

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL

ELISA DE MELLO KICH

CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DO MODELO DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO (SEBAL)

PORTO ALEGRE

2018

ELISA DE MELLO KICH

CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DO MODELO DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO (SEBAL)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestra.

Orientador: Anderson Ruhoff

Coorientador: Fernando Mainardi Fan

PORTO ALEGRE

2018

CIP - Catalogação na Publicação

de Mello Kich, Elisa
CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DO MODELO DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO (SEBAL) /
Elisa de Mello Kich. -- 2018.
102 f.
Orientador: Anderson Ruhoff.

Coorientador: Fernando Mainardi Fan.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e
Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Evapotranspiração. 2. Sensoriamento Remoto. 3.
SEBAL. 4. Balanço de Energia. 5. Calibração
automática. I. Ruhoff, Anderson, orient. II. Mainardi
Fan, Fernando, coorient. III. Título.

ELISA DE MELLO KICH

CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DO MODELO DE ESTIMATIVA DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO (SEBAL)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestra.

Aprovado em: Porto Alegre, 05 de setembro de 2018.

Prof. Dr Anderson Ruhoff – IPH/UFRH
Orientador

Prof^a. Dr^a. Débora Regina Roberti – UFSM
Examinadora

Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha – IAG/USP
Examinador

Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva – IPH/UFRGS
Examinador

Agradecimentos

Esta dissertação de mestrado pode ter sido redigida por uma só pessoa, mas sua construção só foi possível devido à colaboração de muitas. Por isso, tenho uma lista enorme de agradecimentos. Começando por todas as brasileiras e brasileiros que financiaram tanto a minha graduação em Engenharia Ambiental quanto, agora, o Mestrado Acadêmico em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Agradeço aos meus pais que sempre priorizaram e valorizaram nossa educação, um lar acolhedor e uma família unida. Tenho certeza que, qualquer resultado profissional e acadêmico é consequência dessa estrutura sólida em proporção maior do que o meu esforço individual. Ao meu pai, que segue ao meu lado sempre parceiro e querido e à minha mãe que mesmo não estando mais nesse plano continua iluminando meu caminho das mais diversas formas possíveis.

Aos meus irmãos Felipe, Ricardo e Guilherme que sempre tiveram alguma contribuição para dar, em especial ao Guilherme que me ajudou muito nos meus primeiros passos com programação. E à Caroline por sempre me escutar falando empolgada sobre o meu trabalho e se esforçando para entender sobre o que eu estava falando.

Ao meu Orientador, Anderson Ruhoff, sou muito grata pela paciência com meus erros, pelas ótimas sugestões para o trabalho e pelo envolvimento pleno com essa pesquisa, sempre motivado, presente e participativo em cada detalhe. Esse entusiasmo com o tema do trabalho foi um incentivo constante.

Ao meu coorientador e amigo, Fernando Fan, minha eterna orientadora Tatiana Silva e meu amigo Ayan Fleischmann, que são para mim exemplos de pesquisadores, agradeço por todo apoio e diversos tipos de orientação ao longo desses três anos.

Ao Rodrigo Paiva, Bernardo da Silva e Débora Roberti agradeço a participação na banca de defesa do Plano de mestrado. Todas as contribuições foram muito válidas e me ajudaram muito.

À Água e Solo, em especial ao Lawson que me permitiu cursar o mestrado paralelamente com o trabalho na empresa.

Agradeço aos meus colegas e ex-colegas de trabalho e amigos Jéssica, Luana, Alexandre, Lucas, e especialmente à Raíza que me ajudou a começar esse projeto quando ainda era um trabalho de disciplina e que como pessoa é um grande exemplo para mim.

Ao Maurício, meu amor, companheiro, parceiro, amigo e conselheiro agradeço muito todas as

contribuições para esse trabalho, lendo, criticando, elogiando, achando erros, me escutando, e incentivando ao longo de todos os anos do mestrado.

Por fim, agradeço ao universo por proporcionar a conjuntura de fatos que me levaram a conseguir começar e também a concluir esse trabalho.

Resumo

A evapotranspiração (ET) desempenha um papel fundamental no ciclo hidrológico, e no ciclo de carbono. A identificação da quantidade de água evapotranspirada é de fundamental importância em diversas áreas tais como gerenciamento dos recursos hídricos, agricultura e clima. Mesmo assim a ET superficial ainda é um dos processos menos compreendidos do ciclo hidrológico. Tradicionalmente pode ser obtida a partir de medições pontuais, mas em função da heterogeneidade da superfície e da não-linearidade do processo, essas medidas não podem ser extrapoladas diretamente para escalas regionais uma vez que não são representativas de áreas maiores. Métodos que utilizam de dados de sensoriamento remoto para estimativa de evapotranspiração, se apresentam como uma alternativa para superar essa limitação. O modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) foi desenvolvido para estimar o fluxo de calor latente (LE) e ET com base no resíduo do balanço de energia a partir da utilização de imagens termais, multiespectrais e dados meteorológicos auxiliares e utiliza um processo de calibração interna que requer a escolha de dois pontos da imagem (pixels âncoras) que representem condições extremas em termos de temperatura e umidade. Originalmente a seleção dos pixels extremos para a calibração interna do algoritmo SEBAL é realizada manualmente pelo operador. Entretanto, Allen et al. (2013) propôs que a escolha dos pixels âncora fosse realizada a partir de porcentagens de extremos das imagens de NDVI e Ts. Neste contexto, o objetivo do presente trabalho consistiu em (1) analisar critérios envolvidos no processo de escolha automática dos pixels âncora, (2) analisar a sensibilidade do algoritmo quanto a área de domínio e (3) quanto as variáveis de entrada e intermediárias do modelo. Para isso foram utilizadas 12 imagens multiespectrais dos satélites LANDSAT 5 e 8, abrangendo a localização de uma torre da Rede SULFLUX instalada em Cachoeira do Sul (RS), com medições micrometeorológicas e de vórtices turbulentos. Os resultados mostraram que o algoritmo é sensível principalmente à dT e R_n para LE instantâneo e à dT para ET diária, com maior acurácia à medida que se aumentou a área de domínio do modelo. O grupo de porcentagens para escolha automática dos pixels âncora que apresentou melhores resultados de LE instantâneo foi com NDVI frio=5%; Ts frio=0,01%; NDVI quente=10%; Ts quente=0,01%, enquanto que para ET-diária foi com NDVI frio=5%; Ts frio=0,1%; NDVI quente=10%; Ts quente=0,1%, com raiz do erro médio quadrático (RMEQ) de 52 e 15%, respectivamente.

Abstract

Evapotranspiration (ET) plays a key role in the hydrological and carbon cycle. The identification of the amount of evapotranspired water is of fundamental importance in several areas such as water resources management, agriculture and climate. Nevertheless, ET is still one of the least understood processes of the hydrological cycle. Traditionally it can be obtained from local measurements, however depending on surface heterogeneity and due to non-linear processes, these measurements can not be extrapolated directly to regional scales since they are not representative over larger areas. Methods using remote sensing data to estimate ET are presented as an alternative to overcome this limitation. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) algorithm was developed to estimate latent heat flux (LE) and daily ET based on energy balance relying on thermal and multispectral images and ancillary meteorological data. The algorithm uses an internal calibration that requires the choice of two pixels that represent extreme conditions in terms of temperature and humidity. Originally the selection of extreme pixels for the internal calibration of the SEBAL algorithm is performed manually. However, Allen et al. (2013) proposed an automated method to select these pixels based on percentiles of NDVI and surface temperature. In this context, the objective of the present work was to (1) analyze the criteria involved in the automatic selection process of the anchor pixels, (2) analyze the sensitivity of the algorithm in the domain area and (3) model variables. For this, 12 multispectral images of the LANDSAT 5 and 8 satellites were selected, covering the location of a SULFUX eddy covariance tower installed in Cachoeira do Sul (RS). The results showed that the algorithm is sensitive mainly to dT and R_n for instantaneous LE and to dT for daily ET, with greater accuracy as the domain area of the model was increased. The group of percentages for automatic selection of the anchor pixels that presented the best results of instantaneous LE was with cold NDVI = 5%; Cold T_s = 0.01%; NDVI hot = 10%; Hot t_s = 0.01%, whereas for ET-daily it was cold NDVI = 5%; Cold T_s = 0.1%; NDVI hot = 10%; Hot T_s = 0.1%, root mean square error (RMEQ) of 52 and 15%, respectively.

SUMÁRIO

1	Introdução	1
1.1	Apresentação do problema de pesquisa.....	1
1.2	Objetivos de pesquisa.....	3
2	Fundamentação teórica	5
2.1	Evapotranspiração	5
2.1.1	Princípios Físicos	5
2.1.2	Métodos de medição.....	8
2.1.3	Métodos de estimativa através de equações.....	10
2.1.4	Considerações sobre Evapotranspiração.....	12
2.2	Sensoriamento Remoto aplicado à estimativa de evapotranspiração em escalas regional e global.....	13
2.3	O Método do Balanço de Energia	17
2.4	Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL	19
2.4.1	Sensibilidade do algoritmo SEBAL	21
2.4.2	Variação do tamanho da área de domínio.....	24
2.4.3	Métodos automáticos para a calibração do SEBAL.....	26
2.5	Justificativa do trabalho frente à revisão	31
3	MATERIAL E MÉTODOS	32
3.1	Área de estudo.....	32
3.1.1	Caracterização da área de estudo	32
3.1.2	Medições micrometeorológicas	33
3.2	O Algoritmo SEBAL.....	36
3.2.1	Saldo de radiação (Rn).....	36
3.2.2	G	40
3.2.3	H.....	40

3.2.4	Evapotranspiração instantânea (ET_{inst})	45
3.2.5	Evapotranspiração diária (ET-24h)	45
3.3	Imagens LANDSAT utilizadas	46
3.4	Dados de torres micrometeorológicas	48
3.5	Análise de sensibilidade	49
3.5.1	Dados de entrada e variáveis intermediárias/internas	50
3.5.2	Área de Domínio	50
3.5.3	Escolha dos pixels âncora	51
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	53
4.1	Sensibilidade de variáveis	53
4.2	Sensibilidade à escolha dos pixels e à variação da área de domínio	58
4.2.1	LE	58
4.2.2	ET-24h	59
4.2.3	Avaliação da diferença de temperatura nos pixels âncora	59
4.2.4	Validação das variáveis do balanço de energia estimado	60
4.2.5	Discussões sobre a sensibilidade à escolha dos pixels e à variação da área de domínio	64
5	CONCLUSÕES	66
5.1	Recomendações para trabalhos futuros	67
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Equilíbrio da troca de moléculas de água entre uma superfície de água e o ar. Fonte: Adaptado de Shuttleworth (2012).	5
Figura 2.2 – Diferenças entre modelos de fonte única e de fonte dupla para a obtenção de evapotranspiração por sensoriamento remoto pelo método do balanço de energia. Fonte: Tang e Li (2014).....	18
Figura 2.3 – Distribuição da ETrF obtida a partir de cinco diferentes usuários treinados. Fonte: Morton et al. (2013).	28
Figura 2.4 – Gráfico de dispersão de energia disponível versus temperatura. Fonte: Adaptado de Evans (2014).	30
Figura 3.1 – Localização da área de estudo e da torre de medições micrometeorológicas de Cachoeira do Sul.	32
Figura 3.2 – Médias mensais de índices de vegetação (NDVI) e área foliar (LAI) para o período 2011-2015 em cultivos de arroz irrigado por inundação no sítio de Cachoeira do Sul.	33
Figura 3.3 – Torre micrometeorologica em Cachoeira do Sul. Créditos: SULFLUX.	34
Figura 3.4 – Relação linear entre temperatura de superfície e diferença de temperatura nos pixels âncora. Fonte: Adaptado de Allen (2002)	43
Figura 3.5 – Representação das máscaras de nuvens em cada imagem selecionada para rodar o SEBAL. Legenda: áreas brancas representa nuvens e áreas azuis, céu claro.	48
Figura 3.6 – Diferentes recortes de imagem utilizados como área de domínio em torno da torre micrometeorológica.	50
Figura 4.1 – Sensibilidade de LE (a) e ET 24h (b) a partir da perturbação das variáveis do SEBAL	54
Figura 4.2 – Raiz do erro médio quadrático normalizada obtida entre valores de LE observados e calculados para cada área de domínio (a) e para cada grupo (b).	58
Figura 4.3 – Raiz do erro médio quadrático normalizada obtida entre valores de ET 24h observados e calculados para cada grupo (a) e para cada área de domínio (b).	59
Figura 4.4 – Comparação entre a diferença entre a temperatura do pixel frio e do pixel quente	

nos grupos e áreas de domínio estudados.....	60
Figura 4.5 – Comparação entre os fluxos medidos e estimados a partir do SEBAL: Saldo de radiação instantânea (Rn), Calor sensível (H), Fração evaporativa (FE), Fechamento do balanço de energia ($Rn-G$ observados = $H+LE$ estimados), Calor latente (LE) e ET diária (ET-24h).	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Resumo de informações sobre os principais sistemas sensores com imageamento termal.....	16
Tabela 2.2 – Resumo dos resultados a respeito da sensibilidade do SEBAL para os diferentes autores	24
Tabela 3.1 – Relação das imagens selecionadas para o estudo	47
Tabela 3.2 – Relação das variáveis de entrada para cada imagem estudada. A temperatura, a velocidade do vento e a umidade relativa do ar são variáveis observadas no momento da passagem do satélite. A radiação diária (Rn) corresponde a uma média diária.	48
Tabela 3.3 – Grupo de % para a escolha dos pixels extremos utilizados por Allen et al (2013).	51
Tabela 3.4 – Grupos de diferentes % para a escolha dos pixels extremos em que os valores de NDVI são mantidos inalterados, e os valores de Ts são reduzidos.	51
Tabela 3.5 – Grupos de diferentes porcentagens para a escolha dos pixels extremos em que os valores de Ts são mantidos inalterados e os valores de NDVI são reduzidos.....	52
Tabela 4.1 – Resumo dos resultados encontrados em comparação à bibliografia. Considerou-se muito sensível quando a REMQ (%) foi superior a 20%, sensível quando a REMQ (%) ficou entre 20 e 5%, e pouco sensível quando a REMQ (%) foi inferior a 5%.....	57
Tabela 4.2 –REMQ (%) entre os dados de Rn medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.....	62
Tabela 4.3 –REMQ (%) entre os dados de H medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.....	63
Tabela 4.4 –REMQ (%) entre os dados de LE medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.....	63
Tabela 4.5 –REMQ (%) entre os dados de ET-24h medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.	63

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

a, b	Parâmetros de calibração da reta
A_L	Fator de correção aditivo
Φ	Constante de Priestley-Taylor
c_p	Calor específico do ar
c_p	Calor específico do ar
DN	Número digital
DOY	Dia sequencial do ano
Dr	Distância relativa entre o sol e a terra
dT	Diferença entre T_s e T_a
E	Pressão de vapor
ϵ_0	Emissividade de superfície
e_d	Pressão de vapor de água no ar
ϵ_{NB}	Emissividade que representa o comportamento da superfície para banda termal
e_s	Pressão de saturação do vapor
e_{sat}	Pressão de vapor saturada
ET	Evapotranspiração
Fc	Fator de correção
G	Fluxo de calor no solo
G	Constante gravitacional
Gsc	Constante solar
H	Fluxo de calor sensível
H	Altura da vegetação no local de medição do vento
H_{frio}	Fluxo de calor sensível no pixel frio
K	Constante de von Karman's

K1 e K2	Constantes para as imagens LANDSAT
L	Comprimento de Monin-Obukhov
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LE	Fluxo de calor latente
L_T	Radiância espectral para a banda termal
L_λ	Radiância
METRIC	<i>Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration</i>
M_L	Fator de correção multiplicativo
M_p	Fator multiplicativo da banda
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
r_a	Resistência à transferência de calor sensível
$r_{a,max}$	Resistência máxima à transferência de calor sensível
$r_{a,min}$	Resistência mínima
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor
RL_{up}	Radiação de ondas longas refletida
R_n	Radiação líquida que incide na superfície
r_s	Resistência superficial da vegetação
RS_{down}	Radiação de ondas curtas incidentes
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SCU-UA	<i>Shuffled Complex Evolution</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
T_a	Temperatura do ar
T_{pbl}	Temperatura média em elevadas altitudes
T_s	Temperatura radiométrica de superfície
$T_{s,frio}$	Temperatura de superfície no pixel frio
$T_{s,max}$	Temperatura máxima

$T_{s,min}$	Temperatura mínima
$T_{s,quente}$	Temperatura de superfície no pixel quente
u^*	Velocidade de fricção
u_{200}	Velocidade do vento a 200 metros de altura
u_x	Velocidade do vento
X	Número da banda
Z	Altitude
z_1 e z_2	Alturas da vegetação
z_{om}	Rugosidade da superfície
$z_{om,pixel}$	Rugosidade da superfície para cada pixel
z_x	Altura de medição da velocidade do vento
A	Albedo
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera
B	Razão de Bowen
Γ	Constante psicométrica
Δ	Coeficiente angular
Δ	Taxa de variação da pressão de saturação do vapor com a temperatura do ar
Δ	Elevação solar
Θ	Ângulo de incidência
Λ	Calor latente de vaporização
P	Densidade específica do ar
P_a	Massa específica do ar
ρ_{frio}	Densidade do ar no pixel frio
ρ_w	Massa específica do vapor
ρ_λ	Reflectância
Σ	Constante proporcionalidade de Stefan-Boltzman

τ_{sw}	Transmitância atmosférica
Ψ_h	Estabilidade atmosférica para o transporte de calor
Ψ_m	Estabilidade atmosférica para o transporte de momento
ω_λ	Coeficiente de peso para cada banda

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do problema de pesquisa

A evapotranspiração (ET) é responsável pelo transporte de grandes volumes de água da superfície para a atmosfera, correspondendo a aproximadamente 65% do total precipitado sobre áreas continentais (FISHER et al., 2017; BRUSAERT, 2005). A combinação da evaporação da água e da transpiração das plantas desempenha um papel fundamental no clima, no ciclo hidrológico, e no ciclo de carbono, uma vez que interconecta funções ecossistêmicas, processos climáticos biogeoquímicos (ZHANG, 2016; STAGL, 2013; FISHER, 2013; GAO, 2010).

O vapor de água atmosférico também afeta diretamente o clima por ser um dos principais agentes do balanço de energia entre a superfície e a atmosfera, absorvendo e liberando calor por meio dos processos de evaporação e condensação, respectivamente. Assim, o transporte de vapor d'água em grandes áreas, sob a forma de calor latente, é um dos principais mecanismos de redistribuição de energia radiativa que chega à terra de forma desigual (BRUSAERT, 2005).

A identificação da quantidade de água evapotranspirada é de fundamental importância em diversas áreas de aplicação. Para o sistema agrícola, o manejo adequado da água é de grande relevância pois a captação e o distribuição da água para os locais de plantio exige grande consumo de energia. Portanto, conhecer o padrão de evapotranspiração dos diversos cultivos pode contribuir para um sistema mais eficiente. Além disso, evapotranspiração se caracteriza como um elemento chave em estudos hidrológicos por representar uma proporção tão significativa da precipitação e por consequência ser uma componente tão expressiva do balanço hídrico.

A ET superficial ainda é um dos processos menos compreendidos do ciclo hidrológico (LI et al., 2009). Tradicionalmente, esta pode ser obtida a partir de medições pontuais, por meio de métodos micrometeorológicos ou de balanço hídrico, ou ainda calculados por métodos como Thornthwaite, Priestley Taylor, Penman-Monteith, entre outros, que usam observações obtidas a partir de estações meteorológicas (BRUSAERT, 2005). Entretanto, em função da heterogeneidade da superfície e da não-linearidade do processo, essas medidas não podem ser extrapoladas diretamente para escalas regionais (BASTIAANSSEN et al., 2005), uma vez que não são representativas de áreas maiores. Uma das alternativas para superar a limitação da pequena área de domínio das medições pontuais de ET consiste em utilizar dados de sensoriamento remoto para estimar essa componente, a partir da utilização de imagens termais

e multiespectrais (BIGGS et al., 2015; Couralt et al., 2005).

As primeiras estimativas de ET a partir de imagens de sensoriamento remoto ocorreram em meados de 1970 (PRICE, 1980; DE TROCH, 1996; ZHANG et al., 2016). Diversos modelos foram criados desde então, baseados em métodos empíricos e estatísticos, em métodos residuais de balanço de energia e métodos de base física. Os métodos baseados no resíduo do balanço de energia e métodos de base física, como derivados da equação de Penman-Monteith estão entre os mais utilizados atualmente para o mapeamento de ET em diferentes escalas espaciais e temporais (TANG e LI, 2014). Como alguns exemplos pode-se citar o SEBI (CHOUDHURY e MENETI, 1993), ALEXIS (ANDERSON et al., 1997), SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1998a), Ts-NDVI (JIANG e ISLAM, 1999), S-SEBI (ROERINK et al. 2000), SEBS (Su, 2002; Su et al., 2003), METRIC (ALLEN et al. 2007).

O modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) foi desenvolvido para estimar o fluxo de calor latente (LE) e ET com base no resíduo do balanço de energia a partir da utilização de imagens termais e multiespectrais e dados meteorológicos auxiliares (BASTIAANSSEN et al., 1998a). Muitas pesquisas avaliaram a aplicabilidade do SEBAL em diversas condições de climáticas e em diferentes biomas, incluindo a utilização de dados de diferentes sistemas sensores remotos (SILVA et al., 2015; OLIVEIRA et al., 2014; MACHADO et al., 2014; KIPTALA et al., 2013; RUHOFF, 2011; SUN et al., 2011; ZHANG et al., 2011; SANTOS et al., 2010; LAL et al., 2008; ALMHAB e BUSU, 2008; GIACOMONI e BULHÕES, 2008; ALLEN et al., 2001a; ALLEN et al. 2001b; BASTIAANSSEN, 2000; BASTIAANSSEN et al., 1998b) e obtiveram resultados satisfatórios.

O algoritmo SEBAL utiliza um processo de calibração interna denominado de CIMEC (*Calibration Using Inverse Modeling at Extreme Conditions*), que requer a escolha de dois pontos da imagem (pixels âncoras) que representem condições extremas em termos de temperatura e umidade. Esse processo de calibração é utilizado para a determinação do fluxo de calor sensível (H), componente de maior importância no algoritmo. Originalmente a seleção dos pixels extremos para a calibração interna do algoritmo SEBAL é realizada manualmente pelo usuário, necessitando assim de análise visual extensiva (ALLEN et al., 2007; ALLEN et al., 2002; BASTIAANSSEN et al., 1998a). Nesse contexto, os resultados de LE e ET obtidos para uma mesma imagem podem variar consideravelmente de acordo com a pessoa que estiver operando o algoritmo, uma vez que este é bastante sensível a esta escolha dos pixels extremos (FENG, 2015; CHORAGUIDI, 2011; LONG et al 2011; TIMMERMANS et al., 2007; WANG et al., 2009). Além da escolha subjetiva desses pixels, o processo de calibração manual torna-se

extremamente lento e trabalhoso para aplicação do algoritmo em séries temporais.

Um procedimento adotado para redução do tempo de processamento de séries temporais de ET a partir do algoritmo SEBAL consiste na escolha automática dos pixels frios e quentes, produzindo também resultados consistentes quando o algoritmo for aplicado por diferentes operadores ou em diferentes áreas, além de contribuir para a agilidade da aplicação do algoritmo quando aplicado em séries temporais (ALLEN et al., 2013; CHORAGUIDI, 2011).

Além da escolha automática dos pixels extremos, outro fator que apresenta elevada sensibilidade é a escolha da área de domínio (abrangência), alterando significativamente as estimativas de LE e ET (Tang et al., 2013; TIAN et al., 2013; LONG et al., 2011). Entretanto, as incertezas relativas à variação da área de domínio ainda não foram sistematicamente analisadas (LONG et al., 2011).

Algumas variáveis de entrada do algoritmo SEBAL também apresentam elevada sensibilidade como a diferença de temperatura do ar e da superfície (dT) avaliada como muito sensível por Timmermans et al. (2007) e Wang et al. (2009). Entretanto, a sensibilidade das outras variáveis locais e globais do algoritmo ainda foram pouco estudadas e apresentam resultados divergentes, tais como a rugosidade da superfície (z_{om}) e a temperatura de superfície (T_s). z_{om} é avaliado como pouco sensível por Long et al. (2011) e Choraguidi (2011) e com sensibilidade variável de acordo com a cobertura vegetal por Wang et al. (2009), enquanto que a T_s é considerada muito sensível por Long et al. (2011) e pouco sensível por Choraguidi (2011).

Portanto, a forma como os resultados do SEBAL são afetados pela variação da área de domínio da imagem e por formas automáticas de escolha dos pixels âncora ainda requer maior compreensão. Da mesma forma, a sensibilidade do modelo quanto a algumas variáveis também precisa ser melhor investigada.

