliado por meio dos seguintes indicadores: coeficiente de determinação ( $R^2$ ); coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE); viés médio (MBE); e viés médio percentual (MPB), tendo sido considerado satisfatório quando o  $R^2$  foi maior que 0,70 e o NSE maior que 0,60.

O coeficiente de determinação é um indicador da qualidade do ajuste de uma linha de regressão. Seu valor é adimensional e varia de 0 a 1, sendo calculado pela equação

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{S}_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2} \quad [30]$$

em que:

$n$  = número de observações;

$\hat{S}_i$  = valor simulado considerando o ajuste a uma linha de regressão;

$O_i$  = valor observado; e

$\bar{O}_i$  = média dos valores observados.

O NSE, um dos critérios mais utilizados para calibração e avaliação de modelos hidrológicos com dados observados (GUPTA et al., 2009), trata-se de um coeficiente adimensional, cujos valores variam de  $-\infty$  a 1, sendo calculado a partir do erro quadrático médio (MSE), conforme as equações

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2 \quad [31]$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2} = 1 - \frac{MSE}{\sigma_o^2} \quad [32]$$

em que:

$S_i$  = valor simulado pelo modelo; e

$\sigma_o^2$  = variância dos dados observados.

O viés médio expressa o erro sistemático ou a tendência do modelo. Seu valor é expresso na mesma unidade dos dados observados e simulados, sendo positivo quando o modelo superestima e negativo quando subestima. Seu cálculo é realizado por meio da equação

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)}{n} \quad [33]$$

Assim como o viés médio, viés médio percentual mensura o erro sistemático do modelo, porém, é expresso em termos percentuais, conforme a equação

$$MPB = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{S_i - O_i}{O_i} \right) \quad [34]$$

Além de avaliar os dados de evapotranspiração para os dias de passagem dos satélites, estimou-se a evapotranspiração diária média do pivô central, dia a dia, para todo o período de coleta de dados no experimento de trigo, aproximadamente igual à duração total do ciclo da cultura.

Para tal, a evapotranspiração diária entre as datas de passagem dos satélites foi estimada com base na ETo diária e na fração evapotranspirativa obtida para a data mais próxima, conforme Senay et al. (2016). Posteriormente, os valores diários foram agregados para se obter a evapotranspiração total do período. Da mesma forma, os resultados obtidos foram analisados por meio da comparação com os dados observados pelo método da razão de Bowen, considerando os critérios estatísticos apresentados.

### **3.3. Evapotranspiração real calculada pelo método da razão de Bowen**

#### **3.3.1. Área experimental e estações micrometeorológicas**

No dia 27 de junho de 2017, as duas estações micrometeorológicas foram instaladas na área experimental, conforme a Figura 1.

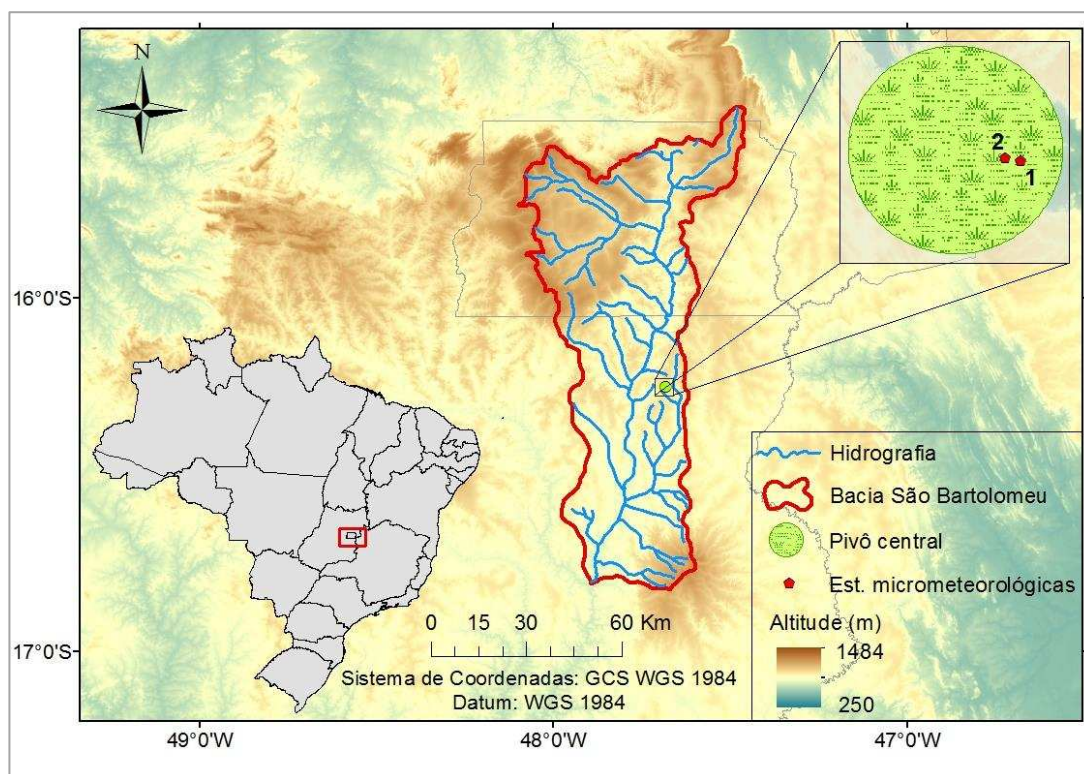


Figura 1. Mapa indicativo da localização do pivô central (área experimental), com destaque para as duas estações micrometeorológicas (círculos em vermelho).

As estações foram instaladas de forma a garantir uma bordadura mínima de 250 m, atendendo o critério de 100 vezes a altura do sensor mais elevado (HEILMAN e BRITTIN, 1989; MONTEITH E UNSWORTH, 1990; HORST E WEIL, 1992; STANNARD, 1997), evitando assim interferência de áreas adjacentes.

A distância entre as duas estações foi de 90 m, uma vez que o principal objetivo para instalação de duas estações na área experimental foi a análise de consistência das medições, por meio da comparação dos dados obtidos pelas duas estações, e a obtenção de dados sobressalentes, para o caso de falha de algum sensor.

Ambas as estações foram mantidas em campo até o dia da colheita, 10 de outubro de 2017. Porém, os dados coletados nos últimos oito dias foram utilizados apenas para verificação e calibração dos sensores, sendo posteriormente descartados. Desta forma, totalizaram-se 97 dias completos de coleta de dados para avaliação dos modelos.

Cada uma das estações foi equipada com os seguintes sensores: dois sensores de temperatura e umidade relativa e dois sensores de velocidade do vento; um saldo radiômetro; duas placas de fluxo de calor no solo; seis sensores de umidade do solo TDR; e um pluviômetro, conforme o Quadro 4.

Quadro 4. Equipamentos instalados em cada uma das estações micrometeorológicas

Equipamento	Variável medida	Número de equipamentos
Model 08E Relative Humidity and Temperature Sensor	Temperatura e umidade relativa do ar	2
Met One 014 <sup>a</sup> Wind Speed Sensor	Velocidade do vento	2
CNR4 Net Radiometer	Saldo de radiação	1
Model HFP01 Soil Heat Flux Plate	Fluxo de calor no solo	2
CS650 Water Content Reflectometers	Umidade do solo	6
TB4 Rain Gage	Precipitação	1

Todos os sensores foram conectados a um sistema automático de aquisição de dados programado para armazenar dados médios em intervalos de 10 minutos (*CR3000 Measurement and Control System – Campbell Scientific*). O sistema foi alimentado por uma bateria recarregada através de um painel solar.

A manutenção, o ajuste e a limpeza dos sensores, bem como as coletas parciais de dados, foram realizadas quinzenalmente. Quando necessário, procedeu-se ao ajuste da altura dos sensores a fim de manter a altura desejada aproximada em relação ao dossel.

Os sensores de temperatura e umidade relativa e de velocidade do vento foram instalados em dois níveis, sendo o nível 1 localizado aproximadamente 1 m acima do dossel e o nível 2, aproximadamente 1 m acima do nível 1. O saldo radiômetro foi instalado a aproximadamente 2 m do dossel. As placas de fluxo de calor no solo foram enterradas a 3 cm de profundidade e os sensores TDR instalados verticalmente integrando a camada de solo de 0 a 30 cm. O pluviômetro foi instalado a uma altura de 1,4 m (Figura 2).



Figura 2. Estação micrometeorológica.

### 3.3.2. Método da razão de Bowen

Os dados do experimento de balanço de energia na superfície foram utilizados para o cálculo da  $ET_{TRB}$ . Para tal, a razão de Bowen foi calculada conforme a Equação [5], em que  $\Delta T$  é a diferença entre as temperaturas medidas nos níveis 1 e 2 ( $T_1 - T_2$ ), em  $^{\circ}C$ , e  $\Delta e$  é a diferença de pressão de vapor entre os níveis 1 e 2 ( $e_1 - e_2$ ), em kPa.

O coeficiente psicrométrico foi determinado pela equação

$$\gamma = \frac{1,013 P 10^{-3}}{0,622 \lambda 10^{-6}} \quad [35]$$

em que:

$P$  = pressão atmosférica, kPa; e

$\lambda$  = calor latente de vaporização da água,  $J kg^{-1}$ .

$P$  e  $\lambda$  foram calculados por meio das equações

$$P = \left[ \left( \frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \right] 101,3 \quad [36]$$

em que  $z$  é a altitude, em m.

$$\lambda = [2,501 - (0,00236 T_1)] 10^6 \quad [37]$$

em que  $T_1$  é a temperatura do ar no nível 1, em °C.

A pressão de vapor do ar saturado ( $es$ ) e a pressão real de vapor ( $e$ ), ambas em kPa, foram calculadas, para cada nível, por meio das equações

$$es = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right) \quad [38]$$

em que  $T$  é a temperatura do ar, em °C.

$$e = es \frac{UR}{100} \quad [39]$$

em que  $UR$  é a umidade relativa, em %.

A evapotranspiração real da cultura, em mm, para cada intervalo de medição foi calculada pela equação

$$ETr_{BR} = \frac{t LE}{\lambda} \quad [40]$$

em que:

$t$  = tempo, em s, correspondente ao intervalo de medição. Neste caso, para um intervalo de 10 min,  $t = 600$  s.

Antes do cálculo da razão de Bowen, foi realizada análise de consistência das variáveis micrometeorológicas. De acordo com Allen (2008), dados microeteorológicos obtidos por meio de estações eletrônicas ocasionalmente contêm vieses causados por mal funcionamento, envelhecimento, má calibração, instalação

incorreta ou acúmulo de sujeira nos sensores, sendo, portanto, importante verificar a qualidade destes dados.

A variação diária dos dados de T e UR foi examinada para garantir que os períodos em que a umidade relativa do ar se aproximou do máximo e do mínimo coincidiram com os períodos mais fresco e mais quente do dia, respectivamente.

Ademais, avaliou-se os sensores de T e UR, visando identificar possíveis discrepâncias entre as medições dos níveis 1 e 2 de cada estação. Para tal, os dois sensores de cada estação foram colocados no mesmo nível durante um período de cinco dias, ao final do experimento, e as diferenças entre os dados medidos pelos sensores foi avaliada.

A radiação solar incidente ( $R_{s\downarrow}$ ) foi avaliada por meio de comparação com dados teóricos de radiação solar em condições de céu claro ( $R_{so}$ ).

De acordo com Allen (2008), melhores estimativas de  $R_{so}$  costumam ser obtidas por meio de equações que considerem o ângulo solar, a turbidez e o conteúdo de vapor de água na atmosfera. Assim, utilizou-se o método proposto por ASCE-EWRI (2005), que leva em consideração os efeitos do ângulo solar e de vapor de água na absorção da radiação de ondas curtas, conforme a equação

$$R_{so} = (K_B + K_D) Ra \quad [41]$$

em que:

$K_B$  = índice de clareza para um feixe de radiação direta, adimensional;

$K_D$  = índice de transmissividade para radiação difusa, adimensional; e

$Ra$  = radiação solar extraterrestre,  $W m^{-2}$ .

O cálculo de  $K_B$  foi realizado por meio da equação

$$K_B = 0,98 \exp \left[ \frac{-0,00146 P}{K_t \sin \beta} - 0,075 \left( \frac{W}{\sin \beta} \right)^{0,4} \right] \quad [42]$$

em que:

$K_t$  = coeficiente de turbidez. Neste trabalho, considerou-se o coeficiente para ar limpo, ou seja,  $K_t = 1$ , conforme Allen (2008);

$\beta$  = ângulo solar, rad; e

$W$  = água precipitável na atmosfera, mm.

A água precipitável na atmosfera foi calculada por meio da equação

$$W = e 0,14 P + 2,1 \quad [43]$$

O ângulo  $\beta$  foi calculado por meio da equação

$$\text{sen } \beta = \text{sen } \varphi \text{ sen } \delta + \text{cos } \varphi \text{ cos } \delta \text{ cos } \omega \quad [44]$$

em que:

$\varphi$  = latitude, rad;

$\delta$  = declinação solar, rad; e

$\omega$  = ângulo solar no ponto médio, rad.

sendo  $\delta$  e  $\omega$  calculados de acordo com Allen et al. (1998).

O cálculo de  $K_D$  foi realizado por meio da Equação [45], para  $K_B \geq 0,15$ , e da Equação [46], para  $K_B < 0,15$ .

$$K_D = 0,35 - 0,36 K_B \quad [45]$$

$$K_D = 0,18 + 0,82 K_B \quad [46]$$

Para períodos nublados, os valores de  $R_{s\downarrow}$  devem ser inferiores aos valores de  $R_{so}$  e, para condições de céu claro, os valores  $R_{s\downarrow}$  não devem ultrapassar os valores de  $R_{so}$ . Assim, medições pontuais que excederam  $R_{so}$  em mais de 5% foram consideradas incorretas e corrigidas. Na correção, fez-se  $R_{s\downarrow} = R_{so}$ .

As medições de radiação solar refletida, bem como de albedo, foram analisadas por meio da comparação dos valores diários medidos pelas duas estações.

Considerando que o fluxo de calor no solo é positivo quando o solo se esquentava e negativo quando o solo se esfriava, a qualidade das medições desse fluxo foi analisada por meio de suas médias diárias, que devem ser próximas de zero (ALLEN et al., 1998).

Avaliou-se também a consistência dos dados de fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível calculados pelo método da razão de Bowen, uma vez que, mesmo

respeitando os requisitos do método e utilizando dados experimentais consistentes, fluxos com sinal incorreto podem ser obtidos (PEREZ et al., 2008).

Sendo assim, aplicou-se o conjunto de critérios proposto por Perez et al. (1999) a fim de selecionar os dados apropriados e rejeitar os dados fisicamente inconsistentes, Quadro 5.

Quadro 5. Critérios a serem respeitados para garantir que os fluxos calculados sejam fisicamente consistentes com as relações fluxo-gradiente, segundo Perez et al. (1999)

Energia disponível	Diferença de pressão de vapor	Razão de Bowen	Fluxos
$(R_n - G) > 0$	$\Delta e > 0$	$\beta > -1$	$LE > 0$ e $H \leq 0$ para $-1 < \beta \leq 0$ ou $H > 0$ para $\beta > 0$
	$\Delta e < 0$	$\beta < -1$	$LE < 0$ e $H > 0$
$(R_n - G) < 0$	$\Delta e > 0$	$\beta < -1$	$LE > 0$ e $H < 0$
	$\Delta e < 0$	$\beta > -1$	$LE < 0$ e $H \geq 0$ para $-1 < \beta \leq 0$ ou $H < 0$ para $\beta > 0$

Quando tais condições não foram atendidas, os dados de fluxo gerados pela razão de Bowen apresentaram direção incorreta e, portanto, foram descartados.

Os dados de  $\beta$  próximos de -1 também foram rejeitados. A faixa de descarte dos dados, em torno deste valor, foi calculada em função da precisão das medições, de acordo com Perez et al. (1999), conforme a equação

$$-1 - |\delta\beta| < \beta < -1 + |\delta\beta| \quad [47]$$

sendo  $\delta\beta$  equivalente ao erro em  $\beta$ , determinado de acordo com a equação

$$\delta\beta = \frac{\delta\Delta e - \gamma\delta\Delta T}{\Delta e} \quad [48]$$

em que:

$\delta\Delta T$  = resolução do sensor para o gradiente de temperatura, °C; e

$\delta\Delta e$  = resolução do sensor para o gradiente de pressão de vapor, kPa.

A resolução do sensor utilizado para o gradiente de temperatura é de 0,01 °C e para o gradiente de pressão de vapor é de 0,001 kPa. Porém, como segurança, adotou-se os valores de  $\delta\Delta T = 0,02$  °C e  $\delta\Delta e = 0,02$  kPa, conforme Perez et al. (1999).

Por fim, removeu-se os valores incorretos, analisando-se graficamente os dados de fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e energia disponível.

Os valores de evapotranspiração foram então calculados para cada intervalo de 10 minutos durante o período diurno (7 às 18 h). Posteriormente, foram obtidas as médias horárias e, a partir destes valores, a evapotranspiração diária, utilizada para comparação com as estimativas realizadas pelos modelos SSEBop e SAFER.

Ressalta-se que o preenchimento das falhas foi realizado apenas nos dados horários, por meio de interpolação, sendo aceitas no máximo duas falhas por dia. Durante o período noturno, a evapotranspiração foi considerada igual a zero.

### **3.4. Calibração do modelo SAFER**

O modelo SAFER foi calibrado por meio do ajuste dos coeficientes *a* e *b* da Equação [15]. Utilizando os dados de evapotranspiração real da cultura do trigo calculada pelo método da razão de Bowen como referência, os coeficientes foram alterados até que fossem obtidos valores aceitáveis de NSE e R<sup>2</sup>.

### **3.5. Validação dos modelos SSEBop e SAFER**

Como não havia dados experimentais disponíveis para a cultura de trigo plantada em outra data ou em outro local, a validação dos modelos foi feita utilizando-se dados coletados em um experimento realizado anteriormente para a cultura de feijão. A validação utilizando outra cultura como referência apresenta a vantagem de possibilitar a análise do comportamento dos modelos com diferentes culturas, ou seja, possibilita avaliar a necessidade de uma calibração cultura-específica.

O experimento de feijão foi conduzido de maneira semelhante ao experimento de trigo, adotando-se o mesmo delineamento e a mesma rotina de acompanhamento das estações. Porém, ao invés de duas, foram instaladas três estações micrometeorológicas, em uma área de 90 ha irrigada por pivô central, situada na bacia hidrográfica do ribeirão Buriti Vermelho, sub-bacia do rio Preto, localizada na região do PAD-DF, sendo as coordenadas geográficas do centro do pivô 15°54'31,20" de latitude sul e 47°25'12,87" de longitude oeste e a altitude em relação ao nível do mar igual a aproximadamente 942 m (Figura 3).

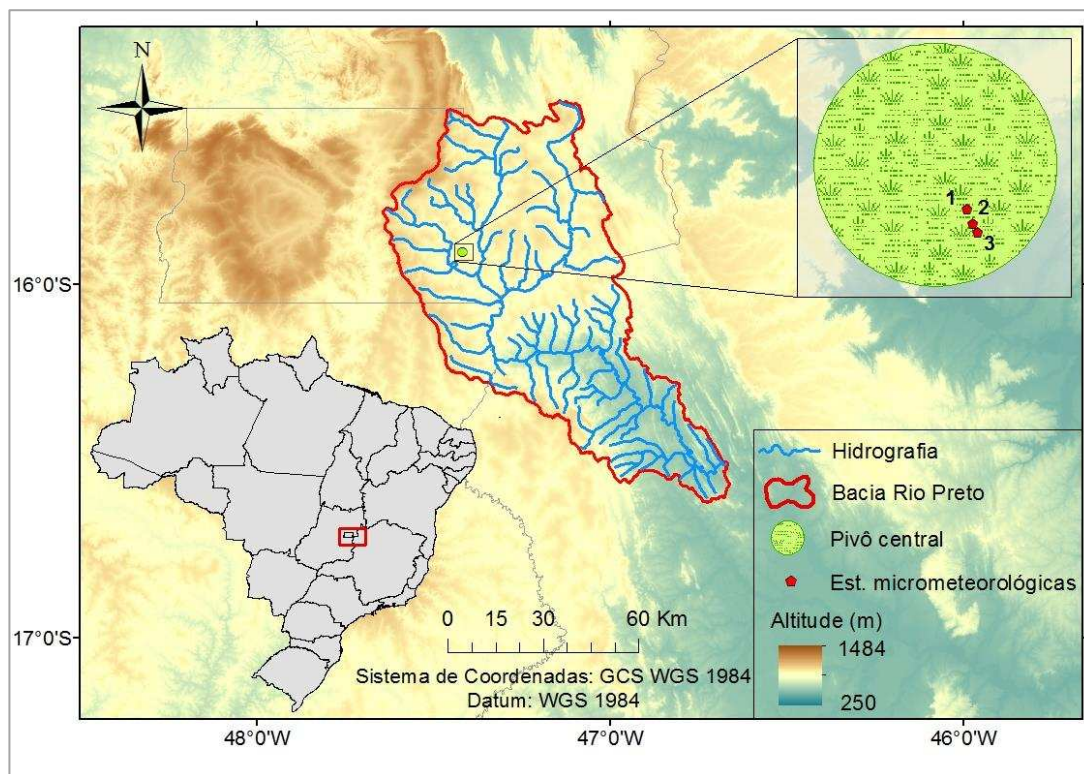


Figura 3. Localização da área experimental de feijão.

