

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
ANÁLISE E MODELAGEM DE SISTEMAS AMBIENTAIS

André Luiz Profeta

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL
EM ÁREA DE RELEVO ACIDENTADO UTILIZANDO O SEBAL

Belo Horizonte
2017

André Luiz Profeta

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL
EM ÁREA DE RELEVO ACIDENTADO UTILIZANDO O SEBAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais.

Orientador: Prof. Dr. Sergio Donizete Faria

Coorientadora: Prof^a. Dra. Hemlley Maria Acioli Imbuzeiro (UFV)

Belo Horizonte
Instituto de Geociências da UFMG
2017

P964e Profeta, André Luiz.
2017 Estimativa da evapotranspiração real em área de relevo acidentado utilizando o SEBAL [manuscrito] / André Luiz Profeta. – 2017.
80 f., enc.: il. (principalmente color.)
Orientador: Sergio Donizete Faria.
Coorientadora: Hemley Maria Acioli Imbuzeiro.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2017.
Bibliografia: f. 73-78
Inclui apêndice.
1. Modelagem de dados – Aspectos ambientais – Teses. 2. Evapotranspiração – Minas Gerais – Teses. 3. Relevo – Minas Gerais – Teses. 4. Sensoriamento remoto – Teses. I. Faria, Sérgio Donizete. II. Imbuzeiro, Hemley Maria Acioli. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 911.2:519.6(815.1)



FOLHA DE APROVAÇÃO

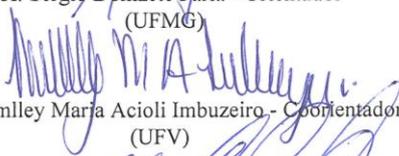
Estimativa da evapotranspiração real em área de relevo acidentado utilizando o SEBAL

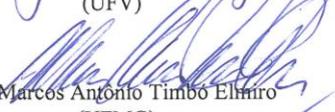
ANDRÉ LUIZ PROFETA

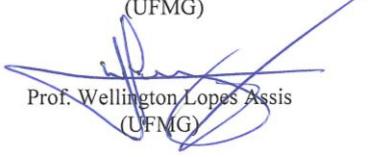
Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ANÁLISE E MODELAGEM DE SISTEMAS AMBIENTAIS, como requisito para obtenção do grau de Mestre em ANÁLISE E MODELAGEM DE SISTEMAS AMBIENTAIS, área de concentração ANÁLISE E MODELAGEM DE SISTEMAS AMBIENTAIS.

Aprovada em 30 de junho de 2017, pela banca constituída pelos membros:


Prof. Sergio Donizete Faria - Orientador
(UFMG)


Profa. Hemley Maria Acioli Imbuzeiro - Coorientadora
(UFV)


Prof. Marcos Antonio Timbo Elmiro
(UFMG)


Prof. Wellington Lopes Assis
(UFMG)

Belo Horizonte, 30 de junho de 2017.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Maria e José, que na simplicidade de suas vidas, sempre estiveram presentes e deram todo apoio ao meu percurso acadêmico.

À toda minha família, pela confiança e incentivo.

Ao Prof. Sergio Donizete Faria, orientador deste trabalho, pelo apoio, profissionalismo e paciência.

À Prof^a Hemley Maria Acioli Imbuzeiro (UFV), coorientadora deste trabalho, pelas significativas contribuições no desenvolvimento deste trabalho.

Aos colegas da minha turma, pelos momentos compartilhados.

À colega Eliane Voll, pelos incentivos constantes e dicas sempre valiosas.

À colega Marcella Pena, pela ajuda atenciosa.

Ao Prof. Marcos Antônio Timbó Elmiro, ao Prof. Wellington Lopes Assis e à Prof^a. Isa Maria de Paula Boratto (UNIFEMM) pela disponibilidade e atenção.

Ao programa de Pós-graduação em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais da UFMG, pela oportunidade de realização deste trabalho.

À CAPES, pelo apoio financeiro por meio da bolsa – DEMANDA SOCIAL.

Ao convênio de cooperação técnica entre o INMET e a UFMG nº D05/081/2008, pela disponibilização dos dados meteorológicos utilizados neste trabalho.

À USGS, pela disponibilização gratuita dos dados orbitais do satélite Landsat 8.

RESUMO

A evapotranspiração é um processo de redistribuição tanto da água como de energia, sendo uma variável essencial para a aplicação em modelos hidrológicos e climáticos, os quais contribuem para uma gestão consistente dos recursos hídricos, seja em escala local, regional, ou global – em recortes artificiais (agricultura e pastagem) ou em ambientes naturalmente definidos, como bacias hidrográficas e biomas. O presente estudo tem como objetivo estimar a evapotranspiração real horária e diária em área de relevo acidentado, utilizando o *Surface Energy Balance Algorithms for Land* (SEBAL) a partir de imagens orbitais do satélite Landsat 8 e dados meteorológicos. Assim, são executados dois modelos para a Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos do Rio Piranga (UPGRH DO1): sem correção para a influência do relevo (Modelo 1) e com correção para a influência do relevo (Modelo 2). Com a aplicação do SEBAL, o fluxo de calor latente (λET) é estimado como um resíduo da equação simplificada do balanço de energia. A partir do λET , que corresponde à energia empregada para o processo da evapotranspiração, é estimada a evapotranspiração real horária e, utilizando a fração evaporativa, a evapotranspiração real diária. Os resultados de evapotranspiração obtidos permitem evidenciar sua variabilidade espacial na UPGRH DO1 e o conhecimento da contribuição de vapor d'água para a atmosfera de acordo com diferentes tipos de cobertura da terra na área de estudo. A partir da comparação dos valores estimados com a evapotranspiração de referência (ET_0), calculada pelo método Penman-Monteith padrão FAO, e com a evapotranspiração da cultura (ET_c) do eucalipto, a estimativa nos dois modelos se mostraram consistentes, sendo que a estimativa com o Modelo 2 tende a apresentar valores inferiores ao Modelo 1. Em ambos os modelos, ficou evidente a influência da vegetação no particionamento dos fluxos de energia na superfície da terra.

Palavras-chave: evapotranspiração, sensoriamento remoto, SEBAL.

ABSTRACT

Evapotranspiration is one of the processes that redistributes water and energy in the Earth system. This is an essential variable for hydrological and climate models, which contributes for the sound management of water resources in the local, regional and global scales, as well as in natural (watersheds and biomes) or artificial systems (agriculture and pasture lands). This study aims at estimating the daily and hourly real evapotranspiration in a mountain terrain using the Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL), Landsat 8 imagery and meteorological data. Two models were made in the area of the Piranga River Water Resources Management Unit (UPGRH DO1): firstly, without considering the influence of the relief (Model 1); secondly, considering it (Model 2). Applying SEBAL, the latent heat flux (λET) is estimated as a residual of the simplified energy balance equation. From the λET , which corresponds to the energy used in the evapotranspiration process, the hourly real evapotranspiration is calculated. Then, using the evaporative fraction, the daily real evapotranspiration is calculated. The results show the evapotranspiration spatial variability and the different land cover in the area water vapor contribution to the atmosphere. Comparing the results with the reference evapotranspiration (ET_0) calculated by the FAO Penman-Monteith equation and the crop evapotranspiration (ET_c) from the Eucalyptus plantation, the results of the two models were consistent. Also, the results from the second model tend to be below the results of the first model. In both models, the effect of vegetation in the energy flux across the surface is evident.