1.2 Objetivos de pesquisa

Neste contexto, o objetivo geral do presente trabalho consistiu em analisar critérios envolvidos no processo de escolha automática dos pixels âncora e quanto a área de domínio do algoritmo, permitindo aplicações em séries temporais de estimativas de LE e ET por sensoriamento remoto.

Como objetivos específicos, buscou-se:

1. Analisar a sensibilidade das variáveis (de entrada e intermediárias) do algoritmo SEBAL;
2. Analisar a sensibilidade do algoritmo SEBAL em função da área de domínio;

3. Analisar os critérios de escolha automática dos pixels extremos para calibração automática do algoritmo SEBAL.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração é uma importante componente do ciclo hidrológico, definida como a combinação entre a perda de água do solo e de superfícies líquidas para a atmosfera com os processos de transpiração das plantas (FISHER et al., 2013). Apesar da impossibilidade prática de separar os dois processos, estes podem ser explicados distintamente como evaporação e transpiração (ALLEN et al., 1998). Estes princípios serão discutidos a seguir.

2.1.1 Princípios Físicos

Evaporação

O processo de evaporação, em que a água de rios, lagos, oceanos e do solo é transformada em vapor, requer energia e uma diferença de potencial entre a superfície e a atmosfera. Monteith (1965) descreve essa troca de energia com uma analogia a uma transação comercial, onde uma superfície úmida vende vapor de água para o ambiente em troca de calor, de forma que, cada grama de água, a uma temperatura de 20°C, requer 585 calorias para evaporar. O ambiente fornece o calor através de radiação, transferências turbulentas da atmosfera ou por condução através do solo para permitir que esse processo ocorra.

A taxa líquida de evaporação de uma superfície de água é a diferença entre duas taxas: a taxa de em que as moléculas estão saindo da superfície da água (vaporização) menos a taxa em que as moléculas presentes no ar são recapturadas para o corpo d'água (condensação) (Figura 2.1). Por isso, há uma concentração de vapor de água bem definida em que essa troca cessa, ou seja, passa a ser zero (SHUTTLEWORTH, 2012). Quando isso ocorre é porque o ar está saturado, e esse equilíbrio se relaciona diretamente com a temperatura.

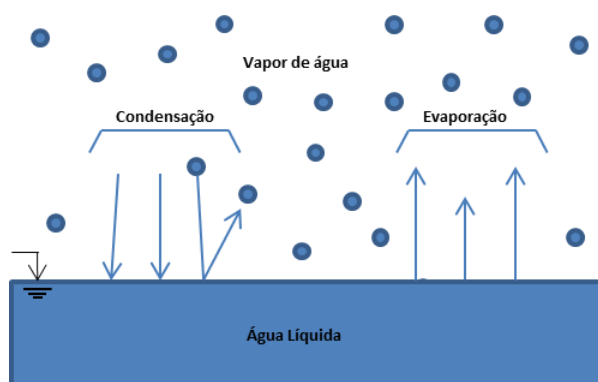


Figura 2.1 – Equilíbrio da troca de moléculas de água entre uma superfície de água e o ar. Fonte: Adaptado de Shuttleworth (2012).

A evaporação, portanto, pode ser descrita como a diferença entre duas taxas, a taxa de vaporização, determinada pela temperatura (T) e a taxa de condensação, determinada pela pressão de vapor (e). Caso haja movimento do ar na superfície, as moléculas de água podem ser removidas, e a pressão de vapor se mantém baixa. Caso contrário, haverá evaporação até que a taxa de vaporização e condensação se igualem e a evaporação cesse, o ar estará então saturado (MAIDMENT, 1992). Desta forma, para que a evaporação seja contínua, é necessário que exista uma fonte de energia para fornecer calor latente, e é necessário um mecanismo que remova o vapor (PENMAN, 1948).

A quantidade de calor total de uma determinada massa de ar pode ser entendida como a soma do calor sensível, que depende da diferença de temperatura, e do calor latente, que depende da diferença de pressão de vapor. O fluxo de calor sensível (H) pode ser entendido como a parte da energia que irradia da superfície que altera a temperatura do ar sem participar da evaporação (MAIDMENT, 1992), enquanto o fluxo de calor latente (LE) é a fração da energia utilizada para mudança de estado físico da água.

Imaginando-se uma massa de ar isolada de outras fontes externas de calor, qualquer mudança no conteúdo de calor latente deve ser equilibrada por uma mudança igual e oposta no calor sensível. De maneira que, se o ar não estiver saturado, ou se possuir pequena quantidade de água líquida, essa água irá evaporar (aumentando a quantidade de calor latente) e resfriar o ar (diminuindo a quantidade de calor sensível). Esse processo só é interrompido quando o ar se torna saturado (MONTEITH, 1965).

Sendo assim, os principais fatores que afetam diretamente a evaporação são (ALLEN et al., 1998):

- a radiação, que fornece energia para o calor latente;
- a temperatura do ar, que regula o fluxo de calor sensível;
- a umidade, que regula a pressão do vapor;
- e a velocidade do vento, que controla a remoção do vapor.

Transpiração

Diferente da evaporação, controlada basicamente pelo equilíbrio entre temperatura do ar e vapor d'água, a transpiração é regida tanto pelos mesmos princípios físicos da evaporação quanto pelo metabolismo do vegetal, o qual possui certo controle do fluxo de água utilizada para a transpiração.

Como as plantas são formadas principalmente por água (90%), se elas fossem diretamente expostas ao ambiente, elas secariam rapidamente e morreriam. Ao mesmo tempo, elas necessitam de uma conexão com o ar atmosférico para permitir a absorção de CO₂ para realização da fotossíntese. Essa troca é feita através de pequenas aberturas nas folhas, chamadas estômatos. É pelos estômatos que ocorre também a troca de vapor com o ambiente, que é regulável pela planta de acordo com a disponibilidade de água. Essas aberturas são representadas em equações e modelos como uma resistência ao fluxo de calor latente (SHUTTLEWORTH, 2012).

Conceituação de evapotranspiração

Evapotranspiração é um termo que se refere a uma combinação de diferentes processos evaporativos difíceis de serem contabilizados separadamente, como a evaporação da interceptação, a transpiração das plantas, evaporação do solo e evaporação de corpos hídricos (SAVENIJE, 2004).

Erlandsson et al. (2014) investigaram as características dos diferentes fluxos evaporativos assim como os aspectos temporais de cada fluxo. Os autores mostraram que, a partir do modelo hidrológico que simula as interações entre a superfície e a atmosfera (STEAM), é possível mostrar que 59% da evapotranspiração continental é transpiração. Além disso, simularam os diferentes tempos de residência da transpiração, que varia de dias a meses, enquanto o da interceptação e evaporação é de horas. Jasechko et al. (2013) encontraram valores similares utilizando dados observados.

Em função das dificuldades para ser estimada, é comum que se faça distinção entre evapotranspiração potencial, de referência e real.

Penman (1956) define evapotranspiração potencial como a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, em uma unidade de tempo, de uma superfície extensa, completamente coberta com vegetação de porte baixo que sombreia completamente o solo e nunca lhe falta água. Ou seja, é a evapotranspiração que ocorreria em condições ideais de disponibilidade de água para o vegetal como uma função de variáveis climáticas como radiação líquida, temperatura, umidade e características da vegetação (ZHANG et al., 2016).

A evapotranspiração de referência é a evapotranspiração de uma cultura bem adaptada, selecionada para fins de comparação (BERGAMASCHI et al., 1992; ALLEN et al., 1998) e

pode ser definida como a razão evaporativa de uma cultura ideal de grama com uma altura fixa de 0,12m; albedo de 0,23; e resistência de superfície de 70s/m (SHUTTLEWORTH, 1992).

A evapotranspiração real representa condições reais de fatores atmosféricos e de umidade do solo e por isso é sempre menor ou igual à evapotranspiração potencial (TUCCI, 1993). É a quantidade de água perdida tanto por evaporação de água do solo quanto pela transpiração da vegetação levando em conta as condições atuais de umidade do solo, nutrientes e patógenos (ZHANG et al., 2016).

2.1.2 Métodos de medição

Embora o conceito de evapotranspiração englobe mais de um fluxo evaporativo, isto é, evaporação de corpos d'água, transpiração, evaporação do volume interceptado, discernir esses fluxos é muito difícil, por isso, os métodos de medição de evapotranspiração acabam não fazendo separação entre evaporação e transpiração (SAVENIJE, 2004). Shuttleworth (2012) definiu os métodos de medição de evaporação em dois grupos, os métodos micrometeorológicos e o métodos de perda de água.

2.1.2.1 Métodos micrometeorológicos

É muito comum quantificar taxas de evapotranspiração a partir de fluxos da energia que deixam a superfície em forma de calor latente de vaporização (SHUTTLEWORTH, 2012). Os métodos de medição micrometeorológicos determinam a evapotranspiração como o fluxo de vapor de água através do ar a partir de um corpo d'água, vegetação ou solo. As medições são feitas na atmosfera, na camada de ar turbulenta próxima ao solo, de forma que a taxa do fluxo de vapor medido seja uma aproximação muito boa da taxa de evaporação da superfície (SHUTTLEWORTH, 1992). Os dois métodos mais comumente usados são a razão de Bowen e a correlação de vórtices turbulentos, descritos a seguir conforme Shuttleworth (2012).

Razão de Bowen – Balanço de energia

Este método baseia-se na ideia de que, em qualquer ponto da atmosfera, é possível estimar a soma do calor sensível e latente como sendo o resíduo do balanço de energia, calculado com os outros termos dessa equação que podem ser medidos. Portanto, o método calcula a evaporação como o resíduo do balanço de energia. Para isso, estabelece uma razão entre calor sensível e calor latente, denominada razão de Bowen (H/LE).

Como descrito nos princípios físicos da evaporação, o calor sensível e o calor latente são determinados por um equilíbrio entre temperatura e umidade, sendo assim, os equipamentos

que determinam a evapotranspiração pelo método da razão de Bowen medem, na verdade, temperatura e pressão de vapor em duas alturas, de onde se estabelece a relação descrita na Equação 1.

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad \text{Equação 1}$$

em que, β é a Razão de Bowen, ΔT é a diferença de temperatura entre duas alturas, Δe é a diferença de pressão de vapor entre duas alturas, e γ é a constante psicométrica. Assume-se que, para alguns metros acima do chão, o processo de transferência responsável pelo deslocamento vertical de calor sensível é o mesmo que move o calor latente para qualquer condição de estabilidade atmosférica.

Correlação de vórtices turbulentos (Eddy covariance)

O fato de existir um movimento ascendente do vapor d'água na atmosfera, onde os movimentos de ar são turbulentos, mostra que há uma correlação positiva entre flutuações de umidade do ar acima da média e velocidade vertical do vento. Ao mesmo tempo, flutuações de valores de umidade abaixo da média estão correlacionadas com flutuações negativas de velocidade vertical do vento (SHUTTLEWORTH, 2012).

Por isso, para que sejam medidos os fluxos de calor sensível e de calor latente, são necessárias medições simultâneas de velocidade do vento perpendicular à superfície, umidade do ar e temperatura. Essas medições podem ser feitas por equipamentos que calculam a evapotranspiração a partir de uma média do coeficiente de correlação entre variações verticais na velocidade do vento e umidade em alta frequência (de aproximadamente 10 Hz), acima do perfil de vegetação (dossel).

2.1.2.2 Métodos baseados no balanço hídrico

Os métodos de medição de evapotranspiração por balanço hídrico representam uma forma de medir a perda líquida de água para a atmosfera de certa área ao longo de um determinado período de tempo (SHUTTLEWORTH, 2012). Representam a diferença não medida entre os componentes medidos do balanço hídrico como precipitação, escoamento superficial (e eventualmente também subterrâneo) e variação no armazenamento de água no solo. Baseia-se na ideia de que é possível fechar o balanço hídrico para uma determinada área (BIERKENS, 2008). Nesse método, assume-se que todos os outros componentes do balanço hídrico podem ser medidos com elevada acurácia. A seguir são descritos alguns desses métodos.

Tanque Classe A

O tanque Classe A mede a evaporação da água. É um tanque cheio de água que fica exposto ao ambiente. Diariamente são feitas as medições de seu nível, e descontados os níveis de precipitação medidos na mesma estação meteorológica para o mesmo intervalo de tempo de medição. As medições obtidas em tanques Classe A são geralmente maiores do que superfícies de lagos ou de plantações na mesma região. Isso porque geralmente o balanço de energia do tanque não é representativo, pois parte da energia radiante utilizada para evaporar a água do tanque vem das laterais ou do fundo dele. Por isso, para aplicar essas medições, são utilizados coeficientes de conversão (SHUTTLEWORTH, 1992; TUCCI, 1993).

Lisímetros

Os lisímetros são equipamentos que medem a massa da variação de água em um volume de solo. A evaporação é calculada como a diferença entre as variáveis medidas como precipitação, irrigação e drenagem. Esse volume de solo costuma conter o tipo de vegetação cuja evapotranspiração busca-se avaliar. São equipamentos amplamente utilizados, principalmente em pesquisas para calibrar algumas equações empíricas usadas para estimar evaporação de culturas irrigadas (SHUTTLEWORTH, 1992).

Depleção de umidade do solo

A depleção da umidade do solo mede a variação do conteúdo de água em uma amostra de solo a partir da mudança de umidade de solo, com base em medições de precipitação, vazão, capilaridade e escoamento. Requer repetitivas medições de umidade do solo que sejam representativas para a área de estudo (BIERKENS, 2008).

Balanço hídrico em bacias hidrográficas

A evapotranspiração também pode ser estimada como o resíduo do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica. Embora as medições de vazão sejam bastante precisas (incertezas de aproximadamente 5%), as de precipitação não são tanto (5-15%). Por fim, os erros sistemáticos da drenagem subterrânea são difíceis de estimar. Isso faz com que erros nas estimativas de evapotranspiração por esse método acabem se acumulando e se aproximando de 20 ou 30% (SHUTTLEWORTH, 2012).

2.1.3 Métodos de estimativa através de equações

As equações para cálculo da evapotranspiração podem ser formuladas com base na transferência de massa, no resíduo do balanço de energia ou no resíduo do balanço hídrico

(BRUSAERT, 2005). As mais comumente utilizadas em hidrologia são as apresentadas a seguir, baseadas no resíduo do balanço de energia (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013).

2.1.3.1 Equação de Thornthwaite

A equação de Thornthwaite (Equação 2) é uma forma de estimar a evapotranspiração apenas com dados de temperatura. Por não contemplar outras variáveis, principalmente a umidade do ar, não é recomendável que seja utilizada em qualquer tipo de clima. Mesmo assim, em função de sua simplicidade, ganhou popularidade e é utilizada no mundo todo (TUCCI, 1993).

$$ET = Fc 16 \left(10 - \frac{T}{I}\right)^a \quad \text{Equação 2}$$

em que ET é a evapotranspiração potencial para meses de 30 dias e comprimento de 12 horas (mm/mês), T é a temperatura média mensal do ar (°C) e Fc é um fator de correção em função da latitude e mês do ano. I e a devem ser calculados de acordo com a Equação 3 e Equação 4, respectivamente.

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5}\right)^{1,514} \quad \text{Equação 3}$$

$$a = 67,5 * 10^{-8} I^3 - 7,71 * 10^{-6} I^2 + 0,01791 I + 0,492 \quad \text{Equação 4}$$

em que t_i é a temperatura do mês analisado em °C.

2.1.3.2 Equação de Penman-Monteith

O método de Penman-Monteith (PENMAN, 1948; MONTEITH, 1985) é baseado em redes de resistência, como num circuito elétrico em que o fluxo evaporativo é a corrente; a diferença de potencial é o déficit de pressão de vapor no ar; e a resistência é uma combinação das resistências superficial e aerodinâmica (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013). Esse método assume que toda a energia disponível para evaporação está acessível às plantas e considera a resistência das plantas separadamente à resistência do solo (SHUTTLEWORTH, 1992). Esta é a principal equação de base física entre os métodos de estimativa de evapotranspiração potencial diária (Equação 5).

A resistência de superfície simula a resistência que o vapor de água encontra para deixar o estômato das folhas, e a resistência aerodinâmica representa a resistência que a difusão de vapor de água encontra para entrar na atmosfera.

$$ET = \frac{1}{\lambda \rho_w} \left(\frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) \quad \text{Equação 5}$$

em que λ é o calor latente de vaporização (MJ.kg^{-1}), Δ é a taxa de variação da pressão de saturação do vapor com a temperatura do ar ($\text{kPa./}^\circ\text{C}$), Rn é a radiação líquida que incide na superfície ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), G é o fluxo de energia para o solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), ρ_a é a massa específica do ar (kg/m^3), ρ_w é a massa específica do vapor (kg/m^3), c_p é o calor específico do ar úmido ($\text{MJ/kg.}^\circ\text{C}$), e_s é a pressão de saturação do vapor (kPa), e_d é a pressão de vapor de água no ar (kPa), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa./}^\circ\text{C}$), r_s é a resistência superficial da vegetação (s/m), e r_a é a resistência aerodinâmica (s/m). Mais detalhes sobre cada componente da equação podem ser obtidos em Allen et al. (1998).

2.1.3.3 Equação de Priestley-Taylor

O método proposto por Priestley e Taylor para ao cálculo da evapotranspiração diária substitui o termo aerodinâmico da equação de Penman-Monteith por uma constante sem dimensão Φ .

$$ET = \Phi \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - G) \quad \text{Equação 6}$$

em que, Φ é a constante de Priestley-Taylor com valor de 1,26 para climas úmidos, e 1,74 para climas áridos (SHUTTLEWORTH, 1992).

2.1.4 Considerações sobre Evapotranspiração

A evapotranspiração pode, portanto, ser estimada e medida de diferentes formas. Usualmente, esses métodos representam observações válidas para escalas locais, com exceção das metodologias baseadas em balanço hídrico aplicado a bacias hidrográficas, que representam ET média para grandes áreas e longos períodos (escala temporal de meses e anos).

Diferentemente de pluviômetros, por exemplo, que representam uma extensa rede no Brasil com dados consistentes e acessíveis, as medições de evapotranspiração, assim como as variáveis climatológicas, necessárias para sua estimativa, são mais raras e caras. Os métodos de medição e estimativas pontuais acabam sendo extrapolados para áreas próximas com características similares. Como a evapotranspiração é dependente das características locais de cobertura da terra e de condições de relevo, os erros inerentes à extrapolação acabam reduzindo a exatidão das estimativas de ET em áreas maiores. Nesse contexto, métodos alternativos a

partir de imagens de sensoriamento remoto são considerados, atualmente, a maneira mais efetiva de captar a variabilidade espacial e temporal da ET (FISHER et al., 2017; TANG e LI, 2014).

Segundo um levantamento realizado por Fisher et al. (2017), apesar dos diversos avanços que vêm sendo feitos, ainda existem diversos questionamentos a serem respondidos a respeito da ET e do seu papel no sistema terrestre. As respostas a tais questionamentos parecem estar estritamente ligadas à estimativa da ET em escalas regional e global, assim como à sua análise temporal com alta acurácia. Seguem alguns exemplos de perguntas levantadas por Fisher et al. (2017):

- Quanta água é usada pelos diferentes grupos de plantas nos ecossistemas, e quanta eles precisam?

- Podemos unificar os ciclos de água, carbono e energia a partir de observações espaciais com ET representando a variável de ligação entre esses ciclos?

- Como as informações sobre ET podem ser aplicadas para otimizar alocações sustentáveis de água, uso da água na agricultura, produção de alimentos, gestão de ecossistemas e, conseqüentemente, segurança hídrica e alimentar em um clima em mudança a fim de atender às demandas de uma população crescente?

2.2 Sensoriamento Remoto aplicado à estimativa de evapotranspiração em escalas regional e global

A evapotranspiração é regulada por uma série de fatores mensuráveis por sensoriamento remoto, como aspectos radiativos, atmosféricos e vegetais. A determinação da evapotranspiração por imagens de satélite representa um avanço importante na obtenção dessa variável em termos principalmente de exatidão em maiores escalas (FISHER et al., 2017; ANDERSON et al., 2011; FISHER et al., 2008; ALLEN et al., 2007).

Os principais sistemas de sensoriamento remoto utilizados para investigações de recursos da Terra têm diferentes recursos conforme o objetivo da missão. Os possíveis de serem usados para estimativas de evapotranspiração precisam ter uma de suas bandas no infravermelho termal. A seguir são apresentados um levantamento dos sistemas que possuem banda termal e uma breve descrição a respeito de cada um deles.

ASTER

O ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) é um

dos cinco instrumentos que, juntamente com os sensores MODIS, MIRS e CERES, compõem o satélite TERRA da NASA, lançado em dezembro de 1999. O dispositivo é aplicado para estudos de geleiras, desastres naturais, mar, neve, vegetação, uso e ocupação do solo e temperatura de superfície. Possui órbita síncrona com o sol e 14 bandas do visível até o infravermelho termal com alta resolução espacial, temporal e espectral. A resolução espacial varia de acordo com a banda, sendo de 15m para a região do visível infravermelho próximo, 30m para infravermelho de onda curta e 90m no infravermelho termal. Cada cena cobre uma área de 60x60km (ABRAMS, 2002).

AVHRR

O AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) é um sensor a bordo do satélite NOAA. Pode ser usado para mapeamento diurno e noturno de nuvens e temperatura de superfície tanto da terra quanto das próprias nuvens, além de fornecer informações regionais sobre a condição da vegetação. Possui seis bandas do espectro eletromagnético e sua órbita é polar síncrona com o sol. Adquire imagens de toda a Terra uma vez por dia, possibilitando observações com resolução espacial moderada de 1,1km. Pelo fato de o número de órbitas não ser um número inteiro, as trajetórias suborbitais não se repetem diariamente, embora o horário de passagem se mantenha igual para qualquer latitude. Entretanto, a deriva orbital do satélite com o tempo causa uma mudança sistemática nas condições de iluminação e no horário local de observação, o que representa uma fonte de não-uniformidade na análise de dados multi-temporais do AVHRR (JENSEN, 2009).

A primeira missão do AVHRR foi lançada em outubro de 1978. Logo foi melhorada para sua segunda versão lançada em junho de 1981. O instrumento mais recente é a versão 3 (AVHRR/3) lançado em maio de 1998.

GOES

O sistema GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite Program*) é um projeto antigo, tendo sua primeira missão lançada em 1966, formado por uma constelação de satélites atualmente consistidos pelo GOES-13 e GOES-16 operando com GOES-Leste e o GOES-15 operando com GOES-Oeste. Com sua alta resolução temporal de uma imagem a cada 15 minutos, é utilizado para previsões meteorológicas locais, incluindo tornados, furacões, enchentes e outros eventos climáticos severos. A sua resolução espacial um pouco mais grosseira, de 4km, é suficiente para os propósitos deste sistema.

O sistema consiste em vários subsistemas de observação, o GOES *Imager*, que fornece

dados de imagem multiespectral em 5 bandas, e o GOES *Sounder*, que usa um canal no visível e 18 canais no infravermelho. Seus instrumentos têm uma órbita geossíncrona, rotacionando na mesma velocidade que a rotação da terra, de forma que o imageamento seja constantemente a mesma porção da Terra.

MODIS

O MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) consiste em um sensor instalado nas plataformas TERRA (desde 1999) e AQUA (desde 2002), com órbita polar descendente no satélite TERRA e ascendente no satélite AQUA. O sensor tem capacidade de observar a terra a cada um ou dois dias, coletando informações em 36 bandas do espectro eletromagnético em três resoluções espaciais diferentes 250m, 500m ou 1000m. Com todos seus atributos, é diretamente usado na avaliação de variáveis como nuvens, aerossóis, cor do oceano, vapor atmosférico, variações na cobertura do solo, ozônio e temperatura de superfície tanto da terra quanto das nuvens (NASA, 2018).

Sentinel

Os satélites Sentinel são parte de um programa chamado Copernicus desenvolvido pela Agência Espacial Europeia (ESA). Ao todo serão lançados seis instrumentos, dos quais quatro já estão em órbita. O satélite **Sentinel-3** é o primeiro do conjunto que tem a banda termal e foi lançado em fevereiro de 2016. Seu gêmeo Sentinel-3B foi recentemente lançado em abril de 2018. O principal objetivo desses instrumentos é observar a temperatura da superfície dos oceanos. Além disso, esses satélites possibilitam que sejam monitorados a temperatura da superfície continental, incêndios, temperatura de superfície do gelo, nuvens, aerossol, uso do solo, florestas e produtos hidrológicos. Sua resolução espacial é moderada, sendo de 500m para as bandas do visível e 1000m para a banda termal, e têm um tempo de revisita de 27 dias (ESA, 2018).

LANDSAT

O primeiro satélite da família LANDSAT entrou em órbita em 1972 e, ao todo, foram lançadas oito missões. Este programa possui a coleção mais longa de dados de média resolução espacial do mundo, com mais de 45 anos de dados (USGS, 2018).