Assim como no experimento de trigo, as estações foram instaladas na área experimental garantindo uma bordadura mínima de 250 m, atendendo o critério de 100 vezes a altura do sensor mais elevado. A distância mínima entre as estações foi de 50 m.

O plantio foi realizado no dia 30 de abril de 2015 e as estações micrometeorológicas foram instaladas nos dias 07 e 08 de maio, permanecendo em campo até o dia 05 de agosto, uma semana antes da colheita. Assim, foram totalizados 88 dias de coleta de dados.

As estimativas de evapotranspiração diária da cultura de feijão por meio dos modelos SSEBop e SAFER foram realizadas utilizando dados meteorológicos (temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento e insolação) da estação convencional da Embrapa Cerrados, localizada 48 km a noroeste do local do experimento, a uma altitude de 1.007 m acima do nível do mar, e imagens multiespectrais e termais obtidas pelos sensores a bordo dos satélites Landsat 7 e Landsat 8 referentes ao período experimental, ou seja, de 30 de abril a 05 de agosto de 2015.

Os dados de evapotranspiração estimados para as datas de passagem dos satélites foram comparados aos resultados obtidos pelo método da razão de Bowen. Assim como para o trigo, foram considerados os valores médios dos pixels localizados a um raio de 100 m de cada estação micrometeorológica.

O desempenho do modelo na validação, da mesma forma que na calibração, foi avaliado pelos coeficientes de determinação e de eficiência de Nash-Sutcliffe, pelo viés médio e pelo viés médio percentual (Equações [30], [32], [33] e [34]).

Não foi realizada a avaliação da evapotranspiração total ocorrida ao longo do ciclo do feijão, uma vez que, devido à cobertura de nuvens, foram obtidas poucas imagens válidas, ocorrendo, no início e no meio do ciclo períodos de mais de 30 dias sem imagens. Assim, não foi considerado razoável, nesse caso, utilizar a fração evapotranspirativa da data mais próxima para estimar a evapotranspiração real da cultura nos intervalos entre a obtenção de imagens válidas.

### 3.6. Coeficientes de cultura para o trigo em função do NDVI

Com o objetivo principal de gerar informações regionais para viabilizar o manejo da irrigação por meio de modelagem matemática, foram gerados dados de  $K_c$  para a cultura do trigo em função do NDVI.

Para o desenvolvimento da equação  $K_c$ -NDVI, foram utilizados os coeficientes de cultura obtidos a partir da evapotranspiração real calculada pelo método da razão de Bowen ( $K_{CRB}$ ), conforme a equação

$$K_{CRB} = \frac{ET\tau_{RB}}{ET_o K_s} \quad [49]$$

Os valores de  $ET_o$  foram calculados utilizando os dados meteorológicos da estação Paranoá. A evapotranspiração real da cultura, por sua vez, foi considerada igual a média dos valores obtidos pelas estações micrometeorológicas instaladas na área experimental e o coeficiente de estresse hídrico foi considerado igual a 1, por se tratar de uma cultura anual adequadamente irrigada, em que a umidade do solo é mantida próxima à capacidade de campo.

Os valores médios de NDVI para o pivô central foram determinados de acordo com a Equação [22] utilizando imagens de reflectância para as bandas do vermelho e do infravermelho próximo geradas pelos sensores ETM+/Landsat 7 e OLI/Landsat 8.

Os valores de NDVI foram então correlacionados linearmente com os dados de  $K_{CRB}$ , conforme a equação

$$K_{CRB} = a_3 + b_3 NDVI \quad [50]$$

Posteriormente, a equação desenvolvida foi implementada no *software* ArcGis para o cálculo do coeficiente de cultura do trigo para a área experimental.

## 4. Resultados e discussão

### 4.1. Dados necessários para execução dos modelos

#### 4.1.1. Dados meteorológicos

Na Figura 4 estão apresentados os dados de temperatura do ar máxima, mínima e referente ao horário de passagem dos satélites, obtidos pela estação meteorológica Paranoá, para os dias 28 de junho a 02 de outubro de 2017, período correspondente à coleta de dados no experimento de trigo.

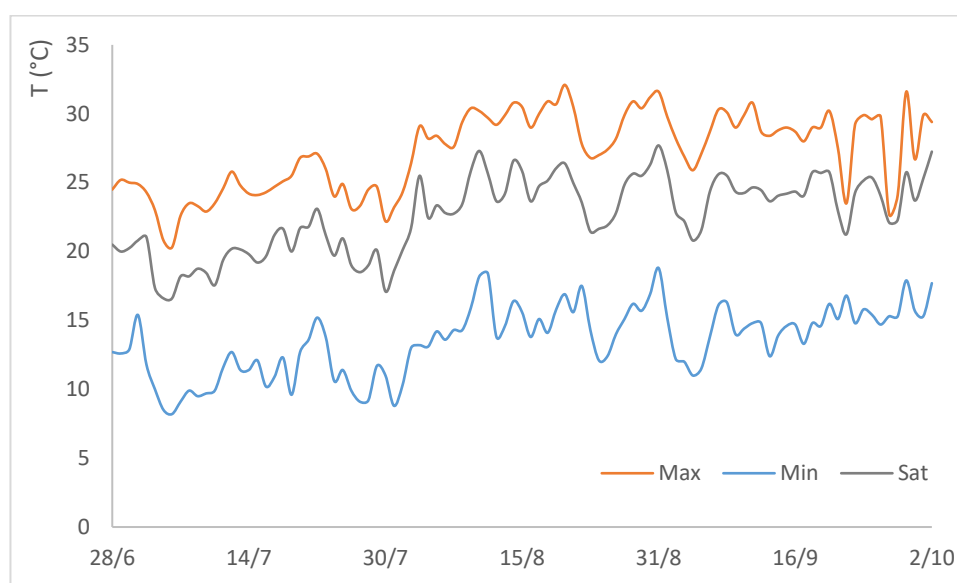


Figura 4. Variação das temperaturas máxima (Max), mínima (Min) e referente ao horário de passagem dos satélites (Sat), ao longo do experimento de trigo.

Observa-se nessa figura que a temperatura máxima variou de 20,3 °C a 32,1 °C, a temperatura referente ao horário de passagem dos satélites variou de 16,6 °C a 27,7 °C e a temperatura mínima de 8,2 °C a 18,8 °C.

Conforme esperado, os valores da temperatura referente ao horário de passagem dos satélites foram mais próximos dos valores de temperatura máxima do que dos valores de temperatura mínima.

A diferença entre a temperatura máxima e a temperatura referente ao horário de passagem dos satélites foi relativamente constante, com exceção de alguns dias no final do experimento quando estas foram aproximadamente iguais, assim a diferença entre ambas variou de 0,6 °C a 6,1 °C. Já a diferença entre a temperatura mínima e a temperatura referente ao horário de passagem dos satélites variou de 4,4 °C a 12,3 °C.

Os valores de evapotranspiração de referência calculados pelo método Penman-Monteith-FAO a partir dos dados da estação meteorológica Paranoá para o período correspondente ao experimento de trigo, assim como os dados de precipitação pluviométrica estão apresentados na Figura 5.

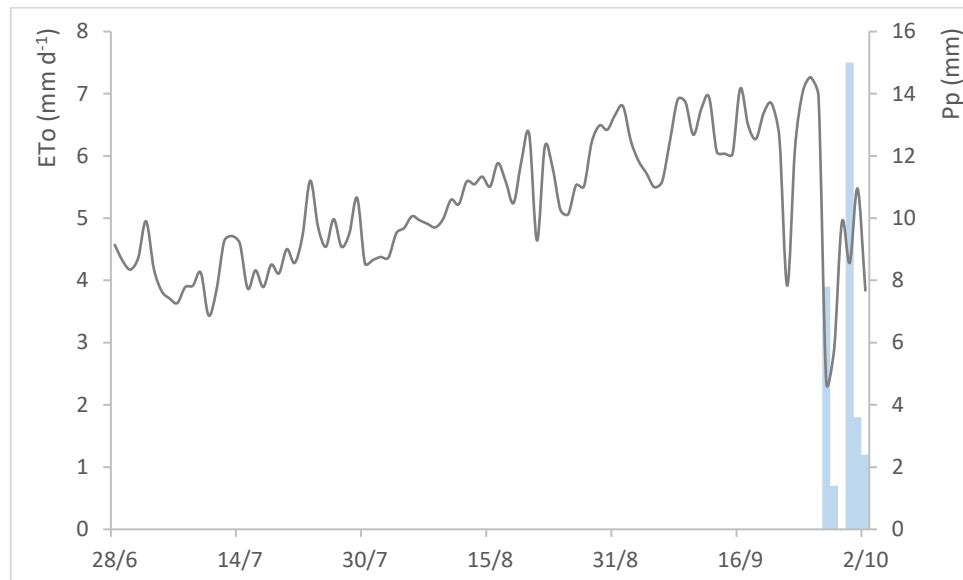


Figura 5. Valores de evapotranspiração de referência (ETo) e precipitação (Pp) verificados ao longo do experimento de trigo.

A evapotranspiração de referência variou de 2,4 a 7,3  $\text{mm d}^{-1}$  (Figura 5), sendo o valor médio igual a 5,2  $\text{mm d}^{-1}$  e a evapotranspiração total ocorrida no período igual a aproximadamente 505 mm.

Nos dias 22/09 e 27/09, observou-se uma queda brusca nos valores de ETo. Analisando-se os dados de radiação solar, verificou-se que estes dias estavam nublados. Ademais, no dia 27/09 foi registrada uma precipitação de aproximadamente 7,5 mm (Figura 5).

Os dados meteorológicos adquiridos foram utilizados também para determinação de dT em função do saldo de radiação para condições de céu claro, parâmetro requerido pelo SSEBop. A variação de dT ao longo do experimento de trigo está apresentada na Figura 6.

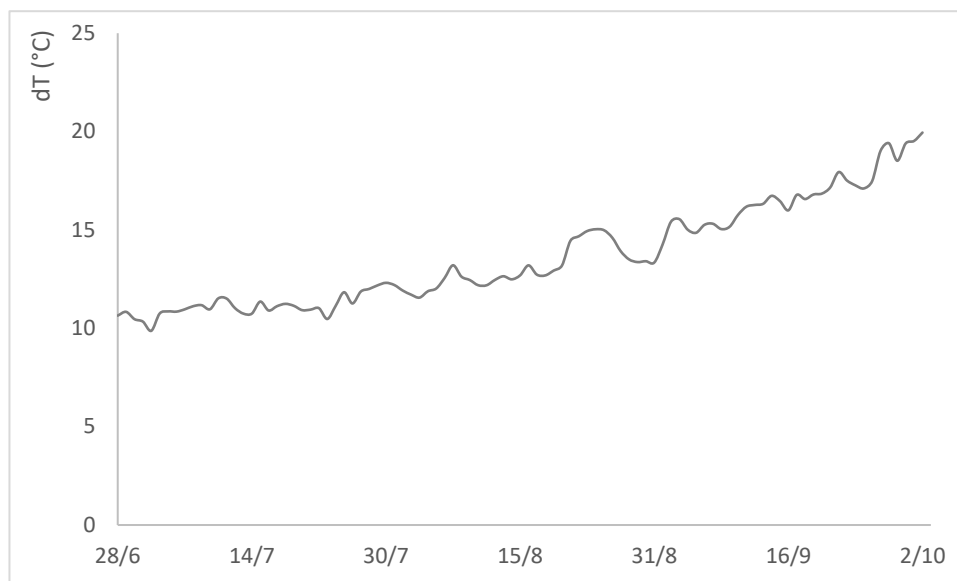


Figura 6. Variação da diferença de temperatura predefinida (dT) ao longo do experimento de trigo.

O parâmetro dT é específico para cada localização e sazonalmente dinâmico, sendo aproximadamente constante para um dado local e dia do ano. Assim, uma vez estabelecida a curva de dT para uma determinada região, ela não precisa ser refeita.

Observa-se, na Figura 6, que a curva obtida para o período do experimento foi crescente. Isso porque, após o solstício de inverno, que ocorre por volta do dia 21 de junho no hemisfério sul, a radiação solar incidente aumenta com o tempo, até atingir seu valor máximo no solstício de verão, quando volta a decrescer. As pequenas flutuações observadas devem-se às variações de temperatura e umidade relativa do ar.

#### 4.1.2. Dados de sensoriamento remoto

Os dados de sensoriamento remoto foram processados, inicialmente, para obtenção de imagens de NDVI, albedo planetário, temperatura de brilho no topo da atmosfera e temperatura da superfície de acordo com Allen et al. (2007b), sendo os três primeiros parâmetros utilizados na implementação do SAFER e o último, na implementação do SSEBop. Ressalta-se que os dados de NDVI também foram utilizados para determinação de  $T_s$  e para as estimativas diretas de  $K_c$ .

Na Figura 7, estão apresentadas as imagens de NDVI obtidas para a área de trigo, referentes ao período de 30 de junho a 16 de julho de 2017. As demais imagens obtidas não foram apresentadas, pois mostraram comportamento similar e de acordo com o esperado.

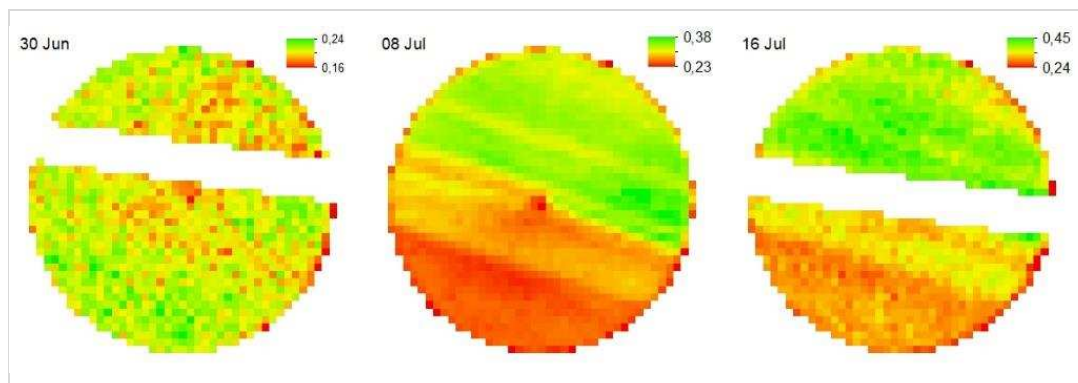


Figura 7. Imagens de NDVI para a área experimental de trigo.

No Quadro 6 estão apresentados os valores médios de NDVI obtidos para o pivô central.

Quadro 6. Valores médios de NDVI obtidos para o pivô central, cultura de trigo.

Data	NDVI	Data	NDVI
30/06	0,22	17/08	0,69
08/07	0,32	25/08	0,82
16/07	0,37	02/09	0,79
24/07	0,57	10/09	0,80
01/08	0,67	18/09	0,71
09/08	0,73	26/09	0,65

Conforme observado no Quadro 6, o NDVI variou de 0,22 a 0,82. O menor valor foi observado no dia 30/06, quando a cultura ainda se encontrava no estágio de germinação (Figura 7). Os valores de NDVI aumentaram com o desenvolvimento da cultura e o aumento da biomassa fotossinteticamente ativa, atingindo o valor máximo no dia 25/08. A partir desta data, o NDVI tendeu a decrescer, devido à presença de espigas e arestas e da maturação fisiológica das plantas.

O comportamento verificado para o NDVI foi compatível com o esperado para culturas anuais com suprimento de água adequado, este índice tende a aumentar com o desenvolvimento vegetativo das plantas, atingindo os maiores valores normalmente próximo à floração, quando a cobertura do solo e o vigor das plantas é máximo, e tende a diminuir com a maturação fisiológica, em função da perda de biomassa fotossinteticamente ativa.

Na Figura 8 estão apresentadas as imagens de albedo planetário, variável requerida pelo modelo SAFER para o cálculo do albedo de superfície, para o período de 30 de junho a 16 de julho de 2017.

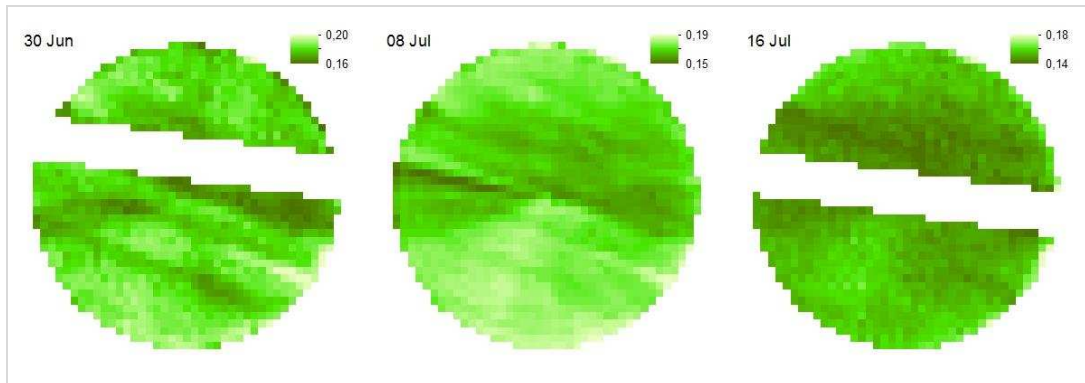


Figura 8. Imagens de albedo planetário geradas para a área experimental de trigo.

Conforme pode ser observado na Figura 8, o albedo planetário apresentou um decréscimo do dia 30 de junho para o dia 16 de julho, o que pode estar associado à presença de palhada da safra anterior na superfície do solo, que apresenta albedo superior ao da vegetação. Ademais, com o crescimento das plantas e aumento do índice de área foliar, o albedo tende a diminuir, devido à irregularidade do dossel e à presença de sombras, dependendo também da disposição angular das folhas.

Na Figura 9 estão apresentadas as imagens de temperatura de brilho no topo da atmosfera, para os dias 30 de junho a 16 de julho, requeridas para obtenção de  $T_0$  pelo modelo SAFER, enquanto na Figura 10 estão apresentadas as imagens de temperatura de superfície calculada de acordo com Allen et al. (2007b) para o mesmo período.

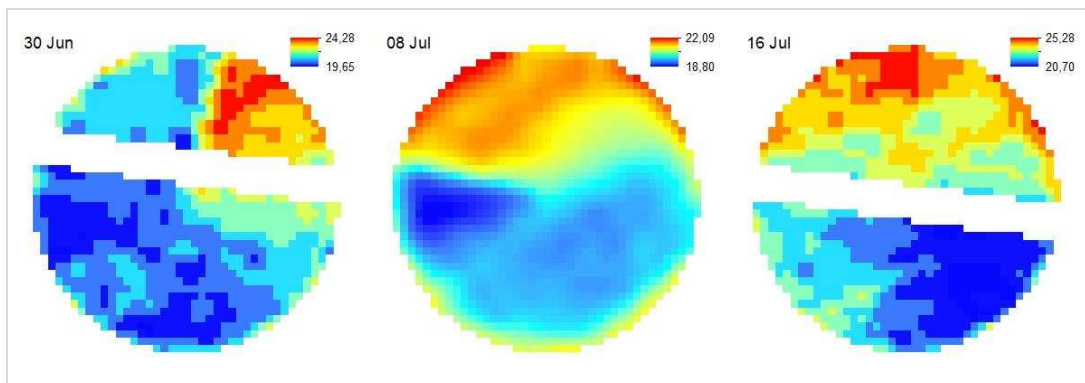


Figura 9. Imagens de temperatura de brilho no topo da atmosfera, em °C, geradas para a área experimental de trigo.