Keywords: evapotranspiration, remote sensing, SEBAL.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1: Distribuição espectral da radiação solar e terrestre.....	19
Figura 2: Comportamento espectral da vegetação para três condições específicas: vegetação verde sadia (curva verde); vegetação estressada (curva laranja); vegetação severamente estressada (curva vermelha).	23
Figura 3: Mapa de localização da área de estudo: UPGRH DO1.....	26
Figura 4: Mapa das unidades de conservação presentes na UPGRH DO1 sob tutela do Estado de Minas Gerais.....	28
Figura 5: Mapa hipsométrico apresentando a variação do relevo na UPGRH.....	28
Figura 6: Mapa climático para o recorte do estado de Minas Gerais com um zoom na UPGRH DO1 com os principais tipos climáticos considerando precipitação e temperatura.	30
Figura 7: Esquema geral do fluxo de desenvolvimento do trabalho, com as bases de dados necessárias à implementação do SEBAL e o fluxo de processamentos visando a estimativa da evapotranspiração real horária e diária.	32
Figura 8: Comparação das faixas espectrais entre os sensores do Landsat 5, 7 e 8.	33
Figura 9: Cenas Landsat 8 (217/74 e 217/75 – banda 4) para a UPGRH DO1 – limite definido pelo contorno vermelho (a faixa tracejada corresponde à sobreposição entre as duas cenas.	34
Figura 10: Localização e distribuição das estações meteorológicas automáticas do INMET utilizadas na estimativa da evapotranspiração na UPGRH DO1.	35
Figura 11: Processo geral de estimativa do saldo de radiação na superfície, considerando o modelo sem correção para a influência do relevo.	38
Figura 12: Sequência de processos para o cálculo do fluxo de calor sensível (H) – as setas pretas indicam a primeira estimativa e as setas laranja o processo iterativo.....	44
Figura 13: Mapas de índices de vegetação para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) NDVI; (b) SAVI.....	51
Figura 14: Mapa do índice de área foliar (IAF) estimado a partir do SAVI, para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.	51
Figura 15: Mapa do albedo da superfície para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.	53
Figura 16: Mapa da temperatura da superfície para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.	55
Figura 17: Mapas do saldo de radiação para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.....	55
Figura 18: Mapas do fluxo de calor no solo para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.....	56
Figura 19: Mapa de localização dos pixels âncoras (quente e frio), na UPGRH DO1, utilizados no cálculo da função dT	57

Figura 20: Mapas do fluxo de calor sensível para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.....	59
Figura 21: Mapas do fluxo de calor latente para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.....	60
Figura 22: Comportamento e relação entre H , G e λET gerados pelo Modelo 1 para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.....	60
Figura 23: Comportamento e relação entre H , G e λET gerados pelo Modelo 2 para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.....	61
Figura 24: Mapas dos valores da evapotranspiração real horária estimados para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.....	62
Figura 25: Mapas dos valores da evapotranspiração real diária estimados para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.....	63
Figura 26: Mapa da cobertura da terra para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: classificação gerada a partir dos índices de vegetação SAVI e IAF.....	64
Figura 27: (a) Detalhe do mapa de evapotranspiração real diária da Figura 25(a); (b) Composição RGB432 do recorte da cena 217/74 da imagem Landsat 8 de 25/09/2015, correspondente a área do recorte em (a).....	65
Figura 28: Comparação da ET_0 horária estimada por meio do método Penman-Monteith padrão FAO com a evapotranspiração real horária estimada pelo SEBAL, para os Modelos 1 e 2.....	66
Figura 29: Comparação da ET_0 diária estimada por meio do método Penman-Monteith padrão FAO com a evapotranspiração real diária estimada pelo SEBAL, para os Modelos 1 e 2.....	66
Figura 30: Comparação da variação entre os valores de evapotranspiração real horária estimados para o Modelo 1 e 2 em relação à variação de altitude.....	67
Figura 31: Distribuição das amostras para a estimativa da evapotranspiração em área de silvicultura.....	68
Figura 32: Comparação da evapotranspiração real horária estimada pelos Modelos 1 e 2 com valores de evapotranspiração da silvicultura – grupo 1.....	69
Figura 33: Comparação da evapotranspiração real horária estimada pelos Modelos 1 e 2 com valores de evapotranspiração da silvicultura – grupo 2.....	69

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 1: Valores dos coeficientes de ponderação para o Landsat 7, com as respectivas bandas do Landsat 8 (entre parênteses).....	39
Tabela 2: Valores de $R_{S\downarrow}$, $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$	54
Tabela 3: Dados dos pixels âncoras – “quente” e “frio”, para o processo iterativo do Modelo 1 e 2.	58
Tabela 4: Resultados das iterações para o Modelo 1 (sem correção para a influência do relevo).....	58
Tabela 5: Resultados das iterações para o Modelo 2 (com correção para a influência do relevo).....	58
Tabela 6: Valores diários de evapotranspiração de acordo com quatro classes de cobertura da terra, em 25/09/2015.	64

LISTA DE SÍMBOLOS

A	fluxo de calor sensível utilizado no aquecimento das plantas
c_p	calor específico do ar ($J kg^{-1} K^{-1}$)
d_r	inverso do quadrado da distância Terra-Sol em unidades astronômicas (UA)
dT	diferença de temperatura entre duas alturas (K)
ET	evapotranspiração
ET_0	evapotranspiração de referência
ET_0F	fração da evapotranspiração de referência
ET_{0_h}	evapotranspiração de referência horária ($mm h^{-1}$)
ET_c	evapotranspiração da cultura
ET_h	evapotranspiração real horária ($mm h^{-1}$)
ET_{24h}	evapotranspiração real diária ($mm d^{-1}$)
ETP	evapotranspiração potencial
ETR	evapotranspiração real
F	energia convertida em fitomassa
G	fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$)
g	aceleração gravitacional ($m s^{-2}$)
G_{sc}	constante solar ($W m^{-2}$)
H	fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$)
h	altura média da vegetação no entorno da estação meteorológica (m)
h_{est}	altitude na estação meteorológica (m)
h_{map}	altitude em cada pixel (m)
K	temperatura em Kelvin
k	constante de von-Karman
K_c	coeficiente de cultura
K_1 e K_2	constantes de calibração Landsat 8
L	comprimento de Monin-Obukhov
L_a	fator de ajuste do substrato do dossel
L_T	radiância espectral da banda termal do Landsat ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)
L_λ	radiância espectral ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)
r_{ah}	resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s m^{-1}$)
R_c	radiância termal corrigida para superfície ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)
R_n	saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$)
$R_{L\downarrow}$	fluxo de radiação de onda longa incidente ($W m^{-2}$)
$R_{L\uparrow}$	fluxo de radiação de onda longa emitida ($W m^{-2}$)
R_p	radiância espectral na faixa de 10,4 – 12,5 μm ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)
$R_{S\downarrow}$	fluxo de radiação incidente de onda curta ($W m^{-2}$)
R_{sky}	radiação térmica descendente de banda estreita ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)
s	declividade (rad)
T_a	temperatura do ar obtida próxima à superfície (K)
T_s	temperatura da superfície (K)

u_x	velocidade do vento ($s\ m^{-1}$)
u^*	velocidade de fricção de vento para toda a área ($s\ m^{-1}$)
u_*	velocidade de fricção do vento para a estação meteorológica ($s\ m^{-1}$)
u_{200}	velocidade do vento à altura de 200 m na estação meteorológica ($s\ m^{-1}$)
z	elevação acima do nível do mar (m)
z_{om}	coeficiente de rugosidade da superfície para toda a área
z_{om_c}	coeficiente de rugosidade da superfície para toda a área <i>corrigido</i>
z_{omw}	coeficiente de rugosidade para estação meteorológica
z_x	altura de coleta da velocidade do vento (m)
z_1 e z_2	altura em metros acima do plano zero de deslocamento da vegetação (m)
z_{200}	“altura de mistura” – 200 m
w	coeficiente de ponderação para a velocidade do vento
α	albedo da superfície
β	ângulo de elevação solar
ε_a	emissividade da atmosfera
ε_{NB}	emissividade da superfície de “banda estreita” – 10,4 a 12,5 μm
ε_0	emissividade da superfície de “banda larga” – 6 a 14 μm
λ	calor latente de vaporização ($J\ kg^{-1}$)
λET	fluxo de calor latente
δ	declinação solar (rad)
φ	latitude do pixel (rad)
σ	constante de Stefan-Boltzmann ($W\ m^{-2}\ K^{-4}$)
θ_{rel}	ângulo de incidência solar
ρ_{ar}	densidade do ar ($kg\ m^{-3}$)
ρ_s	reflectância espectral de superfície ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$)
ρ_4	refletância de superfície da banda 4 do Landsat 8 ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$)
ρ_5	refletância de superfície da banda 5 do Landsat 8 ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$)
τ_{NB}	transmissividade do ar na faixa de 10,4 – 12,5 μm
τ_{sw}	transmissividade atmosférica
ω	ângulo horário (rad)
ω_λ	coeficiente de ponderação por banda espectral
γ	orientação das vertentes (rad)
ψ_m e ψ_h	<i>momentum</i> e transporte de calor