A partir de uma órbita polar síncrona com o sol, os satélites LANDSAT são capazes de observar todo o globo a cada 16 dias. Os sensores utilizados nas plataformas LANDSAT são variados de acordo com a missão, podendo ser o MSS (*LANDSAT Multispectral Scanner*),

presente nas missões de 1 a 5; LMS (*LANDSAT Multispectral Scanner*), presente nas missões de 4 e 5; ETM (*Enhanced Thematic Mapper*), presente na missão 7; e OLI (*Operational Land Imager*) ou TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) presentes na missão 8. O número de bandas e as resoluções espaciais de cada banda também variam de acordo com o sensor (USGS, 2018).

A Tabela 2.1 apresenta um resumo das informações a respeito dos sensores mencionados.

Tabela 2.1 – Resumo de informações sobre os principais sistemas sensores com imageamento termal.

Sistema Sensor	Período de Revisita	Resolução espacial (m)	Resolução da banda termal (m)	Dados disponíveis desde
ASTER	16 dias	15	90	1999
AVHRR	0,5 dia	1100	1100	1978
GOES 16	15 min	2000	2000	2016
MODIS	0,5 dia	250	1000	1999/2002
Sentinel - 3 SLSTR	27 dias	500	1000	2016
LANDSAT OLI/TIRS	16 dias	30	100	2013
LANDSAT TM	16 dias	30	120	1972
LANDSAT ETM	16 dias	30	60	1999

Embora nenhuma missão espacial possua ainda todos os requisitos de escala espacial, temporal e radiométrica ideais (FISHER et al., 2017), existem diversas técnicas de obtenção de ET a partir dos sensores disponíveis e de utilizar essas informações para diversas aplicações (MU et al., 2011; FISHER et al., 2008; NORMAN et al., 1995; ANDERSON et al., 1997; SU, 2002; BASTIAANSEN et al., 1998a; Allen et al., 2007)

Como as técnicas de sensoriamento remoto não podem medir a evapotranspiração diretamente, essa precisa ser estimada a partir de algoritmos ou modelos que utilizam a radiância espectral medida pelo sensor como dado de entrada (FISHER et al., 2017; BIGGS et al., 2015; WANG e DICSON, 2012).

Combinações de bandas espectrais são capazes de gerar informações específicas da superfície que posteriormente são utilizados como dados de entrada em modelos de estimativa de evapotranspiração. Esses modelos, tanto físicos quanto empíricos, diferem significativamente nas variáveis de entrada e de saída, e vem sendo desenvolvidos em diferentes graus de complexidade (TANG e LI, 2014).

A vantagem do uso de dados de sensoriamento remoto para obtenção de estimativas de evapotranspiração reside na capacidade de identificar a heterogeneidade do terreno, considerando as diferentes características da superfície. Além disso, a possibilidade de espacialização do dado sem a necessidade de extrapolação consiste em um ganho considerável.

Segundo Fisher et al. (2017), a melhora da precisão no mapeamento da evapotranspiração ainda é um dos grandes desafios a respeito deste assunto, sugerindo uma meta de erro menor do que 10%.

Os diversos métodos existentes para obtenção de evapotranspiração por sensoriamento foram aplicados com sucesso para diferentes situações e condições climáticas, cada um com suas vantagens e desvantagens. Entretanto, atualmente, nenhum modelo é suficientemente completo de forma que possa ser aplicado em qualquer lugar e obtenha ótimos resultados sem que seja necessário algum tipo de adaptação ou ajuste (LI et al., 2009)

Dos diversos métodos existentes para obtenção de evapotranspiração por sensoriamento remoto, os baseados no balanço de energia são os mais amplamente difundidos e utilizados (ALLEN et al., 2007; SU et al., 2003; SU, 2002; ROERINK et al., 2000; BASTIAANSEN et al., 1998a; BASTIAANSEN et al., 1998b; ANDERSON et al., 1997; NORMAN et al., 1995; CHOUDHURY E MENETI, 1993).

O método objeto do presente trabalho, o SEBAL, é um modelo classificado como um método de balanço de energia de fonte única e com elemento-fim. As definições dessas classificações são apresentadas no capítulo a seguir e detalhamento do SEBAL é exibido no subcapítulo 3.2.

2.3 O Método do Balanço de Energia

O sistema atmosférico terrestre busca estabelecer constantemente equilíbrio, de forma que exista um movimento contínuo de entrada e saída de energia deste sistema. Ao longo do tempo, mudanças nas características dos solos e oceanos afetam a maneira como a troca de energia ocorre dentro do sistema e até a quantidade de energia total armazenada (LIOU, 2014).

No método do balanço de energia, a evapotranspiração é o resíduo da soma dos componentes do balanço e é um dos mais utilizados para mapeamento de ET em diferentes escalas espaciais e temporais (LI et al., 2009). Esse método costuma ser classificado em método de fonte única, em que o solo e a vegetação são analisados como um único balanço de energia, ou de fonte dupla, em que essa análise é feita individualmente (MCSHANE; DRISCOLL;

SANDO, 2017). A Figura 2.2 ilustra a diferença entre os dois.

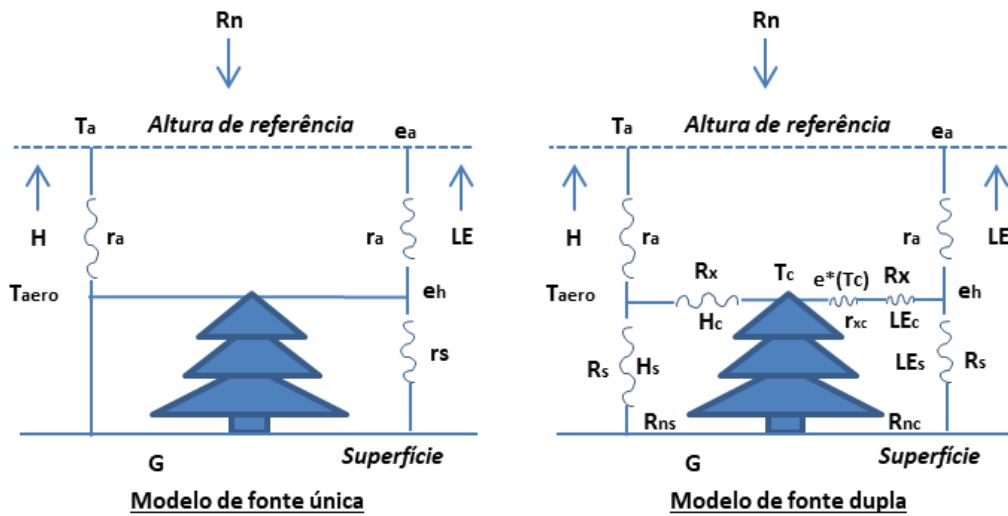


Figura 2.2 – Diferenças entre modelos de fonte única e de fonte dupla para a obtenção de evapotranspiração por sensoriamento remoto pelo método do balanço de energia. Fonte: Tang e Li (2014)

2.3.1.1 Modelos de Fonte Única

Quando o calor armazenado pela vegetação e pela superfície não é contabilizado, o método do balanço de energia é classificado como modelo de fonte única e pode ser expresso pela Equação 7, que representa o formato unidimensional da equação do balanço de energia. Ela também descreve o fluxo de calor latente (LE) como sendo o saldo do balanço de energia, quando descontados do saldo líquido de radiação incidente (Rn) o fluxo de calor no solo (G) e o fluxo de calor sensível (H), sendo que todos eles podem ser obtidos por sensoriamento remoto com algum dado de campo auxiliar.

$$LE = Rn - G - H \quad \text{Equação 7}$$

Cada componente da Equação 7 será avaliado detalhadamente no capítulo de material e métodos (3.2).

Uma característica do modelo de fonte única é que, para o cálculo do fluxo de calor sensível, a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) precisa ser ajustada de acordo com as características da superfície.

Os modelos de fonte única normalmente requerem menos tempo de processamento computacional e menos dados medidos em campo do que os modelos de fonte dupla. Em áreas homogêneas, tais modelos podem obter valores de ET com relativa acurácia.

Para que os modelos de fonte única produzam boas estimativas dos fluxos de calor sensível e calor latente, eles precisam ser calibrados, o que impede sua aplicação direta em diversas condições da superfície.

Uma última subdivisão que se faz entre os modelos de obtenção de evapotranspiração por sensoriamento remoto é entre aqueles que utilizam informações espaciais da imagem para definir condições extremas, chamados de modelos com elemento-fim, e aqueles que não usam essa suposição, simplesmente modelos sem-elemento-fim (LI et al., 2009).

As condições extremas são pontos da imagem em que os fluxos de calor são supostamente conhecidos. Usualmente denominados limites úmido ou frio, em que o fluxo de calor sensível é mínimo e o fluxo de calor latente é máximo; e limite seco ou quente em que ocorre o inverso.

O que diferencia os modelos com elemento-fim é (1) como cada um calcula o fluxo de calor sensível (H), ou seja, como eles definem os limites frio e quente; (2) como fazem a interpolação entre os valores extremos para determinadas condições definidas por sensoriamento remoto, como NDVI, albedo, LAI entre outros; (3) e condições de campo como velocidade do vento, umidade, altura da vegetação, etc. A principal hipótese desses métodos é de que há pouca ou nenhuma mudança nas condições atmosféricas no espaço e que as variações horizontais são suficientes para garantir a existência dos extremos seco e úmido na região estudada (LI et al., 2009).

2.4 Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL

O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) foi desenvolvido por Bastiaanssen et al. (1998a) e validado por Bastiaanssen et al. (1998b). O diferencial desse modelo em relação aos outros é o método de calibração interna que utiliza o procedimento CIMEC (*Calibration Using Inverse Modeling at Extreme Conditions*), o qual estabelece a relação linear entre os valores de temperatura de superfície e diferença de temperatura entre duas alturas nos dos pixels extremos. Essa suposição evita problemas como a necessidade de utilizar dados de temperatura medidos em campo e interpolados para uma grande área. O fluxo de calor sensível é então calculado a partir de um processo iterativo até que se estabeleça uma condição estável. A escolha das condições extremas é muito importante para o cálculo da evapotranspiração, e um bom resultado está muito atrelado à adequada seleção desses pixels.

O SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen et al. (1998a) para calcular o particionamento da energia em escala regional com o mínimo de dados observados em campo.

Essa primeira formulação era baseada na relação entre a temperatura de superfície e o albedo. Depois de algumas aplicações, percebeu-se que essa relação tinha um impacto muito grande na resistência aerodinâmica, então Bastiaanssen (2000) mostrou que a velocidade de fricção e a resistência aerodinâmica poderiam ser mais bem computadas a partir de dados de velocidade do vento medidos em campo.

Algumas características o fazem diferente e vantajoso em relação a outros métodos:

- O cálculo do calor sensível está atrelado à escolha dos pixels “âncora” que estabelecem a relação linear entre condições extremas de fluxo de calor sensível. Por isso são chamados pixels âncora ou simplesmente pixels extremos (BASTIAANSSEN et al., 1998a).
- No SEBAL, a diferença vertical na temperatura do ar (dT) é computada como o inverso do calor sensível nos pixels âncora. Isso faz com que não seja necessário computar a temperatura radiométrica da superfície e nem usar medições de temperatura de estações climatológicas (KILIC et al., 2016). Ademais, isso facilita a obtenção precisa da temperatura aerodinâmica de superfície que costuma ser um parâmetro difícil de obter por sensoriamento remoto.
- O SEBAL é mais acessível a usuários comuns, pois os dados de entrada são de fácil obtenção (TANG e LI, 2014).

Ao longo desses anos, o algoritmo foi testado e validado por diversos trabalhos que comparam os resultados obtidos com dados medidos em campo por diferentes métodos de medição, em diversas regiões do mundo e escalas. Avaliações mostram que a exatidão do modelo se situa em torno de 85%, 95% e 96% para escalas diárias, mensais e anuais respectivamente (BASTIAANSSEN et al., 1998b; BASTIAANSSEN, 2000; ALLEN et al., 2001a).

Um estudo realizado por Allen et al. (2001b) avaliou o desempenho do algoritmo em escala de bacia hidrográfica, aplicando o SEBAL na bacia do rio *The Bear* que cobre 20.000km² entre os estados de Idaho, Utah e Wyoming na região oeste dos Estados Unidos. A região possui cerca de 190.000 hectares de área plantada. As avaliações foram feitas em escala mensal, e os dados foram comparados com medições de lisímetros e mostraram bons resultados. As variações avaliadas em escala mensal foram de $\pm 16\%$, e as diferenças avaliadas para uma estação foi de 4%.

Um trabalho desenvolvido na China por Sun et al. (2011) utilizou o SEBAL para estimar a evaporação de uma região de banhado e avaliar a distribuição espacial das estimativas. Para o primeiro caso, os dados foram comparados com os dados de um tanque classe A e tiveram boa concordância, com superestimativas do SEBAL de cerca de 10% para estimativas diárias. Para o segundo caso, foi feita uma comparação com um mapa de uso do solo, e as observações estiveram dentro do inicialmente esperado, como baixa evapotranspiração para regiões urbanas e altas para corpos d'água.

Santos et al. (2010) compararam o desempenho do SEBAL e do S-SEBI com dados de torres de fluxo na região semiárida do nordeste brasileiro e perceberam maior precisão nos resultados obtidos pelo SEBAL, que apresentou REMQ de aproximadamente 5% contra 9% para o S-SEBI. Utilizaram imagens do satélite LANDSAT 5.

Dados obtidos pelo SEBAL em escalas locais e regionais foram comparados por Ruhoff (2011) com medições de torres de fluxo e com resultados do fechamento do balanço hídrico. Foram obtidos resultados superestimados mas precisos, com desvios entre 32 e 55%. O estudo foi desenvolvido em uma região do Brasil central do bioma cerrado e com o satélite MODIS.

O SEBAL já foi testado e validado utilizando dados de diferentes sensores. Bons resultados foram obtidos com a aplicação do sensor MODIS (RUHOFF, 2011; ZHANG et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2014; KIPTALA et al., 2013). Para os sensores do legado LANDSAT, foram observados resultados adequados para o LANDSAT 5 (LAL et al., 2008; MACHADO et al., 2014; SANTOS et al., 2010), LANDSAT 7 (HONG et al., 2014) e LANDSAT 8 (SILVA et al., 2015). Resultados para os sensores AVHRR dos satélites NOAA geralmente se apresentaram menos satisfatórios em relação ao LANDSAT (ALMHAB e BUSU, 2008; GIACOMONI e BULHÕES, 2008; PAIVA, 2005).

O SEBAL é, portanto, um modelo bastante utilizado desde a sua concepção e com diversas aferições quanto a seus resultados. Ele pode ser considerado um modelo de aplicação acessível, pois depende de dados disponíveis para qualquer usuário.

O algoritmo completo do SEBAL é detalhado no capítulo 3.2.

2.4.1 Sensibilidade do algoritmo SEBAL

Entender o comportamento da resposta do modelo em função da variação nos dados de entrada é uma maneira de avaliar quais dessas informações necessitam maior acurácia. Além disso, compreendendo a sensibilidade das variáveis internas do modelo, sugerem-se os pontos

nos quais vale a pena investir para buscar melhores resultados.

Alguns trabalhos desenvolvidos nesse sentido evidenciam variáveis às quais o SEBAL é mais sensível, como à escolha dos pixels extremos e à diferença entre a temperatura superficial e a temperatura do ar (dT). Diferentes autores concordam diretamente que o modelo seja bastante sensível a essas variáveis. Para outros, no que tange a temperatura de superfície (T_s), a rugosidade de superfície (z_{om}) e o albedo, há certa divergência entre os resultados de alguns trabalhos. Enquanto isso, outros itens foram muito pouco investigados.

O trabalho de Timmermans et al. (2007) apresentou uma comparação entre um modelo de fonte dupla, o TSEB, e um modelo de fonte única, o SEBAL, analisando a sensibilidade dos dois modelos. Os autores concluem que erros nas estimativas da temperatura de superfície (T_s) ou na diferença das temperaturas do ar e da superfície (dT) tiveram os maiores impactos na estimativa do fluxo de calor sensível (H). E que, para o SEBAL, a escolha dos pixels extremos influencia fortemente a estimativa dos fluxos. Aconselharam que não se aplique o SEBAL em áreas com superfícies muito heterogêneas, pois, nesses casos, a linearidade entre a temperatura de superfície e a temperatura do ar (dT) não seria válida. Os resultados sugeriram certa sensibilidade na rugosidade do pixel quente, que propagam erros na equação linear utilizada para obter dT .

Wang et al. (2009) analisaram a sensibilidade do SEBAL para as variáveis dT , albedo, z_{om} , NDVI e para a seleção dos pixels quente e frio. Observaram que o modelo é sensível à escolha dos pixels extremos e à dT , e menos sensível ao NDVI, albedo, z_{om} em regiões com cobertura completa do dossel. Avaliaram também casos de cobertura parcial da vegetação, caso no qual o modelo se manteve sensível à escolha dos pixels extremos e dT e mais sensível a z_{om} . Ao NDVI, a sensibilidade continuou baixa. Em um cenário de cobertura escassa do dossel, o SEBAL se mostrou muito sensível à escolha do pixel quente e menos sensível à escolha do pixel frio, dT , NDVI e albedo.

Long et al. (2011) analisaram a sensibilidade de algumas variáveis do SEBAL assim como a sensibilidade à variação da área de abrangência da imagem utilizada (este último é detalhado no capítulo seguinte). Para analisar a sensibilidade, foram utilizadas 29 imagens sem nuvens do satélite MODIS para o ano de 2007. Fizeram as análises de sensibilidade dos parâmetros a e b , componentes da reta de calibração do SEBAL ($T_s \times dT$), e depois de H , variando os valores de $T_{s,quente}$ (temperatura superficial no pixel quente) e $T_{s,frio}$ (temperatura superficial no pixel frio). Os autores observaram que, à medida que aumentavam os valores de

$T_{s,quente}$, a derivada da curva entre H e $T_{s,quente}$ tendia a aumentar, enquanto que para a relação de $T_{s,frio}$ e H , observaram exatamente o oposto, a derivada tendendo a diminuir. Observaram que, de forma geral, todas as variáveis locais, exceto o Rn_{quente} , são correlacionadas negativamente com as estimativas de H , e que H é muito sensível à T_s (em torno de 30%), pouco sensível à z_{om} e a u_{200} (em torno de 3%), e relativamente sensível à Rn (em torno de 12%). Observaram ainda que Rn_{quente} é a segunda variável de entrada mais importante para o SEBAL, e que os estudos mais recentes investigam a sensibilidade de dT para os pixels extremos ou expressam os coeficientes a e b em função de dT , mas não falam sobre o Rn_{quente} .

O SEBAL é muito sensível à escolha da temperatura dos pixels quente e frio, o que significa que os dois pixels extremos têm um papel chave na determinação da magnitude das estimativas de H e LE . Além disso, os dois extremos apresentam influências similares nos resultados, ou seja, um aumento na temperatura de qualquer um dos dois resulta em uma redução dos valores de H e conseqüente aumento de LE e vice-versa (Long et al, 2011). O algoritmo é mais sensível ainda à $T_{s,quente}$, pois essa variável aparece também nos cálculos de Rn e G , além do cálculo de H .

Choraguidi (2011) analisou a sensibilidade do modelo METRIC, que, por ser um modelo muito semelhante ao SEBAL, pode ter seu trabalho igualmente discutido. O estudo focou em analisar a sensibilidade em duas escalas de erros, locais e globais. Sendo os erros globais aqueles erros sistematicamente transferidos e compensados pela calibração; e erros locais, aqueles erros aleatórios e não compensados pela calibração. O estudo foi conduzido para diferentes tipos de cobertura vegetal e para três imagens dos satélites LANDSAT 5 e 7 representando diferentes fases de crescimento das culturas. Concluiu que a escolha dos pixels frios e quentes é o ponto mais sensível para o processo no METRIC. O modelo é menos sensível às variáveis reflectância (ρ), transmitância (τ_{sw}), temperatura de superfície (T_s), velocidade do vento (v), do que as outras variáveis com erros variando cerca de 10%. A velocidade do vento deve seguir certa acurácia uma vez que abaixo de determinado valor pode causar instabilidade numérica no modelo. Choraguidi (2011) observou que a escolha dos pixels frios e quentes deva ser automatizada para que os resultados sejam consistentes quando o modelo for aplicado por diferentes usuários.

O trabalho de Feng (2015) buscou analisar a sensibilidade dos pixels extremos. Para isso, utilizou duas imagens sem nuvens do satélite LANDSAT 5 e comparou os resultados com dados obtidos em campo por torres de fluxo. Os resultados mostraram maior sensibilidade do modelo ao pixel frio em relação ao pixel quente. Observou variações entre 0,67 e 67,2% para

os resultados obtidos pelo modelo quando comparados aos dados de campo ao modificar as escolhas dos pixels extremos. Obteve valores aceitáveis de LE quando aumentou e diminuiu em cerca de 5% o valor da T_s para o pixel quente e frio, respectivamente, em relação às temperaturas da área de estudo.

A Tabela 2.2 apresenta um resumo dos resultados discutidos neste capítulo com a conclusão de cada autor a respeito da sensibilidade do SEBAL frente à cada variável estudada.

Tabela 2.2 – Resumo dos resultados a respeito da sensibilidade do SEBAL para os diferentes autores

Variável	Status	Sensibilidade	Autores
dT	Unanimidade	Muito sensível	Timmermans et al. (2007), Wang et al. (2009), Choraguidi (2011)
Escolha dos pixels extremos			Timmermans et al. (2007), Wang et al. (2009), Choraguidi (2011), Long et al. (2011), Feng (2015)***
Temperatura de superfície (Ts)	Divergência	Sensível	Long et al. (2011)****
		Pouco sensível	Choraguidi (2011), Feng (2015)
Rugosidade de superfície (z_{om})		Sensível	Timmermans et al. (2007), Wang et al. (2009)*
		Pouco sensível	Wang et al. (2009)**, Long et al. (2011), Choraguidi (2011)
Albedo		Sensível	-
		Pouco sensível	Wang et al. (2009)
NDVI	Pouco estudado	Pouco sensível	Wang et al. (2009)
Rn			-
Velocidade do vento			Choraguidi (2011)
Transmitância (τ_{sw})			Choraguidi (2011)

*em regiões pouco vegetadas

**em regiões com cobertura completa do dossel

***observa maior sensibilidade no pixel frio em relação ao pixel quente

****principalmente em relação à $T_{S_{quente}}$

2.4.2 Variação do tamanho da área de domínio

Um fato importante relativo a modelos como o SEBAL e o METRIC é a sua dependência quanto à existência dos pixels extremos ideais na extensão da imagem que se está trabalhando. À medida que a extensão da imagem variar, os extremos úmido e seco podem mudar alterando significativamente os resultados. Não há uma definição exata, especialmente para o SEBAL, de qual tamanho da área ideal da região de interesse é apropriado para que o operador faça a escolha dos pixels úmido e seco que satisfaçam as premissas desse modelo de

forma que a relação linear entre dT e T_s seja válida (LIOU, 2014).

Incertezas relativas à área de abrangência da imagem para aplicação do algoritmo SEBAL ainda não foram estudadas sistematicamente (LONG et al., 2011)

Long et al. (2011) investigaram a dependência do SEBAL em relação à abrangência da imagem por meio da seleção de pixels extremos para diferentes tamanhos da imagem. Os resultados dessa investigação mostraram claramente que os pixels frio e quente são distintos à medida que o tamanho da área que a imagem abrange varia. As diferenças das estimativas de H para subáreas de uma área maior variam bastante, aproximadamente entre 9% e 55%. Os autores ainda observaram que a variação na escolha dos pixels extremos em função da variação do tamanho da área de abrangência da imagem pode causar variações no resultado do SEBAL, principalmente se $T_{s,frio}$ e $T_{s,quente}$ apresentarem valores muito diferentes para cada cenário. Essa diferença no resultado de H é significativa tanto para aplicações hidrológicas quanto na agricultura. De forma geral, percebeu-se uma tendência de que quanto maior for a área, maior será a distância entre os valores de $T_{s,frio}$ e $T_{s,quente}$. Ou seja, $T_{s,frio}$ será cada vez menor, e $T_{s,quente}$ será cada vez maior.

Ainda segundo Long et al. (2011), um uso mais confiável do SEBAL seria em casos de aplicação em áreas de tamanho considerável e com o céu totalmente limpo, de forma que seja mais garantida a existência de um contraste hidrológico suficientemente grande. Portanto, escolher uma área de estudo em que exista um contraste hidrológico suficientemente alto é um desafio para o uso apropriado do SEBAL.

Tang et al. (2013) investigaram os efeitos dos diferentes tamanhos de áreas de abrangência para o SEBAL e propuseram algumas equações para demonstrar como a variação na área pode afetar os resultados do algoritmo. O estudo abrange diversos estágios de crescimento de culturas, diferentes coberturas vegetais e situações de umidade do solo. De maneira geral, mostrou-se que, se os pixels extremos para todos os tamanhos de área forem os mesmos, as estimativas de H serão iguais para qualquer área. Se apenas a temperatura do pixel quente se mantiver constante, a variação de H será igual à variação da declividade da reta que relaciona T_s e dT . Para outras situações, a relação entre H da área grande e H da área pequena (H_{AG}/H_{AP}) decresce vagarosamente com a temperatura de superfície até aproximadamente infinito na temperatura do pixel frio e até certo valor na temperatura do pixel quente.