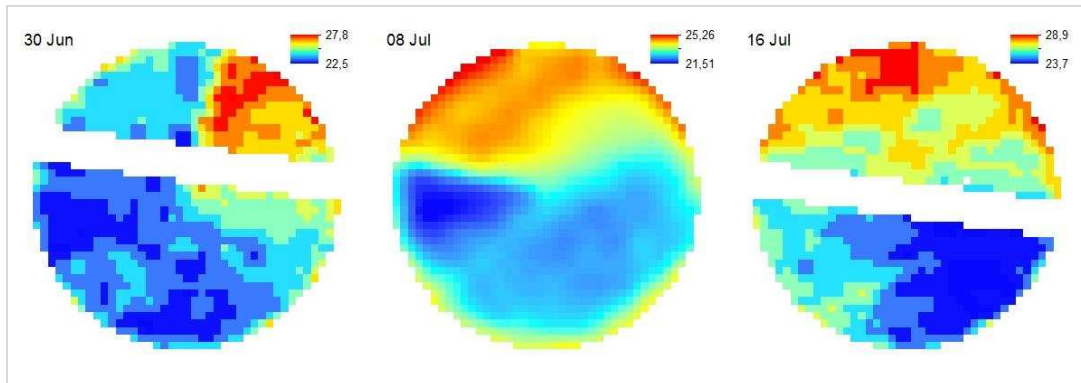


Figura 10. Imagens de temperatura de superfície calculada de acordo com Allen et al. (2007b), em °C, geradas para a área experimental de trigo.

Observa-se, nas Figuras 9 e 10, que as imagens de  $T_{sat}$  e de  $T_s$  apresentaram o mesmo padrão de variação, porém, em termos de magnitude,  $T_{sat}$  foi sempre menor que  $T_s$ , uma vez que para o cálculo da temperatura de brilho no topo da atmosfera assume-se que a superfície se comporta como um corpo negro ( $\epsilon = 1$ ) e utiliza-se a radiância espectral não corrigida. A temperatura de superfície calculada de acordo com Allen et al. (2007b), por sua vez, leva em consideração a emissividade da superfície e utiliza a radiância corrigida para a banda do infravermelho termal.

A temperatura da superfície terrestre depende, além da radiação solar incidente, do conteúdo de água no solo e do tipo de cobertura. Assim, as variações de  $T_s$  ou de  $T_{sat}$  verificadas dentro da área do pivô central devem estar associadas, principalmente, as variações de umidade do solo, provocadas pela irrigação.

Observando as imagens de  $T_s$  e de  $T_{sat}$  referentes ao dia 30/06, verifica-se que há um trecho correspondente a aproximadamente um quarto do pivô onde o solo estava mais seco e, portanto, mais quente (cor vermelha nas Figuras 9 e 10). Houve registro de um evento de irrigação iniciado no dia anterior à aquisição da imagem, indicando que, possivelmente, o pivô ainda não havia completado sua volta no momento da passagem do satélite ocasionando assim as diferenças de temperatura verificadas nas imagens.

Da mesma forma, verificou-se que houve início de evento de irrigação nos dias 08 e 15/07. Possivelmente, nos dias 08 e 16/07, a área também não estava completamente irrigada no momento de passagem do satélite, ocasionando as variações de temperaturas verificadas nas imagens.

Analisando as imagens de  $T_{sat}$  e  $T_s$  (Figuras 9 e 10) em comparação com as imagens de NDVI (Figura 7), observa-se que, nas cenas referentes aos dias 08 e 16/07, os trechos do pivô com menor temperatura (azul nas Figuras 9 e 10), ou seja, maior umidade, corresponderam aos trechos com menor NDVI (vermelho na Figura 7). Uma hipótese é que, pelo fato de nesse período a superfície ainda se encontrar parcialmente descoberta, a contribuição da reflectância do solo no NDVI tenha provocado essas diferenças, sendo o NDVI do solo seco maior que o NDVI do solo úmido.

Esse padrão, contudo, não foi verificado no dia 30/06. A imagem de NDVI referente a esta data apresentou menores variações e nenhum padrão definido, apesar de haver um trecho do pivô nitidamente mais seco, com maiores valores de  $T_s$  e  $T_{sat}$  (vermelho nas Figuras 9 e 10).

Observa-se, nas Figuras 7 a 10, que as imagens obtidas pelo sensor a bordo do satélite Landsat 7 apresentam faixas não imageadas (faixas brancas) decorrentes de um defeito no dispositivo SLC (*Scan Line Corrector*). Este dispositivo, responsável pela compensação do movimento do satélite para frente, parou de funcionar em 31 de maio de 2013 e desde então todas as cenas adquiridas pelo satélite apresentam aproximadamente 22% de falha, concentradas principalmente nas bordas das imagens. O local exato das faixas não imageadas varia de cena para cena.

Existem algoritmos que realizam o preenchimento destas falhas, como por exemplo o *Fix Landsat 7 Scanline Errors* e o *Landsat Gapfill*. Porém optou-se por não realizar o preenchimento, uma vez que o principal objetivo do trabalho foi a avaliação de desempenho dos modelos e não o mapeamento da evapotranspiração na área experimental, de forma que o preenchimento das falhas não traria benefícios.

Os sensores a bordo do satélite Landsat 8 apresentam resolução radiométrica igual a 12 bits, ou 16 bits quando processadas, o que corresponde a um total de 65.536 valores de número digital. Já os sensores a bordo do satélite Landsat 7 apresentam resolução radiométrica de 8 bits, o que corresponde a um total de 256 valores de número digital.

A maior quantidade de tons na escala de cinza, devido à maior resolução radiométrica dos sensores a bordo do satélite Landsat 8, pode ser percebida nas Figuras 7 a 10. Observa-se que as imagens geradas pelos sensores a bordo do satélite Landsat 8 apresentam variação mais sutil da coloração quando comparadas às imagens geradas pelos sensores a bordo do satélite Landsat 7. Este aumento possibilita a observação de menores variações nas magnitudes radiométricas em uma dada banda e proporciona maior sensibilidade às mudanças na relação entre as bandas (LILLESAND; KIEFER; CHIPMAN, 2008)

### **4.1.3. Dados do experimento de balanço de energia na superfície**

#### **4.1.3.1. Análise de consistência**

Na análise de consistência dos dados de temperatura e umidade relativa, avaliou-se, além da existência de falhas nos dados, a pertinência dos valores máximos e mínimos e a correlação entre os dados medidos pelas duas estações instaladas na área experimental de trigo.

Verificou-se que os períodos em que a umidade relativa se aproximou do máximo e do mínimo coincidiram com os períodos mais fresco e mais quente do dia, respectivamente. Na Figura 11 estão apresentadas as curvas de  $T$  e UR para os dados

coletados a cada 10 minutos pelo sensor 1 da estação 1, entre os dias 04 e 05 de agosto de 2017.

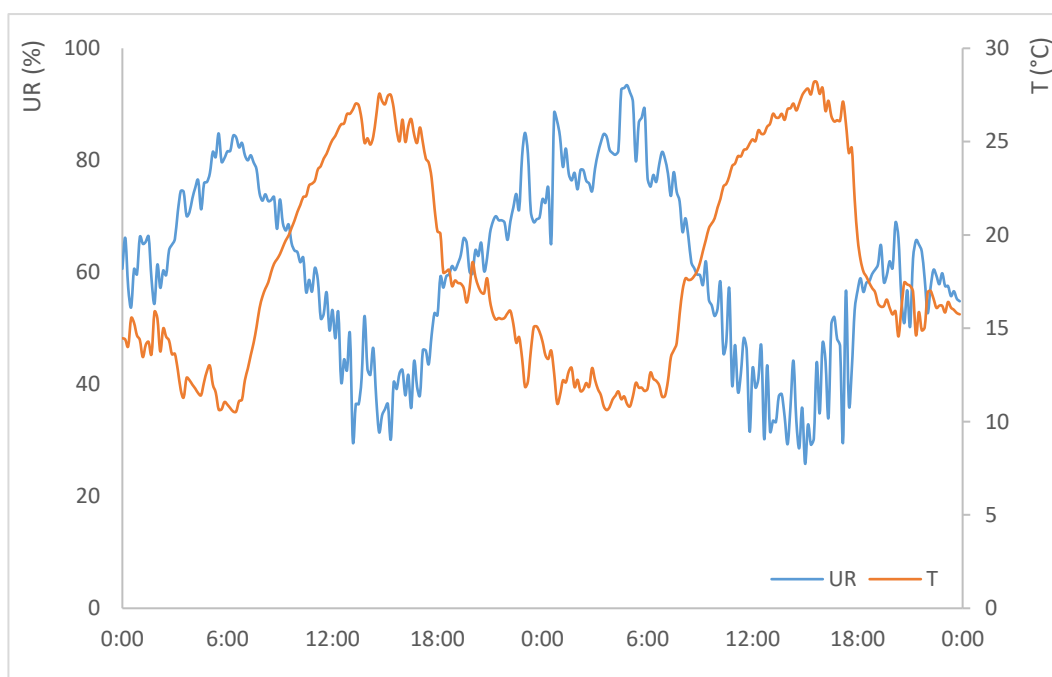


Figura 11. Curvas de umidade relativa (UR) e temperatura (T) obtidas pelo sensor 1 da estação 1 entre os dias 04 e 05/08/2017, no experimento de trigo.

Verificou-se uma boa correlação entre os dados de T e UR medidos pelas duas estações instaladas na área experimental (Quadro 7) sugerindo uma boa consistência dos dados (ALLEN, 2008).

Quadro 7. Correlação entre os dados de temperatura e umidade relativa mensurados pelas duas estações instaladas na área de trigo

	Temperatura		Umidade Relativa	
	1 m	2 m	1 m	2 m
Estação 1 x 2	$y = 0,9965x$ $R^2 = 0,998$	$y = 1,0012x$ $R^2 = 0,999$	$y = 0,996x$ $R^2 = 0,971$	$y = 1,0275x$ $R^2 = 0,976$

A avaliação dos sensores de temperatura realizada ao final do experimento de trigo indicou não haver necessidade de correção dos dados de temperatura, uma vez que, tanto na estação 1, como na estação 2, os dados medidos pelos dois sensores, quando colocados lado a lado, foram aproximadamente iguais (Figura 12). De acordo com Allen (2008), a temperatura é a variável mais simples de ser medida e, portanto, costuma apresentar maior consistência.

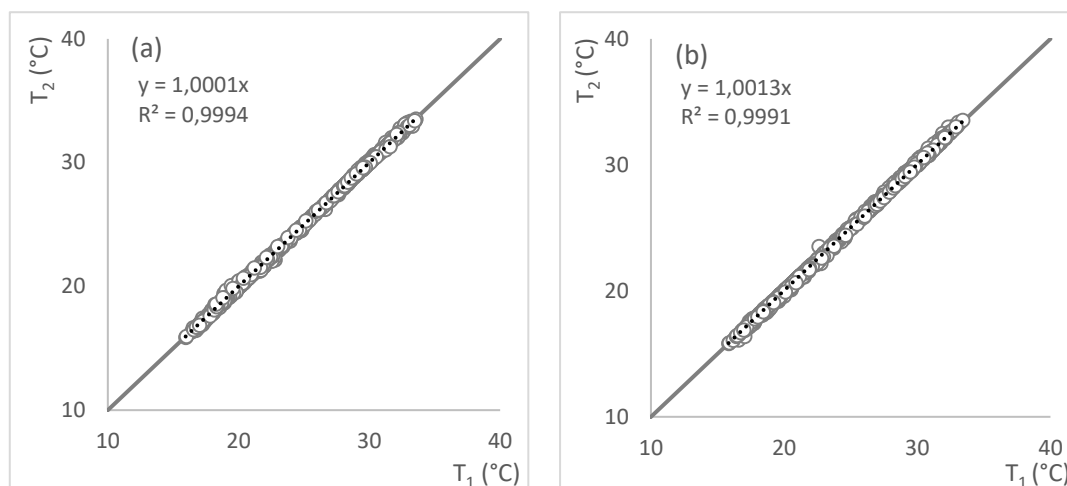


Figura 12. Valores de temperatura obtidos pelos sensores 1 ( $T_1$ ) e 2 ( $T_2$ ) das estações 1 (a) e 2 (b).

Por outro lado, a avaliação dos sensores de UR indicou a necessidade de correção destes valores, uma vez que, na estação 1, houve uma superestimativa de aproximadamente 2% do sensor 1 em relação ao sensor 2 e, na estação 2, houve uma subestimativa de aproximadamente 4% do sensor 1 em relação ao sensor 2 (Figura 13).

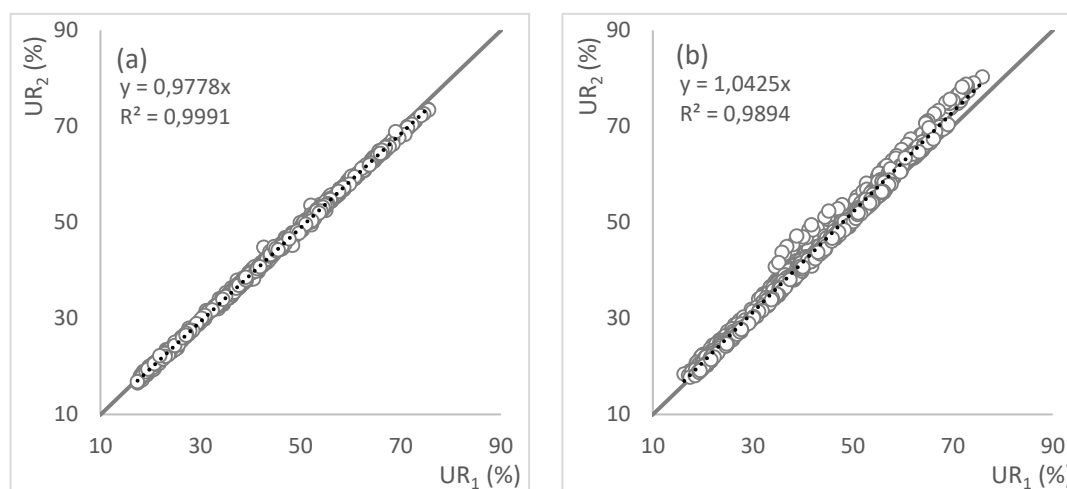


Figura 13. Valores de umidade relativa obtidos pelos sensores 1 ( $UR_1$ ) e 2 ( $UR_2$ ) das estações 1 (a) e 2 (b).

A calibração relativa poderia ser realizada em qualquer um dos sensores sem interferir no resultado. Assim, estabeleceu-se que as correções seriam realizadas nos sensores instalados no nível 2 de cada estação, utilizando, para isto, as equações obtidas no ajuste.

A Figura 14 apresenta a comparação entre os dados de umidade relativa obtidos pelos dois sensores de cada estação após a correção.

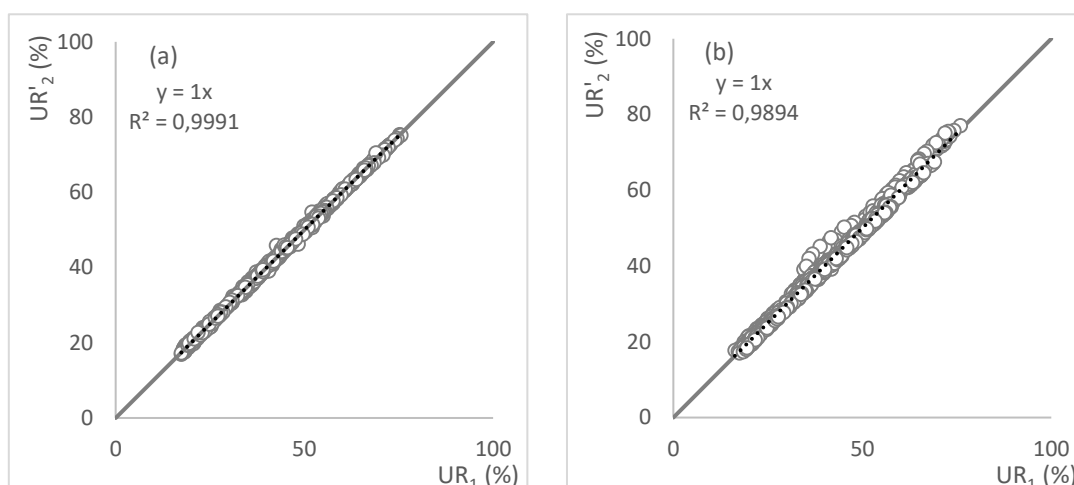


Figura 14. Valores de umidade relativa obtidos pelo sensor 1 ( $UR_1$ ) e pelo sensor 2 após a calibração relativa ( $UR'_2$ ), das estações 1 (a) e 2 (b).

Comparando-se as médias diárias de radiação solar refletida mensuradas pelas estações 1 e 2 instaladas na área de trigo, verificou-se a existência de um viés, conforme a Figura 15.

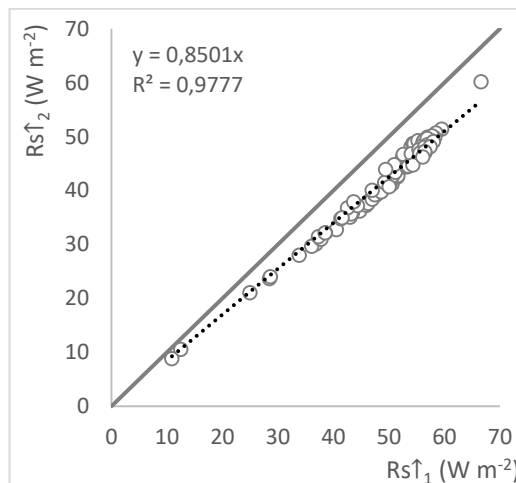


Figura 15. Média diária da radiação solar refletida mensurada pelas estações 1 ( $Rs\uparrow_1$ ) e 2 ( $Rs\uparrow_2$ ) ao longo do experimento de trigo.

Assim, a fim de confirmar que tais diferenças eram devidas a problemas na calibração interna de um dos sensores e não a diferenças na superfície, no fim do experimento, ambos os saldo-radiômetros foram virados para baixo, de forma que os sensores que antes mediam a radiação refletida passaram a medir a radiação incidente e vice e versa.

Os valores de radiação solar incidente ( $R_{s\downarrow}$ ) mensurados pelas estações puderam então ser comparados aos valores de  $R_{so}$ , permitindo a identificação do problema. Nos períodos de céu claro, os valores medidos pelo piranômetro da estação 1 foram aproximadamente iguais a  $R_{so}$ , enquanto os valores mensurados pelo piranômetro da estação 2 foram em torno de 20% inferiores.

Desta forma, identificou-se que o problema estava no piranômetro inferior do saldo radiômetro da estação 2. Assim, os valores de  $R_{s\downarrow}$  mensurados por este equipamento durante o período de teste foram comparados aos valores mensurados pela estação 1 (Figura 16) e a equação de regressão obtida, utilizada para correção dos dados de  $R_{s\uparrow}$  adquiridos pela estação 2 durante o período experimental.

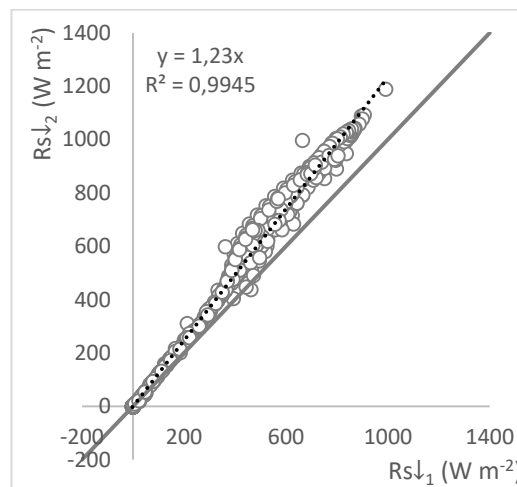


Figura 16. Radiação solar incidente mensurada pelas estações 1 ( $R_{s\downarrow 1}$ ) e 2 ( $R_{s\downarrow 2}$ ), durante o período de teste.

A Figura 17 mostra os valores de radiação solar refletida média diária corrigida ( $R_{s\uparrow}'$ ) para estação 2, em comparação com os valores médios diários de radiação solar refletida mensurados pela estação 1.