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CERH	Conselho Estadual de Recursos Hídricos de Minas Gerais
CETEC	Centro de Inovação e Tecnologia SENAI FIEMG
DIJA	Distrito de Irrigação Jaguaribe-Apodi
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
FEAM	Fundação Estadual do Meio Ambiente
GMT	Greenwich Mean Time
IAF	Índice de Área Foliar
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEF	Instituto Estadual de Florestas
IGAM	Instituto Mineiro de Gestão das Águas
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LaSRC	Landsat 8 Surface Reflectance Code
MDE	Modelo Digital de Elevação
METRIC	Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration
MMA	Ministério do Meio Ambiente
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectrometer
MEC	Massa Equatorial Continental
MPA	Massa Polar Atlântica
MTA	Massa Tropical Atlântica
NASA	National Aeronautics and Space Administration
ND	Números digitais de imagens de satélite
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NGA	National Geospatial Intelligence Agency
OLI	Operational Land Imager
PERD	Parque Estadual do Rio Doce
REM	Radiação eletromagnética
SAVI	Soil-Adjusted Vegetation Index
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithms for Land
SCM	Sistema Convectivos de Mesoescala
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
S-SEBI	Simplified Surface Energy Balance Index
TIRS	Thermal Infrared Sensor
TM	Thematic Mapper
T-SEB	Two-Source Energy Balance
UC	Unidades de conservação
UFLA	Universidade Federal de Lavras
UFMG	Universidade Federal de Minas Gerais
UFV	Universidade Federal de Viçosa
UPGRH DO1	Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos do Rio Piranga
USGS	United States Geological Survey
UTC	Coordinated Universal Time
UTM	Universal Transverse Mercator
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	Pág.
INTRODUÇÃO.....	13
CAPÍTULO 1: BASES TEÓRICAS	16
1.1 Evapotranspiração	16
1.2 Balanço de energia.....	18
1.3 Sensoriamento remoto	21
CAPÍTULO 2: O SEBAL E ALGUMAS APLICAÇÕES	24
CAPÍTULO 3: CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	26
CAPÍTULO 4: MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
4.1 Dados de entrada	32
4.1.1 Imagens de satélite.....	32
4.1.2 Dados meteorológicos	34
4.1.3 Modelo digital de elevação.....	35
4.2 Transformações geométricas e radiométricas.....	36
4.3 Estimativa do fluxo de calor latente	37
4.3.1 Saldo de radiação na superfície	37
4.3.1.1 Albedo da superfície.....	38
4.3.1.2 Radiação de onda curta incidente	39
4.3.1.3 Radiação de onda longa incidente	40
4.3.1.4 Radiação de onda longa emitida.....	41
4.3.2 Fluxo de calor no solo	43
4.3.3 Fluxo de calor sensível	43
4.3.3.1 Determinação da função dT	46
4.3.3.2 Processo iterativo de correção para a estabilidade atmosférica.....	47
4.4 Evapotranspiração real horária e diária	49
CAPÍTULO 5: ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	50
5.1 Índices de vegetação.....	50
5.2 Fluxo de calor latente	52
5.2.1 Saldo de radiação.....	52
5.2.2 Fluxo de calor no solo	56
5.2.3 Fluxo de calor sensível	56
5.2.4 Fluxo de calor latente	59
5.3 Evapotranspiração real horária e diária	61
CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73
APÊNDICE A: EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA HORÁRIA E DIÁRIA PARA A ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE TIMÓTEO	79

INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre os fluxos de radiação e de energia à superfície é fundamental para a modelagem biofísica, climática e hidrológica. Dentre as diversas variáveis que participam desses modelos, este trabalho aborda a evapotranspiração, uma variável de difícil medição devido à complexidade das interações entre solo, vegetação e atmosfera, com variações no espaço e no tempo.

A evapotranspiração é um dado de entrada para modelos biofísicos, hidrológicos e climáticos e seu conhecimento oferece um parâmetro consistente do comportamento do ciclo da água, na medida em que representa a “perda” d’água do solo para a atmosfera. Essa visão se aplica, de forma mais específica, à agricultura, permitindo uma gestão eficiente do uso da água quando se pensa nos processos de irrigação. Já no caso de ambientes mais complexos e heterogêneos como o estudo de bacias hidrográficas, a evapotranspiração pode ser utilizada, por exemplo, para se conhecer a capacidade de contribuição de vapor d’água para a atmosfera de acordo com a cobertura vegetal, fatores que estão associados ao estresse hídrico e à presença de umidade no ar.

Tradicionalmente, a estimativa dessa variável é obtida por meio de métodos de coleta *in situ*, de forma pontual e muitas vezes onerosa, causando limitações de uso quando se deseja conhecer a variabilidade do fenômeno para áreas maiores que aquela amostrada.

Uma alternativa viável para a estimativa da evapotranspiração, que oferece a possibilidade de aplicação para áreas de diversas extensões, veio com o advento do sensoriamento remoto. Os primeiros estudos com a aplicação desses dados para a estimativa do balanço de energia do sistema Terra-atmosfera, inicia-se com o satélite Explorer VII, no final da década de 1950. Embora os primeiros resultados tenham sido pouco precisos, atualmente diversas metodologias são propostas e/ou aperfeiçoadas. Assim, diversos algoritmos têm sido desenvolvidos para uma estimativa consistente da evapotranspiração, sendo os de maior destaque na literatura o *Surface Energy Balance Algorithms for Land* – SEBAL (BASTIAANSEN, 1995; BASTIAANSEN *et al.*, 1998a, 1998b; ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2002), e o *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* – METRIC (ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2007; ALLEN *et al.*, 2007).

O SEBAL e o METRIC utilizam satélites multiespectrais de média e alta resolução que operam nas faixas do espectro na região do visível e do infravermelho termal. Em ambos algoritmos, o fluxo de calor latente (λET) é estimado como um resíduo do balanço de energia.

O saldo de radiação à superfície (R_n) e o fluxo de calor no solo (G) são computados considerando relações diretas com os dados espectrais orbitais. Para isso, leva-se em conta características da superfície, como albedo, temperatura e propriedades da vegetação. Já o fluxo de calor sensível (H) assume uma função linear entre a temperatura da superfície (T_s) e o gradiente de temperatura do ar próximo à superfície e, juntamente com dados meteorológicos, permite a estimativa desse parâmetro, considerando um processo iterativo de correção para a estabilidade atmosférica. A partir do λET , que corresponde à energia empregada para o processo evapotranspirativo, é estimada a evapotranspiração real instantânea (horária) e, utilizando a fração evaporativa, a evapotranspiração real diária. Apesar de não haver diferenças significativas entre o SEBAL e METRIC (ALLEN *et al.*, 2011), adota-se para este trabalho o primeiro, com o qual há um maior número de estudos.

O presente trabalho utiliza três abordagens ainda pouco exploradas em aplicações no Brasil, de acordo com a bibliografia consultada:

- a) o SEBAL foi desenvolvido para utilização em terrenos planos e sua aplicação para terrenos acidentados é limitada. Porém, há mecanismos de correção para assimilar a influência do relevo na estimativa de alguns parâmetros, os quais foram adotados neste trabalho;
- b) em relação à escolha do sensor orbital, considerando os de maior aplicação no algoritmo, o *Moderate Resolution Imaging Spectrometer* (MODIS – TERRA e AQUA), *Thematic Mapper* (TM – Landsat 5) e *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+ – Landsat 7), há sempre uma decisão entre resolução temporal e a resolução espacial. Como há o interesse em fazer associações com a cobertura da terra e, considerando que a área adotada para o estudo possui uma fragmentação da paisagem que não seria passível de ser identificada no MODIS, optou-se por utilizar imagens da série Landsat, especificamente, do Landsat 8, com o qual não foi identificado, na literatura consultada, nenhum estudo de aplicação do SEBAL;
- c) o algoritmo geralmente é aplicado para estudos de áreas agrícolas, sendo pouco explorados estudos que consideram limites naturais, como de bacias hidrográficas ou biomas.

Diante do exposto, este trabalho partiu das seguintes hipóteses:

- a) é possível obter a evapotranspiração real horária e diária para relevo acidentado, empregando-se o SEBAL e imagens do Landsat 8;

- b) a correção para assimilar a influência do relevo pode permitir uma melhor estimativa da evapotranspiração quando comparada com o modelo aplicado considerando relevo plano;
- c) o mapeamento da evapotranspiração para limites naturais, ainda que limitado na escala de tempo de um dia, permite melhor compreensão da dinâmica dos fluxos enérgicos que ocorrem na área.