Tian et al. (2013) investigaram o impacto da redução progressiva da área de abrangência da imagem para usar o método do Triângulo com 10 imagens MODIS. Os autores observaram

que a mudança na escolha dos pixels frio e quente em função da alteração no tamanho da área resultou em uma mudança direta nas estimativas de ET, mas que essa diferença tem pouco impacto no padrão da distribuição espacial de ET. Portanto, a maneira como o modelo deve ser aplicado diante das diferentes áreas de domínio ainda não está totalmente bem definida.

2.4.3 Métodos automáticos para a calibração do SEBAL

Conforme discutido anteriormente, o algoritmo SEBAL requer que o usuário faça a escolha de dois pixels extremos que devem representar uma situação em que $H=0$ e LE é máximo, o pixel frio, e uma situação inversa em que $LE=0$ e H é máximo, o pixel quente.

O pixel frio costuma ser escolhido em uma região com baixa temperatura e bem vegetado. Porém, segundo Timmermans et al. (2007), não há consenso sobre como exatamente escolher o pixel quente. Originalmente, Bastiaansen (1995) propôs que este pixel fosse o percentil 95 mais quente da imagem, mas isso pode ser um problema, uma vez que vários pixels com rugosidades de superfície muito diferentes podem atender essa condição.

Essa escolha é, originalmente, feita de forma manual, ou seja, procuram-se os pixels extremos observando em cada imagem regiões com as características recomendadas. É um processo minucioso e deve ser feito por operadores/usuários treinados, pois o resultado final é sensível aos pixels selecionados (conforme já exposto). Por isso, diversos estudos vêm buscando uma forma de automatizar a escolha dos pixels extremos de forma a evitar a subjetividade do método e a garantir a sua repetibilidade. Assim, a seleção não fica sujeita à incertezas humanas, além de agilizar o processo.

A fim de automatizar completamente o processo de forma que mesmo usuários que não possuam muita experiência também possam ter confiança na escolha dos pixels extremos, Allen et al. (2013) criaram um procedimento baseado em estudos estatísticos que determina o pixel frio e o pixel quente para o modelo METRIC. Esse procedimento utiliza relações entre a quantidade de vegetação, representada pelo NDVI, o albedo de superfície e a temperatura de superfície para identificar estatisticamente os pixels que podem melhor representar os pontos de calibração. Antes do tratamento estatístico, é feita uma máscara da área de estudo, na qual os pixels inseridos máscara devem ser essencialmente de culturas agrícolas.

Allen et al. (2013) afirmaram ainda que o método automatizado intenciona funcionar como uma primeira aproximação e que para certos usuários a escolha automática pode ser o ponto final da calibração, mas que usuários mais experientes que necessitam de maior acurácia podem refinar a seleção dos pixels fazendo uma segunda seleção visual.

A escolha do pixel quente requer que sejam separados 10% dos pixels com menos vegetação (a partir do NDVI), dos quais são escolhidos os 20% com as maiores temperaturas e extraída a sua média, que passa por um ajuste em função da precipitação ocorrida nos últimos 60 dias na região. Em seguida, é escolhido um pixel entre os candidatos que possua no máximo $\pm 0,2K$ de diferença da temperatura calculada. O usuário ainda necessita verificar se o pixel está em uma área relativamente homogênea.

No trabalho de Allen et al. (2013), o procedimento de escolha do pixel frio é semelhante, mas com características inversas, ou seja, primeiramente é feita uma seleção de 5% dos pixels mais vegetados (maiores valores de NDVI), em seguida são separados 20% dos pixels mais frios e então calculado o valor médio da temperatura desses pixels. O pixel a ser selecionado deve ter uma temperatura entre $\pm 0,2K$ do valor médio e um albedo entre $\pm 0,02$ em relação ao albedo calculado na Equação 8.

$$\alpha = 0,001343\beta + 0,3281\exp(-0,0188\beta) \quad \text{Equação 8}$$

em que α é o albedo, e β é o ângulo ($^{\circ}$) solar.

Um dos pixels desse grupo é escolhido com base na homogeneidade dos pixels no seu entorno e distância da estação meteorológica que deu origem à evapotranspiração de referência. O usuário precisa ainda garantir que o pixel escolhido não seja o pixel central do pivô de irrigação, mas que esteja inserido num grupo de pixels uniformemente vegetados. Os atributos do pixel selecionado são então utilizados na calibração de dT.

Como uma das diferenças entre os algoritmos METRIC e SEBAL é que o primeiro utiliza uma evapotranspiração de referência (ET_r) para o cálculo de H e o segundo não, ainda há uma sequência de ajustes para o cálculo da ET_r para os pixels extremos. Esses dados são então utilizados na calibração de dT.

Feng (2015) realizou uma análise de sensibilidade da escolha dos pixels frio e quente para o modelo SEBAL e usou critérios desenvolvidos por Verstraeten et al. (2005) para determinar a escolha automática dos pixels extremos. O método consiste em plotar os dados de NDVI e T_s e identificar os candidatos a pixel extremos nas bordas da nuvem de pontos. É uma maneira semelhante ao método do Triângulo T_s-NDVI descrito anteriormente. Feng (2015) fez a análise de sensibilidade com os pixels candidatos e percebeu variação significativa nos resultados de LE em relação a cada dupla de pixels extremos escolhidos, por isso, salienta a importância de melhorar a automatização da escolha dos pixels frio e quente.

Morton et al. (2013) desenvolveram um algoritmo automático que procura reproduzir a calibração manual ajustando a calibração automática até que ela atinja os valores produzidos pela calibração manual obtida por usuários treinados. Para tanto, assume-se que a distribuição de ETrF obtida por qualquer usuário treinado é válida e que a porcentagem de pixels com valores fora dos limites previamente fixados (0,1 e 1,05) será relativamente constante, o que na Figura 2.3 aparece como as caudas da distribuição.

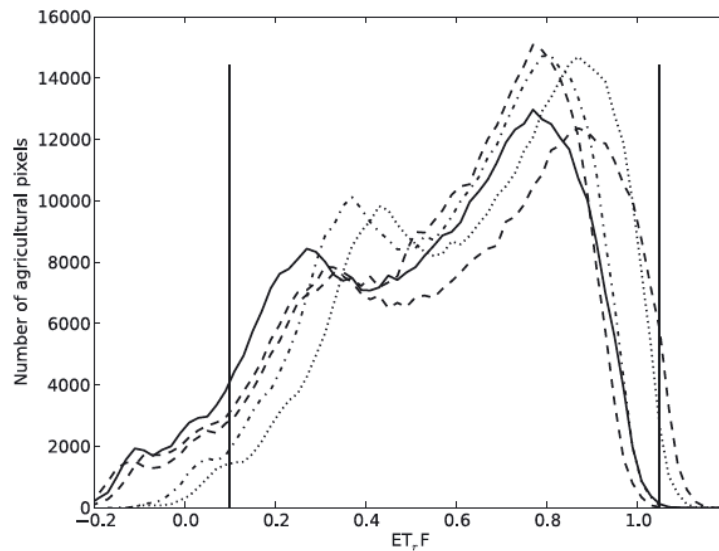


Figura 2.3 – Distribuição da ETrF obtida a partir de cinco diferentes usuários treinados. Fonte: Morton et al. (2013).

Na Figura 2.3, as barras verticais indicam os limites de calibração estabelecidos de 0,1, e 1,05. As porcentagens da cauda são calculadas como a porcentagem de pixels com valores de ETrF fora dos limites de calibração.

Morton et al. (2013) analisaram as distribuições de ETrF para imagens de diversos períodos do ano. Essas análises mostraram que as variações das porcentagens dos pixels fora dos limites previamente fixados foram muito maiores fora da época de crescimento das culturas, o que fez com que esses meses fossem eliminados da análise e que esse pressuposto só seja válido para esse período específico e para áreas agriculturáveis. Com isso, foram feitos experimentos que encontraram uma única distribuição padrão que pode ser imitada para outras imagens automaticamente.

Sendo assim, o método automático desenvolvido por Morton et al. (2013) consiste em rodar o METRIC inicialmente conforme as porcentagens sugeridas pelo método de Allen et al. (2013) para definir os pixels extremos. Posteriormente, a distribuição resultante é comparada

com a distribuição padrão. Caso esteja muito diferente, o algoritmo escolhe novas porcentagens de pixels aleatoriamente, o METRIC é rodado novamente, e a distribuição é comparada com a distribuição padrão. Isso é feito sucessivamente até que se encontre o melhor resultado possível.

O ponto de calibração do pixel frio costuma estar em um local com ETrF alto, de forma que apenas uma pequena porcentagem dos pixels exceda o pixel de referência. As condições de calibração do pixel quente não são tão bem definidas quando as do pixel frio, pois há uma variação considerável na T_s , no NDVI e no albedo devido a variações no tipo e condição do solo, cobertura vegetal e umidade do solo (Morton et al., 2013).

Evans (2014) propôs um método de calibração automática em que apenas a identificação dos pixels quentes é necessária para se estabelecer os coeficientes da reta de calibração interna do SEBAL. Assumiu também que os pixels extremos residem nas bordas do gráfico de dispersão de energia disponível versus temperatura, um conceito parecido com o do método do triângulo. A lógica desse método fica mais clara quando se observa o gráfico da temperatura de superfície versus a energia disponível (Figura 2.4), em que os pontos quentes ficam nas bordas, mostrados na figura como pontos pretos.

Os pixels são primeiramente separados em compartimentos, então os valores máximos de cada compartimento são identificados. Isso produz os pontos que formam os limites inferior e superior da Figura 2.4. Em seguida, uma reta que passe pelos pontos selecionados é ajustada, os coeficientes dessa reta serão usados na calibração interna do SEBAL. Evans (2014) propôs três formas diferentes de selecionar os pixels e duas formas de proceder ao ajuste da reta.

Na Figura 2.4, a linha vermelha é a reta ajustada após a identificação dos pixels quentes, já os quadrados vermelhos são os pontos de validação nas áreas de estudo do trabalho.

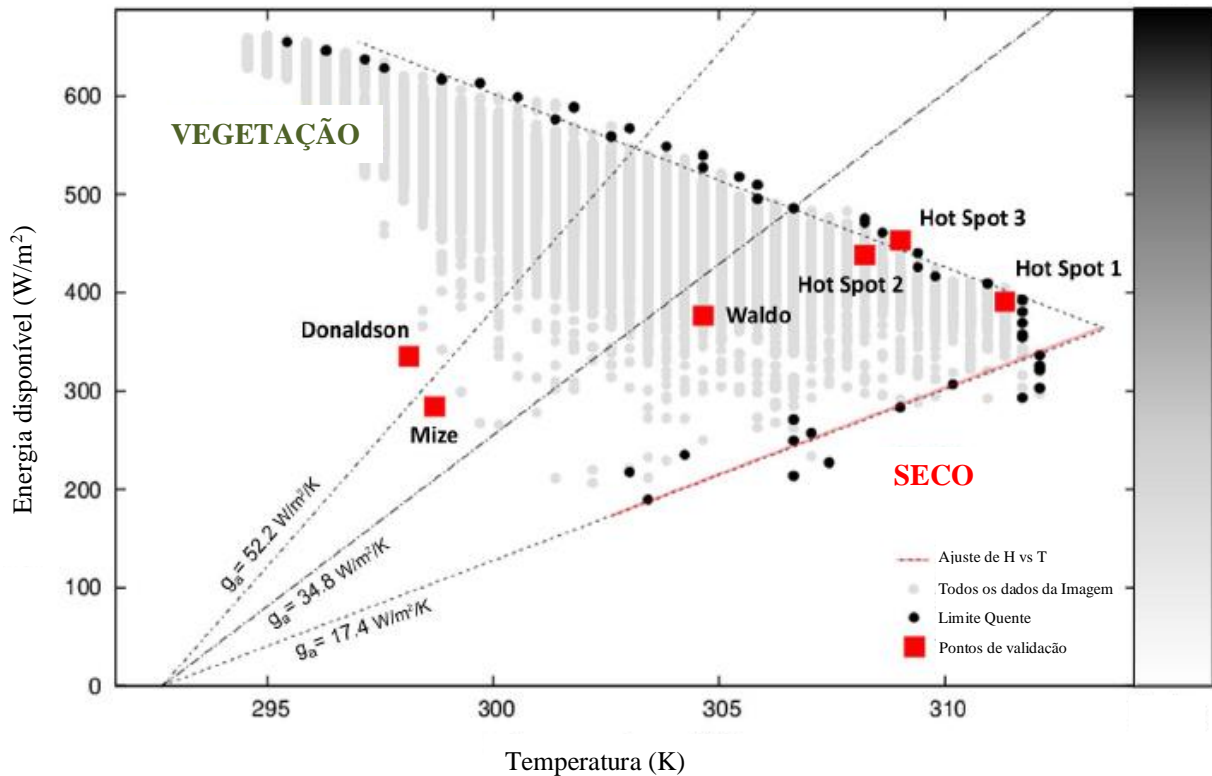


Figura 2.4 – Gráfico de dispersão de energia disponível versus temperatura. Fonte: Adaptado de Evans (2014).

Antes do ajuste da reta, Evans (2014) executou também um procedimento de filtragem dos pixels para garantir que não houvesse nenhum resquício de nuvens, excluindo da seleção os pixels que estivessem mais frios do que o limiar de temperatura. Esse limiar é calculado como sendo a média da temperatura de todos os pixels da imagem menos duas vezes o desvio padrão. Isso é feito para evitar que sejam escolhidos pixels em que a superfície é tão brilhosa que a temperatura acabe ficando mais alta do que o esperado para aquela energia disponível.

Uma questão pertinente relativa à escolha do pixel quente é o efeito que a rugosidade de superfície tem em dT . Pois em áreas urbanas com prédios, onde a superfície terá uma temperatura alta, a rugosidade será diferente daquela esperada para o pixel quente ideal. Por causa das incertezas relacionadas à estimativa da rugosidade, Evans (2014) propôs a utilização de uma rugosidade constante para o cálculo de dT_{quente} .

Em estudo anterior, Evans (2013) obteve melhores resultados quando utilizou rugosidade constante em relação à variável para o cálculo de dT_{quente} . O valor de $z_{om}=0,001\text{m}$ foi escolhido, pois é o que se aproxima mais aos valores de referência para solos expostos.

Analisando os métodos de tentativa de calibração automática do SEBAL descritos nesse

capítulo, percebe-se que não existe consenso a respeito de uma maneira adequada ou ideal para realizar a escolha dos pixels extremos, de forma automática, para a aplicação no algoritmo SEBAL, assim como não se conhece exatamente a identidade desses pixels.

2.5 Justificativa do trabalho frente à revisão

A partir da revisão bibliográfica apresentada, nota-se que ainda existem diversas questões que requerem aprofundamento, tanto relativas à sensibilidade do modelo quanto à forma mais adequada de escolha dos pixels âncora.

Sendo assim, o presente trabalho visa contribuir para o conhecimento associado ao uso do SEBAL investigando mais profundamente a sensibilidade desse modelo, tanto em relação as variáveis sobre as quais ainda existem dúvidas quanto ao grau de influência nos resultados, quanto ao tamanho da área de domínio da imagem a que o algoritmo é aplicado. No que tange à escolha dos pixels âncora, cuja sensibilidade é alta, pretende-se avançar na investigação de moldar uma forma para que essa escolha possa ser realizada automaticamente e de maneira simplificada.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo descreve a metodologia utilizada neste trabalho e os elementos necessários à sua aplicação. Está organizado da seguinte forma (1) Área de estudo, que mostra a região onde o trabalho será desenvolvido; (2) O Algoritmo, que expõe todas as equações do SEBAL assim como uma explicação vinculada a cada uma delas; (3) Imagens LANDSAT usadas e (4) Dados das torres micrometeorológicas que retratam os dados de entrada para os procedimentos de cálculo proposto; (5) Análise de sensibilidade, especificando como a metodologia foi realizada; (6) Algoritmo de otimização, que versa sobre essa ferramenta e como será acoplada ao SEBAL.

3.1 Área de estudo

3.1.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo foi escolhida em função da disponibilidade de dados de uma torre de medição micrometeorológica e de fluxos turbulentos localizada no município de Cachoeira do Sul (Figura 3.1). A torre fica localizada aproximadamente no centro da cena LANDSAT órbita-ponto WRS-2 222-081.

Localizada na chamada Depressão Central do Rio Grande do Sul, no centro do Estado, faz parte da microrregião Vale do Jacuí, a uma distância de cerca de 200 km da capital do estado, Porto Alegre.

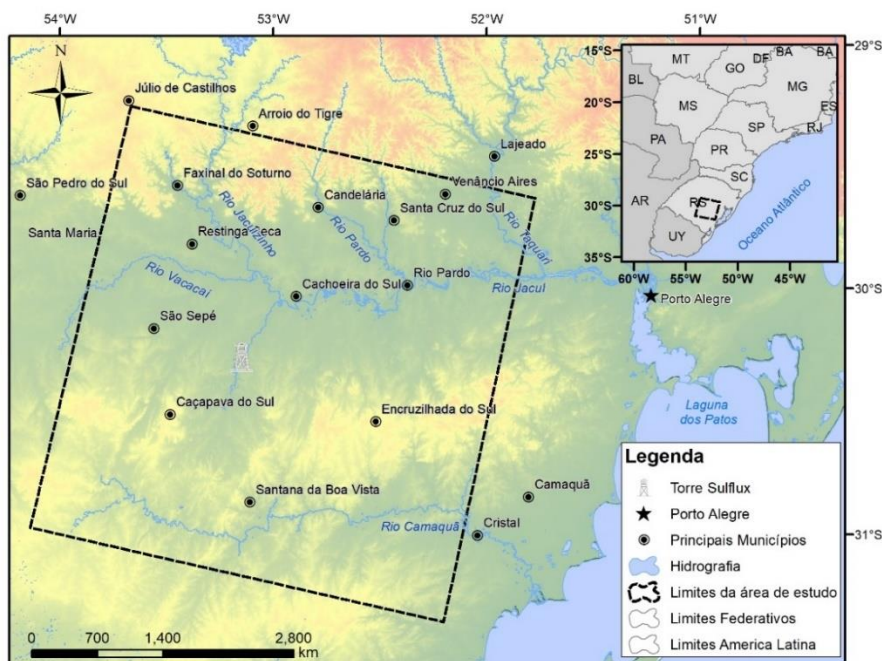


Figura 3.1 – Localização da área de estudo e da torre de medições micrometeorológicas de Cachoeira do Sul.

A região é caracterizada pelas inúmeras propriedades de cultivo de arroz irrigado por inundação, com cultivo nos meses de outubro e novembro e colheita nos meses de março e abril. O ciclo do cultivo de arroz na região é de, aproximadamente, outubro a abril. A Figura 3.2 apresenta a variação média mensal de índices de vegetação (NDVI) e área foliar (LAI) no sítio experimental, obtidas para o período 2011-2015 a partir de dados do sensor MODIS. Em outubro, quando as áreas de cultivo são inundadas, NDVI e LAI apresentam valores mínimos, com aumento dos valores a partir de novembro, atingindo valores máximos em fevereiro, enquanto que após a colheita durante os meses de março e abril, esses índices reduzem-se consideravelmente.

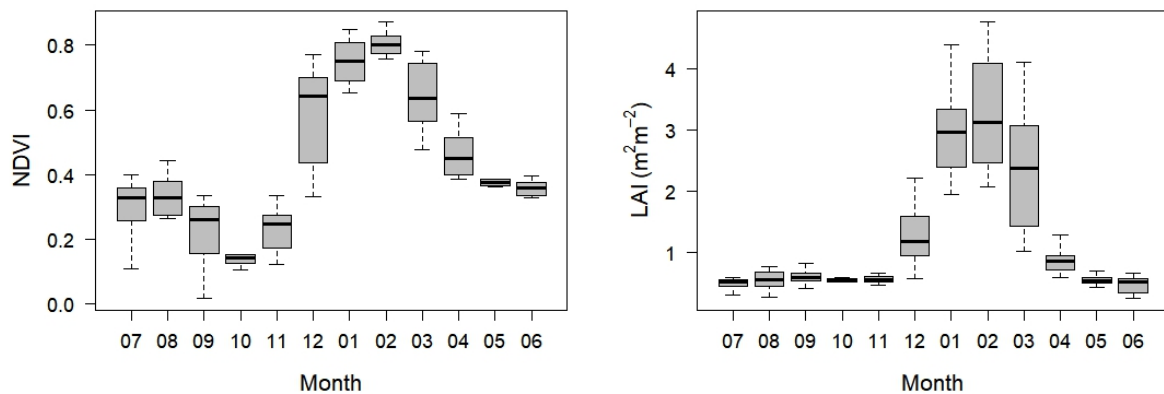


Figura 3.2 – Médias mensais de índices de vegetação (NDVI) e área foliar (LAI) para o período 2011-2015 em cultivos de arroz irrigado por inundação no sítio de Cachoeira do Sul.

3.1.2 Medições micrometeorológicas

O clima da área de estudo é definido como subtropical. Segundo a Classificação do Clima de Köppen, há a frequência do tipo Cfa, com variação para o Cfb. No inverno, as temperaturas podem chegar a valores negativos, enquanto no verão se aproximam dos 40°C. Os dados climáticos e de fluxos foram obtidos de uma torre de um sítio experimental da cidade de Cachoeira do Sul no sul do Brasil. A instalação e monitoramento dessa torre faz parte de um projeto chamado Rede Sulflux. Na torre estão instalados sensores para medição dos fluxos de calor sensível e calor latente a partir do método de vórtices turbulentos (*eddy covariance*), a uma altura de seis metros (Figura 3.3). Está instalada em uma propriedade que cultiva arroz irrigado numa área de aproximadamente 1000 hectares. Os dados vêm sendo medidos desde 2009.

A torre de fluxo do sítio experimental de Cachoeira do Sul (29° 44' 39.6'' S; 53° 8' 59.8'' W, 108 m) está instalada desde outubro de 2010 (SOUZA, 2017; SOUZA et al., 2018).

A torre micrometeorológica disponibiliza dados de fluxo em alta frequência. As componentes do vento, temperatura do ar e umidade relativa foram obtidas pelo anemômetro sônico 3D (3m; CSAT3; Campbell Scientific Inc., Logan, Utah), a concentração de H₂O é determinada por meio de um analisador de gás aberto (3 m, LI-7500; LI-COR Inc., Lincoln, Nebraska) com medidas de alta frequência em 10 Hz. Os sensores de baixa frequência utilizados para determinar as variáveis ambientais foram: precipitação (6 m, Campbell Scientific - CSI Model TB4 Raingage), saldo de radiação (3,4 m; Kipp & Zonen NR LITE) e radiação global (6 m; Kipp & Zonen - CMB6).



Figura 3.3 – Torre micrometeorologica em Cachoeira do Sul. Créditos: SULFLUX.

O processamento dos dados foi realizado por Souza (2017) e Souza et al. (2018). O fluxo de calor latente foi calculado através da técnica de covariância dos vórtices turbulentos. Essa técnica utiliza a covariância entre medidas da velocidade vertical do vento e concentração de água na atmosfera para estimar os fluxos de LE e ET através do software *EddyPro Advanced*, com saída dos fluxos médios a cada 30 minutos. Após o processamento dos fluxos, foi realizada a filtragem de valores espúrios de H e LE. Além disso, para os horários com ocorrência de precipitação foram excluídos os valores de LE e H.

O fechamento do balanço de energia para os dados de ET diária foi realizado através da

técnica da Razão de Bowen (β), conforme Equação 9 e Equação 10. Algumas pesquisas apontam que H somado com LE é menor quando comparado ao saldo de radiação (R_n) menos o fluxo de calor no solo (G), apresentando uma diferença que pode ser de até 30% (ALBERTO et al., 2013; BALDOCCHI et al., 2016; TIMM et al., 2014).

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad \text{Equação 9}$$

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad \text{Equação 10}$$

As principais características meteorológicas são apresentadas na Figura 3.5, onde observa-se forte sazonalidade da temperatura do ar, radiação global incidente e evapotranspiração em cultivos de arroz irrigado por inundação, enquanto que a umidade relativa do ar apresenta-se relativamente constante ao longo do ano. Maiores detalhes sobre o processamento dos dados micrometeorológicos podem ser obtidos em Souza (2017) e Souza et al. (2018).