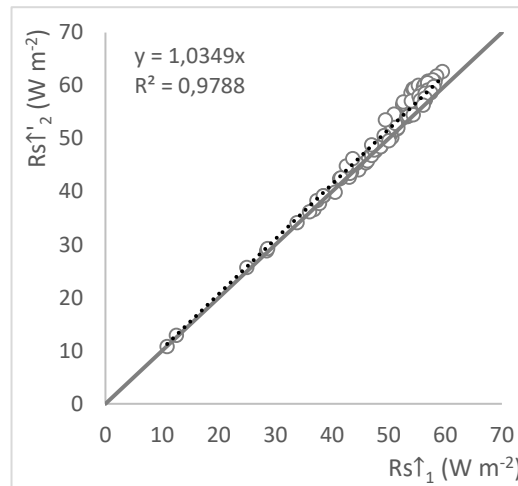


Figura 17. Radiação solar refletida média diária corrigida para a estação 2 ( $Rs\uparrow'_2$ ) e radiação solar refletida média diária mensurada pela estação 1 ( $Rs\uparrow_1$ ).

Os valores médios diários de fluxo de calor no solo, em  $W\ m^{-2}$ , devem ser aproximadamente iguais a zero. Assim, analisando-se as médias diárias de  $G$  para as estações 1 e 2, verificou-se que os erros encontrados foram aceitáveis, sobretudo considerando as dificuldades de se mensurar essa variável, bem como o fato de este fluxo representar apenas uma pequena parcela do saldo de radiação.

Os valores médios para todo o período de coleta de dados do experimento estão apresentados no Quadro 8.

Quadro 8. Fluxo de calor no solo médio ( $G$ ) para o experimento de trigo.

	$G\ (W\ m^{-2})$	
	Estação 1	Estação 2
Placa 1	1,60	-2,54
Placa 2	4,90	3,75

Os resultados obtidos para as análises de consistência dos dados de fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e  $\beta$ , conforme o Quadro 5 e a Equação [47] (PEREZ et al., 1999), estão apresentados no Quadro 9 e no Quadro 10.

Quadro 9. Inconsistências verificadas nos dados de fluxo de calor latente ( $LE$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e razão de Bowen ( $\beta$ ), segundo Perez et al. (1999).

Tipo de inconsistência	Percentual de dados descartados	
	Estação 1	Estação 2

Sinal de LE ou H	28,09%	38,26%
Faixa de rejeição de $\beta$ em torno de -1	15,34%	9,28%
Total	43,43%	47,54%

Quadro 10. Inconsistências verificadas nos dados de fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e razão de Bowen ( $\beta$ ), durante o período diurno, segundo Perez et al. (1999).

Tipo de inconsistência	Percentual de dados descartados	
	Estação 1	Estação 2
Sinal de LE ou H	1,77%	0,86%
Faixa de rejeição de $\beta$ em torno de -1	4,12%	0,67%
Total	5,89%	1,54%

O erro total verificado no experimento de trigo foi de aproximadamente 45%, considerando a média das duas estações. A maior parte dos erros foi verificada no período noturno, em função, sobretudo, da inversão térmica que acontece no final da tarde e no início da manhã e dos baixos valores de  $R_n$  que ocorrem durante a noite.

Ao considerar apenas o período diurno, somente uma pequena parcela dos dados precisou ser descartada, associada, na maior parte dos casos, às medições realizadas durante eventos de irrigação.

Perez et al. (1999) encontraram um erro de 40%, em média, associado aos fluxos estimados no período noturno e durante os eventos de irrigação ou precipitação.

Quando houve necessidade, foi realizado o preenchimento dos dados horários de evapotranspiração referentes ao período diurno, por meio da interpolação dos valores mais próximos. Caso houvesse algum dia com mais de duas horas de falha, este dia deveria ser descartado, o que não aconteceu.

#### **4.1.3.2. Estimativas da evapotranspiração real da cultura de trigo pelo método da razão de Bowen**

A variação da evapotranspiração diária da cultura de trigo calculada pelo método da razão de Bowen para cada uma das estações micrometeorológicas está apresentada na Figura 18.

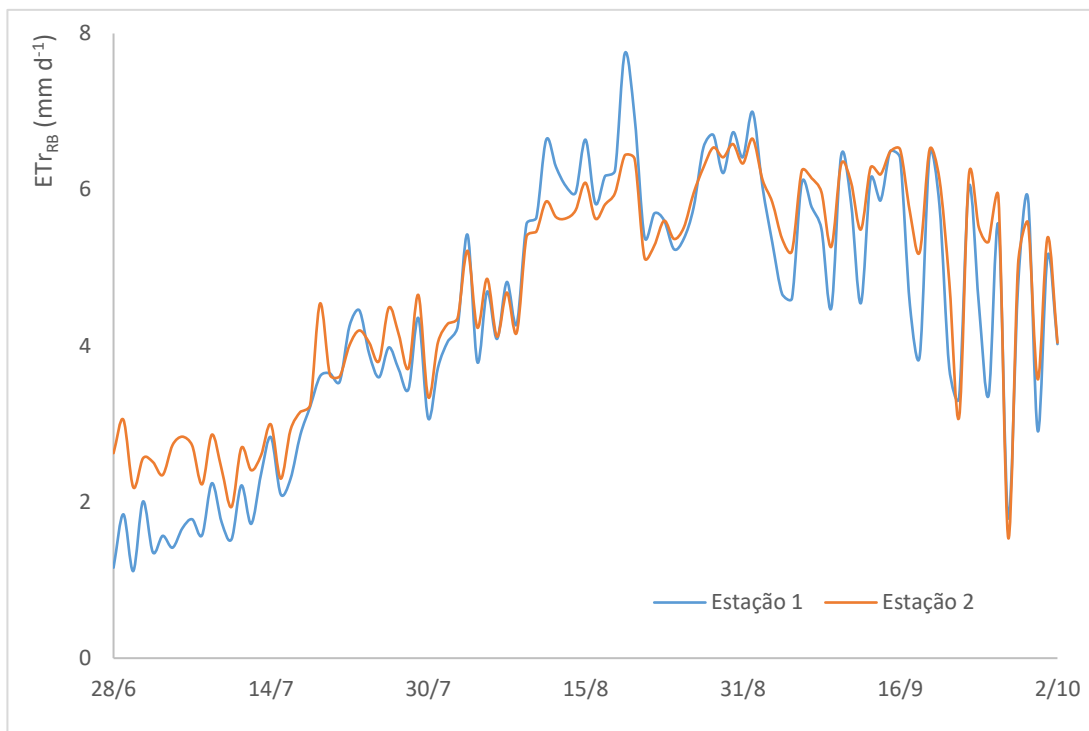


Figura 18. Evapotranspiração real da cultura de trigo estimada pelo método da razão de Bowen nas estações micrometeorológicas 1 e 2.

O comportamento da evapotranspiração obtida pelas duas estações foi semelhante. Porém, no início do ciclo, a estação 2 apresentou uma superestimativa em relação a estação 1. Ademais, de forma geral, os valores de  $ET_{RB}$  medidos pela estação 2 exibiram menores variações, o que pode ser constatado pela atenuação de alguns picos (Figura 18).

Os valores de  $ET_{RB}$  máximos obtidos foram de 7,7 e 6,6  $mm\ d^{-1}$ , enquanto os valores mínimos foram de 1,1 e 1,5  $mm\ d^{-1}$  e os valores médios foram de 4,4 e 4,7  $mm\ d^{-1}$  para as estações 1 e 2, respectivamente. Os valores totais de evapotranspiração verificados durante o período experimental, por sua vez, foram iguais a aproximadamente 430 mm, para a estação 1, e 454 mm, para a estação 2.

#### 4.2. Avaliação de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER

Inicialmente, o desempenho dos modelos SSEBop e SAFER foi avaliado para estimativa da evapotranspiração real da cultura de trigo nos dias de passagem dos satélites, em função da evapotranspiração diária calculada pelo método da razão de Bowen.

Os indicadores de desempenho dos modelos estão apresentados na Figura 19 e no Quadro 11.

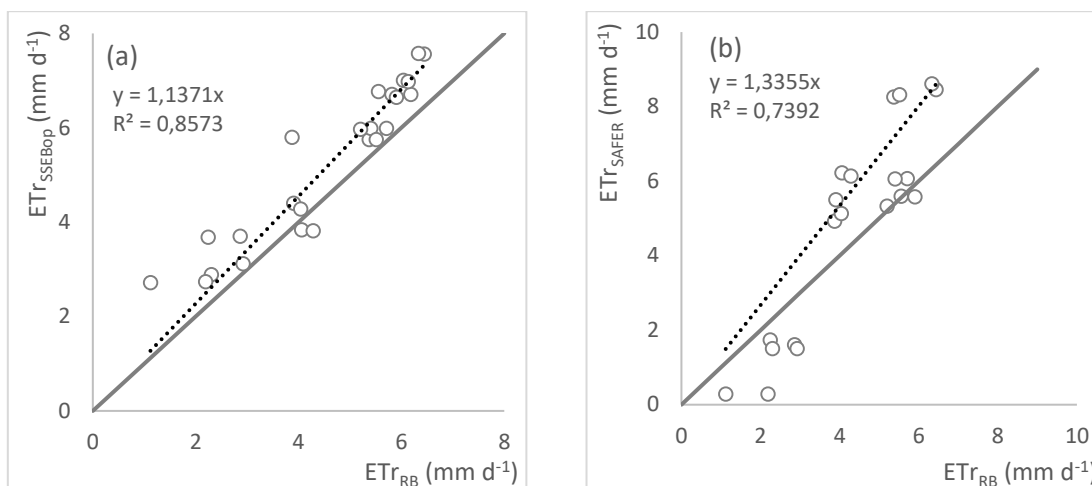


Figura 19. Evapotranspiração real calculada pelos modelos SSEBop ( $ETr_{SSEBop}$ ) (a) e SAFER ( $ETr_{SAFER}$ ) (b) em função da evapotranspiração real calculada pelo método da razão de Bowen ( $ETr_{RB}$ ) para a cultura de trigo.

Quadro 11. Indicadores de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER, referentes à cultura de trigo.

	SSEBop	SAFER
$R^2$	0,86	0,74
*NSE	0,67	-1,23
**MBE	0,71 mm d <sup>-1</sup>	1,24 mm d <sup>-1</sup>
***MPB	21,4%	15,3%

\* NSE = coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe; \*\*MBE = viés médio; e \*\*\*MPB = viés médio percentual.

Pela análise da Figura 19a, observa-se que o SSEBop apresentou um bom desempenho, com  $R^2$  e NSE considerados satisfatórios (Quadro 11). Em média, o modelo superestimou a ETr em 0,71 mm d<sup>-1</sup>, ou 21,4%.

O SAFER, por outro lado, quando testado com os coeficientes de regressão recomendados por Teixeira (2010) (Figura 19b), apresentou valor de  $R^2$  satisfatório, mas NSE negativo (Quadro 11), indicando que a média dos valores observados representa melhor os dados que o modelo. Em média, o modelo superestimou a ETr em 1,24 mm d<sup>-1</sup>, ou 15,3%.

### 4.3. Calibração do modelo SAFER

Em virtude do baixo valor de NSE obtido na avaliação do SAFER, foi realizada uma calibração do modelo para as condições locais. Os coeficientes que proporcionaram melhor ajuste foram  $a = 0,52$  e  $b = -0,0028$ .

A comparação entre a  $ET_{rSAFER}$  após a calibração e a  $ET_{rRB}$  está apresentada na Figura 20 e, no Quadro 12, estão apresentados os novos indicadores de desempenho obtidos.

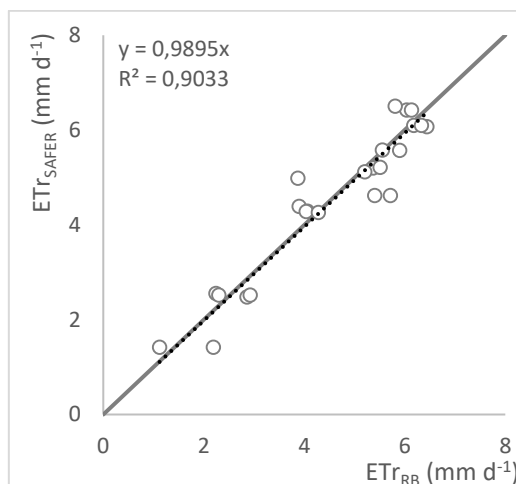


Figura 20. Evapotranspiração real calculada pelo modelo SAFER ( $ET_{rSAFER}$ ), após a calibração, em função da evapotranspiração real pelo método da razão de Bowen ( $ET_{rRB}$ ) para a cultura de trigo.

Quadro 12. Indicadores de desempenho do modelo SAFER, após a calibração.

$R^2$	NSE*	MBE**	MPB***
0,90	0,90	-0,03 mm d <sup>-1</sup>	0,16%

\* NSE = coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe; \*\*MBE = viés médio; e \*\*\*MPB = viés médio percentual.

Os novos indicadores de desempenho encontrados sugerem que o modelo foi adequadamente calibrado. Observa-se que o  $R^2$  passou de 0,74 (Quadro 11) para 0,90 (Quadro 12) e o NSE de -1,23 (Quadro 11) para 0,90 (Quadro 12), indicando um bom ajuste do modelo. O erro sistemático médio verificado foi próximo de zero, com o MBE indicando uma subestimativa média de 0,03 mm d<sup>-1</sup> e o MPB indicando uma superestimativa média de 0,16%.

Teixeira et al. (2014) calibraram o modelo SAFER para a região do noroeste paulista, encontrando melhor ajuste com o coeficiente  $a = 1$  e mantendo o coeficiente  $b = -0,008$ , conforme recomendado por Teixeira (2010). Franco et al. (2015) e Hernandez et al. (2015) também utilizaram os coeficientes  $a = 1$  e  $b = -0,008$  para estudo conduzido no noroeste paulista, enquanto Sales et al. (2016) utilizaram estes

coeficientes para estimativa da evapotranspiração da cultura de feijão na região do Cerrado.

Andrade et al. (2015), por outro lado, aplicaram os mesmos coeficientes recomendados por Teixeira (2010) para o semiárido brasileiro para estimar a evapotranspiração de pastagens no Mato Grosso do Sul.

#### 4.4. Validação dos modelos SSEBop e SAFER

Para validação dos modelos, utilizaram-se os dados referentes à cultura de feijão. O desempenho dos modelos SSEBop e SAFER, considerando a evapotranspiração diária nas datas de passagem dos satélites, foi avaliado em comparação à evapotranspiração calculada pelo método da razão de Bowen, conforme a Figura 21. Os indicadores de desempenho estão apresentados no Quadro 13.

A imagem do dia 01 de junho de 2015 foi excluída da análise de desempenho, uma vez que os dados simulados pelos modelos e obtidos pela razão de Bowen apresentaram grande divergência, sugerindo a existência de algum erro.

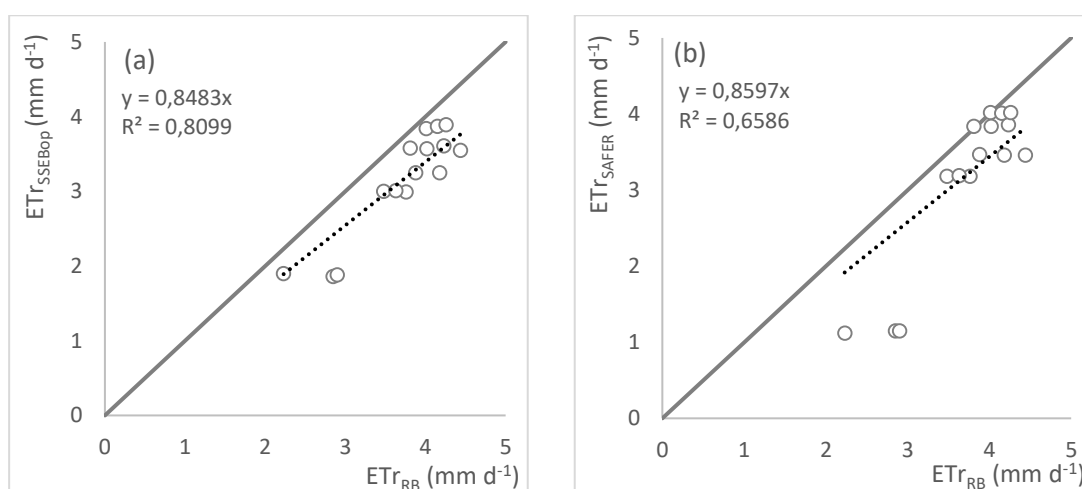


Figura 21. Evapotranspiração real calculada pelos modelos SSEBop ( $ETr_{SSEBop}$ ) (a) e SAFER ( $ETr_{SAFER}$ ) (b) em função da evapotranspiração real calculada pelo método da razão de Bowen ( $ETr_{RB}$ ) para a cultura de feijão.

Quadro 13. Indicadores de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER, referentes à cultura de feijão.

	SSEBop	SAFER
$R^2$	0,81	0,66
NSE*	-0,16	-0,80
MBE**	-0,59 mm d <sup>-1</sup>	-0,59 mm d <sup>-1</sup>
MPB***	-16,4%	-18,5%

\* NSE = coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe; \*\*MBE = viés médio; e \*\*\*MPB = viés médio percentual.

Observa-se pelo valor de  $R^2$  (Figura 21) que o modelo SSEBop simulou adequadamente a ETr para a cultura de feijão, ou seja, a variabilidade observada na evapotranspiração pôde ser explicada pelo modelo. Os indicadores MBE e MPE (Quadro 13) mostraram que o modelo subestimou a ETr em  $0,59 \text{ mm d}^{-1}$ , ou 16,4%, em média.

O valor do NSE, por sua vez, foi considerado não satisfatório. Porém, avaliando este indicador por meio de seus componentes MSE e  $\sigma^2$ , verificou-se que o baixo valor encontrado está associado à pequena variabilidade dos dados observados ( $\sigma^2 = 0,36$ ). Comparando-se com o experimento de trigo, por exemplo, que apresentou pior desempenho considerando os indicadores  $R^2$ , MBE e MPB (Quadro 11), constatou-se que o valor de MSE encontrado para o feijão foi inferior ao valor encontrado para o trigo (0,42 e 0,80, respectivamente), de forma que a obtenção de um melhor NSE naquele experimento está associada, sobretudo, à maior variabilidade dos dados observados ( $\sigma^2 = 2,39$ ).

Verificou-se ainda que, ao contrário das simulações realizadas para o trigo, o SSEBop subestimou a evapotranspiração da cultura de feijão. Estes resultados estão de acordo com os resultados obtidos em outros trabalhos. Senay et al. (2013) encontraram uma boa correlação entre dados mensais de ETr estimados pelo modelo e calculados a partir de 45 torres de fluxo espalhadas pelos EUA, porém, em termos de magnitude, foi verificado que houve tanto superestimativa, como subestimativa da ETr, variando entre as torres de fluxo e a época do ano.

Da mesma forma, em trabalho realizado na bacia do rio Colorado, Senay et al. (2016) verificaram uma superestimativa de aproximadamente 13% em uma das áreas experimentais e uma subestimativa de aproximadamente 22% em outra. Os valores de  $R^2$  encontrados foram iguais a 0,91 e 0,82 e os valores de NSE, iguais a 0,80 e 0,75, respectivamente.

Singh e Senay (2015) avaliaram a performance de quatro modelos baseados no balanço de energia na superfície em comparação com dados obtidos por três torres de fluxos instaladas em diferentes áreas experimentais. Os resultados encontrados foram bastante satisfatórios, com  $R^2$  variando de 0,90 a 0,94; NSE de 0,89 a 0,90 e MBE de  $-0,22$  a  $-0,50 \text{ mm d}^{-1}$ . O modelo SSEBop subestimou a evapotranspiração em 12,63%, 6,18% e 8,15%.

Os resultados obtidos neste trabalho indicaram que o modelo apresenta uma capacidade satisfatória e a vantagem de fornecer boas estimativas independente da cultura. Porém, por ser um modelo relativamente novo, é recomendável que o SSEBop seja melhor avaliado, com diferentes culturas e em diferentes regiões.

Com relação ao SAFER, o valor de  $R^2$  obtido foi considerado baixo, explicando 66% da variabilidade observada na ETr (Figura 21b), enquanto o MBE e o MPB indicaram uma subestimativa média de  $0,59 \text{ mm d}^{-1}$  e 18,5% (Quadro 13),

respectivamente. O baixo valor obtido para o indicador NSE, da mesma forma, pode ser justificado, em parte, pela pequena variabilidade dos dados observados.