Assim, este trabalho tem como objetivo geral estimar a evapotranspiração real horária e diária em área de relevo acidentado, utilizando o SEBAL com imagens orbitais do satélite Landsat 8 e dados meteorológicos, buscando evidenciar sua variabilidade espacial para a Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos do Rio Piranga (UPGRH DO1).

Os objetivos específicos são:

- a) estimar os parâmetros do balanço de radiação e de energia a partir de imagens orbitais do satélite Landsat 8 e dados meteorológicos;
- b) estimar a evapotranspiração real horária e diária considerando a aplicação do algoritmo em situação de relevo plano e acidentado, identificando qual oferece melhor resposta na estimativa da variável;
- c) analisar as respostas dos parâmetros estimados em relação à cobertura da terra.

Este trabalho está estruturado em cinco capítulos conforme descrito a seguir: Capítulo 1 – Bases teóricas: apresenta os principais conceitos que embasam a implementação do SEBAL; Capítulo 2: O SEBAL e algumas aplicações: expõem exemplos de aplicação do SEBAL no mundo e, de forma mais detalhada, no Brasil; Capítulo 3 – Caracterização da área de estudo: apresenta algumas características físicas e socioeconômicas da UPGRH DO1; Capítulo 4 – Materiais e métodos: apresenta os materiais e procedimentos necessários à implementação do SEBAL; Capítulo 5 – Análise e discussão dos resultados: apresenta os resultados obtidos e discussões pertinentes. Por fim, tem-se a Seção ‘Considerações finais’, que recupera os principais pontos do trabalho em relação à implementação do SEBAL e os resultados obtidos.

CAPÍTULO 1: BASES TEÓRICAS

Neste Capítulo são apresentadas as bases teóricas que fundamentam os principais conceitos necessários ao entendimento e aplicação do SEBAL. Na Seção 1.1, expõem-se, de forma simplificada, o processo de evapotranspiração com os principais elementos envolvidos nesse fenômeno. Na Seção 1.2, apresenta-se o balanço de energia, abordagem adotada pelo SEBAL. A Seção 1.3 compõem-se de fundamentos básicos de sensoriamento remoto, que ajudam no entendimento do uso adequado do dado e das relações abordadas no SEBAL.

1.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração (*ET*) engloba os processos de evaporação dos corpos de água, da água presente no solo, da água interceptada pelas plantas na superfície terrestre e dos processos de transpiração realizados pelas plantas. Ela pode ser expressa em milímetros (*mm*) por unidade de tempo e também em termos de energia recebida por unidade de área, referida como calor latente de vaporização (λ) (ALLEN *et al.*, 1998).

A energia necessária para a transformação do estado da água líquida para vapor é proveniente, na sua maior parte, da radiação solar e, em menor grau, da temperatura ambiente do ar (ALLEN *et al.*, 1998). Entre os principais elementos que influenciam a ocorrência da evapotranspiração estão: a disponibilidade de água no solo; presença de vegetação; condição de estabilidade em que a atmosfera se encontra, que está associada ao transporte do vapor; velocidade do vento; radiação disponível; temperatura do ar; déficit de pressão de vapor; precipitação; nebulosidade; índice de área foliar – IAF, entre outros (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013; AYOADE, 2007).

A evapotranspiração é um processo de redistribuição tanto da água (ciclo hidrológico) como de energia. Ao utilizar a energia disponível no processo de evaporação, o ambiente é resfriado, pois o calor sensível utilizado para o aquecimento do ar e solo é transformado em calor latente, em que a energia é empregada para manter as moléculas de vapor separadas e não para a elevação da temperatura. No processo reverso, de condensação do vapor, o calor latente se transforma novamente em calor sensível provocando o aquecimento do ambiente (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013).

No que se relaciona à vegetação, o processo de transpiração consiste na evaporação da água presente nos líquidos de tecidos das plantas, água que é absorvida pelas raízes e que é responsável pelo transporte de nutrientes até as folhas. A transpiração ocorre nos espaços

intercelulares e o vapor é liberado para a atmosfera pela abertura dos estômatos. A taxa de transpiração, assim como na evaporação, depende dos mesmos elementos já apresentados, bem como do tipo e estágio fenológico das plantas (ALLEN *et al.*, 1998). Vegetação de cores mais escuras, como florestas ou plantações bem nutridas e sem déficit hídrico no solo, apresentam potencial evapotranspirativo maior em relação às de cores claras, que possuem um albedo maior e, portanto, menos energia disponível para promover a evapotranspiração (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013).

Em termos teóricos, a evapotranspiração recebe frequentemente uma adjetivação, sendo alguns casos aqui apresentados, por serem utilizados ao longo deste trabalho. As definições apresentadas a seguir são baseadas em Pereira, Sedyama e Villa Nova (2013) e Allen *et al.* (1998):

- evapotranspiração potencial (ETP): situação em que o solo está em sua capacidade de campo, ou seja, não há limitação no suprimento de água e a vegetação se apresenta em crescimento ativo cobrindo totalmente o terreno. Dessa forma, o processo evaporativo será máximo atendendo sem restrição a demanda atmosférica. Para permitir sua estimativa, adota-se uma vegetação padrão (grama);
- evapotranspiração de referência (ET_0): a evapotranspiração que ocorre em uma superfície de referência, definida segundo o boletim FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998), como uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12 metros (m), albedo de 0,23 e resistência ao transporte de vapor d'água igual a $70 s m^{-1}$, ou seja, é um valor ideal, que se tornou padrão, pois permite sua estimativa em qualquer lugar do mundo. Em termos práticos, $ET_0 = ETP$;
- evapotranspiração da cultura (ET_c): representa a evapotranspiração de uma cultura que possua no mínimo um hectare de área e que se encontre em seu crescimento ativo máximo, isenta de pragas e doenças, e com condições ótimas de solo, como umidade e fertilidade. Diferentemente da ET_0 que depende apenas das condições climáticas para ser estimada, a ET_c considera também condições do solo e da vegetação, o que aumenta a complexidade do seu cálculo. Assim, o que ocorre quando se deseja obter a ET_c é adotar a ET_0 corrigida por um coeficiente de cultura (K_c), definido em experimentos para cada cultura;
- evapotranspiração real (ETR): é evapotranspiração que ocorre nas condições reais, ou seja, sofre o efeito da limitação hídrica no solo bem como dos fatores

atmosféricos. Quando não há restrição hídrica, *ETR* equivale a *ETP*, o que só ocorre, em condições naturais, 1 ou 2 dias após as chuvas.

Com relação aos mecanismos de estimativa da evapotranspiração, há os métodos de campo (lisímetro de pesagem, tanque de evaporação classe A) que são medidas diretas, e os métodos que utilizam o perfil atmosférico, considerando as leis da física que regem a interação atmosfera-superfície bem como o balanço de energia: método aerodinâmico, razão de Bowen, método do balanço de energia, métodos combinados (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013).

Todos esses métodos possuem formulações robustas, porém todos eles fornecem estimativas pontuais, como destaca Allen, Tasumi e Trezza (2002), não permitindo uma interpretação da distribuição dessa variável no espaço. Esse fato tem motivado o desenvolvimento de métodos que utilizam dados de sensoriamento remoto, sendo uma vantagem em relação aos métodos pontuais, pois permitem uma visão da evapotranspiração distribuída no espaço sem a necessidade de computar os complexos processos hidrológicos como, por exemplo, da dinâmica hidráulica do solo (ALLEN, TASUMI e TREZZA, 2002).

Em relação aos métodos de estimativa da evapotranspiração, o SEBAL (ALLEN, TASUMI e TREZZA, 2002) é desenvolvido considerando a abordagem do balanço de energia, que se fundamenta na aplicação do princípio de conservação da energia aos fluxos de energia relacionados com a fonte de radiação e a interação desta com a superfície (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013), conforme apresentação a seguir na Seção 1.2.

1.2 Balanço de energia

A energia particionada pelo balanço de energia é proveniente do balanço de radiação, que corresponde ao saldo radiativo entre a radiação que entra e a radiação que sai do sistema Terra-atmosfera, sendo estimada por meio da Equação (1):

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (1)$$

em que, R_n é o saldo de radiação; α é o albedo da superfície; $R_{S\downarrow}$ é o fluxo de radiação incidente de onda curta (emitida pelo Sol); $R_{L\downarrow}$ é o fluxo de radiação de onda longa incidente (emitida pela atmosfera); $R_{L\uparrow}$ é o fluxo de radiação de onda longa emitida (emitida pela superfície).