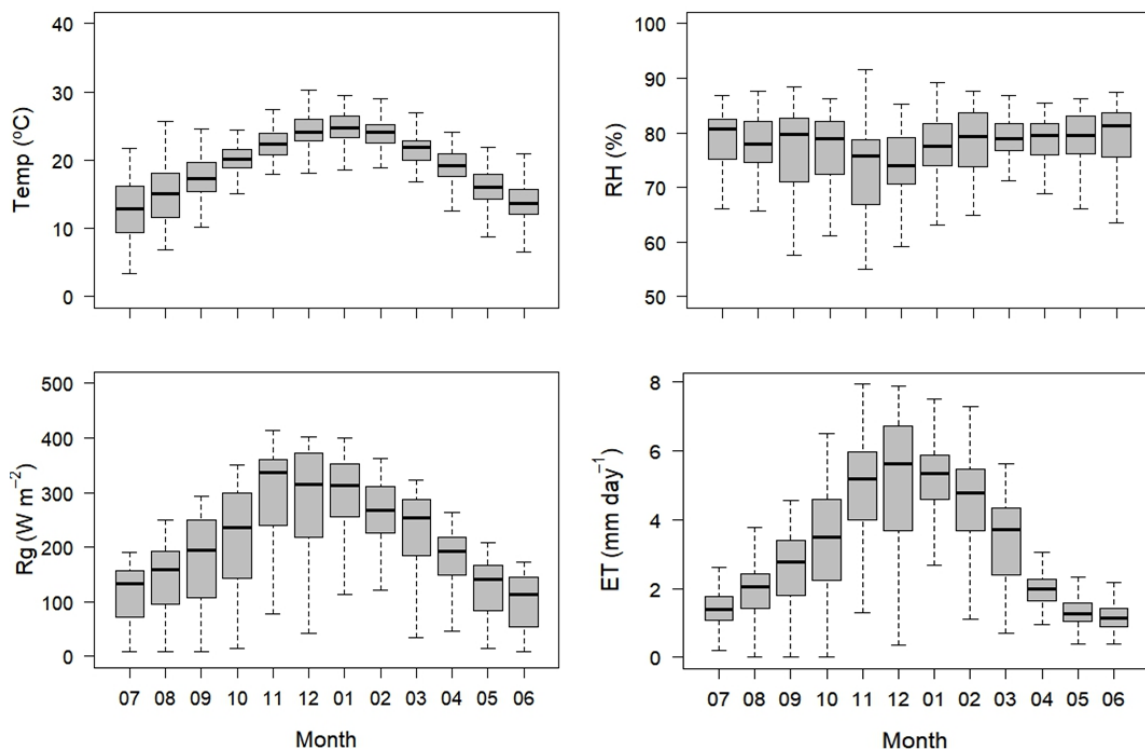


Figura 3.5 – Médias diárias para o período 2011-2014 dos dados micrometeorológicos observados na estação experimental de Cachoeira do Sul: Temperatura do ar (Temp), umidade relativa do ar (RH), radiação global incidente (Rg), evapotranspiração (ET).

3.2 O Algoritmo SEBAL

Como visto no capítulo 2.3.1.1, os métodos de balanço de energia que utilizam modelos de fonte única são calculados pela Equação 7, que estabelece o fluxo de calor sensível como o resíduo do balanço de energia. O fluxo de calor sensível é então convertido em evapotranspiração.

Os subcapítulos a seguir descrevem detalhadamente o procedimento utilizado para obtenção de imagens de evapotranspiração pelo método do balanço de energia, por meio do algoritmo SEBAL, resumindo cada um dos seus principais componentes: saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H). A descrição desse passo a passo foi obtida de Allen et al. (2002).

Todas as equações e procedimentos foram codificados em uma rotina no software Matlab® em que os dados de entrada são as 7 bandas do LANDSAT (6 bandas multiespectrais e 1 banda termal), um arquivo de metadados contendo a velocidade do vento medida na estação climatológica mais próxima no momento da captura das imagens e a radiação disponível, além de algumas informações sobre a torre micrometeorológica como altura de medição dos dados e altura da vegetação no seu entorno. Todo o resto do procedimento ocorre automaticamente sem interferência do usuário, a saída é uma imagem de evapotranspiração instantânea.

3.2.1 Saldo de radiação (Rn)

O saldo líquido de radiação incidente pode ser obtido a partir da Equação 11.

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s_{down}} + R_{L_{down}} - R_{L_{up}} - (1 - \epsilon_0)R_{L_{down}} \quad \text{Equação 11}$$

em que, α é o albedo, $R_{s_{down}}$ é a radiação de ondas curtas incidente, $R_{L_{up}}$ é a radiação de ondas longas refletida, ϵ_0 é a emissividade de superfície e $R_{L_{down}}$ é a radiação de ondas longas incidente. A seguir é descrita a obtenção de cada uma dessas variáveis obtidas por sensoriamento remoto.

Albedo

Albedo é a razão entre a radiação refletida e a radiação de ondas curtas incidente. O albedo de superfície pode ser calculado, com correção atmosférica, com a Equação 12 (Tasumi et al., 2003).

$$\alpha_{toa} = \sum (\omega_\lambda * \rho_\lambda) \quad \text{Equação 12}$$

em que, ρ_λ é a reflectância de superfície correspondente a cada banda espectral, e ω_λ é o coeficiente de peso referente a fração da radiação solar em superfície em relação ao espectro eletromagnético de ondas curtas para cada banda, cujos valores podem ser obtidos em Tasumi et al. (2008).

Radiação de ondas curtas incidentes (RS_{down})

Radiação de onda curta incidente é o fluxo de radiação do sol difusa e direta e que de fato chega à superfície da terra. É calculada considerando o céu limpo. Pode ser obtida pela Equação 13.

$$RS_{down} = G_{sc} * \cos \delta * dr * \tau_{sw} \quad \text{Equação 13}$$

em que, RS_{down} é a radiação de onda curta incidente, G_{sc} é a constante solar (1367 W/m^2), δ é o ângulo de incidência solar conforme mencionado anteriormente, dr é a distância relativa entre o sol e a terra em unidades astronômicas (Equação 17) e τ_{sw} é a transmitância atmosférica (Equação 14).

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146p}{K_t \cos \theta_{hor}} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos \theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad \text{Equação 14}$$

em que, p é a pressão atmosférica (kPa) (Equação 15), W é a água na atmosfera (mm) (Equação 16), θ_{hor} é o ângulo zenital solar, K_t é o coeficiente de turbidez ($K_t=1$ para ar limpo e $0,5$ para ar poluído).

$$p = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad \text{Equação 15}$$

em que, z é a altitude acima do mar.

$$W = 0,14 e_a p_{ar} + 2,1 \quad \text{Equação 16}$$

em que, e_a é a pressão de vapor próxima a superfície.

$$dr = 1 + 0,033 * \cos \left(DOY * \left(\frac{2\pi}{365} \right) \right) \quad \text{Equação 17}$$

em que, dr é a distância relativa entre o sol e a terra em unidades astronômicas e DOY é o dia sequencial do ano.

Radiação de ondas longas refletida (RL_{up})

A radiação de ondas longas refletidas é o fluxo de radiação termal emitido pela superfície da terra para a atmosfera (W/m^2). É calculada através da equação de Stefan-Boltzman

(Equação 18).

$$RL_{up} = \epsilon_0 * \sigma * Ts^4 \quad \text{Equação 18}$$

em que, σ é a constante proporcionalidade de Stefan-Boltzman ($W/m^2/K^4$), T_s é a temperatura de superfície (K) e ϵ_0 é a emissividade de superfície.

O cálculo da temperatura de superfície se dá através da equação de Plank modificada, como na Equação 19.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} * K_1}{L_T}\right) + 1} \quad \text{Equação 19}$$

em que, K_1 e K_2 são as constantes para as imagens LANDSAT, que para o L8 podem ser encontradas nos metadados. L_T é a radiância espectral para a banda termal, sendo que para o L8 a banda termal é a banda 10. ϵ_{NB} é a emissividade que representa o comportamento da superfície para banda termal do espectro eletromagnético, banda 10 para o Landst 8 (10,6 a 11,19 μm), é calculada pela Equação 20 ou pela Equação 21 quando $NDVI > 0$. Se o $NDVI < 0$ então $\epsilon_{NB} = 0,99$.

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 * LA \quad \text{para } LAI < 3 \quad \text{Equação 20}$$

$$\epsilon_{NB} = 0,98 \quad \text{para } LAI > 3 \quad \text{Equação 21}$$

Sendo que o $NDVI$ é a razão das diferenças nas reflectâncias para a banda infravermelho (banda 5 no L8 e banda 4 no L5) e a banda vermelha (banda 4 no L8 e banda 3 no L5). Conforme a Equação 22.

$$NDVI = \frac{(\rho_{NIR} - \rho_{red})}{(\rho_{NIR} + \rho_{red})} \quad \text{Equação 22}$$

em que ρ_{NIR} e ρ_{red} são as bandas que representam o comprimento de onda no infravermelho e no vermelho, respectivamente.

E LAI é a razão da área das folhas das plantas em relação à área de solo representada pela planta, é um indicador de resistência do dossel. Pode ser calculada conforme a Equação 23.

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad \text{Equação 23}$$

em que, SAVI é um índice de vegetação que vem a diminuir os efeitos de *background* do solo do NDVI de forma que os impactos do da umidade do solo sejam reduzidos para este índice de vegetação. É calculado de acordo com a Equação 24 para.

$$SAVI = (1 + L) * \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{L + \rho_{NIR} + \rho_{red}} \quad \text{Equação 24}$$

em que ρ_{NIR} e ρ_{red} são as bandas que representam o comprimento de onda no infravermelho e no vermelho, respectivamente.

A partir dessa etapa será necessário fazer a escolha dos pixels frios e quentes. O processo do SEBAL utiliza esses dois pixels âncoras como forma de fixar as condições de contorno para o balanço de energia. Originalmente, esses pixels devem ser escolhidos a olho. O pixel frio deve estar preferencialmente em uma área de irrigação completamente vegetada, onde se assume que o fluxo de calor latente (LE) é máximo. O pixel quente deve ser encontrado em um campo seco e não vegetado, onde se assume que a ET é zero e o fluxo de calor sensível (H) é máximo.

Este trabalho se propôs a utilizar o método de Allen et al., (2013) modificando as porcentagens sugeridas para selecionar os pixels mais e menos vegetados, mais quentes e mais frios, e então obter a temperatura média desses valores.

Emissividade de superfície (ϵ_0)

A emissividade de superfície (ϵ_0) representa do comportamento da superfície para as emissões termais de amplo espectro (de 6 a 14 μ m), calculada conforme a Equação 25 ou Equação 26 se o NDVI>0. Se o NDVI <0 então $\epsilon_0= 0,99$.

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 * LAI \quad \text{para LAI}<3 \quad \text{Equação 25}$$

$$\epsilon_0 = 0,98 \quad \text{para LAI}>3 \quad \text{Equação 26}$$

Radiação incidente de ondas longas (RL_{down})

O cálculo da radiação incidente de ondas longas também utiliza a equação de Stefan Boltzman conforme a Equação 27

$$R_{L_down} = \epsilon_0 * \sigma * T_{frio}^4 \quad \text{Equação 27}$$

em que, T_{frio} é a temperatura do pixel frio, obtida anteriormente.

3.2.2 G

O fluxo de calor no solo é a energia necessária usada para aquecer certo volume de solo. Como G varia consideravelmente para cada tipo de uso e cobertura do solo, não é aconselhável que se interpolem dados medidos em campo.

Essa variável ainda não pode ser estimada diretamente por sensores remotos, por isso acaba sendo estimada como uma relação entre Rn, albedo (α) e NDVI, conforme a Equação 28, empírica, desenvolvida por Bastiaanssen (2000). A magnitude de G é relativamente pequena se comparada com Rn no momento da passagem do satélite. Portanto, os erros na estimativa de G terão pouco impacto no cálculo do calor latente (LI et al., 2009).

$$G = \frac{Rn * (T_s - 273,15)}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) * (1 - 0,98NDVI^4) \quad \text{Equação 28}$$

em que, Ts é a temperatura de superfície(°C) e α é o albedo

3.2.3 H

O fluxo de calor sensível é taxa de perda de calor para o ar por convecção e condução em função de uma diferença de temperatura. Pode ser calculado a partir da Equação 29.

$$H = \frac{\rho * c_p * dT}{r_{ah}} \quad \text{Equação 29}$$

em que, H é o fluxo de calor sensível, ρ é a densidade do ar (kg/m^3), c_p é o calor específico do ar (1004 J/kg/K), dT é a diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre duas alturas ($z_1 - z_2$) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

O calor sensível é função do gradiente de temperatura, da rugosidade da superfície e da velocidade do vento. A Equação 29 é difícil de ser resolvida, pois tem duas incógnitas, r_{ah} e dT. Por isso são usados os pixels âncora, em que os valores de H são conhecidos e dT pode ser estimada, como será mostrado a seguir.

Para ser calculada a resistência aerodinâmica ao transporte de calor, são necessários os passos descritos da Equação 30 à Equação 35.

A velocidade de fricção, que quantifica a as flutuações de velocidade turbulenta no ar, na estação de medição de vento pode ser calculada usando a lei logarítmica do vento para

condições atmosféricas normais (Equação 30).

$$u_* = \frac{u_x * k}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad \text{Equação 30}$$

em que, k é a constante de von Karman's (0,41), u_x é a velocidade do vento (m/s) na altura de medição de z_x ; e z_{om} é a altura em que, teoricamente, a velocidade do vento zera extrapolando o perfil logarítmico de velocidade do vento na camada limite da superfície, calculada conforme a Equação 31 para o local de medição do vento.

$$z_{om} = 0,12 * h \quad \text{Equação 31}$$

em que, h é a altura da vegetação no local de medição do vento.

Uma vez obtida a r_{ah} para condições estáveis, é iniciado o processo iterativo faz os cálculos levando em conta as condições atmosféricas não necessariamente estáveis.

A Equação 32 é utilizada para obter a velocidade do vento a 200 metros de altura (u_{200}) onde não há mais influência da superfície.

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad \text{Equação 32}$$

em que, u_* é a velocidade de fricção (Equação 30), z_{om} é a rugosidade da superfície para o local da estação de medição do vento (Equação 31) e k é a constante de von Karman's (0,41).

Com u_{200} é possível calcular u_* para cada pixel da imagem, de forma que a Equação 30, passe a ser calculada como a Equação 33.

$$u_* = \frac{u_{200} * k}{\ln\left(\frac{200}{z_{om_pixel}}\right)} \quad \text{Equação 33}$$

em que, a u_{200} é a velocidade do vento a 200 metros acima da superfície (Equação 32), k é a constante de von Karman (0,41) e z_{om_pixel} é a rugosidade da superfície para cada pixel, obtida a partir da Equação 34 de Bastianssen, (2000).

$$z_{om_pixel} = \exp((5,62 * SAVI) - 5,809) \quad \text{Equação 34}$$

Finalmente calculada a velocidade de fricção para cada pixel, é possível obter a resistência aerodinâmica ao transporte de calor para cada pixel conforme a Equação 35.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* * k} \quad \text{Equação 35}$$

em que, z_1 e z_2 são alturas (m) da vegetação (neste trabalho foram utilizados os valores de 0,1 e 2m, respectivamente), u_* é a velocidade de fricção (m/s) (Equação 33). E k é a constante de von Karman's (0,41).

Uma vez escolhidos os pixels quente e frio, a diferença de temperatura entre duas alturas próximas à superfície pode ser calculada com os valores iniciais de r_{ah} obtidos pela Equação 35. Rearranjando a Equação 29 calcula-se dT para os pixels frio e quente, como mostra a Equação 36.

$$dT_{frio} = \frac{H_{frio} * r_{ah}}{\rho_{frio} * C_p} \quad \text{Equação 36}$$

em que, r_{ah} é o valor obtido na Equação 35, ρ_{frio} é a densidade do ar no pixel frio, calculada como na Equação 37, C_p é o calor específico do ar (1004 J/kg/K) e H_{frio} é o calor sensível, que no pixel frio é inicialmente estimado como zero. Essa determinação inicial é feita assumindo-se que, no pixel úmido, toda a energia disponível está sendo usada para a mudança de estado físico da água de líquido para vapor.

$$\rho_{frio} = -0,0046 * Ts_{frio} + 2,5538 \quad \text{Equação 37}$$

em que, Ts_{frio} é a temperatura estimada para o pixel frio.

O cálculo de dT para o pixel seco é realizado com as mesmas equações apresentadas para o pixel frio, com a diferença de que H_{quente} é estimado por meio da Equação 38.

$$H_{quente} = Rn_{quente} - G_{quente} \quad \text{Equação 38}$$

em que, Rn é o saldo de radiação para o pixel seco, G é o fluxo de calor no solo no pixel seco. E LE é zero, pois se assume que na ausência de água, toda a energia disponível é utilizada para a mudança da temperatura do ar.

Para o cálculo de dT para todos os pixels, assume-se uma relação linear entre dT e Ts

(Figura 3.4). Sendo assim, ajusta-se a Equação 39 para os pixels quente e frio de forma que possam ser obtidos os parâmetros a e b. dessa forma, esta equação pode ser aplicada para todos os pixels da imagem.

$$dT = b + aT_s$$

Equação 39

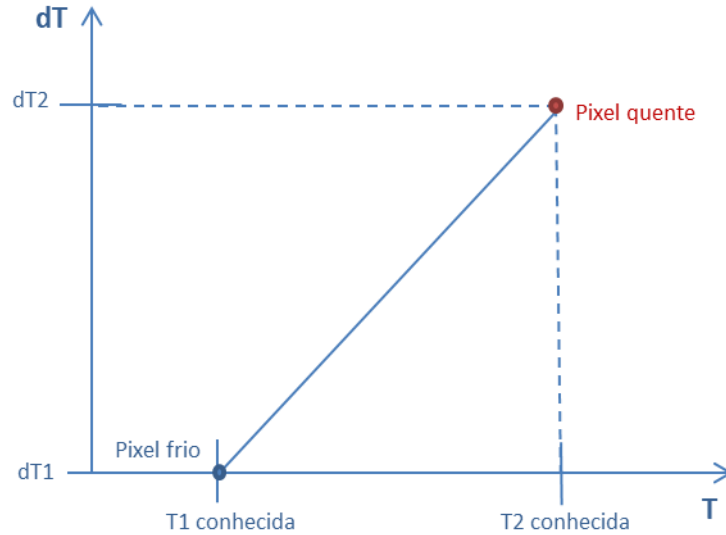


Figura 3.4 – Relação linear entre temperatura de superfície e diferença de temperatura nos pixels âncora. Fonte: Adaptado de Allen (2002)

A fim de levar em conta os efeitos de instabilidade gerados pelo aquecimento da superfície, a teoria de Monin-Obukhov (Equação 40) é aplicada em um processo iterativo até que os valores de r_{ah} e dT se estabilizem. A hipótese de similaridade de Monin-Obukhov tem sido usada como base para descrever a velocidade média do vento e a temperatura como uma função da altura na camada superficial da atmosfera, definida como a camada perto da superfície da terra na qual os fluxos turbulentos são aproximadamente constantes com a altura (Paulson, 1970).

$$L = -\frac{\rho * C_p * T_s * u_*^3}{k * g * H}$$

Equação 40

em que, ρ é a densidade do ar (kg/m^3), C_p é o calor específico do ar (J/kg/K), u_* é a velocidade de fricção (m/s), T_s é a temperatura de superfície (K), g é a constante gravitacional (m/s^2), e H é o calor sensível (W/m^2). Os valores obtidos para L definem as condições de estabilidade da atmosfera, de forma que, quando $L < 0$, a atmosfera está instável, se $L > 0$ a atmosfera está estável, e se $L = 0$ a condição é neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores de correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momento (Ψ_m) e para o transporte de calor (Ψ_h) são computados a partir das equações a seguir (Equação 41 à Equação 49).

$$\Psi_{h(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{100m}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{100m}^2}{2}\right) - 2 \arctan(x_{100m}) + 0,5 * \pi \quad \text{Equação 41}$$

em que x_{100m} é calculado pela Equação 42.

$$x_{100} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Equação 42}$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{2m}^2}{2}\right) \quad \text{Equação 43}$$

em que x_{2m} é calculado pela Equação 44.

$$x_2 = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Equação 44}$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{0,1m}^2}{2}\right) \quad \text{Equação 45}$$

em que $x_{0,1m}$ é calculado pela Equação 46.

$$x_{0,1} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Equação 46}$$

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad \text{Equação 47}$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad \text{Equação 48}$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad \text{Equação 49}$$

A cada iteração, um novo valor de velocidade de fricção é calculado, a partir da Equação 50.

$$u_* = \frac{u_{100} * k}{\ln\left(\frac{100}{z_{om_{pixel}}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \quad \text{Equação 50}$$

em que, u_{100} é a velocidade do vento a 100 metros de altitude (m/s), k é a constante de von Karman's, z_{om} é a rugosidade para cada pixel (m) e $\Psi_{m(100m)}$ é o fator de correção para o transporte de momentum a 100 metros de altura, conforme calculado anteriormente.

O valor corrigido de r_{ha} é então calculado a cada iteração conforme a Equação 51.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{m(2m)} + \Psi_{m(0,1m)}}{u_* * k} \quad \text{Equação 51}$$

A partir daqui os valores de H nos pixels frio e quente são recalculados, a relação linear entre dT e T é reestabelecida e a partir daí todos os cálculos são refeitos, esse loop só termina quando os valores de r_{ah} e dT estabilizam.

3.2.4 Evapotranspiração instantânea (ET_{inst})

Uma vez obtidos todos os elementos da equação do balanço de energia, o fluxo de calor latente pode ser finalmente computado e transformado em evapotranspiração pela Equação 52.

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad \text{Equação 52}$$

em que, ET_{inst} é a evapotranspiração instantânea (mm/hr), LE é o fluxo de calor latente (Wm^2), 3600 é a conversão de segundos para horas e λ é o calor latente de vaporização da água (J/kg).

3.2.5 Evapotranspiração diária (ET_{24h})

A evapotranspiração diária pode ser obtida a partir de um dado de R_n diário, isso é possível pois a partir de LE , R_n e G , calcula-se a fração evaporativa (FE) para cada pixel (Equação 53), que é assumida como constante ao longo do dia, servindo, portanto, como referência para o cálculo de ET diária (BRUSAERT, 2005).

$$FE = \frac{LE}{(Rn - G)} \quad \text{Equação 53}$$

em que FE é a fração evaporativa, Rn é o saldo líquido de radiação incidente (W/m²) e G é o fluxo de calor no solo (W/m²). Para converter FE em ET diária, aplica-se a Equação 54.

$$ET_{24h} = 0,0864 * FE * \frac{Rn_{24h}}{\lambda} \quad \text{Equação 54}$$

Os dados de Rn diário podem ser obtidos de estações climatológicas ou a partir de estimativas, como do sensor CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) da NASA, que coleta informações a partir de três satélites diferentes e fornece dados de reflectância solar e radiação emitida pela terra no topo da atmosfera (WIELICKI et al, 2009),

3.3 Imagens LANDSAT utilizadas

Conforme já exposto, os dados de entrada do algoritmo SEBAL foram as imagens de reflectância do satélite LANDSAT 5 sensor TM (*Thematic Mapper*) e LANDSAT 8 sensores OLI (*Operational Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) obtidas do site Earth Explorer da USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Foram utilizadas imagens sem cobertura de nuvens para a área de estudo (órbita ponto 222-081) abrangendo o período coincidente com os dados observados em campo (2013-2015).

Foram utilizadas as bandas de 1 a 5 e a 7 para o LANDSAT 5 e as bandas 2 a 7 para o LANDSAT 8, que representam o espectro visível e infravermelho e a banda 6 (L5) e 10 (L8) que descreve a faixa termal. Além disso, para garantir que não houvesse a interferência de nuvens, foi utilizada uma máscara de nuvens.

Como um dos objetivos do trabalho é aferir os resultados de evapotranspiração calculados com os dados observados na torre micrometeorológica da área de estudo, foram escolhidas imagens que abrangessem o período de disponibilidade de dados observados. Alguns critérios para selecionar as imagens foram utilizados:

- Foram selecionadas imagens com 20% de nuvens ou menos;
- Imagens com cobertura de nuvens na localização da torre foram descartadas;
- Em alguns casos, a imagem apresentava-se com características ideais, mas a torre havia apresentado falha naquele dia, não possibilitando a comparação dos dados.

Dessa forma, foi possível selecionar doze imagens, as quais estão relacionadas na

Tabela 3.1, onde recebem uma identidade simplificada (numeração de 1 a 12), que é utilizada para referenciar cada imagem ao longo das discussões dos resultados. Na mesma tabela são descritos o dia juliano, a data completa e a porcentagem de pixels válidos (pixels sem nuvens) em cada imagem.