O pior desempenho do modelo ocorreu na fase inicial da cultura, quando foram observados os menores valores de ETr e de NDVI. Esta observação sugere que o modelo pode apresentar melhor desempenho com uma parametrização em dois estágios. Isto é, uma parametrização para baixos valores de NDVI e outra para valores altos.

O  $R^2$  obtido foi inferior a valores encontrados em outros trabalhos. Miranda et al. (2017) aplicaram o modelo para estimativa da evapotranspiração em uma área preservada de Caatinga, utilizando imagens MODIS. Comparando os resultados com dados obtidos pelo método da correlação de vórtices, os autores encontraram  $R^2$  igual a 0,92.

Sales et al. (2016) utilizaram o modelo SAFER para estimativa da evapotranspiração da cultura de feijão na região do Cerrado, a partir de imagens obtidas pelos sensores OLI-TIRS/Landsat 8 e encontraram  $R^2$  igual a 0,98 e uma subestimativa de apenas 4,19%.

Teixeira (2010) encontrou  $R^2$  igual a 0,89 no desenvolvimento do modelo SAFER para estimativa da evapotranspiração de culturas frutíferas e vegetação nativa na região do semiárido brasileiro utilizando imagens Landsat.

O SAFER é um modelo empírico, assim, é recomendável que ele seja calibrado antes de ser utilizado. Por ser relativamente novo e ainda pouco testado existem dúvidas quanto ao espectro de validade da calibração. Os resultados obtidos neste trabalho indicam que, possivelmente, a calibração deva ser específica para cada cultura e/ou região.

É preciso considerar ainda que alguns erros verificados nas simulações com ambos os modelos podem estar associados a erros nas medições dos parâmetros meteorológicos utilizados para o cálculo da evapotranspiração de referência, ou à acurácia das estimativas pelo método da razão de Bowen. De acordo com Sinclair et al. (1975), o erro nas estimativas realizadas pelo método da razão de Bowen, em sistemas bem instalados e bem operados, é de aproximadamente 10%.

#### **4.5. Temperatura de superfície, temperatura de pixel frio e temperatura de pixel quente determinadas pelo modelo SSEBop**

Os valores médios de  $T_s$ ,  $T_c$  e  $T_h$  estimados pelo modelo SSEBop para o pivô central estão apresentados na Figura 22.

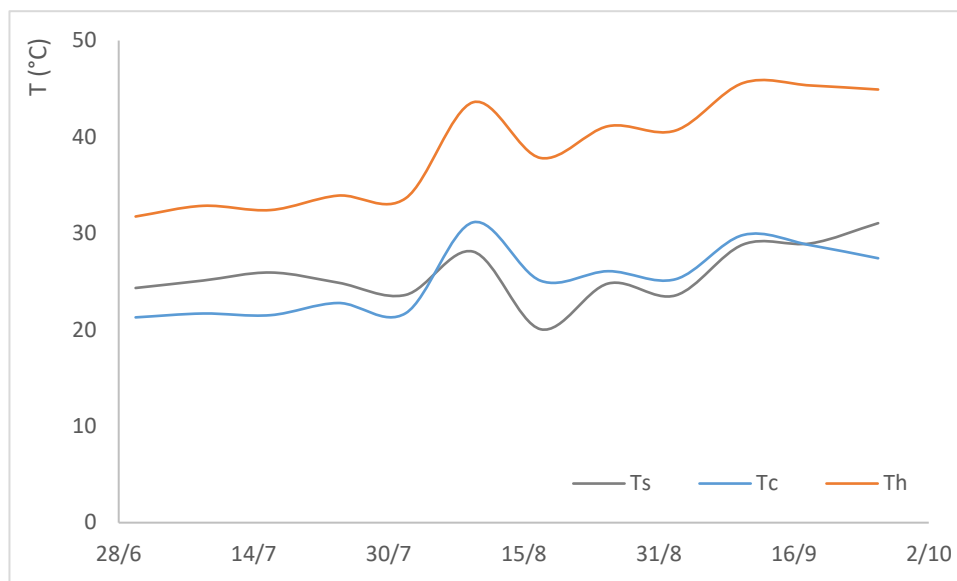


Figura 22. Valores médios de temperatura de superfície (Ts), temperatura de pixel frio (Tc) e temperatura de pixel quente (Th) para o pivô central.

De acordo com a abordagem do SSEBop, pixels quentes devem apresentar evapotranspiração aproximadamente igual a zero, enquanto pixels frios apresentam evapotranspiração máxima. Assim, a evapotranspiração de um dado pixel pode ser calculada proporcionalmente à sua temperatura de superfície, sendo essa proporção expressa por meio da fração evapotranspirativa.

Observa-se, na Figura 22, que a temperatura média de superfície do pivô central esteve mais próxima de Tc do que de Th durante todo o ciclo, indicando uma fração evapotranspirativa sempre maior que 0,5. Entre os dias 09/08 e 10/09, Ts foi menor que Tc, indicando uma fração evapotranspirativa maior que 1, ou seja, ETr foi maior que a evapotranspiração máxima esperada para um pixel frio. No final do ciclo, com o início da senescência foliar, Ts voltou a ser maior que Tc. O comportamento de Ts foi compatível com o esperado para uma cultura anual adequadamente irrigada.

dT é representada pela diferença entre as curvas Tc e Th. Observa-se que essa diferença aumenta com o tempo, em concordância com o comportamento de dT apresentado na Figura 6. De acordo com Senay et al. (2013), para um mesmo valor de Ts e de Tc, ETr aumenta com o aumento de dT.

#### 4.6. Evapotranspiração real da cultura de trigo para as datas de passagem dos satélites

Após a calibração do SAFER e a validação de ambos os modelos, calculou-se a  $ETr_{SSEBop}$  (Figura 23) e a  $ETr_{SAFER}$  (Figura 24) para a cultura de trigo para os dias de passagem dos satélites.

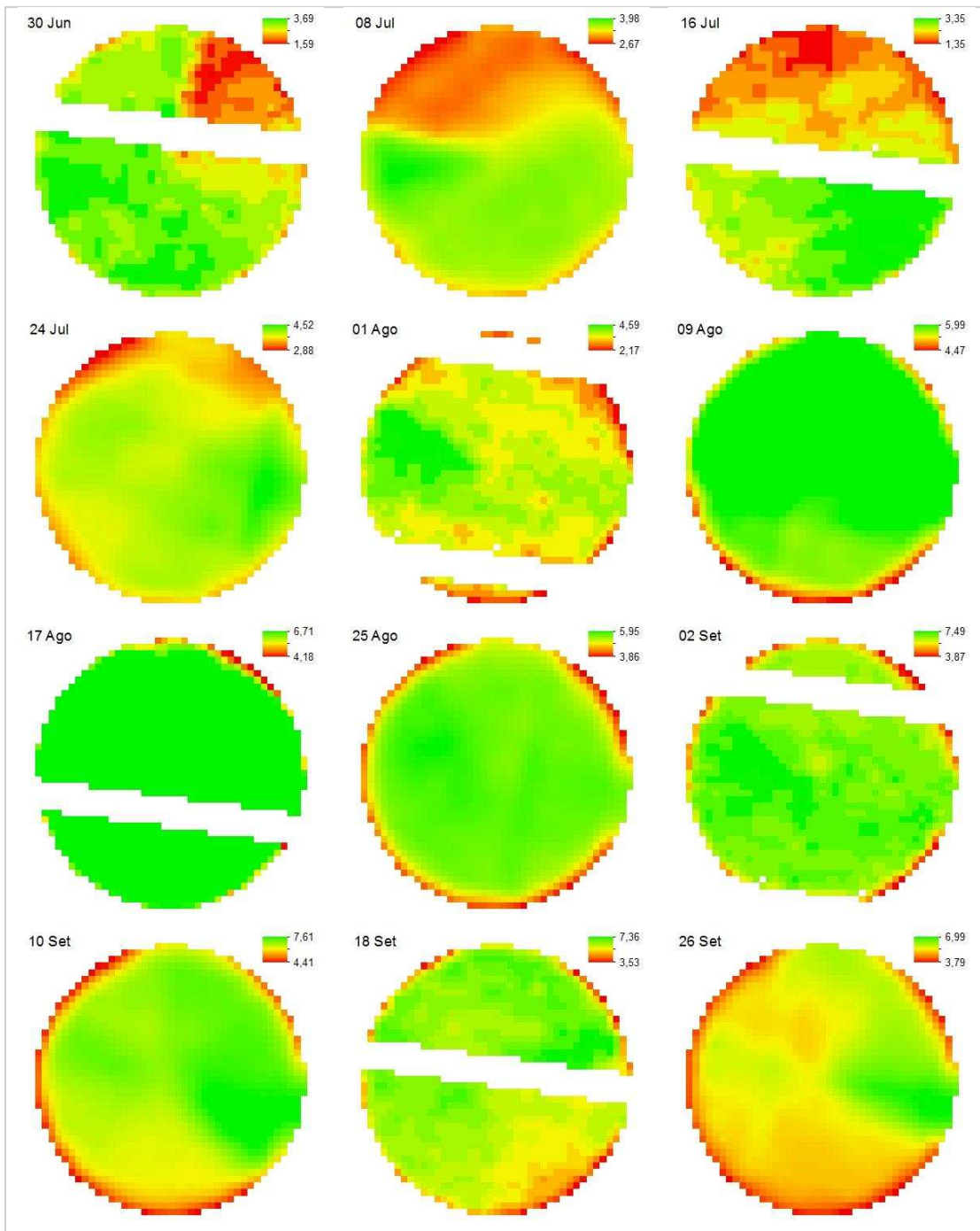


Figura 23. Imagens de evapotranspiração real da cultura de trigo obtidas pelo SSEBop para os dias de passagem dos satélites.

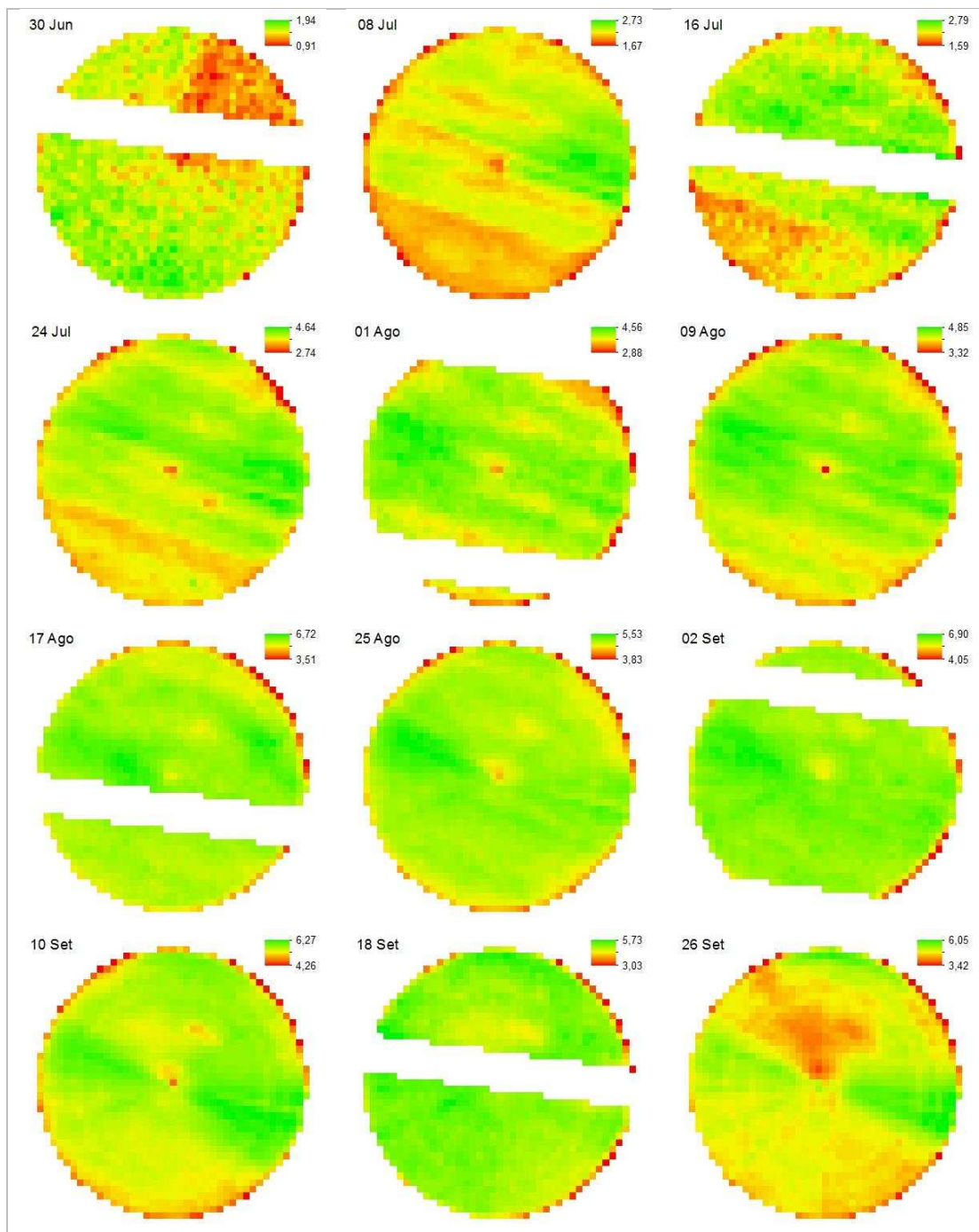


Figura 24. Imagens de evapotranspiração real da cultura de trigo obtidas pelo SAFER para os dias de passagem dos satélites.

Os valores médios, máximos, mínimos e de desvio padrão ( $\sigma$ ) da evapotranspiração real da cultura de trigo estimada pelo SSEBop e pelo SAFER para o pivô central, referentes aos dias de passagem dos satélites, estão apresentados no Quadro A1 do apêndice.

A variabilidade espacial da evapotranspiração real do trigo simulada pelo SSEBop e pelo SAFER pode ser visualizada nas Figuras 23 e 24. O comportamento

da ETr ao longo do ciclo pode ser associado às fases de desenvolvimento fenológico da cultura.

De acordo com Slafer e Rawson (1994), o ciclo de desenvolvimento do trigo pode ser dividido em três fases: vegetativa, que vai da germinação até a formação do primeiro duplo anel (primórdio floral); reprodutiva, que se estende até a antese (floração propriamente dita); e de enchimento de grãos, que, por sua vez, se estende até a maturação fisiológica.

No dia 30/06 o trigo encontrava-se na fase vegetativa, ainda no processo de germinação e o solo apresentava-se quase completamente descoberto (NDVI = 0,22). A evapotranspiração verificada devia-se principalmente à evaporação da água no solo. Nos dias 08 e 16/07, o trigo encontrava-se no estágio de plântula, quando ocorre o aparecimento das três primeiras folhas verdadeiras, no fim de sua fase vegetativa e/ou início da fase reprodutiva. A cobertura do solo ainda era pequena (NDVI = 0,32 e 0,37, respectivamente) e parte considerável da evapotranspiração, devida à evaporação da água no solo. Os menores valores de ETr foram verificados durante esses períodos (Figuras 23 e 24).

Nos dias 24/07, 01/08 e 09/08, já na fase reprodutiva, observou-se um aumento da cobertura do solo, devido ao perfilhamento e ao aumento do número de folhas por planta, percebido pelo aumento do NDVI (NDVI = 0,57, 0,67 e 0,73, respectivamente). Conseqüentemente, observou-se também um aumento da evapotranspiração (Figuras 23 e 24).

Nos dias 17/08, 25/08 e 02/09, período de alongamento do colmo, emborrachamento e espigamento, ainda na fase reprodutiva, foram verificados valores de ETr elevados (Figuras 23 e 24). Nos dias 10, 18 e 26/09, já na fase de enchimento de grãos, iniciou-se o decréscimo da fração evapotranspirativa, conforme o esperado. Porém, devido aos altos valores de ETo (Figura 5), os valores de ETr verificados ainda foram bastante elevados (Figuras 23 e 24).

O SSEBop relaciona a evapotranspiração de forma linear à temperatura de superfície de cada pixel, que depende principalmente, além da radiação solar incidente, da umidade do solo e da cobertura da superfície. Nas imagens dos dias 30/06, 08 e 16/07 (Figura 23), é possível observar claramente a resposta desse modelo às variações de umidade do solo, uma vez que os trechos do pivô onde foram verificados os menores valores de ETr (cor vermelha na Figura 23) corresponderam aos trechos mais secos, onde foram verificados os maiores valores de Ts (cor vermelha na Figura 10).

O SAFER, por sua vez, relaciona a evapotranspiração não somente à temperatura de superfície, como também ao NDVI e ao albedo, sendo os dois últimos influenciados principalmente pela cobertura do solo.

A resposta desse modelo às variações de NDVI fica clara nas imagens dos dias 08 e 16/07. Os trechos que apresentaram maior NDVI (cor verde na Figura 7) apresentaram também maior ETr (cor verde na Figura 24), mesmo tendo apresentado maiores valores de temperatura de brilho (cor vermelha na Figura 9).

Por outro lado, na imagem do dia 30/06, que apresentou menores valores de NDVI e menores variações de NDVI dentro do pivô (Figura 7), a evapotranspiração simulada pelo modelo refletiu melhor as variações de temperatura de brilho (Figura 9). O trecho que apresentou maiores valores  $T_{sat}$  (cor vermelha na Figura 9) correspondeu ao trecho com menores valores de ETr (cor vermelha na Figura 24).

A variabilidade espacial da evapotranspiração simulada pelos modelos pode ser melhor avaliada por meio da análise da distribuição de frequência dos valores de ETr, para cada cena.

Na Figura 25 estão apresentados três histogramas para  $ET_{rSSEBop}$  referentes a uma cena no início, uma no meio e uma no final do ciclo do trigo (30 de junho, 09 de agosto e 26 de setembro, respectivamente).

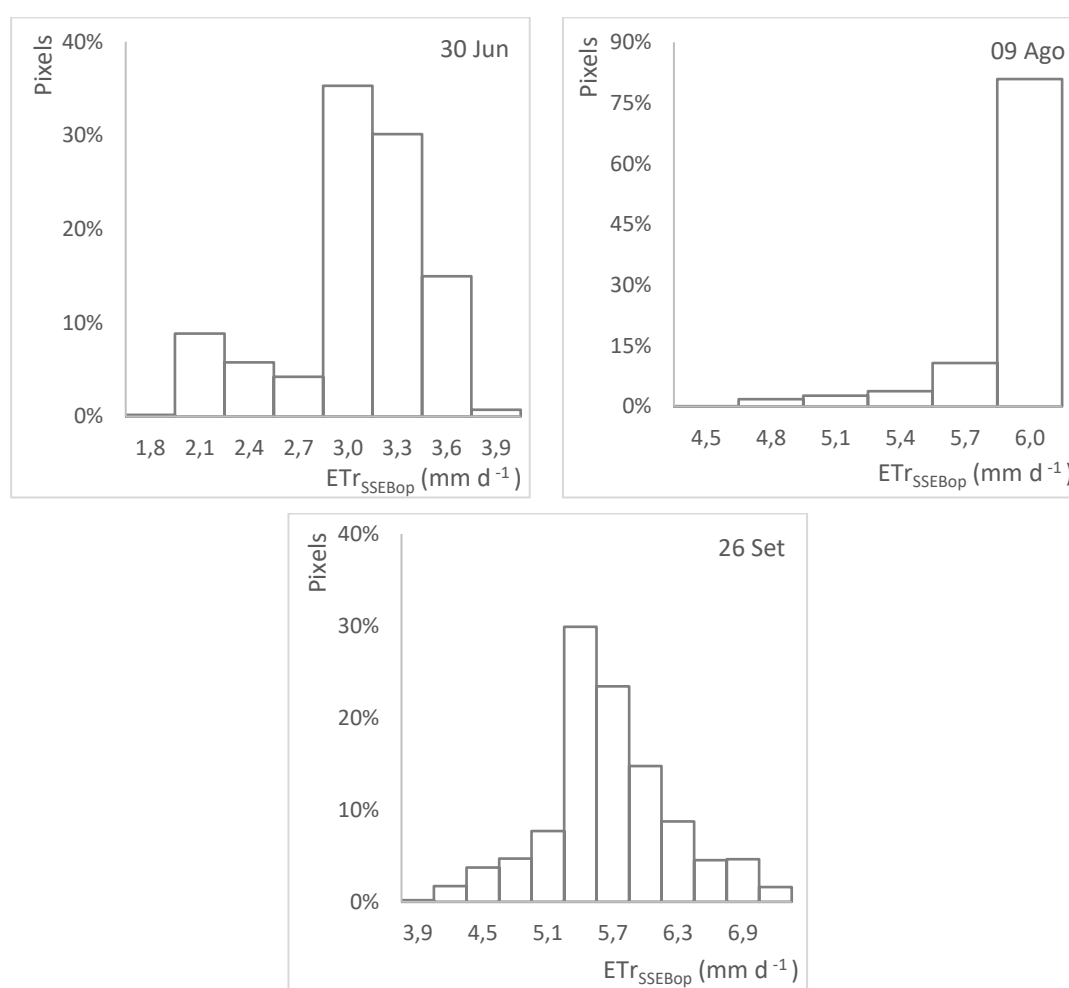


Figura 25. Distribuição de frequência dos valores de  $ET_{rSSEBop}$  dentro do pivô central para uma cena no início (30/06), uma no meio (09/08) e uma no final (26/09) do ciclo do trigo.