A quantidade de energia que atinge o topo da atmosfera depende da quantidade de radiação emitida pelo Sol, da distância Terra-Sol e do ângulo de elevação solar, que é influenciado pela

latitude, estações do ano e do fotoperíodo. Ao analisar a radiação que efetivamente atinge a superfície deve-se considerar também, a influência da atmosfera, a cobertura de nuvens, o efeito da latitude, a altitude e a orientação da vertente (BARRY e CHORLEY, 2010).

A atmosfera atua de forma diferenciada para cada comprimento de onda do espectro eletromagnético. Na Figura 1 é apresentado a atuação ao longo do espectro eletromagnético do Sol e da Terra, em que ambos assumem um comportamento de corpo negro, ou seja, absorvem toda a energia recebida, o que provoca seu aquecimento levando o corpo a emitir radiação em intensidade máxima para certa temperatura (NOVO, 2010; BARRY e CHORLEY, 2010). A radiação emitida é dependente da temperatura do corpo¹ e é máxima para um determinado comprimento de onda, sendo que à medida que a temperatura aumenta, a máxima emissão se desloca para os comprimentos menores, correspondentes às maiores frequências (NOVO, 2010).

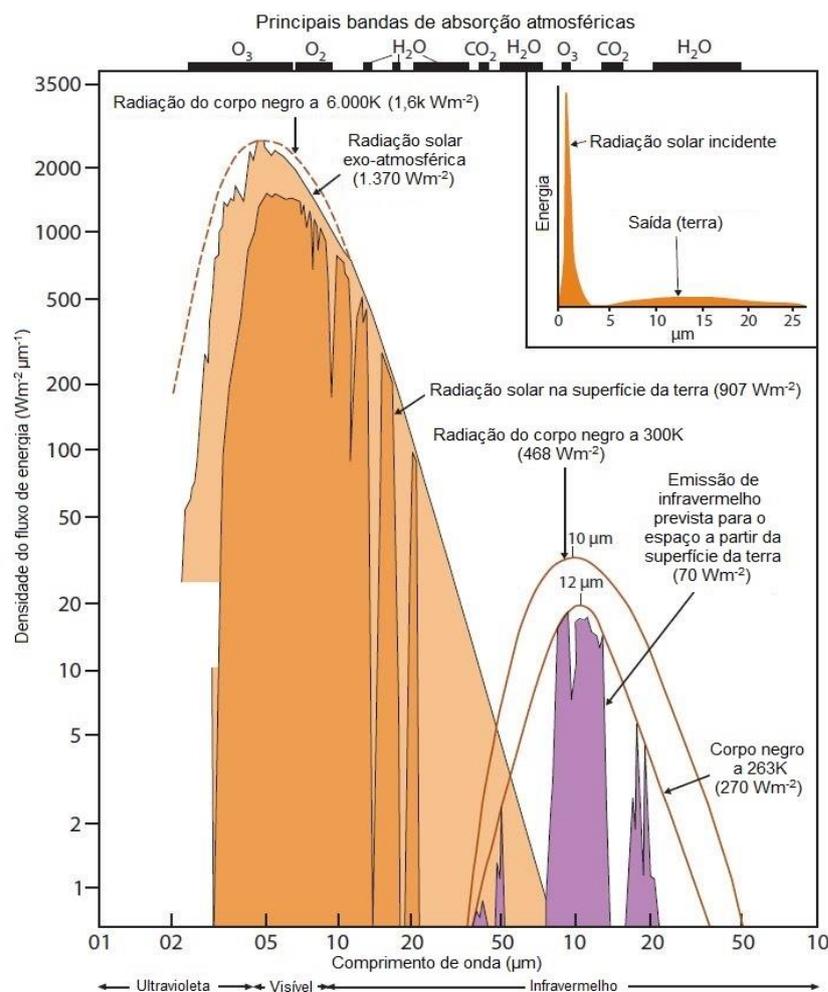


Figura 1: Distribuição espectral da radiação solar e terrestre.
Fonte: Barry e Chorley (2010).

¹ Lei de Stefan-Boltzmann, segundo a qual o fluxo de radiação de um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta.

De acordo com Barry e Chorley (2010), a distribuição da radiação solar ao longo do espectro eletromagnético é de 8% para ultravioleta (0,2 – 0,4 μm), 40% para a faixa do visível (0,4 – 0,7 μm) e 52% para o infravermelho próximo (> 0,7 μm), porém, como se percebe na Figura 1, a máxima emissão do Sol que atinge a superfície terrestre ocorre na faixa do visível, fato que se explica pela atuação da atmosfera (absorção, reflexão e transmissão). Já a máxima emissão da Terra ocorre na faixa do infravermelho termal com o pico no comprimento de onda de 10 μm .

Sendo o saldo de radiação a energia disponível para os processos energéticos, o que corresponde a soma de todos os fluxos de energia do sistema, temos de acordo com a Equação (2):

$$R_n = \lambda ET + H + G + A + F \quad (2)$$

em que, λET é o fluxo de calor latente; H é o fluxo de calor sensível no ar; G é o fluxo de calor sensível no solo; A é o fluxo de calor sensível utilizado no aquecimento e no processo de fotossíntese das plantas; F é a energia convertida em fitomassa. Em termos quantitativos, A e F podem ser ignorados, pois representam um valor de magnitude baixa podendo corresponder ao próprio erro da estimativa (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013).

Para superfícies com vegetação sem déficit hídrico no solo, o λET pode responder pela absorção de mais de 70% da energia disponível. O restante da energia participa do processo de aquecimento do solo e do ar. Da energia que atinge o solo, parte é dissipada por meio da emissão radiativa, parte é utilizada no aquecimento interno do solo por meio do processo de condução (fluxo de calor no solo) e parte atua no aquecimento do ar próximo à superfície, deixando o ar menos denso, o que promove a flutuação térmica, ou seja, o transporte do calor por meio da convecção (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013).

A convecção representa o movimento das parcelas de ar na atmosfera na direção vertical, devido a diferença de densidade entre o interior da parcela e a atmosfera. A intensidade da convecção é regulada pela disponibilidade de radiação à superfície, pelas características físicas e térmicas da superfície e pelas condições de estabilidade da atmosfera. O efeito da rugosidade da superfície gera o atrito que intensifica os movimentos verticais da atmosfera, favorecendo o transporte de calor, vapor d'água e demais propriedades na atmosfera (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013; ALLEN *et al.*, 1998).

No caso da aplicação no SEBAL, Allen, Tasumi e Trezza (2002) estimam o λET como um resíduo do balanço de energia, segundo a Equação (3). Assim, considerando que λET

representa a quantidade de calor empregado no processo de evapotranspiração, essa pode ser calculada, se os demais parâmetros forem conhecidos, da seguinte forma (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (3)$$

1.3 Sensoriamento remoto

Uma das grandes dificuldades do cálculo da evapotranspiração é integrar dados da disponibilidade de água no solo, já que é um fator que apresenta grande variabilidade espacial e temporal. Devido a essa dinâmica, a limitação de dados adequadamente amostrados para áreas heterogêneas torna-se um desafio para os estudos ambientais que trabalham com essa variável (BASTIAANSSEN, 1995).

Diante dessas limitações os dados de sensoriamento remoto se mostram como uma possibilidade viável para diversas aplicações. Sellers *et al.* (1990) destaca a possibilidade de se obter superfícies de reflectância e emissividade de radiação para ambientes heterogêneos, considerando escalas regionais e até globais.

O sensoriamento remoto busca analisar e interpretar as medidas da radiação eletromagnética que são refletidas ou emitidas pelos alvos de interesse. Assim, é necessário não apenas entender as leis físicas que contemplam esse processo, mas também construir relações entre as medidas e a ocorrência do fenômeno, seja na superfície da Terra ou na atmosfera, procurando sempre compreender sua distribuição no espaço (MATHER, 2004).

No processo de aquisição de imagens é preciso considerar a influência da atmosfera, a qual ocorre de forma diferente para os diversos comprimentos de onda. Como apresentado na Figura 1, a região menos influenciada pela atmosfera é a faixa do visível. Em geral, a maioria dos satélites que são passivos e que tem como propósito o estudo da superfície terrestre atuam nas faixas do espectro eletromagnético denominadas de “janelas atmosféricas²”, nas quais a ação da atmosfera é menor, no entanto, deve-se considerar que a atmosfera atenua a radiação solar que atinge a superfície da Terra ao longo de todo o espectro, mesmo nas “janelas atmosféricas”, principalmente pela absorção e espalhamento da energia (NOVO, 2010).