Tabela 3.1 – Relação das imagens selecionadas para o estudo

ID	Nome da Imagem	Dia Juliano	Data	% de Pixels válidos
1	LT05_L1TP_222081_20110901_20161006_01_T1	244	01/09/2011	94%
2	LT05_L1TP_222081_20111003_20161005_01_T1	276	03/10/2011	80%
3	LT05_L1TP_222081_20111019_20161005_01_T1	292	19/10/2011	80%
4	LT05_L1TP_222081_20111104_20161005_01_T1	308	04/11/2011	99%
5	LC08_L1TP_222081_20131008_20170429_01_T1	281	08/10/2013	100%
6	LC08_L1TP_222081_20140128_20170426_01_T1	28	28/01/2014	100%
7	LC08_L1TP_222081_20140301_20170425_01_T1	60	01/03/2014	80%
8	LC08_L1TP_222081_20140707_20170421_01_T1	188	07/07/2014	97%
9	LC08_L1TP_222081_20140824_20170420_01_T1	236	24/08/2014	80%
10	LC08_L1TP_222081_20140909_20170419_01_T1	252	09/09/2014	93%
11	LC08_L1TP_222081_20141027_20170418_01_T1	300	27/10/2014	100%
12	LC08_L1TP_222081_20141128_20170417_01_T1	332	28/11/2014	98%

A seguir, na Figura 3.5, são apresentadas as imagens que mostram as máscaras de nuvens utilizadas para descartar aqueles os pixels sombreados.

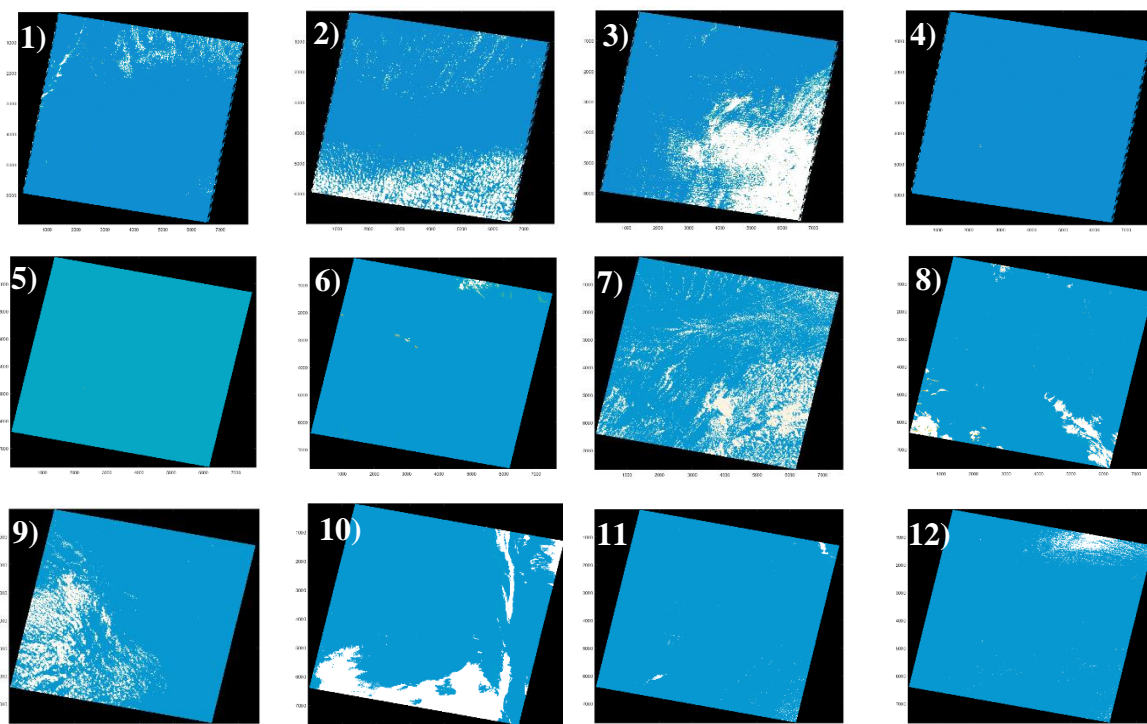


Figura 3.5 – Representação das máscaras de nuvens em cada imagem selecionada para rodar o SEBAL. Legenda: áreas brancas representa nuvens e áreas azuis, céu claro.

3.4 Dados de torres micrometeorológicas

A Tabela 3.2 mostra as informações obtidas na torre e utilizadas como dados de entrada utilizados para rodar o modelo SEBAL para cada uma das imagens estudadas.

Tabela 3.2 – Relação das variáveis de entrada para cada imagem estudada. A temperatura, a velocidade do vento e a umidade relativa do ar são variáveis observadas no momento da passagem do satélite. A radiação diária (Rn) corresponde a uma média diária.

ID	Temp (°C)	Vel. do vento (m/s)	Umidade relativa do ar (%)	Rn 24h (W/m ²)
1	9,5	1,7	53,8	91,2
2	14,9	3,1	94,2	139,6
3	20,1	3,7	69,7	123,8
4	22,2	3,5	85,8	149,5
5	17,5	5,4	64,7	177,6
6	29,0	1,8	79,0	227,1
7	21,5	1,6	81,1	172,4
8	9,9	2,7	100,0	51,1
9	24,9	2,5	74,0	91,0
10	23,9	3,2	87,2	129,3
11	23,7	3,3	89,7	211,2
12	23,3	4,4	65,0	237,4

3.5 Análise de sensibilidade

De forma ampla, análise de sensibilidade pode ser definida como o estudo da variação de dados de saída de um modelo numérico (ou não) em função das incertezas nos dados de entrada (SALTELLI et al., 2004). Esse tipo de análise pode ter diversos propósitos em questões relacionadas a modelos, podendo ajudar a descobrir erros técnicos do modelo, identificar regiões críticas nos dados de entrada, estabelecer prioridades para pesquisas e simplificar modelos (SALTELLI et al., 2008). Os dados de entrada são aqueles elementos que podem ser variados antes da execução do modelo, podendo ser numéricos ou não numéricos, como as próprias equações do modelo (PIANOSI et al., 2016).

Pianosì et al. (2016) sugere alguns tipos de classificação para as análises de sensibilidade:

1. Locais e Globais - Análises locais consideram a variabilidade do dado de saída do modelo versus fatores de entrada em torno de um valor específico, enquanto análises globais consideram as variações de toda a gama de possibilidades dos fatores de entrada.

2. Quantitativas e qualitativas – Métodos quantitativos são aqueles em que cada dado de entrada é associado a uma avaliação quantitativa e reproduzível, os qualitativos estão relacionados com uma inspeção visual das previsões do modelo, que geralmente são usadas complementarmente a avaliações quantitativas.

3. “Um-por-vez” e “Todos-de-uma-vez” – os métodos “um-por-vez” são o tipo de abordagem mais simplificado de análises de sensibilidade e consiste na variação uma variável de entrada em pequenas porcentagens por vez enquanto todas as outras variáveis são mantidas constantes e analisa as variações na saída do modelo (HAMBY, 1994). Enquanto o método “todos-de-uma-vez” são aplicados variando todos os dados de entrada randômica e simultaneamente, de forma que as múltiplas influências possam ser analisadas (PIANOSI et al., 2016). Portanto, métodos “Todas-de-uma-vez” podem avaliar melhor as interações entre dados de entrada, mas geralmente requerem que o modelo seja rodado muito mais vezes (PIANOSI et al., 2014).

Para realizar a análise de sensibilidade do SEBAL utilizou-se uma abordagem local, variando os dados no formato “um-por-vez” uma vez que, em função do tamanho e alta resolução das imagens LANDSAT, o processamento do SEBAL requer alta demanda de processamento computacional.

3.5.1 Dados de entrada e variáveis intermediárias/internas

Para as análises de sensibilidade, foram escolhidos os dados de entrada e as variáveis intermediárias que tenham sido menos estudadas ou que tenham mostrado divergências entre os diferentes autores.

Sendo assim, o dado de entrada avaliado foi a velocidade do vento (u_x) na estação climática mais próxima. As variáveis intermediárias foram o saldo de radiação (R_n), a rugosidade da superfície (z_{om}), a temperatura de superfície (T_s), transmitância (τ_{sw}), o albedo (α) e a diferença de temperatura (dT).

Para cada variável analisada, o SEBAL foi aplicado diversas vezes, alterando somente o valor daquela variável para valores de -50 a 50% em relação ao valor obtido inicialmente com intervalos de 10%.

3.5.2 Área de Domínio

Para avaliar a sensibilidade do modelo em relação à variação da área de domínio da imagem, foram feitos recortes em torno da torre de medição micrometeorológica com cinco diferentes tamanhos de área representando raios de aproximadamente 15, 30, 45, 60 e 75km em torno da torre. A Figura 3.6 mostra os diferentes tamanhos de área de domínio utilizados para testar a sensibilidade do SEBAL em relação ao tamanho da área em que o modelo está sendo aplicado.

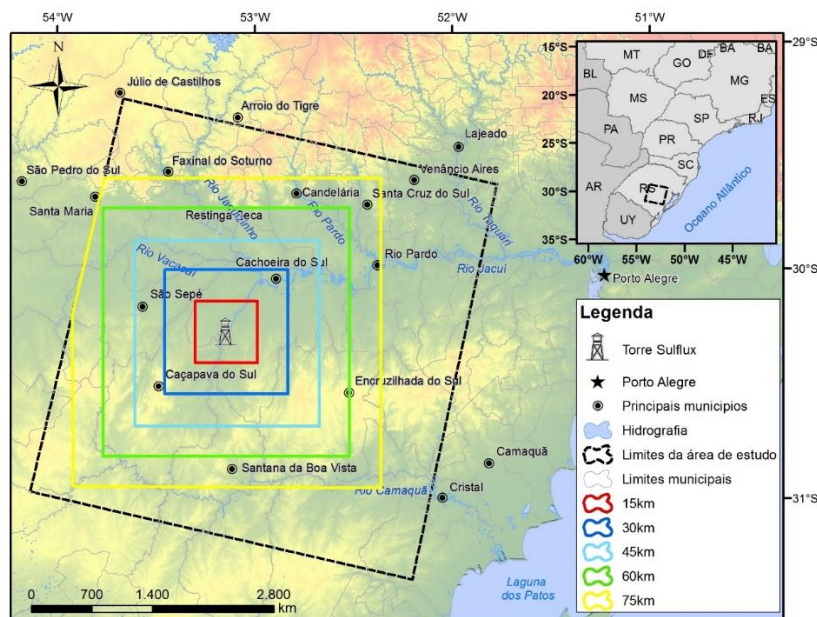


Figura 3.6 – Diferentes recortes de imagem utilizados como área de domínio em torno da torre micrometeorológica.

3.5.3 Escolha dos pixels âncora

A fim de entender como os resultados de LE e ET-24h variam em função da variação da escolha dos pixels âncora, foram criados grupos de porcentagens de Ts e de NDVI responsáveis pela definição dos pixels candidatos, a exemplo do trabalho desenvolvido por Allen et al (2013) que utiliza as porcentagens representadas pelo grupo 1 (Tabela 3.2).

Tabela 3.3 – Grupo de % para a escolha dos pixels extremos utilizados por Allen et al (2013).

	Grupo 1
NDVI frio	5%
Ts frio	20%
NDVI quente	10%
Ts quente	20%

A escolha das porcentagens foi feita em 3 etapas:

1. Mantiveram-se as porcentagens originais de Allen et al (2013) para o NDVI, e as porcentagens de Ts foram sendo reduzidas gradativamente. O grupo 2 usou a metade da porcentagem sugerida por Allen et al (2013), e os seguintes utilizaram 10% do valor do grupo anterior. Os valores aplicados estão apresentados na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 – Grupos de diferentes % para a escolha dos pixels extremos em que os valores de NDVI são mantidos inalterados, e os valores de Ts são reduzidos.

	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4	Grupo 5
NDVI frio	5%	5%	5%	5%
Ts frio	10%	1%	0.1%	0.01%
NDVI quente	10%	10%	10%	10%
Ts quente	10%	1%	0.1%	0.01%

2. Mantiveram-se as porcentagens originais de Allen et al (2013) para Ts, e as porcentagens de NDVI foram sendo reduzidas de 33 em 33%. Os valores utilizados estão apresentados na Tabela 3.5.

Tabela 3.5 – Grupos de diferentes porcentagens para a escolha dos pixels extremos em que os valores de Ts são mantidos inalterados e os valores de NDVI são reduzidos.

	Grupo 6	Grupo 7	Grupo 8	Grupo 9
NDVI frio	3%	2%	1,5%	1%
Ts frio	20%	20%	20%	20%
NDVI quente	7%	4%	3%	2%
Ts quente	20%	20%	20%	20%

3. Foi feita análise de (1) e (2) para escolher a combinação que resultasse em uma maior acurácia na estimativa dos valores de fluxo de calor latente instantâneo e evapotranspiração diária.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

De forma geral, os testes realizados buscaram analisar a sensibilidade do algoritmo SEBAL, procurando responder como se alteram os resultados de LE instantâneo e ET 24h quando:

- a data da cena varia – para isso foram utilizadas imagens com poucas ou nenhuma nuvem de diferentes períodos do ano;
- são perturbados valores de variáveis de entrada e variáveis intermediárias do modelo – portanto, as variáveis escolhidas tiveram seus valores alterados em 50% para mais e para menos, em intervalos de 10%;
- as porcentagens de NDVI e Ts utilizadas na escolha dos pixels âncora são alteradas – assim, foram criados nove grupos de porcentagens para a escolha dos pixels;
- o tamanho da área de domínio varia – para isso trabalhou-se com cinco tamanhos diferentes de imagem, mantendo a torre micrometeorológica como o centro de todas as áreas de domínio.

Os resultados obtidos para cada situação descrita são apresentados nos capítulos a seguir.

4.1 Sensibilidade de variáveis

Como variável de entrada investigou-se a sensibilidade do SEBAL quanto à velocidade do vento, e como variáveis intermediárias, foram observados o albedo, o saldo de radiação, a rugosidade da superfície, a temperatura de superfície, a diferença de temperatura e o NDVI.

Para analisar a sensibilidade do SEBAL em relação às variáveis estudadas, o processamento foi realizado com perturbação de cada uma com incrementos 10% para mais e para menos em relação ao valor original.

Apenas para a temperatura essa análise foi feita não com incrementos ou reduções em porcentagem em relação ao valor original, e sim em valores absolutos.

Os gráficos na Figura 4.1(a) e Figura 4.1(b) apresentam os resultados obtidos para as perturbações (eixo x) realizadas para cada variável mencionada, e o reflexo dessa perturbação no fluxo de calor latente e na evapotranspiração diária, respectivamente, em termos da diferença da raiz do erro médio quadrático normalizada (REMQ) em relação aos resultados obtidos sem perturbação (eixo y).

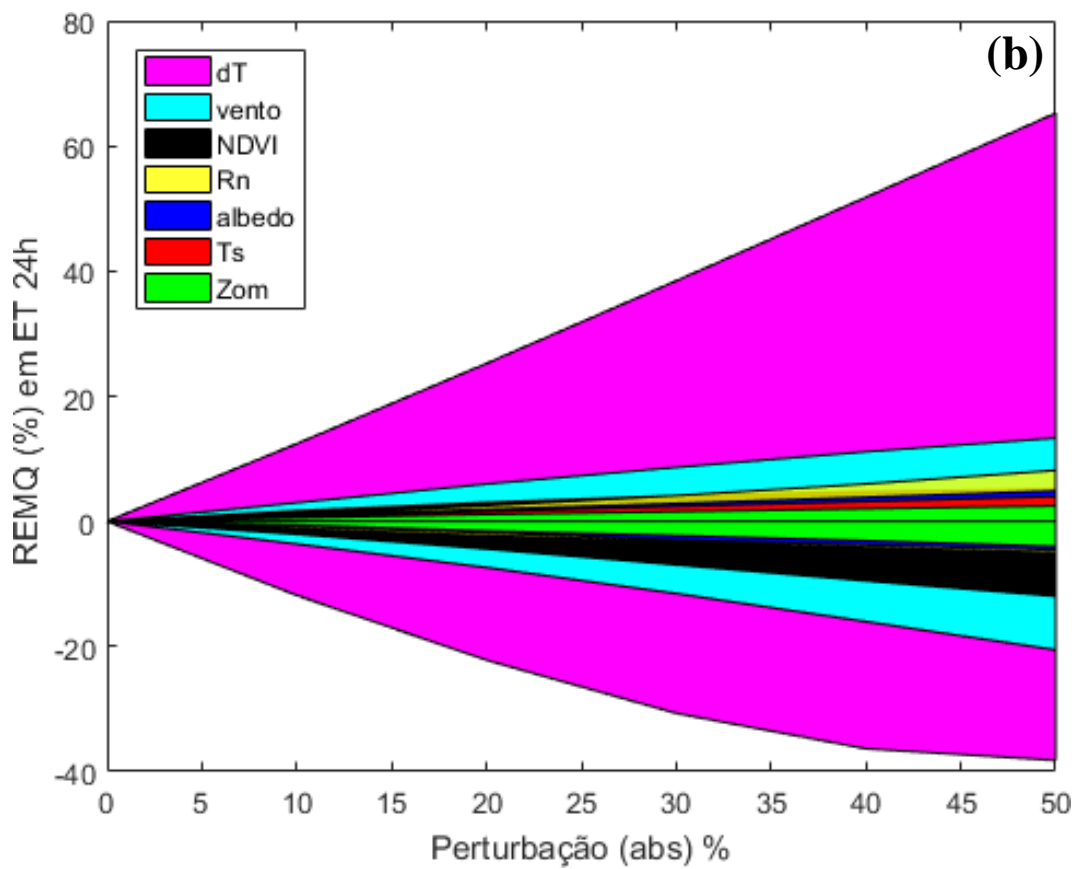
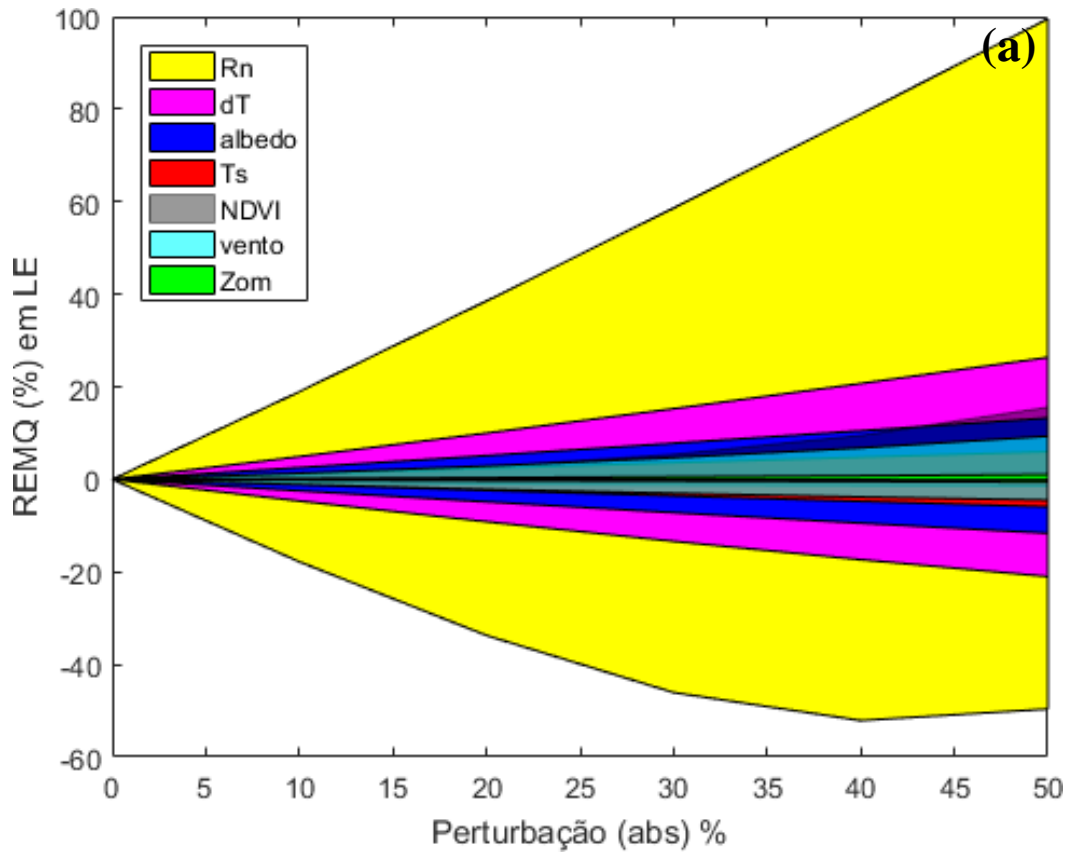


Figura 4.1 – Sensibilidade de LE (a) e ET 24h (b) a partir da perturbação das variáveis do SEBAL

Velocidade do vento (u_x)

Os resultados mostram que fluxo de calor latente instantâneo Figura 4.1(a) é pouco sensível aos dados de entrada de velocidade do vento, ou seja, as maiores perturbações causam erros médios de 10%. A evapotranspiração diária Figura 4.1(b) é mais sensível às informações de vento, podendo chegar a 20% de desvio para mais ou para menos que o resultado não perturbado.

Os resultados encontrados mostram sensibilidade um pouco maior em relação aos os resultados encontrados por Choraguidi (2011), que analisou apenas a sensibilidade da fração evaporativa (FE) em relação ao vento, a qual teria uma sensibilidade parecida com o da evapotranspiração diária por terem relação direta uma com a outra. Choraguidi (2011) verificou que a FE apresenta erros de, no máximo, 10% para perturbações de 50% em torno dos valores originais.

Albedo (α)

Observando a Figura 4.1(a), nota-se que o resultado de LE instantâneo apresenta REMQ (%) de até 15% para as maiores perturbações nos valores de albedo, enquanto os valores de evapotranspiração diária são muito pouco afetados, não apresentando variações maiores do que 5% em torno do valor original (Figura 4.1 (b)). Isso ocorre pois, no cálculo de ET-24h (Equação 54), utiliza-se a fração evaporativa (Equação 53), na qual o albedo se insere tanto no numerador quanto no denominador da equação, suavizando assim os efeitos das perturbações.

Os resultados da sensibilidade da ET-24h em relação ao albedo vão de encontro com os resultados obtidos por Wang et al. (2009).

Saldo de radiação instantâneo (R_n)

Conforme a Figura 4.1 (a), verifica-se que o fluxo de calor latente instantâneo é bastante sensível à variação de R_n instantâneo, de forma que um incremento de 10% no valor de R_n provoque um erro médio de cerca de 25% o valor de LE. Isso ocorre pois na equação $LE=R_n-H-G$, R_n é a maior componente, e tem relação direta com LE. A evapotranspiração diária (Figura 4.1 (b)), entretanto, não é tão afetada por perturbações no R_n instantâneo, não apresentando alterações maiores do que 5% mesmo para as maiores perturbações.

Rugosidade da superfície (z_{om})

De forma geral, observa-se que tanto o calor latente (Figura 4.1 (a)) quanto a evapotranspiração diária (Figura 4.1 (b)) são muito pouco afetados pela variação na rugosidade

de superfície, com variações menores do que 4% em todas as imagens.

Na literatura estudada, essa é uma das variáveis para a qual não há consenso quanto a sua sensibilidade. No presente estudo, o SEBAL apresentou sensibilidade muito baixa em relação a essa variável, o que vai de encontro com os resultados de Long et al. (2011) e Choraguidi (2011). Wang et al. (2009) procedeu as avaliações para diferentes coberturas de vegetação, considerando que ET é pouco sensível a z_{om} no caso de cobertura completa da vegetação e mais sensível quando a cobertura é parcial ou inexistente.

Temperatura de superfície (Ts)

O estudo da sensibilidade do SEBAL em relação à temperatura de superfície, diferente das outras variáveis, foi realizado com incrementos de 1 em 1 K, uma vez que alterações de 40 ou 50% representariam valores irrealis de temperatura.

As maiores perturbações nos dados de entrada de temperatura de superfície, isto é, 5K a mais e a menos do que os valores originais, apresentaram no máximo erros em torno de 4% tanto para o fluxo de calor latente instantâneo (Figura 4.1 (a)) quanto para a evapotranspiração diária (Figura 4.1 (b)).

Outros trabalhos que estudaram essa variável divergem de opinião. Choraguidi (2011) e Feng (2015) a consideram pouco sensível, assim como os resultados apresentados no presente trabalho, enquanto Long et al. (2011) relatam maior sensibilidade do SEBAL frente à Ts em função da participação que essa variável tem na escolha dos pixels âncora.

Diferença de temperatura (dT)

Analisando a Figura 4.1 (a) e (b), nota-se que as alterações nos dados de entrada de dT afetam em maior proporção a evapotranspiração diária quando comparada ao fluxo de calor latente instantâneo, mas que a sensibilidade nos dois casos é alta por apresentar REMQ (%) sempre maior do que 20% para as maiores perturbações.

Entre os trabalhos que analisaram a sensibilidade dessa variável há consenso em dizer que o SEBAL é muito sensível a ela. No presente estudo não foi diferente, pois dT mostrou sensibilidade alta e muito semelhante tanto para incrementos quanto para reduções nos valores de dT.

NDVI

O NDVI apresenta-se relativamente sensível ao fluxo de calor latente (Figura 4.1(a)),

sendo que para para perturbações positivas, os reflexos se mostram com maiores erros, chegando a 15% contra 2% para as perturbações negativas. Para a evapotranspiração diária (Figura 4.1(a)) ocorre o inverso, sendo que as perturbações negativas alteram mais os valores ET-24h chegando a 12% contra 5% das perturbações negativas.