Avaliando os histogramas gerados para o modelo SSEBop (Figura 25), observa-se que houve maior variabilidade espacial dos dados de evapotranspiração nas

imagens referentes ao início (30/06) e ao final (26/09) do ciclo, em função, respectivamente, da variação da umidade do solo, refletida na variação de  $T_s$  (Figura 10), e do processo de maturação fisiológica e senescência foliar que ocorre de forma irregular.

No dia 09/08, por outro lado, percebe-se maior uniformidade da evapotranspiração. Aproximadamente 80% dos pixels apresentaram evapotranspiração entre 5,7 e 6,0  $\text{mm d}^{-1}$  (Figura 25), de forma que o valor médio e o valor máximo foram próximos (5,8 e 6,0  $\text{mm d}^{-1}$ , respectivamente). Uma pequena porcentagem dos pixels apresentou evapotranspiração inferior, entre 4,2 e 5,7  $\text{mm d}^{-1}$  (Figura 25), correspondendo aos pixels localizados na borda do pivô (Figura 23).

Na Figura 26 estão apresentados os histogramas para  $\text{ET}_{\text{SAFER}}$ , referentes às mesmas datas.

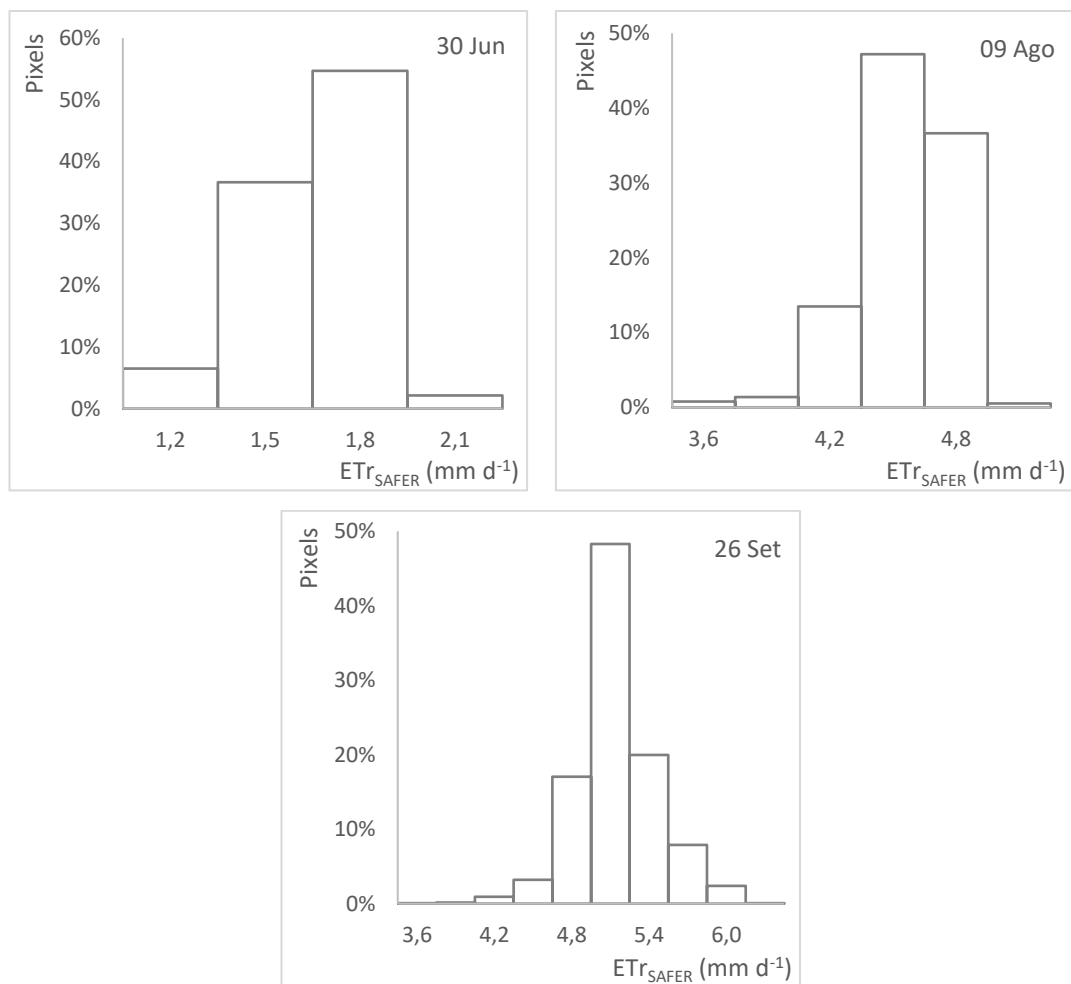


Figura 26. Distribuição de frequência dos valores de  $\text{ET}_{\text{SAFER}}$  dentro do pivô central para uma cena no início (30/06), uma no meio (09/08) e uma no final (26/09) do ciclo do trigo.

Observa-se nos histogramas referentes aos dias 30/06, 09/08 e 26/09 (Figura 26) que os valores médios de evapotranspiração (1,5, 4,4 e 5,0 mm d<sup>-1</sup>, respectivamente) estavam dentro dos intervalos correspondentes à moda (1,5 a 1,8, 4,2 a 4,5 e 4,8 a 5,1 mm d<sup>-1</sup>, respectivamente) e foram próximos das medianas (1,5, 4,2 e 4,8 mm d<sup>-1</sup>, respectivamente). Este padrão de variação provavelmente deve-se a influência do NDVI nos resultados obtidos pelo SAFER.

#### 4.7. Evapotranspiração real da cultura de trigo para o período total do experimento

A evapotranspiração real da cultura de trigo foi estimada também para os dias entre as passagens dos satélites, possibilitando a obtenção da evapotranspiração real diária ao longo de todo o período experimental. Para tal, estimou-se a ETr com base nos dados diários de ETo e nas frações evapotranspirativas calculadas pelos modelos para os dias de passagem dos satélites (SENAY et al., 2016) e os valores médios obtidos para o pivô central foram comparados aos resultados encontrados pelo método da razão de Bowen, conforme a Figura 27 e o Quadro 14.

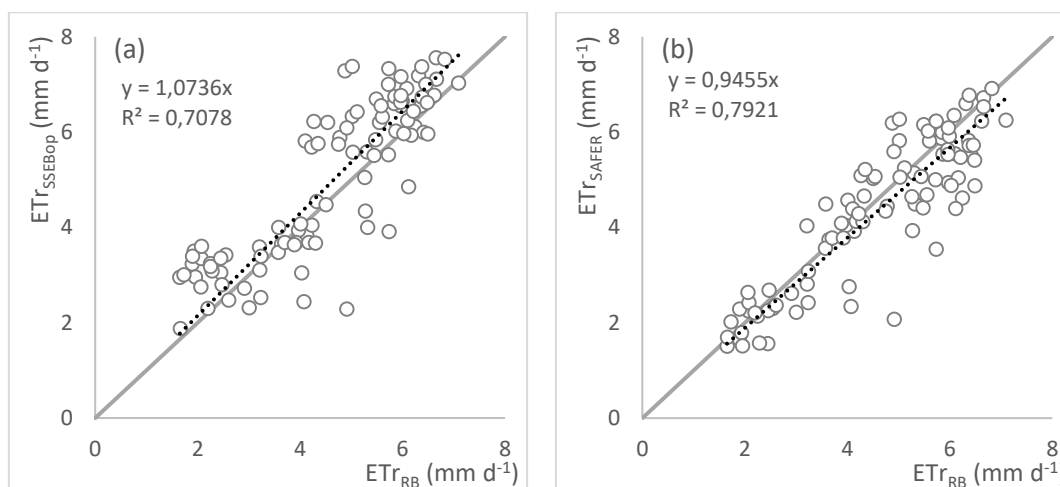


Figura 27. Evapotranspiração real calculada pelos modelos SSEBop ( $ET_{r_{SSEBop}}$ ) (a) e SAFER ( $ET_{r_{SAFER}}$ ) (b) em função da evapotranspiração real calculada pelo método da razão de Bowen ( $ET_{r_{RB}}$ ) para o período total do experimento de trigo, incluindo os dias entre a passagem dos satélites.

Quadro 14. Indicadores de desempenho dos modelos SSEBop e SAFER, considerando o período total do experimento de trigo, incluindo os dias entre a passagem dos satélites.

	SSEBop	SAFER
R <sup>2</sup>	0,71	0,79
NSE*	0,86	0,92
MBE**	0,42 mm d <sup>-1</sup>	-0,22 mm d <sup>-1</sup>

MPB***	13,0%	-4,1%
--------	-------	-------

\* NSE = coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe; \*\*MBE = viés médio; e \*\*\*MPB = viés médio percentual.

Aproximadamente 71% e 79% da variabilidade observada na ETr pôde ser explicada pelos modelos SSEBop e SAFER, respectivamente (Figura 27). Os valores de NSE obtidos para ambos os modelos foram considerados bons (Quadro 14). O MBE indicou uma superestimativa de, em média, 0,42 mm d<sup>-1</sup> para o SSEBop e uma subestimativa de, em média, 0,22 mm d<sup>-1</sup> para o SAFER, enquanto o MPB indicou uma superestimativa de, em média 13,0% e uma subestimativa de, em média, 4,1% para o SSEBop e o SAFER, respectivamente (Quadro 14).

Analisando dados mensais de ETr estimados pelo SSEBop em comparação com dados obtidos por sistemas de correlação de vórtices, Senay et al. (2013) encontraram R<sup>2</sup> variando entre 0,70 e 0,97 em comparação com dados de torres de fluxo individuais em diferentes áreas. Considerando o total de 45 torres de fluxo localizadas em diferentes ecossistemas ao longo dos EUA, o R<sup>2</sup> encontrado foi de 0,64 e, considerando apenas as estações localizadas em áreas agrícolas, o R<sup>2</sup> foi de 0,71.

Senay et al. (2016) também avaliaram a performance do modelo para estimativa da evapotranspiração mensal. O modelo apresentou um bom desempenho em uma das áreas experimentais, com R<sup>2</sup> = 0,91 e NSE = 0,91, superestimando a evapotranspiração em apenas 2%. Na outra área, contudo, a evapotranspiração foi subestimada em 35% e o NSE obtido foi de 0,67. O elevado viés foi atribuído pelos autores à perda de imagens, em duas datas, em função da contaminação com nuvens.

De acordo com Senay et al. (2016), o método adotado possibilita capturar a tendência da evapotranspiração em função das variáveis meteorológicas, por meio da ETo, enquanto a incorporação da fração evapotranspirativa estimada pelos modelos acrescenta informação sobre as condições reais do cultivo referentes aos dias de passagem dos satélites.

A variação da evapotranspiração diária estimada para o período pelos modelos e pelo método da razão de Bowen está apresentada na Figura 28, sendo a área cinza correspondente à diferença entre os valores máximos e mínimos obtidos considerando os três métodos.

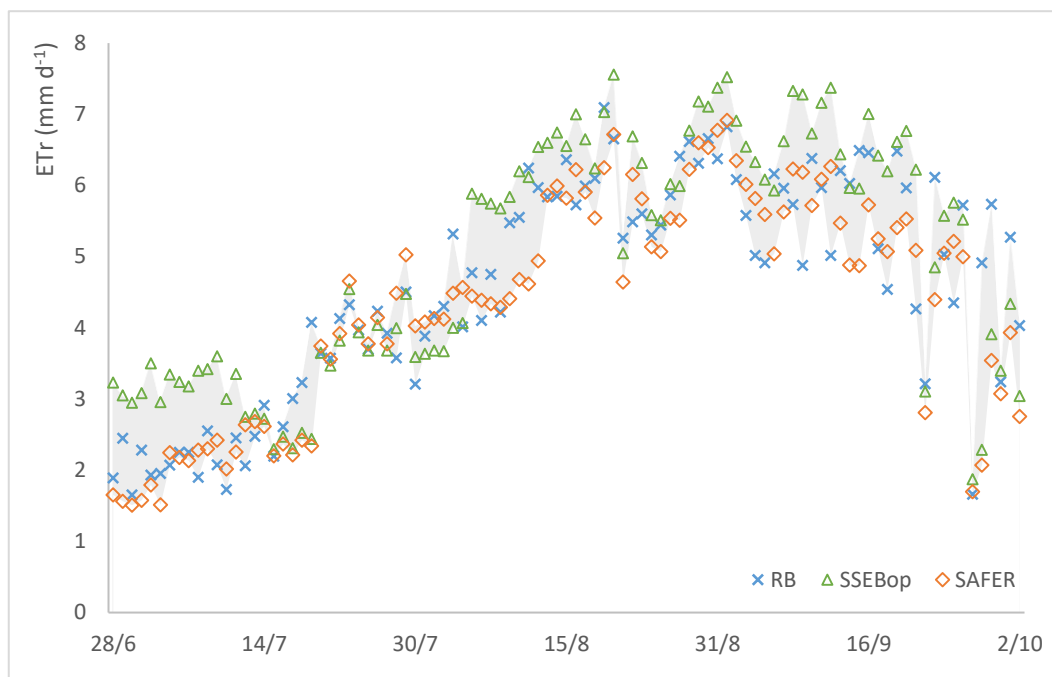


Figura 28. Evapotranspiração real (ETr) obtida pelos modelos SSEBop e SAFER e pelo método da razão de Bowen (RB), sendo a área cinza equivalente a diferença entre os valores máximos e mínimos obtidos pelos três métodos.

Conforme observado na Figura 28, a ETr estimada pelos três métodos apresentou comportamento semelhante, sendo as maiores diferenças verificadas na fase inicial do ciclo do trigo. De forma geral, quando comparados ao método da razão de Bowen, o SSEBop tendeu a superestimar a evapotranspiração, enquanto o SAFER tendeu a subestimá-la.

Observa-se que a superestimativa da evapotranspiração pelo SSEBop é mais evidente no início do ciclo da cultura, quando o solo apresentava menor cobertura vegetal. De acordo com Senay et al. (2011), o fato de se assumir que as diferenças em  $T_s$  estão relacionadas principalmente às diferenças na cobertura vegetal e no conteúdo de água no solo pode provocar uma superestimativa da evapotranspiração em superfícies com intenso fluxo de calor no solo, como é o caso da maioria dos solos descobertos.

Os valores máximos, mínimos e médios de ETr encontrados por cada um dos modelos e pelo método da razão de Bowen estão apresentados no Quadro 15.

Quadro 15. Evapotranspiração real diária máxima, mínima e média obtida pelos modelos SSEBop e SAFER e pelo método da razão de Bowen (RB) para a cultura do trigo.

	ETr (mm d <sup>-1</sup> )		
	Máx	Mín	Méd
SSEBop	7,6	1,9	5,0

SAFER	6,9	1,5	4,3
RB	7,1	1,6	4,6

Guerra et al. (2003) avaliaram a necessidade hídrica do trigo de inverno cultivado na região do Cerrado por meio de lisímetros de pesagem. A evapotranspiração máxima encontrada pelos autores foi de 6,2 mm d<sup>-1</sup>. Os valores máximos encontrados pelos modelos, bem como pelo método da razão de Bowen, foram superiores (Quadro 15).

A evapotranspiração real total estimada pelos modelos SSEBop e SAFER e pelo método da razão de Bowen, ao longo do ciclo da cultura foi de, respectivamente, 482, 421 e 430 mm. Enquanto a evapotranspiração de referência calculada para o período foi de 505 mm.

Boschini et al. (2011) encontrou uma produtividade máxima para o trigo de inverno cultivado na região do Distrito Federal aplicando uma lâmina de irrigação de 392 mm, quando a precipitação pluviométrica total verificada no período foi igual a 36 mm, indicando assim uma necessidade hídrica de 428 mm ao longo de todo o ciclo da cultura, valor próximo ao obtido pelo método da razão de Bowen e pelo modelo SAFER.

Kang et al. (2003) encontraram uma evapotranspiração total igual a 443,6 mm para o trigo de inverno cultivado em uma região semiárida do noroeste chinês, onde a evapotranspiração de referência verificada foi de 483,9 mm.

De forma geral, os resultados obtidos para as estimativas da evapotranspiração real da cultura do trigo utilizando dados de sensoriamento remoto foram satisfatórios, tanto ao considerar apenas os dias de passagem dos satélites, como ao considerar a agregação dos valores estimados dia a dia ao longo do ciclo da cultura.

De acordo com Anderson et al. (2012), estimativas da evapotranspiração realizadas com imagens Landsat têm sido utilizadas operacionalmente para diversas finalidades, entre elas: monitoramento do direito de uso de recursos hídricos; alocação negociada entre estados; estimativas da necessidade hídrica de espécies invasoras; alocação de água entre os múltiplos usos; monitoramento de secas e insegurança alimentar; avaliação, em larga escala, de mudanças na superfície; e aplicação em modelos hidrológicos.

## 4.8. Coeficientes de cultura para o trigo

### 4.8.1. Equação para estimativa do K<sub>c</sub> com base no NDVI

O comportamento do K<sub>CRB</sub> obtido para a cultura de trigo para as datas de passagem dos satélites, conforme a equação [49], em comparação ao NDVI médio obtido para o pivô central a partir das imagens Landsat (Quadro 6), pode ser observado na Figura 29.

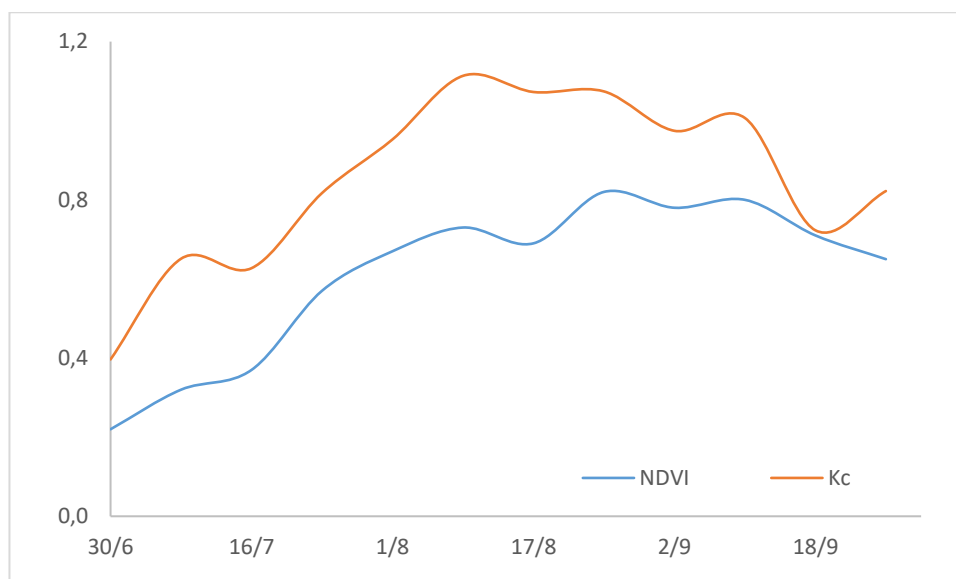


Figura 29. Curvas de Kc obtido pelo método da razão de Bowen e de NDVI médio para a área experimental de trigo.

Verifica-se, na Figura 29, a similaridade entre as curvas de Kc e de NDVI obtidas para o trigo. O comportamento das variáveis foi semelhante ao longo de todo o ciclo da cultura, com exceção do dia 18/09, quando foi verificada uma redução do Kc não acompanhada pelo NDVI, que pode ter sido provocada por uma redução da umidade do solo.