Dessa forma, a produção de imagens de satélite consiste na aquisição e medição da intensidade de parte da radiação eletromagnética (REM) irradiada pelo Sol e refletida/emitada

² De acordo com Jensen (2011), janelas atmosféricas correspondem às faixas do espectro eletromagnético que permitem a transmissão eficiente da energia radiante. De forma oposta, em algumas faixas a energia radiante é completamente absorvida pelos elementos atmosféricos, impedindo seu registro pelo sensor remoto.

pelo alvo, incluindo-se os efeitos causados pela atmosfera. Ao atingir a superfície a REM pode ser transmitida, absorvida ou refletida dependendo das características físico-químicas do alvo e do ângulo de incidência da REM, de forma que a parte refletida pode variar sua intensidade para diferentes comprimentos de onda e direção de reflexão (PONZONI *et al.*, 2015).

Mather (2004) salienta que as características dos diversos alvos na superfície não são diretamente coletadas pelos sensores remotos, mas elas são inferidas a partir das propriedades da radiação eletromagnética refletida, espalhada ou emitida pelos diversos materiais. Nesse sentido, o que de fato é coletado e gravado pela maioria dos sensores remoto é o fluxo radiante para um ângulo sólido por unidade de área em um determinado instante de tempo, o que é denominado de radiância (PONZONI *et al.*, 2015). O ângulo sólido corresponde a um cone imaginário com a base localizada na óptica do sensor e o vértice localizado no ponto observado na superfície.

A medida de radiância, no entanto, não é um bom parâmetro para caracterização espectral do alvo, tendo em vista que ela depende tanto da intensidade do fluxo radiante da fonte como da ação da atmosfera que pode modificar essa intensidade (PONZONI *et al.*, 2015). Assim, uma outra propriedade deve ser considerada para permitir a caracterização espectral dos objetos, a qual é denominada de reflectância, que representa uma relação da radiância pela irradiância que atinge um alvo. A irradiância corresponde a intensidade do fluxo radiante por área (NOVO, 2010).

Considerando os diversos alvos da superfície da Terra, a vegetação possui evidente destaque, já que ela recobre grande parte da superfície, seja com porte arbóreo, arbustivo ou herbáceo. Tendo-se em vista esse fato e também a utilização de diversos índices de vegetação na metodologia SEBAL, faz-se importante ressaltar algumas bases do estudo da vegetação por meio do sensoriamento remoto. Para Jackson e Jensen (2005, citado por Jensen, 2011), a partir do estudo da vegetação é possível não apenas levantar dados relacionados à vegetação em si, mas também é possível prover informações de natureza climática, edáfica, geológica e fisiográfica de uma determinada área.

O comportamento espectral médio geral de uma vegetação sadia ocorre de maneira semelhante ao que é apresentado na Figura 2. A vegetação sadia, ou seja, fotossinteticamente ativa, apresenta grande absorção da REM incidente na faixa do azul e do vermelho devido à presença de clorofila, uma maior refletividade na faixa do verde, e cerca de 40 a 60% de reflectância no infravermelho próximo, devido ao espalhamento (JENSEN, 2011). A relação

inversa, observada para a faixa do vermelho e do infravermelho próximo fundamentou a criação de diversos índices de vegetação.

Outra característica importante observada na Figura 2 refere-se às curvas que representam a vegetação em dois estados “não saudáveis”: estressada e severamente estressada. Observa-se que a alta refletividade no infravermelho próximo diminui substancialmente, enquanto há um aumento da reflexão no azul e no vermelho. De acordo com Jensen (2011), essa característica pode estar relacionada com fatores ligados à senilidade da vegetação ou às variações sazonais, quando, por exemplo, no outono, ocorre a diminuição da clorofila com o amarelamento e avermelhamento das folhas. Essa característica pode ser identificada pelos sensores remotos, permitindo a estimativa de fatores biofísicos da vegetação, como a identificação do estresse hídrico.

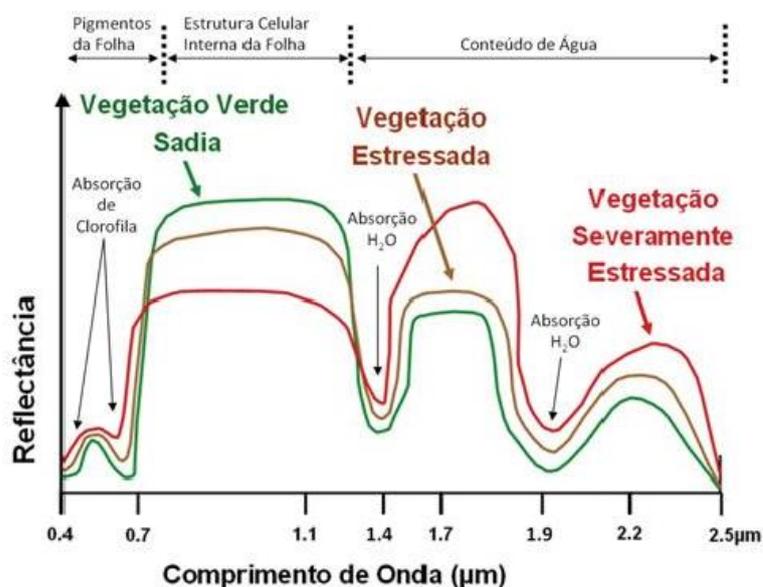


Figura 2: Comportamento espectral da vegetação para três condições específicas: vegetação verde sadia (curva verde); vegetação estressada (curva laranja); vegetação severamente estressada (curva vermelha).

Fonte: Souza Filho *et al.* (2008).

Já para o caso do infravermelho médio, o comportamento da curva para os diferentes estados da vegetação está relacionado com a presença d'água na estrutura das folhas, de forma que maior presença de água na vegetação sadia repercute em menor reflectância, enquanto menor presença de água permite maior reflectância (JENSEN, 2011).

O SEBAL utiliza imagens orbitais para a estimativa do albedo da superfície (α) a partir de bandas espectrais do visível e infravermelho próximo; índices de vegetação, a partir de bandas espectrais do visível; e temperatura da superfície (T_s), a partir da banda do infravermelho termal. Os procedimentos para o cálculo de cada parâmetro bem como sua aplicação no algoritmo são descritos no Capítulo 4.

CAPÍTULO 2: O SEBAL E ALGUMAS APLICAÇÕES

O *Surface Energy Balance Algorithms for Land* (SEBAL) tem como objetivo a possibilidade de aplicação em escalas regionais e ambientes heterogêneos sem a necessidade de dispendiosas medidas de campo para fins de regionalização das densidades de fluxos de superfícies e indicadores de umidade do solo. O algoritmo foi, inicialmente, desenvolvido no Egito (BASTIAANSSEN, 1995).

Allen, Tasumi e Trezza (2002) apresentaram um manual de utilização do SEBAL para a estimativa da evapotranspiração com calibração das equações empíricas para o sul do estado de Idaho – Estados Unidos e algumas modificações em relação à metodologia original. Eles destacam a necessidade de se conhecer de forma mais precisa a disponibilidade e a dinâmica dos recursos hídricos para, assim, garantir o seu uso mais eficiente. Deve-se considerar, porém, que o desenvolvimento do SEBAL tem interesse de aplicação principalmente para a agricultura, no sentido de permitir melhor gestão dos processos de irrigação. Assim, muitos estudos se destinam a esse fim, embora se tenha também o interesse na aplicação do algoritmo para sistemas mais complexos, a exemplo de bacias hidrográficas, como citado por esses autores.

Estudos com a aplicação do SEBAL têm sido realizados em diferentes partes do mundo: China (TANG *et al.*, 2013; ZHOU *et al.*, 2014), Espanha (JIMENEZ-BELLO *et al.*, 2015), Estados Unidos (STEELE *et al.*, 2014; MKHWANAZI *et al.*, 2015; MKHWANAZI, CHÁVEZ e ANDALES, 2015), Iraque (JABER *et al.*, 2016), Arábia Saudita (MAHMOUD e ALAZBA, 2016).