Esses resultados vão de encontro com os encontrados por Wang et al. (2009) quando este afirma que o SEBAL é sensível ao NDVI.

A Tabela 4.1 apresenta um resumo dos resultados de sensibilidade encontrados para cada variável e em comparação com aqueles registrados na bibliografia estudada, semelhante à tabela apresentada no capítulo 2.4.1.

Tabela 4.1 – Resumo dos resultados encontrados em comparação à bibliografia. Considerou-se muito sensível quando a REMQ (%) foi superior a 20%, sensível quando a REMQ (%) ficou entre 20 e 5%, e pouco sensível quando a REMQ (%) foi inferior a 5%.

Variável	Trabalhos anteriores			Presente trabalho
	Status	Sensibilidade	Autores	Sensibilidade
dT	Unanimidade	Muito sensível	Timmermans et al. (2007), Wang et al. (2009), Choraguidi (2011)	Muito sensível
Temperatura de superfície (Ts)	Divergência	Sensível	Long et al. (2011)****	Pouco sensível
		Pouco sensível	Choraguidi (2011), Feng (2015)	
Sensível		Timmermans et al. (2007), Wang et al. (2009)*	Pouco sensível	
Pouco sensível		Wang et al. (2009)**, Long et al. (2011), Choraguidi (2011)		
Albedo	Divergência	Sensível	-	Sensível (LE) Pouco sensível (ET-24h)
		Pouco sensível	Wang et al. (2009)	
NDVI	Pouco estudado	Pouco sensível	Wang et al. (2009)	Sensível
Rn			-	Muito Sensível (LE) Pouco Sensível (ET-24h)
Velocidade do vento			Choraguidi (2011)	Sensível

*em regiões pouco vegetadas

**em regiões com cobertura completa do dossel

***observa maior sensibilidade no pixel frio em relação ao pixel quente

****principalmente em relação à Tsquente

Entre os estudos de sensibilidade encontrados (Tabela 4.1), apenas o trabalho de Long et al. (2011) tem área de estudo fora dos Estados Unidos, na China. Ou seja, não foram encontrados outros trabalhos que analisam a sensibilidade do SEBAL no Brasil, nem mesmo em países no hemisfério sul.

4.2 Sensibilidade à escolha dos pixels e à variação da área de domínio

A avaliação das porcentagens para escolha dos pixels âncora foi feita de forma integrada com a avaliação dos tamanhos de área de domínio da imagem, com o objetivo de observar simultaneamente o comportamento da variação dos grupos com os tamanhos de imagens.

A seguir são apresentados os resultados obtidos em comparação aos dados de LE instantâneo observados na torre e em seguida com os dados de ET-24h observados na torre.

4.2.1 LE

Os resultados obtidos para o fluxo de calor latente, comparados com os dados observados na torre micrometeorológica, são apresentados de forma gráfica para as diferentes áreas de domínio e para os diferentes grupos em forma de boxplots conforme a Figura 4.2. Para cada boxplot foi calculada a raiz do erro médio quadrático normalizada (REMQ) para as 12 imagens, sendo que na Figura 4.2 (a) cada boxplot contém a REMQ das 12 imagens e dos 9 grupos estudados em cada uma das cinco áreas de domínio, analogamente, na Figura 4.2 (b) cada boxplot contém a REMQ das 12 imagens e das 5 áreas de domínio estudadas separadamente para cada grupo.

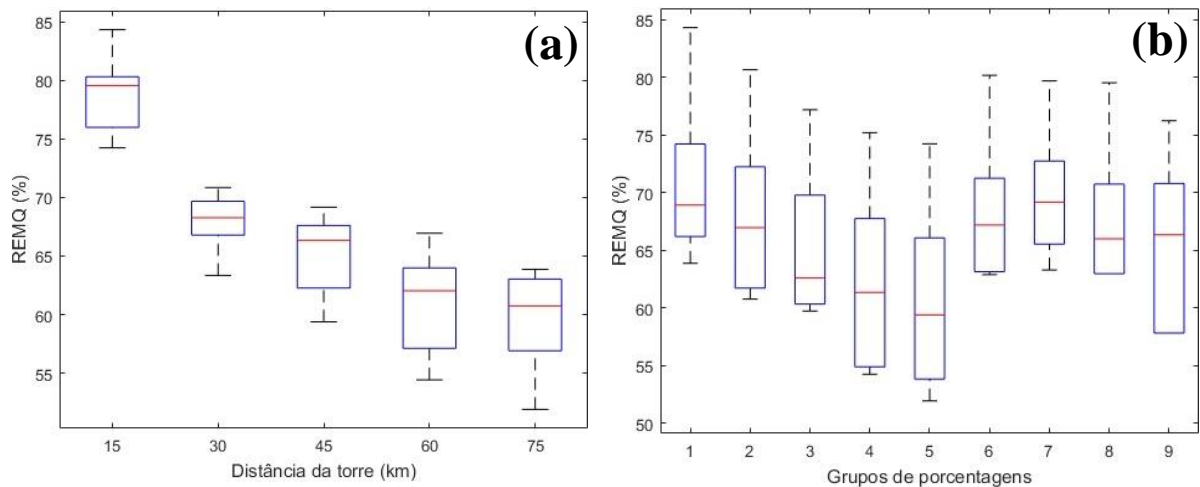


Figura 4.2 – Raiz do erro médio quadrático normalizada obtida entre valores de LE observados e calculados para cada área de domínio (a) e para cada grupo (b).

Observando a Figura 4.2 (a), fica evidente que quanto maior a área de domínio, menor a REMQ. E na Figura 4.2 (b), observa-se que à medida que as porcentagens de temperatura para escolha dos pixels âncora foram diminuindo (grupos 2 a 5), a REMQ também reduziu, ou seja, os resultados de LE ficaram melhores. Para a redução dos valores de NDVI (grupos 6 a 9) também houve uma melhora, porém menos representativa.

4.2.2 ET-24h

Os resultados de evapotranspiração diária calculados, comparados com os dados observados na torre micrometeorológica, são apresentados de forma gráfica para as diferentes áreas de domínio e para os diferentes grupos em forma de boxplots conforme a Figura 4.3. Para cada boxplot foi calculada a raiz do erro médio quadrático normalizada (REM_Q) para as 12 imagens, sendo que na Figura 4.3 (a) cada boxplot contém a REM_Q das 12 imagens e dos 9 grupos estudados em cada uma das cinco áreas de domínio, analogamente, na Figura 4.3 (b) cada boxplot contém a REM_Q das 12 imagens e das 5 áreas de domínio estudadas separadamente para cada grupo.

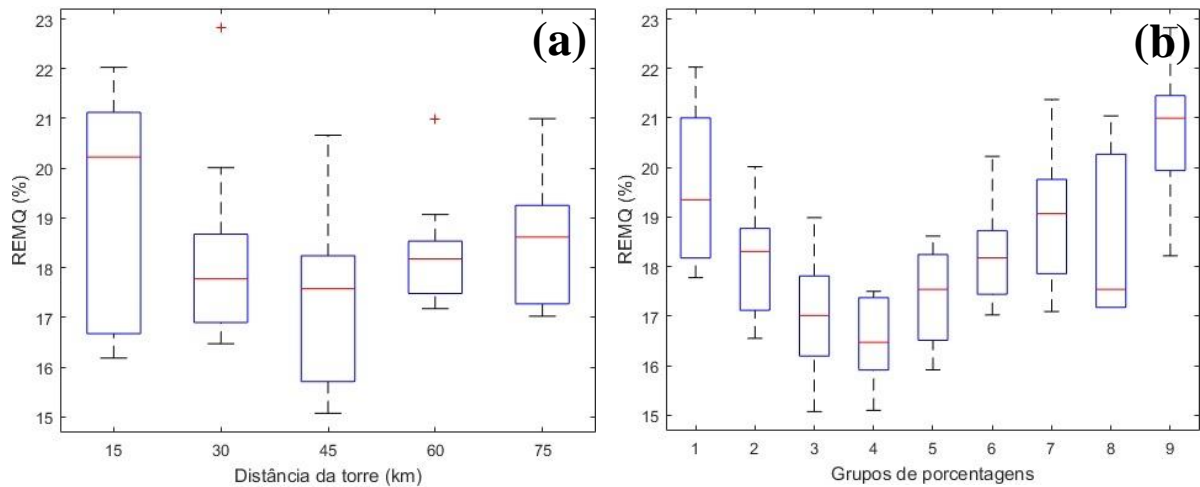


Figura 4.3 – Raiz do erro médio quadrático normalizada obtida entre valores de ET 24h observados e calculados para cada grupo (a) e para cada área de domínio (b).

4.2.3 Avaliação da diferença de temperatura nos pixels âncora

Long et al. (2011) observou que à medida que se aumentou a área de domínio das imagens, também cresceu a diferença entre a temperatura do pixel frio e do pixel quente. Em função dessa observação, a mesma análise foi feita no presente trabalho, e constatou-se, para praticamente todos os grupos, a mesma situação. Observou-se também que os grupos com os melhores resultados encontrados, conforme apresentado nos capítulos 4.2.1 e 4.2.2, foram aqueles com maiores diferenças entre a temperatura do pixel frio e do pixel quente, ou seja, nos grupos 4 e 5, conforme apresentado na Figura 4.4. Observa-se também que as maiores diferenças de temperatura entre o pixel frio e o pixel quente estão associados aos grupos com variação nos valores de T_s , enquanto que os grupos com variações em NDVI sofreram menores alterações.

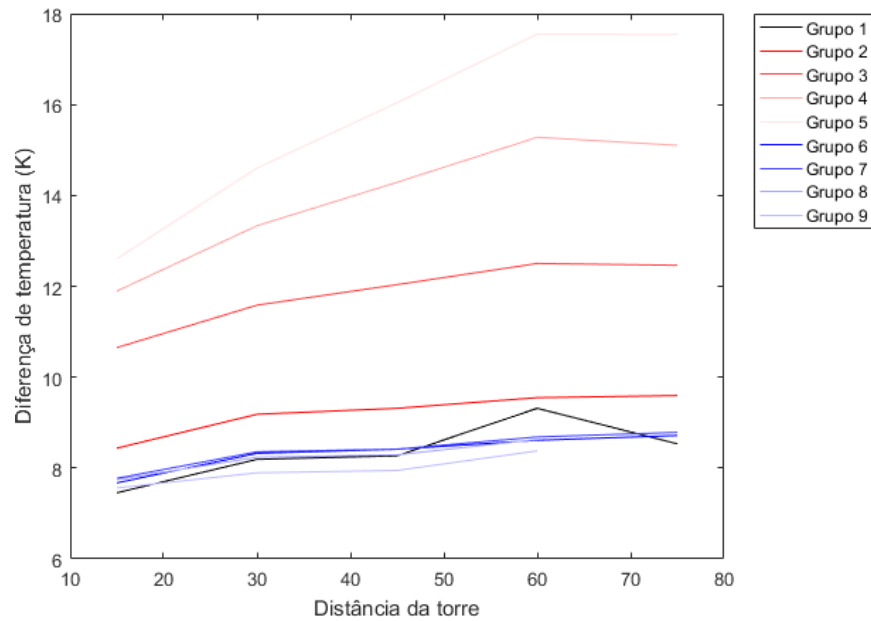


Figura 4.4 – Comparação entre a diferença entre a temperatura do pixel frio e do pixel quente nos grupos e áreas de domínio estudados.

4.2.4 Validação das variáveis do balanço de energia estimado

A Figura 4.5 apresenta todos os resultados obtidos para os grupos e para as diferentes áreas de domínio estudados. Os grupos com variação nas porcentagens de T_s (grupo 2 a 5) são apresentados em tonalidades de azul, os grupos com variação nas porcentagens de NDVI (grupo 6 a 9) são apresentados em tonalidades de vermelho e o grupo 1, com as porcentagens originais de Allen et al. (2013) são apresentados em preto. O tamanho das círculos simboliza os diferentes tamanhos das áreas de domínio. Essas representações são resumidas na legenda da Figura 4.5.

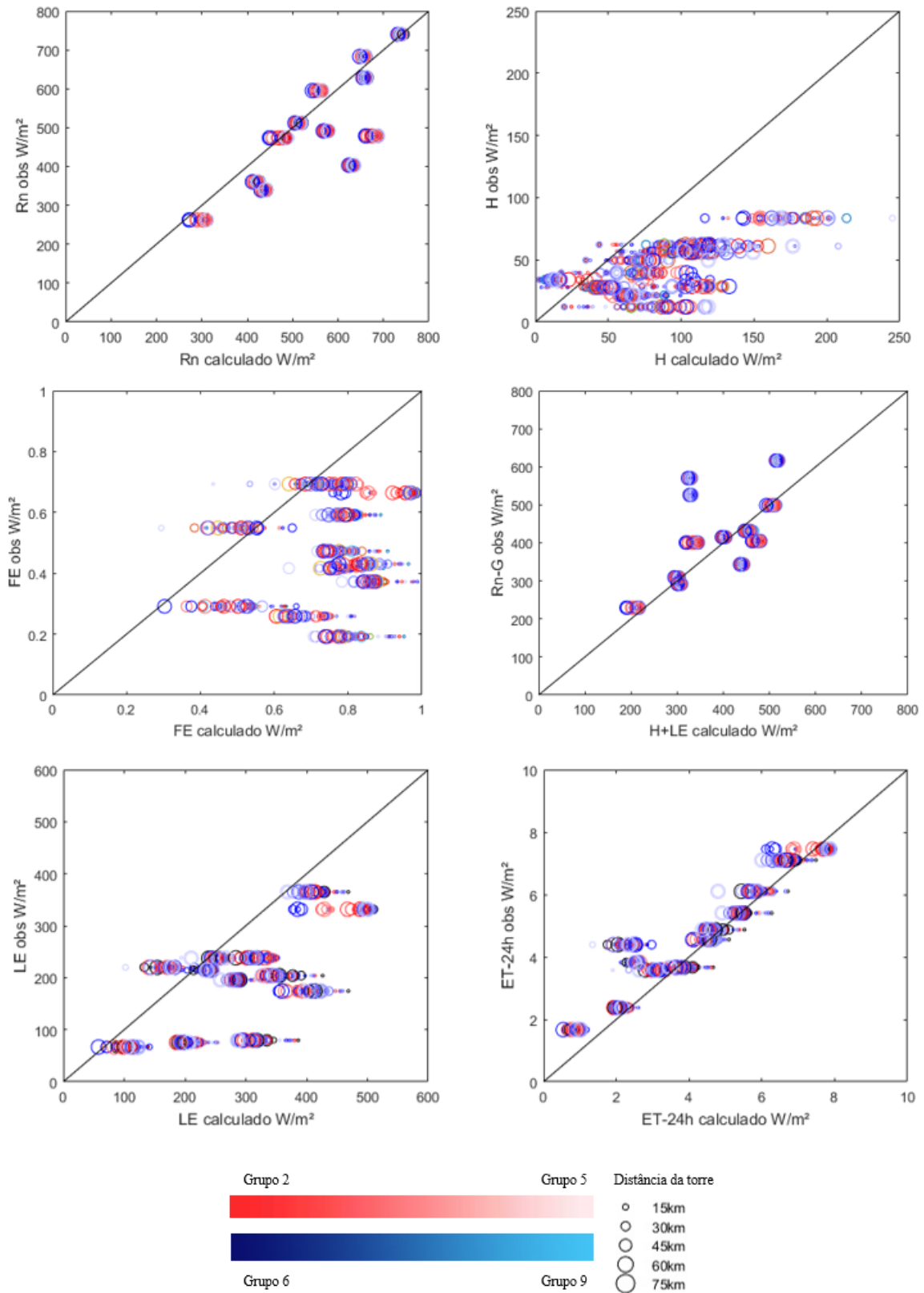


Figura 4.5 – Comparação entre os fluxos medidos e estimados a partir do SEBAL: Saldo de radiação instantânea (Rn), Calor sensível (H), Fração evaporativa (FE), Fechamento do balanço de energia (Rn-G observados = H+LE estimados), Calor latente (LE) e ET diária (ET-24h).

A partir da Figura 4.5, observa-se que os fluxos de calor sensível, calor latente e a fração evaporativa instantânea são superestimados em relação aos fluxos observados por covariância de vórtices turbulentos, enquanto que as taxas de evapotranspiração diárias não apresentam tendência de superestimativa, aproximando-se da reta 1:1. Essas diferenças podem estar associadas ao processo de fechamento do balanço de energia nos dados observados diários, correção que não foi aplicada aos dados instantâneos observados. Verifica-se que o fluxo de calor sensível (H) é a variável mais sensível às variações na escolha dos pixels e no tamanho da área de domínio, uma vez que essa variável apresenta maiores dispersões quando comparada as outras variáveis (Rn, LE e ET diária). Para os fluxos de calor latente, fração evaporativa e evapotranspiração diária, verifica-se que, conforme aumenta a área de domínio do modelo, os dados estimados aproximam-se da reta 1:1, evidenciando um aumento da acurácia das estimativas com o aumento da área.

A Tabela 4.2 e a Tabela 4.3 apresentam o REMQ das estimativas de Rn e H instantâneos quando comparados aos dados observados, enquanto que as estatísticas relativas a LE instantâneo e ET diária podem ser visualizadas na Tabela 4.4 e Tabela 4.5.

Tabela 4.2 –REMQ (%) entre os dados de Rn medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.

		Distância da torre (km)				
		15	30	45	60	75
Allen et al. (2013)	Grupos					
	Grupo 1	21%	21%	21%	20%	20%
Perturbações em % de Ts	Grupo 2	21%	20%	20%	20%	20%
	Grupo 3	21%	20%	20%	19%	19%
	Grupo 4	20%	20%	19%	19%	19%
	Grupo 5	20%	19%	19%	19%	19%
Perturbações em % de NDVI	Grupo 6	21%	21%	20%	20%	20%
	Grupo 7	21%	21%	20%	20%	20%
	Grupo 8	21%	20%	20%	20%	20%
	Grupo 9	21%	20%	20%	20%	20%

Tabela 4.3 –REMQ (%) entre os dados de H medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.

		Distância da torre (km)				
		15	30	45	60	75
	Grupos					
Allen et al. (2013)	Grupo 1	107%	110%	136%	124%	142%
Perturbações em % de Ts	Grupo 2	97%	100%	124%	136%	130%
	Grupo 3	78%	106%	106%	123%	134%
	Grupo 4	76%	98%	102%	134%	132%
	Grupo 5	80%	105%	111%	125%	141%
Perturbações em % de NDVI	Grupo 6	112%	126%	120%	134%	125%
	Grupo 7	122%	110%	120%	130%	137%
	Grupo 8	118%	150%	123%	129%	129%
	Grupo 9	152%	154%	128%	165%	165%

Tabela 4.4 –REMQ (%) entre os dados de LE medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.

		Distância da torre (km)				
		15	30	45	60	75
	Grupos					
Allen et al. (2013)	Grupo 1	84%	71%	69%	67%	64%
Perturbações em % de Ts	Grupo 2	81%	69%	67%	62%	61%
	Grupo 3	77%	67%	63%	61%	60%
	Grupo 4	75%	65%	61%	55%	54%
	Grupo 5	74%	63%	59%	54%	52%
Perturbações em % de NDVI	Grupo 6	80%	68%	67%	63%	63%
	Grupo 7	80%	70%	69%	66%	63%
	Grupo 8	80%	68%	66%	63%	63%
	Grupo 9	76%	69%	66%	58%	58%

Tabela 4.5 –REMQ (%) entre os dados de ET-24h medidos e calculados para as 12 imagens para cada combinação de grupos e áreas de domínio testados. Os tons de vermelho representam os maiores erros e os tons em verde os menores.

		Distância da torre (km)				
		15	30	45	60	75
	Grupos					
Allen et al. (2013)	Grupo 1	22%	18%	21%	18%	19%
Perturbações em % de Ts	Grupo 2	20%	17%	18%	18%	17%
	Grupo 3	17%	17%	15%	17%	19%
	Grupo 4	16%	16%	15%	18%	17%
	Grupo 5	17%	18%	16%	18%	19%
Perturbações em % de NDVI	Grupo 6	20%	18%	18%	18%	17%
	Grupo 7	21%	17%	18%	19%	19%
	Grupo 8	21%	20%	18%	17%	17%
	Grupo 9	21%	23%	18%	21%	21%

4.2.5 Discussões sobre a sensibilidade à escolha dos pixels e à variação da área de domínio

A sensibilidade à escolha dos pixels âncora foi estudada a partir da variação das porcentagens de Ts e NDVI. A metodologia foi baseada no trabalho de Allen et.al. (2013), alterando-se as porcentagens sugeridas e aplicando o modelo a uma área heterogênea e não apenas de agricultura. Os testes foram realizados para nove grupos de porcentagens. A sensibilidade quanto à área de domínio foi estudada para todos esses nove grupos de pixels e com testes em cinco diferentes tamanhos de área, variando o *buffer* em torno da torre de 15 a 75km intervalados em 15km.

Em relação às tentativas de padronizar a escolha dos pixels âncora, mostrando com isso a sensibilidade do algoritmo a essa seleção, ficou claro que, entre os diferentes grupos de porcentagens para escolha dos pixels, houve diferenças significativas entre as REMQ de cada escolha. Isso coincide com outros autores que afirmam que o SEBAL é muito sensível à escolha desses pixels (TIMMERMANS et al.,2007; WANG et al.,2009; CHORAGUIDI, 2011; LONG et al.,2011; FENG, 2015).

Quando comparados com dados da torre micrometeorológica, mostraram-se satisfatórios para o grupo 5 no cálculo de LE e para o grupo 4 no cálculo de ET diária. De forma geral, os resultados de LE se mostraram mais sensíveis do que os de ET diária. Isso já era esperado, uma vez que o cálculo de ET diária utiliza dados de Rn 24h medidos em campo.

Não foram encontrados na literatura outros trabalhos que tenham usado essa mesma abordagem de padronizar a escolha dos pixels âncora para simplificar o cálculo de evapotranspiração por métodos que requerem os pixels extremos. Os outros métodos se baseiam principalmente em técnicas parecidas com o método do triângulo (FENG, 2015; EVANS, 2014).

Em relação à variação da área de domínio, estudos como de Long et al. (2011) e Tang et al. (2013) são mais focados no calor sensível (H) do que na evapotranspiração diária quando procedem essa avaliação. Além disso, concluem que a variação na escolha dos pixels extremos em função da variação do tamanho da área de abrangência da imagem pode causar variações no resultado do SEBAL. O presente estudo vai de encontro com essas conclusões e ainda acrescenta que, para LE, há uma tendência de os resultados ficarem melhores ao passo que se aumenta a área de domínio, no domínio de uma cena LANDSAT. Para, ET essa tendência é mais sutil, mas, de forma geral, para áreas muito pequenas os resultados são menos acurados

do que para áreas maiores (menores que 30km em torno da estação com dados meteorológicos). Esse resultado pode estar relacionado ao fato de que quanto maior a área, maior a chance de se encontrar os pixels âncora ideais.

Portanto, entende-se que para estudos futuros, resultados do uso do SEBAL com maiores acurácias podem ser obtidos desde que aplicados com os parâmetros de calibração automática adequados e para uma área que não se distancie menos do que 30km da origem dos dados de entrada.

A escolha de fazer análises dos resultados apenas no pixel da torre micrometeorológica está relacionada com o fato de que em outras regiões não há possibilidade de se aferir o valor encontrado, portanto, supõe-se que o algoritmo teve um bom (ou mal) desempenho porque o único dado de campo que se tem é aquele na região da torre. Entretanto, outros tipos de análise podem ser realizadas: análises que avaliem o comportamento da evapotranspiração nos diferentes usos do solo, e também ao longo do ciclo das culturas da região.

A escolha das imagens utilizadas no presente trabalho foi feita com base nos dados disponíveis da torre, com a existência de imagens com o mínimo de nuvens possível (menos que 20%), ou seja, o foco não foi representar um ciclo hidrológico ou de alguma cultura. Para esse tipo de análise, o ideal seria que a escolha das imagens fosse desvinculada da existência de dados da torre e procurasse ter representatividade temporal.

5 CONCLUSÕES

Por representar uma fração tão importante do ciclo hidrológico e também um consumo de água tão representativo principalmente para a agricultura, estudar a evapotranspiração e buscar mais acurácia em suas estimativas é de grande interesse para a gestão dos recursos hídricos e estudos hidrológicos. O sensoriamento remoto vem sendo utilizado para avaliar a evapotranspiração em escala regional e o modelo SEBAL estima o fluxo de calor latente (LE) e ET com base no resíduo do balanço de energia. Este algoritmo utiliza um processo de calibração interna, que requer a escolha de dois pontos da imagem (pixels âncoras) que representam condições extremas em termos de temperatura e umidade.