De acordo com Kamble et al. (2013), tal similaridade indica a possibilidade de se estimar o Kc a partir de uma relação direta com o NDVI, o qual se trata de um indicador da densidade da cobertura vegetal e do vigor das plantas. Sendo assim, espera-se que tal índice capture a maioria da variação verificada no Kc em condições onde não há estresse hídrico.

A Figura 30 apresenta a correlação entre os dados  $K_{CRB}$  médio e os dados de NDVI médio obtidos para a área experimental.

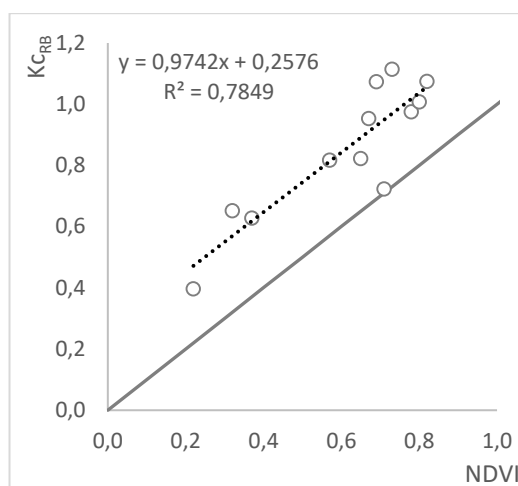


Figura 30.  $K_{CRB}$  médio e NDVI médio para a área experimental de trigo.

A partir da correlação entre  $K_{CRB}$  e NDVI foi obtida a Equação [51] para estimativa de coeficientes de cultura para o trigo em função deste índice de vegetação, sendo o  $R^2$  encontrado igual a aproximadamente 0,78 (Figura 30).

$$Kc = 0,9742 NDVI + 0,2576 \quad [51]$$

Diversos autores desenvolveram trabalhos relacionando  $Kc$  e NDVI, obtendo coeficientes de determinação semelhantes.

Gontia e Tiwari (2009) desenvolveram equações lineares baseadas no NDVI para estimativa de coeficientes de cultura para o trigo de inverno cultivado na Índia, utilizando dados do satélite *Indian Remote Sensing Satellite P6*. Foi obtido  $R^2$  igual a 0,80, quando a correlação foi feita utilizando os valores de  $Kc$  propostos no Boletim FAO 56, e  $R^2$  igual a 0,71, quando foram utilizados os valores de  $Kc$  desenvolvidos para a região por Bandyopadhyay e Mallick (2003).

Os coeficientes angular e linear encontrados pelos autores foram iguais a 2,7109 e 0,424, respectivamente, para a equação desenvolvida com os dados do Boletim FAO 56 e iguais a 2,7109 e 0,424, respectivamente, para a equação desenvolvida com os dados de Bandyopadhyay e Mallick (2003). Em ambos os casos, tanto o coeficiente angular como o coeficiente linear foram superiores aos encontrados neste trabalho.

Kamble et al. (2013) calibraram uma equação linear para estabelecer uma relação geral entre valores de NDVI obtidos a partir de dados MODIS e valores de  $Kc$  calculados utilizando dados de torres de fluxo, encontrando  $R^2$  igual a 0,83. Para validação, os autores utilizaram dados referentes às culturas do milho e da soja, encontrando  $R^2$  igual a 0,90 e 0,91, respectivamente.

Rafn et al. (2008) e Tasumi et al. (2006) desenvolveram trabalhos semelhantes, correlacionando  $K_c$  e NDVI. Os resultados obtidos indicaram que equações  $K_c$ -NDVI calibradas para determinadas condições podem ser utilizadas com diferentes tipos de cultura, técnicas de manejo e localização, ao longo de pelo menos alguns anos.

No entanto, recomenda-se que a equação desenvolvida neste trabalho seja testada e validada com outras bases de dados, obtidas em áreas de estudo independentes dos locais de calibração.

#### 4.8.2. Valores de $K_c$ para o trigo obtidos por diferentes métodos

A equação [51] foi aplicada para estimativa de coeficientes de cultura para o trigo com base no NDVI ( $K_{cNDVI}$ ). Os valores médios obtidos para a área experimental e o intervalo entre os valores máximos e mínimos estão apresentados na Figura 31.

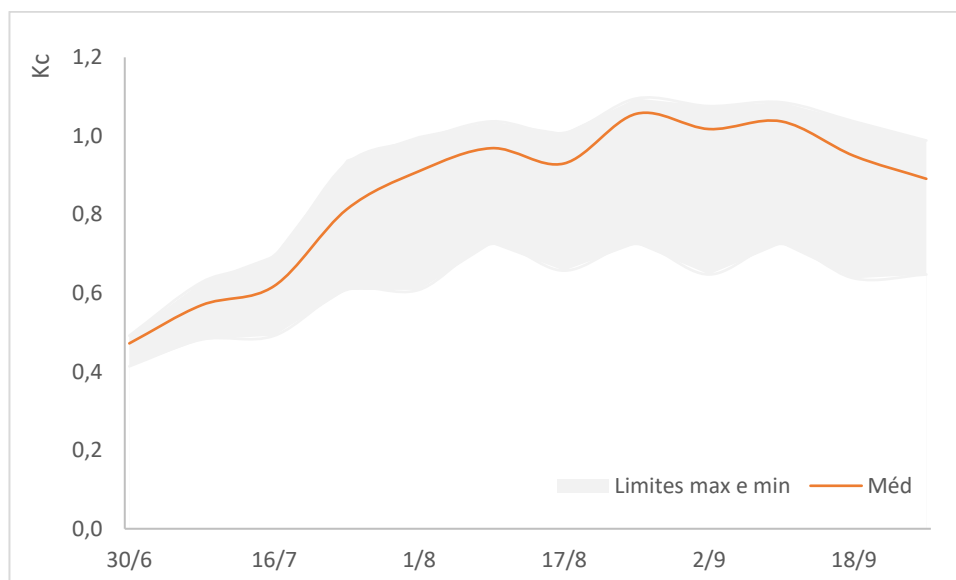


Figura 31.  $K_{cNDVI}$  médio e limites máximo e mínimo de  $K_{cNDVI}$  para a área experimental de trigo.

Os valores médios de  $K_{cNDVI}$  para o pivô central se aproximaram dos valores máximos durante todo o ciclo. As diferenças entre os valores máximos e mínimos, por sua vez, foram pequenas no início e aumentaram com o desenvolvimento da cultura (Figura 31).

A variabilidade do  $K_c$  na área irrigada também pode ser observada na Figura 32, que apresenta três imagens de  $K_{cNDVI}$  obtidas para o pivô central, uma no início, uma no meio e uma no final do ciclo do trigo (30 de junho, 09 de agosto e 26 de setembro de 2017, respectivamente).

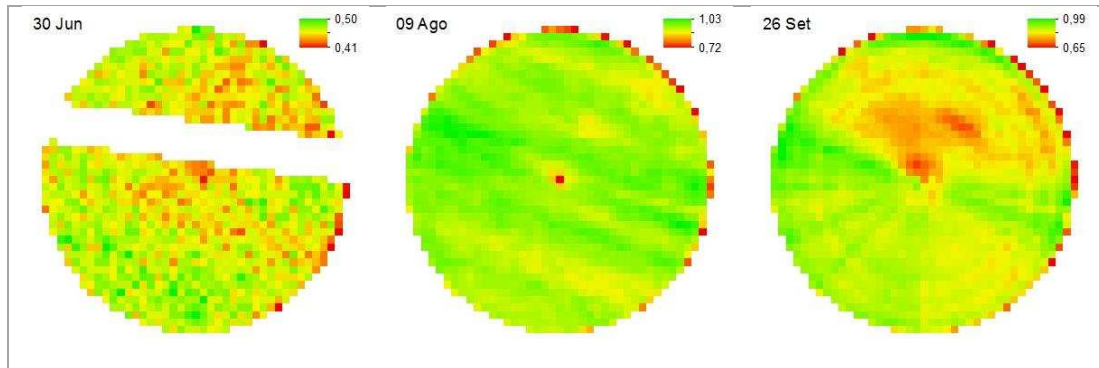
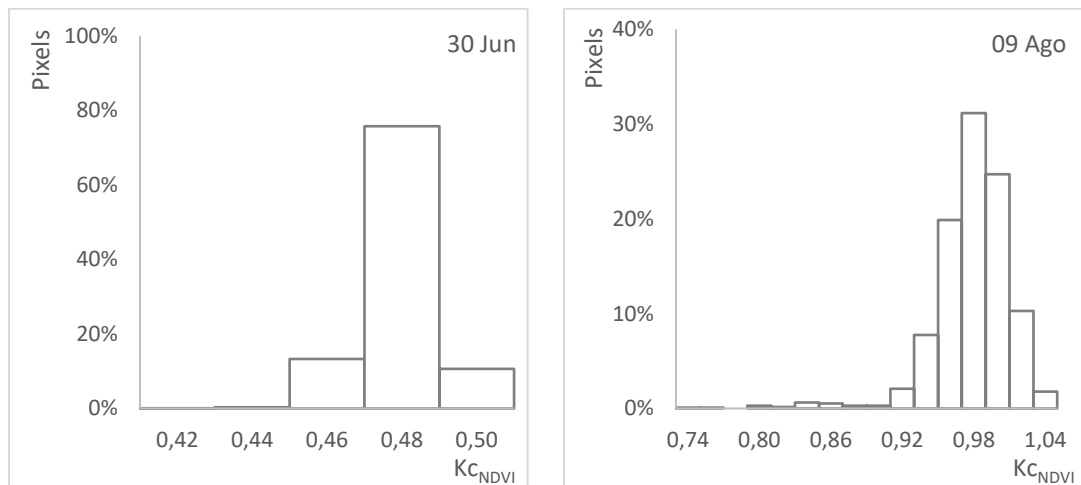


Figura 32. Imagens de  $K_{CNDVI}$  geradas para o pivô central, no início (30/06), no meio (09/08) e no final (26/09) do ciclo do trigo.

De acordo com as Figuras 31 e 32, os valores de  $K_c$  variaram de 0,41 a 0,50, no dia 30/06; de 0,72 a 1,03, no dia 09/08; e de 0,65 a 0,99, no dia 26/09. Esta variação deve-se provavelmente às diferenças no vigor vegetativo das plantas dentro do pivô, ressaltando-se, assim, a importância de se considerar a variabilidade espacial do  $K_c$  dentro da área irrigada.

A variabilidade espacial do  $K_{CNDVI}$  pode ainda ser avaliada na Figura 33, que apresenta os histogramas de  $K_{CNDVI}$  obtidos para as mesmas datas.



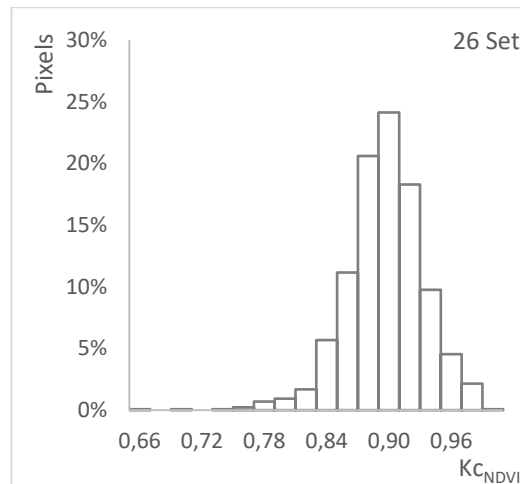


Figura 33. Distribuição de frequência dos valores de  $K_c$  estimados com base no NDVI dentro do pivô central para uma cena no início (30/06), uma no meio (09/08) e uma no final (26/09) do ciclo do trigo.

Conforme observado na Figura 33, nas três datas avaliadas, a maior parte dos valores de  $K_{cNDVI}$  ficou próxima dos máximos, contribuindo para que os valores médios e máximos também ficassem próximos (Figura 31). Isso indica que a evapotranspiração real se aproximou da evapotranspiração potencial, ou seja, os valores de  $K_s$  foram aproximadamente iguais a 1.

O  $K_c$  para a cultura do trigo também foi estimado pelos modelos SSEBop e SAFER para os dias de passagem dos satélites, sendo denominados respectivamente  $K_{cSSEBop}$  e  $K_{cSAFER}$ . Os resultados encontrados estão apresentados na Figura 34 e no Quadro A2 do apêndice, em comparação com os valores de  $K_{cNDVI}$  e de  $K_{cRB}$ .

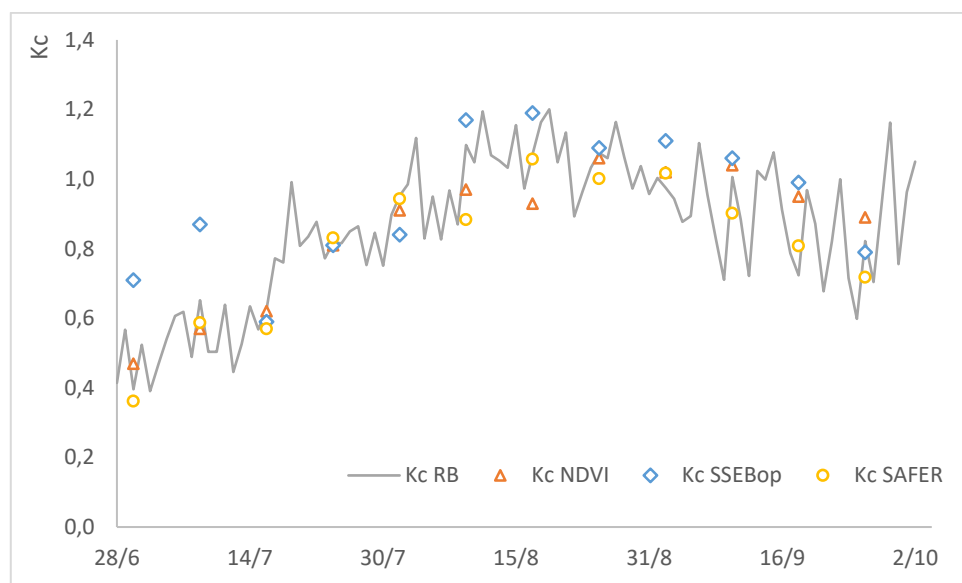


Figura 34. Valores de  $K_c$  para o trigo estimados a partir da evapotranspiração real da cultura obtida pelo método da razão de Bowen

( $K_{CRB}$ ), pelos modelos SSEBop ( $K_{CSSEBop}$ ) e SAFER ( $K_{CSAFER}$ ) e em função do NDVI ( $K_{CNDVI}$ ).

Para estimativa do  $K_{CRB}$ ,  $K_{CSSEBop}$  e  $K_{CSAFER}$ ,  $K_s$  foi considerado igual a 1, uma suposição razoável para culturas anuais adequadamente irrigadas, em que a umidade do solo é mantida próxima à capacidade de campo, como foi o caso da cultura de trigo avaliada. Assim, os valores de  $K_{CSSEBop}$  e  $K_{CSAFER}$  corresponderam às frações evapotranspirativas calculadas por cada modelo.

Observa-se, na Figura 34, que os valores de  $K_{CSSEBop}$ ,  $K_{CSAFER}$  e  $K_{CNDVI}$  foram semelhantes aos valores obtidos experimentalmente pelo método da razão de Bowen, com exceção daqueles referentes ao início do ciclo para o modelo SSEBop.

De acordo com a Figura 34, o  $K_{CRB}$  variou de 0,40 a 1,11, o  $K_{CNDVI}$  de 0,47 a 1,06, o  $K_{CSSEBop}$  de 0,71 a 1,19 e o  $K_{CSAFER}$  de 0,36 a 1,06. As maiores diferenças foram observadas no dia 30/06 quando a cultura ainda se encontrava no estágio de germinação.

Allen et al. (1998) sugerem os seguintes valores de  $K_c$  para o trigo de inverno:  $K_c = 0,70$ , no início do ciclo;  $K_c = 1,15$ , no meio do ciclo; e  $K_c = 0,25$  a  $0,40$  no final do ciclo. Enquanto Doorenbos e Kassam (1979) sugerem  $K_c = 0,70$  a  $0,80$ , no início do ciclo;  $K_c = 1,05$  a  $1,20$ , na fase média; e  $K_c = 0,65$  a  $0,70$ , no final do ciclo, com valores entre  $0,20$  e  $0,25$  na colheita.

De forma geral, os valores de  $K_c$  estimados pelos quatro métodos foram compatíveis com os valores sugeridos por Allen et al. (1998) e por Doorenbos e Kassam (1979). No entanto, no início do ciclo, as estimativas de  $K_{CNDVI}$ ,  $K_{CRB}$  e  $K_{CSAFER}$  foram inferiores aos valores recomendados pelos autores. No final do ciclo, todas as estimativas mostraram-se superiores aos valores médios sugeridos. Deve-se ressaltar, porém, que o último dado de  $K_c$  obtido corresponde ao dia 02/10, para o método da razão de Bowen, e ao dia 26/09, para os demais métodos. Uma vez que a colheita só foi realizada no dia 10/10, uma redução desses valores ainda era esperada.

Os coeficientes de cultura estimados também se mostraram coerentes com os valores obtidos por Luchiari Júnior e Resende (1982) em experimento realizado na região do Cerrado. Os autores utilizaram dados de evapotranspiração da cultura obtidos pelo método da razão de Bowen e de evapotranspiração de referência obtidos a partir de tanque classe A para estimativa do  $K_c$ . Os valores encontrados para o início do ciclo, até a fase de perfilhamento, variaram de  $0,40$  a  $0,95$ . Durante o período de desenvolvimento vegetativo, os autores encontraram valores entre  $0,95$  e  $1,05$ . Os maiores valores ocorreram durante a floração, variando de  $1,05$  a  $1,15$ . Na fase de espigamento os valores começaram a decrescer, variando entre  $1,15$  e  $0,85$ , reduzindo até  $0,65$  na fase de maturação.

Em estudo conduzido na região do Cerrado com lisímetros de pesagem, Guerra et al. (2003) encontraram valores de  $K_c$  próximos de  $0,70$  no início da fase de perfilhamento, aumentando para  $1,57$  nas fases de alongamento do colmo, florescimento e início do enchimento dos grãos e caindo para  $0,60$  no final do ciclo.

Gontia e Tiwari (2009), utilizando equações lineares baseadas no NDVI, encontraram valores de  $K_c$  para o trigo de inverno variando de 0,6 a 1,2. Kang et al. (2003), analisando a relação entre  $K_c$  e o número de dias após a semeadura e entre  $K_c$  e o índice de área foliar para o trigo de inverno cultivado em uma região semiárida do noroeste chinês, encontraram os valores de  $K_c$  máximo, mínimo e médio iguais a 1,33, 0,42 e 0,92, respectivamente.

Verifica-se que os coeficientes de cultura sugeridos na literatura para o trigo apresentam grande variação, sobretudo nas fases inicial e final do ciclo. Tais variações podem estar associadas às diferentes cultivares plantadas, bem como às diferenças climáticas e de manejo de irrigação.

## 5. Conclusões

O desempenho do modelo SSEBop para estimativa da evapotranspiração real na região do Cerrado foi considerado satisfatório ( $R^2 = 0,86$  e  $NSE = 0,67$  para o trigo; e  $R^2 = 0,81$  e  $NSE = -0,16$  para o feijão), apesar do baixo valor de NSE encontrado na validação.

Avaliando apenas os dados referentes aos dias de passagem dos satélites, o SSEBop apresentou uma superestimativa de, em média, 21,4% para o trigo e uma subestimativa de, em média, 16,4% para o feijão.

A performance do modelo SAFER utilizando os coeficientes propostos por Teixeira (2010) não foi satisfatória ( $R^2 = 0,74$  e  $NSE = -1,23$ ). No entanto, após a calibração, o modelo apresentou bom desempenho para a cultura do trigo ( $R^2 = 0,90$  e  $NSE = 0,90$ ), porém, não foi capaz de apresentar o mesmo desempenho na validação, para a cultura do feijão ( $R^2 = 0,66$  e  $NSE = -0,80$ ).

Avaliando apenas os dados referentes aos dias de passagem dos satélites, o SAFER apresentou, para a cultura de trigo, um viés médio próximo de zero, com uma superestimativa de apenas 0,16%, em média. Para a cultura do feijão, o modelo apresentou uma subestimativa de, em média, 18,5%.