Outros algoritmos também têm sido desenvolvidos com o mesmo propósito do SEBAL, como o *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* – METRIC (ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2007); o *Two-Source Energy Balance* – T-SEB (NORMAN; KUSTAS e HUMES, 1995); e o *Simplified Surface Energy Balance Index* – S-SEBI (ROERINK; SU e MENENTI, 2000). O METRIC é um modelo semelhante ao SEBAL, que procura, por meio do sensoriamento remoto, fazer a estimativa da evapotranspiração como um resíduo do balanço de energia da superfície terrestre (ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2007).

No Brasil há diversos estudos com a aplicação do SEBAL mas, em sua maior parte, tratam-se apenas de uma reprodução do algoritmo sem calibrações empíricas ou propostas de alterações metodológicas na estimativa dos parâmetros, situação que também se coloca neste trabalho, tendo em vista questões de tempo e apoio técnico/financeiro.

Silva *et al.*, 2015 aplicou o SEBAL no estado de São Paulo procurando evidenciar as alterações no particionamento da energia e evapotranspiração decorrente da alteração do bioma Cerrado em área agrícolas, de cana-de-açúcar e eucalipto. Boratto (2012) aplicou o algoritmo no perímetro irrigado de Gorutuba (norte de Minas Gerais) comparando o período úmido e seco, utilizando imagens do Landsat 5. Nicácio (2008) aplicou o SEBAL na bacia do rio São Francisco (região de Petrolina/Juazeiro e bacia do rio de Ondas), comparando a utilização de imagens do Landsat 5 e MODIS-aqua. Menezes (2006) avaliou a aplicação do SEBAL em terrenos montanhosos em uma área localizada no município de Santa Bárbara – Minas Gerais, também utilizando dados do Landsat 5.

Embora de forma mais limitada, estudos mais expressivos, desenvolvidos em pesquisas de doutorado, também são encontrados. Scherer-Warren (2011) propôs uma metodologia para a estimativa da evapotranspiração a partir de imagens de satélite em sua pesquisa, na qual utiliza dados do sensor MODIS com aplicação em uma porção a leste do Distrito Federal e entorno, com a maior parte da área localizada na bacia do rio Preto. A metodologia desse autor se fundamenta quase que exclusivamente nos algoritmos SEBAL e METRIC, e como trabalha com o MODIS, foi proposta uma metodologia para desagregação de resolução, por meio de técnicas de processamento de imagens, com o objetivo de alcançar uma resolução mais refinada.

Ruhoff (2011) realizou um trabalho mais amplo, estimando a evapotranspiração em diversos biomas tropicais, utilizando o SEBAL para áreas do Cerrado (local – regional) e o algoritmo MOD16 para grandes áreas do Cerrado e da Floresta Tropical Amazônica. Para todos os casos as imagens utilizadas nos modelos são do sensor MODIS. Já Folhes (2007) aplica o METRIC não apenas com o objetivo de se estimar a evapotranspiração, mas de testar o modelo como uma alternativa para o cálculo do uso consuntivo da água na agricultura irrigada, no Distrito de Irrigação Jaguaribe-Apodí (DIJA), no Ceará, empregando dados do Landsat 5.

Há ainda dois estudos desenvolvidos em parceria entre a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA/Pernambuco) com Bastiaansen e outros pesquisadores, no semiárido do Brasil, na bacia do rio São Francisco. Esses estudos com coleta e medição de dados de longo prazo (2004 – 2005) consideraram áreas irrigadas (vinhas e pomares de manga) e a vegetação natural da Caatinga. (TEIXEIRA *et al.*, 2009; TEIXEIRA *et al.*, 2008).

CAPÍTULO 3: CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende a Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos do Rio Piranga (UPGRH DO1), localizada na Zona da Mata do estado de Minas Gerais. Essa unidade é definida pela Deliberação Normativa do Conselho Estadual de Recursos Hídricos de Minas Gerais (CERH/Minas Gerais) nº 06, de 04 de outubro de 2002, segundo relatório do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM, 2007). Na Figura 3 é apresentado o mapa de localização da área de estudo.

A UPGRH DO1 faz parte da bacia hidrográfica federal do rio Doce e se estende desde o rio Piranga até o Parque Estadual do Rio Doce (PERD), englobando a bacia hidrográfica do rio Piranga, do rio do Carmo, do rio Casca e do rio Matipó, sendo a do rio Piranga a de maior extensão, de acordo com a Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEAM, 2015). A área ocupa uma extensão territorial de 17.571,34 km² e abrange 77 municípios (total ou parcialmente), abrangendo uma população de 1.283.197 habitantes, de acordo com dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE de 2010 (FEAM, 2015).



Figura 3: Mapa de localização da área de estudo: UPGRH DO1.

Em termos de vegetação, a UPGRH DO1 está localizada sobre a faixa de domínio da Mata Atlântica, sendo que as partes mais preservadas se encontram nas cabeceiras do rio Carmo e seus afluentes, e próximo ao PERD. A Mata Atlântica residual é classificada como Floresta Estacional Semidecidual, ocupando cerca de 30% da área de acordo com o Plano de Ação de Recursos Hídricos da Unidade de Planejamento e Gestão DO1 (IGAM, 2010).

As unidades de conservação (UC) que estão total ou parcialmente inseridas na UPGRH DO1, sob tutela do Estado de Minas Gerais, são apresentadas na Figura 4. De acordo com a base de dados do Instituto Estadual de Florestas (IEF, 2017), há 6 unidades de proteção integral na área de estudo: o Parque Estadual do Itacolomi, o Parque Estadual Serra do Ouro Branco, a Estação Ecológica Estadual do Tripuí e o Monumento Natural Estadual de Itatiaia, localizados na parte oeste da área, nos municípios de Ouro Preto, Mariana e Ouro Branco; o Parque Estadual da Serra do Brigadeiro, localizado na parte leste e o PERD, na parte norte. Dentre as demais UC, há 48 de uso sustentável e três classificadas como ‘Outros’. Com exceção do PERD, todas as demais UC de proteção integral estão em área de maior altitude, como pode ser observado na Figura 5 que apresenta o mapa hipsométrico da região. Não há registro de UC de jurisdição federal na UPGRH DO1, de acordo com a base de dados do Ministério do Meio Ambiente (MMA, 2017).

Quanto aos tipos de solo, o predomínio é de Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Vermelho, mas destaca-se também, a classe do Argissolo que se encontra no centro, avançando na direção dos vales dos principais rios, e o Latossolo Amarelo na região do PERD e seu entorno. O Argissolo, encontrado no centro e em algumas manchas a sudeste do PERD, juntamente com uma macha de Cambissolo também nessa região, constituem os solos eutróficos na UPGRH DO1, sendo as demais classes classificadas como solos distróficos (UFV, CETEC, UFLA e FEAM, 2010).

O relevo apresenta basicamente três domínios bem distintos: o domínio de altitudes baixas engloba a Depressão do Rio Doce e Planícies Fluviais; o domínio de altitude médias se caracteriza pela presença de feições típicas do domínio dos mares de morro, correspondendo ao Planalto Centro-Sul Mineiro e Campos das Vertentes; o terceiro domínio corresponde às áreas de maior elevação que circundam toda a UPGRH DO1, exceto no limite norte. A leste, encontram-se maciços elevados e a oeste, a Serra do Espinhaço e a borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero (IBGE, 2010).