De forma geral, este trabalho buscou analisar os critérios de escolha automática dos pixels extremos para calibração do algoritmo e também a relação do SEBAL quanto ao tamanho da área de domínio, utilizando imagens multiespectrais dos satélites LANDSAT 5 e 8, de forma a permitir aplicações em séries temporais de estimativas de LE e ET em diferentes períodos do ano, além de testar a sensibilidade de algumas variáveis de entrada e internas do modelo, procurando responder às três perguntas a seguir:

1. Quão sensível é o SEBAL a perturbações para determinadas variáveis de entrada e intermediárias?

Os testes foram realizados para avaliar tanto a sensibilidade de LE quanto de ET 24h. Foram testadas a variável de entrada velocidade do vento (u_x) e as variáveis intermediárias: albedo (α), saldo de radiação (R_n), rugosidade da superfície (z_{om}), temperatura de superfície (T_s), diferença de temperatura (dT) e NDVI. Em todas elas, com exceção da T_s , foram aplicadas perturbações de até $\pm 50\%$ em intervalos de 10%. Em T_s , as perturbações foram feitas entre $\pm 5K$ em intervalos de 1K.

Quanto a LE instantâneo, as variáveis que apresentaram:

- Baixa sensibilidade (REMQ menor de 5%) foram:
 - T_s , z_{om} ;
- Média sensibilidade (REMQ entre 5 e 20%) foram:
 - Albedo, NDVI e velocidade do vento;
- Alta sensibilidade (REMQ maior de 20%) foram:
 - R_n , dT ;

Quanto a ET 24h as variáveis que apresentaram:

- Baixa sensibilidade (REMQ menor de 5%) foram:
 - T_s , z_{om} , albedo e R_n ;
- Média sensibilidade (REMQ entre 5 e 20%) foram:
 - Velocidade do vento e NDVI;
- Alta sensibilidade (REMQ maior de 20%) foram:
 - dT ;

2. Como variam os resultados do SEBAL quando alterados os tamanhos da área de domínio?

Para responder a essa pergunta, foram feitos testes em cinco diferentes tamanhos de área em torno da torre micrometeorológica com distâncias de 15, 30, 45, 60 e 75km. Para os resultados de LE, o comportamento se mostrou padronizado para todos os testes realizados, ficando mais acurados à medida que se aumentou a área de domínio. Para os resultados de ET 24h esse comportamento também foi observado, mas com uma influência menor, e para tamanhos maiores de 45km os resultados ficaram similares.

3. É possível estabelecer critérios de escolha automática dos pixels extremos para calibração automática do algoritmo?

Para responder esta pergunta, foram criados nove grupos de porcentagens relacionadas a escolha dos valores de T_s e NDVI para definição dos pixels âncora. Procurando assim entender se, para áreas não exclusivamente de agricultura, as porcentagens inicialmente sugeridas por Allen et al. (2013) eram adequadas. Entre os testes realizados, o grupo 5 (NDVI frio=5%; T_s frio=0,01%; NDVI quente=10%; T_s quente=0,01%) foi o que se mostrou mais satisfatório para os resultados de LE e o grupo 4 (NDVI frio=5%; T_s frio=0,1%; NDVI quente=10%; T_s quente=0,1%) para os resultados de ET 24h.

É importante lembrar que esses resultados se mostraram satisfatórios apenas para a área de estudo e que não foram procedidas análises para outras regiões. Portanto, recomenda-se que o mesmo tipo de avaliação se proceda em outros locais com disponibilidade de dados micrometeorológicos observados, e com distintas condições de vegetação, para que sejam aferidos valores de evapotranspiração também para outros tipos de usos e cobertura da terra.

5.1 Recomendações para trabalhos futuros

Para projetos futuros, são feitas algumas recomendações associadas às três perguntas

centrais deste trabalho:

1. Quão sensível é o SEBAL a perturbações para determinadas variáveis de entrada e intermediárias?

Aplicar as mesmas análises para cenas LANDSAT em outros locais, de preferência com clima e bioma diferentes dos analisados neste trabalho. Outra abordagem poderia utilizar as mesmas imagens do presente estudo, mas dessa vez analisando a sensibilidade não só na região da torre, mas sim em diferentes coberturas e usos do solo.

2. Como variam os resultados do SEBAL quando alterados os tamanhos da área de domínio?

Proceder avaliações buscando entender se resultados mais precisos relacionados ao aumento da área de domínio podem ter associação com a existência de uma amostragem maior de potenciais pixels âncora ótimos para o cálculo do fluxo de calor sensível.

3. É possível estabelecer critérios de escolha automática dos pixels extremos para calibração automática do algoritmo?

Proceder os mesmos testes em outras regiões, com diferentes climas e biomas, e se possível, que exista mais de uma torre micrometeorológica na mesma cena com dados para o mesmo período, de forma que se possam proceder as avaliações para diferentes coberturas e usos do solo. Outra abordagem poderia aplicar, ao invés de grupos de porcentagens pré-determinadas, uma definição dos melhores critérios para escolha dos pixels utilizando algoritmos de otimização.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERTO, M. C. R.; et al. Carbon uptake and water productivity for dry-seeded rice and hybrid maize grown with overhead sprinkler irrigation. *F. Crop. Res.* 2013, 146, 51–65, doi:10.1016/j.fcr. 2013.03.006

ALLEN et al. Evapotranspiration on the Watershed Scale Using the SEBAL model and LANDSAT images. American Society of Agricultural and Biological Engineers. St. Joseph. Michigan. ASAE Annual Meeting. doi: 10.13031/2013.4047.2001b.

ALLEN RG, BURNETT B, KRAMBER W, et al. Automated calibration of the METRIC-LANDSAT evapotranspiration process. *J Am Water Resour Assoc.* 49(3):563-576. doi:10.1111/jawr.12056. 2013.

ALLEN RG, TASUMI M, MORSE A. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration – METRIC Applications. (August). 395-406. 2007.

ALLEN, R. A. IRMAK, R. TREZZA, J. M. H. HENDRICKX, W. BASTIAANSEN, AND J. KJAERGAARD. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrological Processes*, 25(26):4011–4027, Dec. ISSN 08856087. doi: 10.1002/hyp.8408. 2011.

ALLEN, R. G., MORSE, A., TASUMI, M., BASTIAANSEN, W., KRAMBER, W., & ANDERSON, H. Evapotranspiration from LANDSAT (SEBAL) for water rights management and compliance with multi-state water compacts. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2, 830–833, University of New SouthWales, Sydney, Australia. 2001a.

ALLEN, R. G.; PEREIRA; L. S.; RAES, D. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. Rome: Irrigation and Drainage Paper 56, 300p. FAO, 1998.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W.

Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL). Advanced Training and users Manual. Kimberly, Idaho, V.1,0, 97p. 2002.

ALLEN, R., T. M., R. TREZZA, AND J. KJAERGAARD. METRIC. Mapping Evapotranspiration at High Resolution. Applications Manual for LANDSAT Satellite Imagery. University of Idaho, Kimberly, Idaho, version 2.0.5 edition, January 2010.

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration — guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome. 1998.

ALMHAB A. A.; BUSU, I. Estimation of Evapotranspiration with Modified SEBAL Model Using LANDSAT-TM and NOAA-AVHRR Images in Arid Mountains Area. Second Asia International Conference on Modelling & Simulation (AMS), Kuala Lumpur, pp. 350-355. 2008.

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 Sensing of Environment*, 60(2), 195–216. 1997.

BALDOCCHI, D.; KNOX, S.; DRONOVA, I.; VERFAILLIE, J.; OIKAWA, P.; STURTEVANT, C.; MATTHES, J. H.; DETTO, M. The impact of expanding flooded land area on the annual evaporation of rice. *Agric. For. Meteorol.* 2016, 223, 181–193, doi:10.1016/j.agrformet. 04.001. 2016.

BASTIAANSEN WGM, NOORDMAN EJM, PELGRUM H, DAVIDS G, THORESON BP, ALLEN RG. SEBAL Model with remotely sensed data to improve water resources management under actual field conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131 (1):85-93. 2005.

BASTIAANSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain — A remote sensing approach under clear skies in mediterranean climates. PhD thesis — Wageningen Agricultural University, The

Netherlands ISBN 90-5485-465-0, pp 273. 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M., PELGRUM, H., WANG, J., MA, Y., MORENO, J., ROERINK, G. J., e VAN DER WAL, T. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2: Validation. *J. Hydrol.*, 212– 213, 213–229. 1998b.

BASTIAANSEN, W.G.M., MENENTI, M., FEDDES, R.A., HOLTSLAG, A.A.M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213, 198–212. 1998a.

BASTIAANSEN, W. G. M.. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229(1), 87–100. 2000.

BERGAMASCHI H. et al. *Agrometeorologia aplicada à irrigação*. Ed. Universidade UFRGS. Porto Alegre. 1992.

BIERKENS, MFP., DOLMAN AJ, TROCH PA. *Climate and the Hydrological Cycle*. IAHS Special publication. IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology.Press. 2008.

BIGGS T. et al. *Remote Sensing of Evapotranspiration from Cropland*. *Remote Sensing of Water Resources, Disasters, and Urban Studies*. 2015.

BRUSAERT, W *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press. 605 páginas. 2005.

BRUTSAERT, W. Catchment-scale evaporation and the atmospheric boundary layer. *Water Resources Research*, 22(9S), 39S–45S. 1986.

CHORAGUDI, R. *Sensitivity analysis on Mapping EvapoTranspiration at High Resolution Using Internal Calibration (METRIC)*. 2001;M.Sc. Thes. The Graduate College at the University of Nebraska. 2011.

CHOUDHURY, B.J.; MENENTI, M. *Parameterization of Land Surface Evaporation by means of Location Dependent Potential Evaporation and Surface Temperature Range*;

Department for Environment, Food and Rural Affairs (Defra): London, UK, Volume 212, pp. 561–568. 1993.

DA SILVA et al. Procedures for calculation of the albedo with OLI-LANDSAT 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2016.

DE TROCH, F.P.; TROCH, P.A.; SU, Z.; LIN, D.S. Application of remote sensing for hydrological modelling. In *Distributed Hydrological Modeling*; Abbott, M.B., Refsgaard, J.C., Eds.; Dordrecht: Kluwer, The Netherlands, pp. 165–191. 1996.

DUAN, Q., GUPTA, V.K. AND SOROOSHIAN, S. A shuffled complex evolution approach for effective and efficient optimization. *J. Optimization Theory Appl.*, 76(3): 501-521. 1993.

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S. AND GUPTA, V.K., Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, 28(4): 1015-1031. 1992.

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S. GUPTA, K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. Tallaksen LM. *Journal of Hydrology*. 165(94):349-370. 1994.

ERLANDSSON LW, et al. Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle – Part 1: Temporal characteristics over land .*Earth Syst. Dynam.*, 5, 441–469, 2014.

EVANS, A. Remote Sensing of Evapotranspiration in Florida Using Dry Pixel Calibration. *Papers in Applied Geography*, 36:107-116. 2013.

EVANS, AH. Remote Sensing of Evapotranspiration using Automated Calibration : Development and testing in the state of Florida .Dissertation Submitted to the Faculty of The Charles E . Schmidt College of Science in Partial Fulfillment of the Requi.(August):294. 2014.

FENG, L. Sensitivity Analysis of Hot/Cold Pixel Selection in SEBAL Model for ET Estimation. Thes. Virginia Polytechnic Institute and State University. 2015.

FISHER, J. B., et al. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resour. Res.*, 53, 2618–2626, doi:10.1002/2016WR020175. 2017.

FISHER, J. B., Land-atmosphere interactions: Evapotranspiration, in *Encyclopedia of Remote Sensing*, edited by E. Njoku, pp. 1–5, Springer, Berlin. 2013.

FISHER, J. B., TU, K. P., & BALDOCCHI, D. D. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 901–919. 2008.

GALVÃO CO, et al. *Sistemas Inteligentes Alicações a Recursos Hídricos e Ciências Ambientais*. Coleção ABRH de Recursos Hídricos. 1999.

GAO G. *Changes of Evapotranspiration and Water Cycle in China during the Past Decades*. Department of Earth Sciences University of Gothenburg. Gothenburg, Sweden. ISBN 978-91-628-8014-9. 2010.

GIACOMONI MH, MENDES C A. B. Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelo de balanço de energia. *Rev Bras Recur Hídricos*. 13(4):33-42. 2008.

GOKMEN, M., VEKERDY, Z., VERHOEF, A., VERHOEF, W., BATELAAN, O., VAN DER TOL, C. Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. *Remote Sensing of Environment*, 121, 261–274. 2012.

HAMBY, D. M.. A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models d. m. hamby*, (c), 135–154. 1994.

HATFIELD, J.L., PERRIER, A. AND JACKSON, R.D. Estimation of evapotranspiration at one time-of-day using remotely sensed surface temperatures. *Agric. Water Manage.*, 7:

341--350. 1983.

HONG, S. et al., Evaluation of an extreme-condition-inverse calibration 1 remote sensing model for mapping energy balance fluxes in 2 arid riparian areas. 2014.

JACKSON, R.D. Evaluating evapotranspiration at local and regional scales. *Proc. IEEE.*, 73, 1086-1096. 1985.

JACKSON, R.D.; REGINATO, R.J.; IDSO, S.B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.*, 13, 651-656. 1977.

JASECHKO, S., SHARP, Z.D., GIBSON, J.J., BIRKS, S. J., YI, Y., FAWCETT, P. J. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature*. 10.1038/nature11983. <http://dx.doi.org/10.1038/nature11983>. 2013.

JEON JH, PARK CG, ENGEL BA. Comparison of Performance between Genetic Algorithm and SCE-UA for Calibration of SCS-CN Surface Runoff Simulation. *Water* 6, 3433-3456; doi:10.3390/w6113433. 2014.

JIANG, L., & ISLAM, S. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 26(17), 2773– 2776. 1999.

KILIC A. et al. Sensitivity of evapotranspiration retrievals from the METRIC processing algorithm to improved radiometric resolution of LANDSAT 8 thermal data and to calibration bias in LANDSAT 7 and 8 surface temperature. *Remote Sensing of Environment*. RSE-09911; No of Pages 12. 2016.

KIPTALA, J. K.; MOHAMED, Y.; MUL, MARLOES L.; VAN DER ZAAG, P. Mapping evapotranspiration trends using MODIS and SEBAL model in a data scarce and heterogeneous landscape in eastern Africa. *Water Resources Research*, 49(12):8495-8510. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014240>. 2013.

KUSTAS, W. P., & NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration

monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, 41(4), 495–516. 1996.

LAL D, CLARK B, THORESON B, ECKHARDT J, District II. Application of the Surface Energy Balance Using LANDSAT Thermal Imagery To Improve on-Farm Water Management in the. 2008.

LETTENMAIER, D. P., D. ALSDORF, J. DOZIER, G. J. HUFFMAN, M. PAN, and E. F. WOOD, Inroads of remote sensing into hydrologic science during the WRR era, *Water Resour. Res.*, 51, 7309–7342, doi:10.1002/2015WR017616. 2015.

LI, Z.-L., TANG, R., WAN, Z., BI, Y., ZHOU, C., TANG, B., YAN, G., & ZHANG, X. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, 9(5), 3801–3853. 2009.

LIOU Y, KAR SK. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms — A Review. 2014:2821-2849. doi:10.3390/en7052821.2014.

LONG D, SINGH VP, LI ZL. How sensitive is SEBAL to changes in input variables, domain size and satellite sensor? 116 (September): 1-20. doi:10.1029/2011JD016542. 2011.

MACHADO CC, DA SILVA BB, DE ALBUQUERQUE MB, GALVÍNCIO JD. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM - LANDSAT 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de pernambuco. *Rev Bras Meteorol.* 29(1):55-67. doi:10.1590/S0102-77862014000100006. 2014.

MCSHANE, R.R., DRISCOLL, K.P., AND SANDO, ROY, 2017, A review of surface energy balance models for estimating actual evapotranspiration with remote sensing at high spatiotemporal resolution over large extents: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2017–5087, 19 p., <https://doi.org/10.3133/sir20175087>.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In G. E. Fogg (Ed.), *The state and movement of water in living organisms* (pp. 205–234). Cambridge: Cambridge University

Press. 1965.

MORTON CG, HUNTINGTON JL, POHLL GM, ALLEN RG, MCGWIRE KC, BASSETT SD. Assessing Calibration Uncertainty and Automation for Estimating Evapotranspiration from Agricultural Areas Using METRIC. *J Am Water Resour Assoc.* 49(3):549-562. doi:10.1111/jawr.12054. 2013.

MU, Q., HEINSCH, F. A., ZHAO, M., & RUNNING, S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111(4), 519–536. 2007.

MU, Q., ZHAO, M., & RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781–1800. 2011.

NORMAN, J. M., KUSTAS, W. P., & HUMES, K. S. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263–293. 1995.

NTSG - NUMERICAL TERRADYNAMIC SIMULATION GROUP. MODIS Global Evapotranspiration Project (MOD16): Modeling and Monitoring Ecosystem Function at Multiple Scales. Disponível em: <<http://www.ntsg.umd.edu/project/mod16>>. Acesso em: 10 abr. 2017.

OLIVEIRA LMM, MONTENEGRO SMGL, SILVA BB, ANTONINO ACD, MOURA AESS. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. 2014:1039-1046. 2014.

PAIVA C.M. Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR. Tese. COPPE/UFRJ. 2005.

PAULSON, A.A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. Department of Atmospheric

Sciences. University of Washington. Seattle. 1970.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, Proc. R. Soc. London Set. A, 193, 120-146. 1948.

PENMAN, H.L. Evaporation: an introductory survey. NetherlandJournal of Agriculture Science, Wageningen, 4:9-29. 1956.

PIANOSI, F., BEVEN K., FREER J., HALL J., ROUGIER J., et al. Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow. Environmental Modelling & Software. 10.1016/J.ENVSOFT.2016.02.008. 2016.

PIANOSI, F., WAGENER, T., ROUGIER, et al. Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow. Vulnerability, Uncertainty, and Risk. <https://doi.org/10.1016>. 2014.

PRICE, J. C. (1980). The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resources Research*, 16(4), 787–795.

PRICE, J. C. The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resources Research*, 16(4), 787–795. 1980.

PRIESTLEY, C.H.B., and R.J. Taylor. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, 100:81-82. 1972.

REICHLE RH. Data assimilation methods in the Earth sciences. *Adv Water Resour.* 31(11):1411-1418. doi:10.1016/j.advwatres.2008.01.001. 2008.

ROERINK, G.J.; Su, Z.; Menenti, M. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B)*. 25, 147-157.35. 2000.

RUHOFF et al. Determinação da irradiância solar no topo da atmosfera para cálculo do albedo e balanço de energia a partir de imagens LANDSAT 8 OLI. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. 2015.

RUHOFF, A. L. (2011) - Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais. 166 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2011.

SALTELLI, A., RATTO, M., ANDRES, T., et al. Global Sensitivity Analysis. The Primer. Wiley. 2008.

SALTELLI, A., S. TARANTOLA, F. CAMPOLONGO AND M. RATTO. Sensitivity Analysis in Practice: A Guide to Assessing Scientific Models. John Wiley & Sons, Ltd. 2004.

SANTOS, C A C. et al. Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithms in cotton crop Department of Atmospheric Science , Federal University of Campina Grande , Campina Grande , PB , Brazil Received May - Accepted February 2010. 2010:383-392. 2009.

SAVENIJE, HG. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. Hydrological Processes. 1507–1511. doi: 10.1002/hyp.5563. 2004.

SEGUIN, B., COURAULT, D., & GUERIF, M. Surface temperature and evapotranspiration: Application of local scale methods to regional scales using satellite data. Remote Sensing of Environment, 49(3), 287–295. 1994.

SEGUIN, B.; ITIER, B. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. Int. J. Remote Sens., 4, 371-383. 1983.

SEONG C, HER Y, BENHAM BL. Automatic Calibration Tool for Hydrologic Simulation Program-FORTRAN Using a Shuffled Complex Evolution Algorithm. Water, 7, 503-527; doi:10.3390/w7020503. 2015.

SHUTTLEWORTH, WJ. Evaporation. In: MAIDMENT, D. R. Handbook of hydrology. New York: Mac Graw Hill. 1992.

SILVA, B et al. Estimativa da evapotranspiração real diária para a microbacia do rio das Lontras utilizando algoritmo SEBAL e imagens LANDSAT 8. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, João Pessoa-PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE. (1):6381-6388. doi:10.1017/CBO9781107415324.004. 2015.

SOUZA, V.A. et al. Evaluation of MOD16 algorithm over irrigated rice paddy using flux tower measurements in Southern Brazil. Artigo submetido para a revista Remote Sensing em 2018.

SOUZA, VANESSA ARRUDA. Utilização de técnicas de sensoriamento remoto para a estimativa da evapotranspiração em uma cultura de arroz irrigado. 2013. 88 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2013.

SOUZA, VANESSA ARRUDA. Validação de métodos de evapotranspiração e parametrização de um modelo a partir de dados *in situ* e remotos para cultivos de arroz irrigado no sul do Brasil. 2017. 88 f. Tese (Doutorado) - Curso de Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2017.

STAGL K, MAYR E, KOCH H, HATTERMANN F, HUANG S. Effects of Climate Change on the Hydrological Cycle in Central and Eastern Europe. Advances in Global Change Research. v 58. p 31-43. Doi: 10.1007/978-94-007-7960-0_3. 2013.

SU, Z. A Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes from point to continental scale. In: Su, Z.; Jacobs, J.(Eds.), Advanced Earth Observation-Land Surface Climate. Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS), USP-2. 01- 02, 91-108. 2001.

SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 6, 85-99. 2002.

SU, Z.; LI, X.; ZHOU, Y.; WAN, L.; WEN, J.; SINTONEN, K. Estimating areal evaporation from remote sensing. *Proc. IEEE Int.* 2, 1166-1168. 2003.

SUN Z, WEI B, SU W, et al. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Math Comput Model.* 54(3-4):1086-1092. doi:10.1016/j.mcm.2010.11.039. 2011.

TANG R, LI Z, CHEN K, JIA Y, LI C, SUN X. Agricultural and Forest Meteorology Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. *Agric For Meteorol.* 174-175:28-42. doi:10.1016/j.agrformet.2013.01.008. 2013.

TANG, H.; LI L.Z. Quantitative Remote Sensing in Thermal Infrared. Theory and Applications. Springer Remote Sensing/Photogrammetry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014. 2014.

TASUMI, M. Progress in operacional estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. PhD thesis, University of Idaho (USA), 2003.

TASUMI, M. Progress in operacional estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. PhD thesis, University of Idaho (USA). 2003.

TIAN J, SU H, SUN X, CHEN S, HE H, ZHAO L. Impact of the spatial domain size on the performance of the ts-vi triangle method in terrestrial evapotranspiration estimation. *Remote Sens.* 5(4):1998-2013. doi:10.3390/rs5041998. 2013.

TIMM, A. U.; ROBERTI, D. R.; STRECK, N. A.; GUSTAVO G. DE GONÇALVES, L.; ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; MOREIRA, V. S.; DEGRAZIA, G. A.; FERLAN, M.; TOLL, D. L. Energy Partitioning and Evapotranspiration over a Rice Paddy in Southern Brazil. *J. Hydrometeorol.* 2014, 15, 1975–1988, doi:10.1175/JHM-D-13-0156.1.

TIMMERMANS, W. J., et al. An intercomparison of the surface energy balance

algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes, *Remote Sens. Environ.*, 108(4), 369–384, doi:10.1016/j.rse.2006.11.028. 2007.

VERSTRAETEN, W. W., F. Veroustraete & J. Feyen Estimating evapotranspiration of European forests from NOAA-imagery at satellite overpass time: Towards an operational processing chain for integrated optical and thermal sensor data products. *Remote Sensing of Environment*, 96, 256-276. 2005.

WANG, J., et al. Sensitivity Analysis of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), *Trans. ASABE*, 52(3), 801–811. 2009.

WANG, K., and R. E. DICKINSON, A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability, *Rev. Geophys.*, 50, RG2005, doi:10.1029/2011RG000373. 2012.

WIELICKI, B.A. et al. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): algorithm overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v 36(4), pp. 1127-1141. 1998.

YAO Y, LIANG S, CHENG J, et al. Agricultural and Forest Meteorology MODIS -driven estimation of terrestrial latent heat flux in China based on a modified Priestley – Taylor algorithm. *Agric For Meteorol.* 2013;171-172:187-202. doi:10.1016/j.agrformet. 2012.

YAO, Y., QIN, Q., FADHIL, A., LI, Y., ZHAO, S., LIU, S., SUI, X., & DONG, H. Evaluation of EDI derived from the exponential evapotranspiration model for monitoring China's surface drought. *Environmental Earth Sciences*, 63, 425–436. 2011.

ZHANG K, KIMBALL J, RUNNING S. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *WIREs Water* 2016, 3:834–853. doi: 10.1002/wat2.1168. 2016.

ZHANG X, WU J, WU H, LI Y. Simplified SEBAL method for estimating vast areal evapotranspiration with MODIS data. *Water Sci Eng.* 4(1):24-35. doi:10.3882/j.issn.1674-2370.2011.01.003. 2011.