A evapotranspiração real total da cultura do trigo na região do Cerrado estimada pelos modelos SSEBop e SAFER foi de 482 mm e 421 mm, respectivamente, enquanto a evapotranspiração real total estimada pelo método da razão de Bowen foi de 430 mm.

A equação obtida para estimativa do coeficiente de cultura do trigo irrigado em função do NDVI apresentou bom ajuste ( $R^2 = 0,79$ ), sendo os coeficientes angular e linear da equação iguais a 0,9742 e 0,2576, respectivamente.

Os valores de  $K_c$  encontrados para a cultura do trigo a partir do método da razão de Bowen, dos modelos SSEBop e SAFER e da equação  $K_c$ -NDVI variaram de 0,40 a 1,11; de 0,71 a 1,19; de 0,36 a 1,06; e de 0,47 a 1,06, respectivamente para cada um dos métodos.

## 6. Considerações finais

O desempenho satisfatório apresentado pelo SSEBop independente da cultura avaliada sugere que o modelo apresenta grande potencial de aplicação, sobretudo no planejamento, gestão e regulação do uso de recursos hídricos.

A metodologia avaliada para estimativa da evapotranspiração da cultura entre as datas de passagem dos satélites se apresenta como uma boa alternativa para aplicação de modelos que utilizam dados de sensoriamento remoto no manejo da irrigação. Contudo, apesar de os valores médios de erro sistemático verificados ao longo do ciclo terem sido considerado razoáveis (conforme os indicadores MBE e MPB), avaliando-se os erros diários, foram encontrados valores elevados, sobretudo no início do ciclo da cultura, o que pode limitar sua aplicação no manejo da irrigação.

Ressalta-se, porém, que há ainda a possibilidade de aprimorar o desempenho do modelo SSEBop testando novas metodologias para a determinação do coeficiente  $c$  e da diferença de temperatura predefinida, principais parâmetros para a calibração do modelo.

Com relação ao SAFER, considerando os resultados encontrados, recomenda-se que o modelo seja melhor avaliado para a região do Cerrado e para as culturas estudadas, bem como testado para outras condições, para que seja possível definir o espectro de validade da calibração.

Os resultados encontrados para o desenvolvimento da equação Kc-NDVI, por sua vez, sugerem que há um grande potencial de aplicação do método, viabilizando sua utilização sobretudo no manejo da irrigação, uma vez que metodologias para estimativa da evapotranspiração baseadas em coeficientes de cultura são mais facilmente adotadas por irrigantes e empresas de assistência técnica.

## 7. Bibliografia

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA. Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2017: relatório pleno. Agência Nacional de Águas. Brasília, 2017.

AKDIM, N.; ALFIERI, S.M.; HABIB, A.; CHOUKRI, A.; CHERUIYOT, E.; LABBASSI, K.; MENENTI, M. Monitoring of irrigation schemes by remote sensing: Phenology versus retrieval of biophysical variables. *Remote Sens.* 6, 5815–5851, 2014.

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

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A. T.; TREZZA, R.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133(4), p. 395-406, 2007a.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 133(4), p. 380-394, 2007b.

ALLEN, R. Quality assessment of weather data and micrometeorological flux – impacts on evapotranspiration calculation. J. Agric. Meteorol. 64 (4): 191-2014, 2008.

ANDERSON, M. C.; ALLEN, R. G.; MORSE, A; KUSTAS, W. P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. Remote Sensing Environment. v. 122, p. 50-65, 2012.

ANDERSON, M. C.; NORMAN, J. M.; DIAK, G. R.; KUSTAS, W. P.; MECIKALSKI, J. R. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. Remote Sens. Environ. 60: 195-216, 1997.

ANDRADE, R. G.; TEIXEIRA, A. H. C.; LEIVAS, J. F.; NOGUEIRA, S. F.; SILVA, G. B. S.; VICTORIA, D. C.; FACCO, A. G. Estimativa da evapotranspiração e da biomassa de pastagens utilizando o algoritmo SAFER e imagens MODIS. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR). Anais XVII. João Pessoa – PB, Brasil, INPE, 2015.

BANDYOPADHYAY, P. K.; MALLICK, S. Actual evapotranspiration and crop coefficients of wheat (*Triticum aestivum*) under varying moisture levels of humid tropical canal command area. Agric. Water Manag. 59(1):33–47, 2003.

BASTIAANSEN, W. G. M.; BOS, M. G. Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. Irrig. Drain. Syst., 13, p. 291–311, 1999.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.; HOLTSLAG, A. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. Journal of Hydrology, 212-213, p. 198–212, 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MOLDEN, D. J.; AND MAKIN, I. W. Remote sensing for irrigated agriculture: Examples from research of possible applications. Agric. Water Manage., 46(2), p. 137–155, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRAM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN., R. G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. J. Irrig. Drain. Eng., 131 (1), p. 85-93, 2005.

BASTIAANSEN, W. G. M.; ROEST, C. W. J.; PELGRUM, H; ABDEL KHALEK, M. A. Monitoring of the irrigation performance on the basis of actual evapotranspiration: Comparison of satellite data and simulation model results. Advances in planning, design and management of irrigation systems as related to sustainable land use, Center for Irrigation Engineering and ECOWARM, Leuven, Belgium, 473-483, 1992.

BOSCHINI, A. P. M.; SILVA, C. L.; OLIVEIRA, C. A. S.; OLIVEIRA JÚNIOR, M. P.; MIRANDA, M. Z.; FAGIOLI, M. Aspectos quantitativos e qualitativos do grão de

trigo influenciados por nitrogênio e lâminas de água. R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental, v.15, n.5, p.450–457, 2011.

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

COURAULT D.; SEGUIN B.; OLIOSO A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modelling approaches. *Irrig Drain Syst*, 19, p. 223–249, 2005.

CUESTA, A.; MONTORO, A.; JOCHUM, A.; LÓPEZ FUSTER, P.; CALERA, A. Metodología operativa para la obtención del coeficiente de cultivo desde imágenes de satélite. Proc., 22nd Congreso Nacional de Riegos, Logroño, Spain, 2004.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A.H. Yield response to water. *Irrigation and Drainage Paper 33*, Roma: FAO, 193p, 1979.

DROOGERS, P. Estimating actual evapotranspiration using a detailed agro-hydrological model. *J. Hydrol.*, 229(1–2), p. 50–58, 2000.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION – FAO. FAO statistical pocketbook world food and agriculture 2015. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome: FAO, p.231, 2015. Disponível em: <<http://www.fao.org/3/a-i4691e.pdf>>. Acesso em: 15 de agosto, 2017.

FRANCO, R. A. M.; HERNANDEZ, F. B. T.; TEIXEIRA, A. H. C. Aplicação do algoritmo SAFER na determinação da evapotranspiração em condições de sazonalidade climática no noroeste paulista. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR). Anais XVII. João Pessoa – PB, Brasil, INPE, 2015.

GEBREMICHAEL, M.; WANG, J.; SAMMIS, T. W. Dependence of remote sensing evapotranspiration algorithm on spatial resolution. *Atmospheric Research*, v. 96, p. 489-495, 2010.

GONTIA, N. K.; TIWARI, K. N. Estimation of crop coefficient evapotranspiration of wheat (*Triticum aestivum*) in an irrigation command using remote sensing and GIS. *Water Resour. Manage.* 24: 1399-1414, 2009.

GONZALEZ-PIQUERAS, J., CALERA, A., GILABERT, M. A. Estimation of crop coefficients by means of optimized vegetation indices for corn. *Proc SPIE*, v. 5232, Barcelona, Spain, 110–118, 2003.

GUERRA, A. F.; RODRIGUES, G. C.; ROCHA, O. C.; EVANGELISTA, W. Necessidade hídrica no cultivo de feijão, trigo, milho e arroz sob irrigação no bioma Cerrado. *Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento*, n. 100, 2003.

GUPTA H. V.; KLING H.; YILMAZ, K. K.; MARTINEZ, G. F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377, p. 80-91, 2009.

HEILMAN, J. L.; BRITTIN, C. L.; NEALE, C. M. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. *Agric. and Forest Meteorology* 44(3-4), p. 261–273, 1989.

HERNANDEZ, F. B. T.; FRANCO, R. A. M.; TEIXEIRA, A. H. C. Uso do satélite Landsat 8 na determinação da produtividade da água em bacia hidrográfica com predomínio do uso agrícola da cana-de-açúcar. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, João Pessoa-PB, Brasil, INPE, 2015.

HIGH LEVEL EXPERT FORUM. How to feed the world in 2050. Rome. Global agriculture towards 2050. Rome: FAO, 2015.

HORST, T. W.; WEIL, J. C. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Bound. Layer Meteorol.* 59, p. 279–296, 1992.

INMAN-BAMBER, N. G.; MCGLINCHEY, M. G. Crop coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. *Field Crops Research*, v. 83, 2, p. 125-138, 2003.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Levantamento sistemático da produção agrícola. IBGE, Rio de Janeiro, v. 30, n. 2, p. 1-83, 2017. Disponível em: <[ftp://ftp.ibge.gov.br/Producao\\_Agricola/Levantamento\\_Sistematico\\_da\\_Producao\\_Agricola\\_\[mensal\]/Fasciculo/lspa\\_201709.pdf](ftp://ftp.ibge.gov.br/Producao_Agricola/Levantamento_Sistematico_da_Producao_Agricola_[mensal]/Fasciculo/lspa_201709.pdf)>.

KAMBLE, B.; IRMAK, A.; HUBARD, K. Estimating crop coefficients using remote sensing-based vegetation index. *Remote Sens.* 5, 1588–1602, 2013.

KANG, S.; GU, B.; DU, T.; ZHANG, J. Crop coefficient and ratio of transpiration to evapotranspiration of winter wheat and maize in a semi-humid region. *Agricultural Water Management*. v. 59, 3, p. 239-254, 2003.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, E. M. Estimativa da contribuição hídrica superficial do Cerrado para as grandes regiões hidrográficas brasileiras. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2007. São Paulo/SP. Anais... São Paulo: ABRH, 2007.

LOURENÇO, R.W.; LANDIM, P.M.B. Estudo da variabilidade do “Índice de vegetação por diferença normalizada/NDVI” utilizando krigagem indicativa. *Holos environment*, v.4, n.1, p.38-55, 2004.

LUCHIARI JUNIOR, A.; RESENDE, M. Determinação do coeficiente de cultura (Kc) para o trigo irrigado em áreas de cerrados do Planalto Central brasileiro. EMBRAPA. Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados (Planaltina, DF). Trabalhos com trigo no Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados, p. 38-39, 1982.

MARTÍ, P.; ZARZO, M.; VANDERLINDEN, K.; GIRONA, J. Parametric expressions for the adjusted Hargreaves coefficient in Eastern Spain. *Journal of Hydrology*, v. 529, p. 1713-1724, 2015.

MENENTI, M. Remote sensing in hydrology and water management, *Irrigation and drainage*, Springer, Berlin, p. 377–400, 2000.

MIRANDA, R. Q.; GALVINCIO, J. D.; MOURA, M. S. B.; JONES, C. A.; SRINIVASAN, R. Reliability of MODIS Evapotranspiration Products for Heterogeneous Dry Forest: A Study Case of Caatinga. *Advances in Meteorology*. v. 2017, 14p, 2017.

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. Principles of environmental Physics, 2nd edn., Edward Arnold, London, 291 pp, 1990.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10 (3), p. 282–290, 1970.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION – NASA. Landsat 7 Science Data Users Handbook. 2016. Disponible em: <[https://landsat.gsfc.nasa.gov/wp-content/uploads/2016/08/Landsat7\\_Handbook.pdf](https://landsat.gsfc.nasa.gov/wp-content/uploads/2016/08/Landsat7_Handbook.pdf)>.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION – NASA. MODIS Terra satellite system. Satellite and product description. 2000. Disponible em: <<http://terra.nasa.gov/>>.

NORMAN, J. M., KUSTAS, W. P., AND HUMES, K. S. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agric. For. Meteorol.* 77: 263-293, 1995.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *J. Applied Meteorology* 21(4), p. 595–598, 1982.

ORTEGA-FARIAS, S. O.; CUENCA, R. H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v. 81, n. 1-2, p. 131-143, 1996.

PAUWELS, V. R. N.; SAMSON, R. Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. *Agricultural Water Management*, v. 82, p. 1-24, 2006.

PAYERO, J. O.; NEALE, C. M. U.; WRIGHT, J. L.; ALLEN, R. G. Guidelines for Validating Bowen Ratio Data. *Transactions of the ASAE*, v. 46, n. 4, p. 1051-1060, 2003.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A* (194), p. 120-145, 1948.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v. 97, n. 3, p. 141-150, 1999.

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

PRADHAN, P.; FISCHER, G.; van VELTHUIZEN, H; REUSSER, D. E.; KROPP, J. P. Closing yield gaps: How sustainable can we be?, p. 1-18, 2015.

RAFN, E.B.; CONTOR, B.; AMES D.P. Evaluation of a method for estimating irrigated crop-evapotranspiration coefficients from remotely sensed data in Idaho. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE* 134: 722–729, 2008.

- ROUSE, J. W.; HAAS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with Third ERTS. ERTS Symposium, NASA, n. SP-351, pp. 309-317.
- SALES, D. L. A.; ALVES JUNIOR, J.; SOUZA, J. M. F.; CASAROLI, D.; EVANGELISTA, A. W. P.; PEREIRA, R. M. P. Common bean evapotranspiration estimated by orbital images. *African Journal of Agricultural Research*, v. 11, p. 867-872, 2016.
- SCHOTT, J. R. Remote sensing. The image chain approach. Rochester Institute of Technology. Oxford University Press, 2007.
- SENAY, G. B.; BOHMS, S.; SINGH, R. K.; GOWDA, P. H.; VELPURI, N. M.; ALEMU, H.; VERDIN, J. P. Operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather datasets: A new parameterization for the SSEB approach. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 49, p. 577–591, 2013.
- SENAY, G. B.; BUDDE, M. E.; VERDIN, J. P. Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) Approach for Estimating Landscape ET: Validation with the METRIC model. *Agricultural Water Management* 9, p. 606-618, 2011.
- SENAY, G. B.; BUDDE, M.; VERDIN, J. P.; MELESSE, A. M. A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. *Sensors*, v. 7, p. 979-1000, 2007.
- SENAY, G. B.; FRIEDRICHS, M.; SINGH, R. K.; VELPURI, N. M. Evaluating Landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin. *Remote Sensing of Environment*, 185, p. 171–185, 2016.
- SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 - TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.
- SIMUNEK, J.; VOGEL, T.; VAN GENUCHTEN, M. The SWMSI2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Version 1.21., Research Rep. No. 132, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, Calif, 1994.
- SINCLAIR, T.R.; ALLEN, L.H.; LEMON, E.R. An analysis of errors in the calculation of energy flux densities above vegetation by a Bowen ratio profile method. *Bound. Layer Meteorol.* 8, 129–139, 1975.
- SINGH, R. K.; SENAY, G. B.; Comparison of Four Different Energy Balance Models for Estimating Evapotranspiration in the Midwestern United States. *Water*, 8 (1): 19, 2015.
- SLAFER, G.A.; RAWSON, H.M. Sensitivity of wheat phasic development to major environmental factors: a re-examination of some assumptions made by physiologists and modellers. *Australian Journal of Plant Physiology*, v. 21, p.393-426, 1994.
- SOBRINO, J. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; PAOLINI, L. Land surface temperature retrieval from 20 LANDSAT TM 5, *Remote Sens. Environ.*, 90, p. 434–440, 2004.

STANNARD, D. I. A theoretically based determination of Bowen ratio fetch requirements. *Bound. Layer Meteorol.* 83, 375–406, 1997.

TANNER, D. B. Use requirement for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. In *Proc. ASCE 1988 Specialty Conference of the Irrigation and Drainage Division of the ASCE*, p. 605–616, 1988.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. Calibrating satellitebased vegetation indices to estimate evapotranspiration and crop coefficients. *Proc., USCID Water Management Conf., Denver, Colo*, 2006.

TEIXEIRA, A. H. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing an Penman-Monteith equation. *Remote Sensing*, v. 2, n. 5, p. 1287–1319, 2010.

TEIXEIRA, A. H. C.; ANDRADE, R. G.; LEIVAS, J. F.; RONQUIM, C. C.; VICTORIA, D. C.; HERNANDEZ, F. B. T. Sugar cane energy and water balances by remote sensing in the São Paulo, Brazil. *Instituto de pesquisa e inovação na agricultura irrigada. Fortaleza: INOVAGRI*, p. 749–759, 2014.

TEIXEIRA, A. H. C.; HERNANDEZ, F. B. T.; LOPES, H. L.; SCHERER-WARREN, M.; BASSOI, L. H. Modelagem espaço temporal dos componentes dos balanços de energia e de água no Semiárido brasileiro. *Documentos: 99 - Embrapa Monitoramento por Satélite, Campinas, SP*. 2013b.

TEIXEIRA, A. H.C.; SCHERER-WARREN, M.; HERNANDEZ, F.B.T.; ANDRADE, R.G.; LEIVAS, J.F. Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. *Remote Sensing*, v. 5, p. 5783-5804, 2013a.

TODD, R. W.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfafa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 103, n. 3, p. 335-348, 2000.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY – USGS. *Landsat 8 (L8) data users handbook*. Six Falls, South Dakota, 2016.

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

WARREN M. S.; TEIXEIRA, A. H. DE C.; RODRIGUES, L. N.; HERNANDEZ, F. B. T. Utilização do Sensoriamento Remoto Termal na Gestão de Recursos Hídricos. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 07, n. 01, p. 065-082, 2014.

YANG, Y.; LONG, D.; SHANG, S. Remote estimation of terrestrial evapotranspiration without using meteorological data. *Geophysical Research Letters*, v. 40, 3026-3030, 2013.

## APÊNDICE

Quadro A1. Evapotranspiração real da cultura do trigo obtida pelos modelos SSEBop ( $ET_{rSSEBop}$ ) e SAFER ( $ET_{rSAFER}$ ) para as datas de passagem dos satélites: média, máxima, mínima e desvio padrão ( $\sigma$ ), considerando a área total do pivô central.

Data	$ET_{rSSEBop}$ (mm dia <sup>-1</sup> )				$ET_{rSAFER}$ (mm dia <sup>-1</sup> )			
	Méd	Máx	Mín	$\sigma$	Méd	Máx	Mín	$\sigma$
30/06	2,9	3,7	1,6	0,44	1,5	1,9	0,9	0,17
08/07	3,4	4,0	2,7	0,30	2,3	2,7	1,7	0,12
16/07	2,5	3,3	1,3	0,48	2,4	2,8	1,6	0,19
24/07	3,9	4,5	2,9	0,25	4,0	4,6	2,7	0,24
01/08	3,7	4,6	2,2	0,38	4,1	4,6	2,9	0,22
09/8	5,8	6,0	4,5	0,29	4,4	4,9	3,3	0,21
17/08	6,6	6,7	4,2	0,26	5,9	6,7	3,5	0,37
25/08	5,5	5,9	3,9	0,40	5,1	5,5	3,8	0,20
02/09	6,9	7,5	3,9	0,49	6,4	6,9	4,1	0,30
10/09	6,7	7,6	4,4	0,64	5,7	6,3	4,3	0,26
18/09	6,2	7,4	3,5	0,57	5,1	5,7	3,0	0,31
26/09	5,5	7,0	3,8	0,59	5,0	6,1	3,4	0,31

Quadro A2. Valores de Kc para o trigo estimados a partir da evapotranspiração real da cultura obtida pelo método da razão de Bowen ( $K_{CRB}$ ), pelos modelos SSEBop ( $K_{CSSEBop}$ ) e SAFER ( $K_{CSAFER}$ ) e em função do NDVI ( $K_{CNDVI}$ ).

Data	$K_{CRB}$	$K_{CNDVI}$	$K_{CSSEBop}$	$K_{CSAFER}$
30/06	0,40	0,47	0,71	0,36
08/07	0,65	0,57	0,87	0,59
16/07	0,63	0,62	0,59	0,57
24/07	0,82	0,81	0,81	0,83
01/08	0,95	0,91	0,84	0,94
09/08	1,11	0,97	1,17	0,88
17/08	1,07	0,93	1,19	1,06
25/08	1,07	1,06	1,09	1,00
02/09	0,97	1,02	1,11	1,02
10/09	1,01	1,04	1,06	0,90
18/09	0,72	0,95	0,99	0,81
26/09	0,82	0,89	0,79	0,72