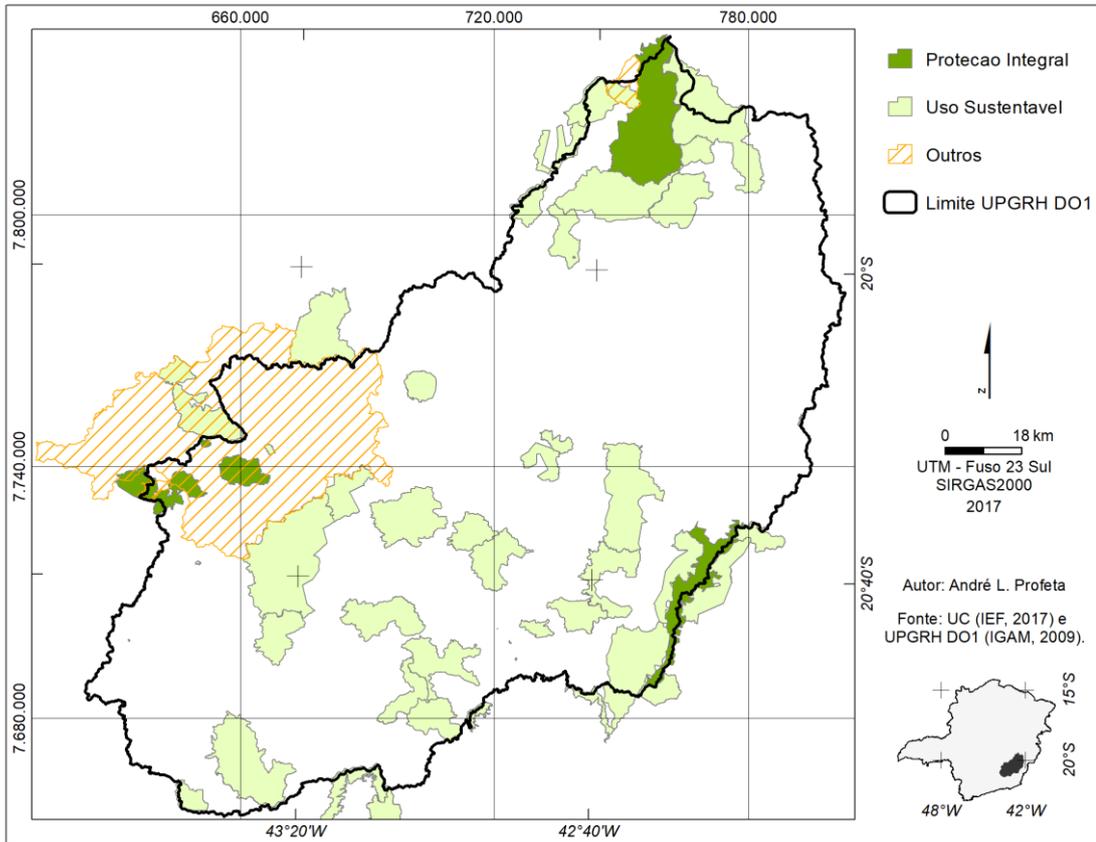


Figura 4: Mapa das unidades de conservação presentes na UPGRH DO1 sob tutela do Estado de Minas Gerais.

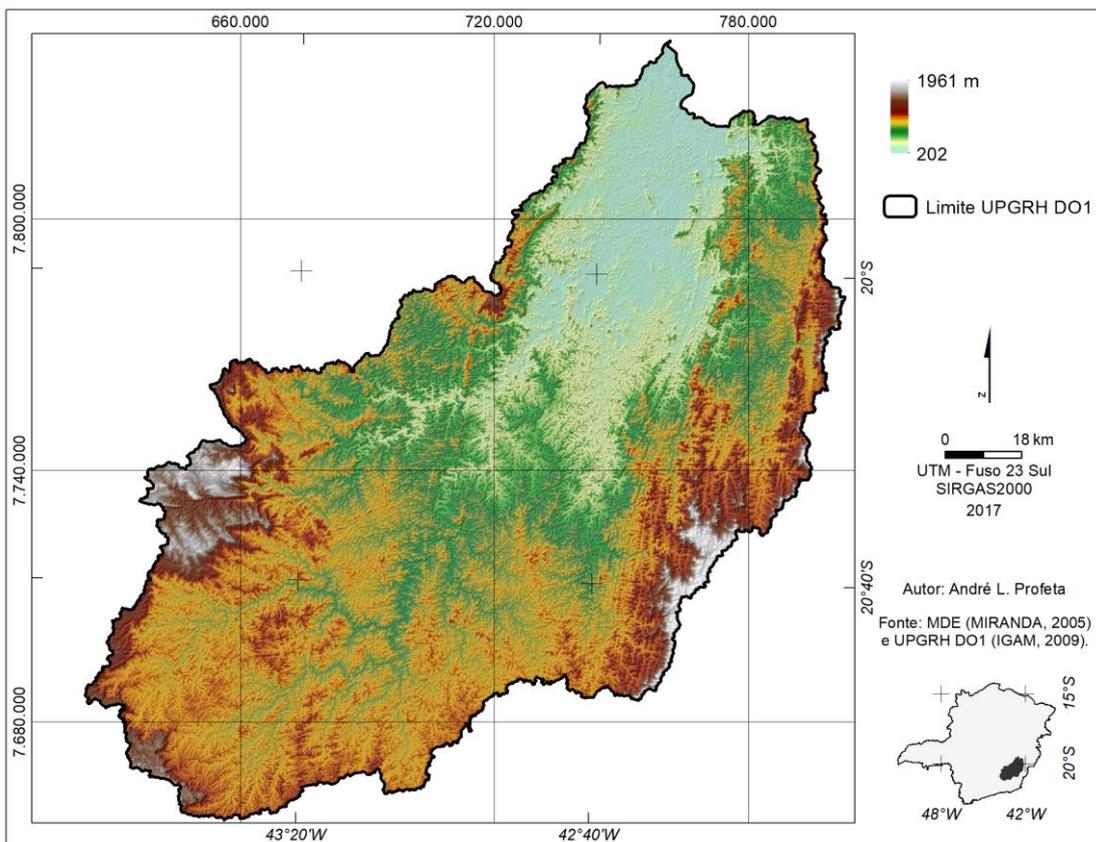


Figura 5: Mapa hipsométrico apresentando a variação do relevo na UPGRH.

Em relação aos tipos climáticos atuantes na UPGRH DO1, é apropriado partir de um contexto mais amplo em virtude da natureza do fenômeno, bem como da limitação de detalhamento da base cartográfica do IBGE – escala 1:5.000.000 (IBGE, 2010). Na Figura 6 é apresentado o mapa climático para o recorte do estado de Minas Gerais, com um *zoom* na área de interesse.

O Sudeste brasileiro se situa na borda leste da América do Sul entre as latitudes 14° e 25°, com a maior parte das suas terras localizadas na região intertropical. Essa posição associada aos atributos físicos favorecem uma alta diversidade dos regimes climáticos, com variações no espaço e no tempo - inter e intra-anual. Essa variabilidade está associada aos controles de grande escala, aos distúrbios de mesoescala, à incursão de massas polares e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Assim, a configuração climática da região Sudeste sofre influência das principais correntes atuantes na América do Sul: correntes polares de sul, correntes tropicais marítimas de leste-nordeste e correntes do interior de oeste-noroeste (NUNES; VICENTE e CANDIDO, 2009).

A ZCAS configura-se como uma banda de nebulosidade, de direção noroeste-sudeste, se estendendo desde a Amazônia até o Sudeste brasileiro. Atua no período chuvoso, com maior intensidade no período do verão, de dezembro a fevereiro, provocando chuvas contínuas (CARVALHO e JONES, 2009). Esses autores também relatam um variação espaço-temporal da atuação da ZCAS: fases quentes do El Niño tendem a contribuir para a extensão das ZCAS em direção ao oeste do oceano Atlântico Sul; e no caso temporal, tem-se o reforço provocado por incursões de frentes frias a Sul, o que pode prolongar os dias de chuvas.

As frentes frias atuam sobre a América do Sul ao longo de todo o ano com maior frequência no período de maio a setembro, e possuem uma direção de deslocamento sudoeste-nordeste. No inverno, podem provocar geadas e friagens, principalmente na região Sul e Sudeste do Brasil. No verão, as frentes são menos frequentes e intensas, mas ainda conseguem atingir o a região Sudeste podendo provocar chuvas frontais de grande intensidade ao encontram o ar úmido e quente (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009).

Os distúrbios de mesoescala correspondem aos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que engloba linhas de instabilidade e complexos convectivos – agrupamentos de cúmulos-nimbos, apresentando um formato circular. Esses sistemas podem ser influenciados por condições locais, como topografia e calor, podendo provocar, na sua fase madura, fortes chuvas localizadas, principalmente na estação quente (DIAS, ROZANTE e MACHADO, 2009).

Dentre os fenômenos de grande escala, os impactos de alguns deles, como os eventos de El Niño, La Niña e da Oscilação Decadal do Pacífico, são parcialmente conhecidos. (NUNES; VICENTE e CANDIDO, 2009).

Na Figura 6, apesar do pouco detalhamento do mapeamento, é possível perceber a influência da altitude na variação climática da UPGRH DO1, com um clima mesotérmico brando nas maiores altitudes, subquente na parte interior do vale e tendente ao Quente a jusante da área, situação que se estende até a foz do rio Doce. A influência da latitude também pode ser verificada no âmbito do estado de Minas Gerais, somando-se às variações de relevo e à circulação superior da atmosfera.

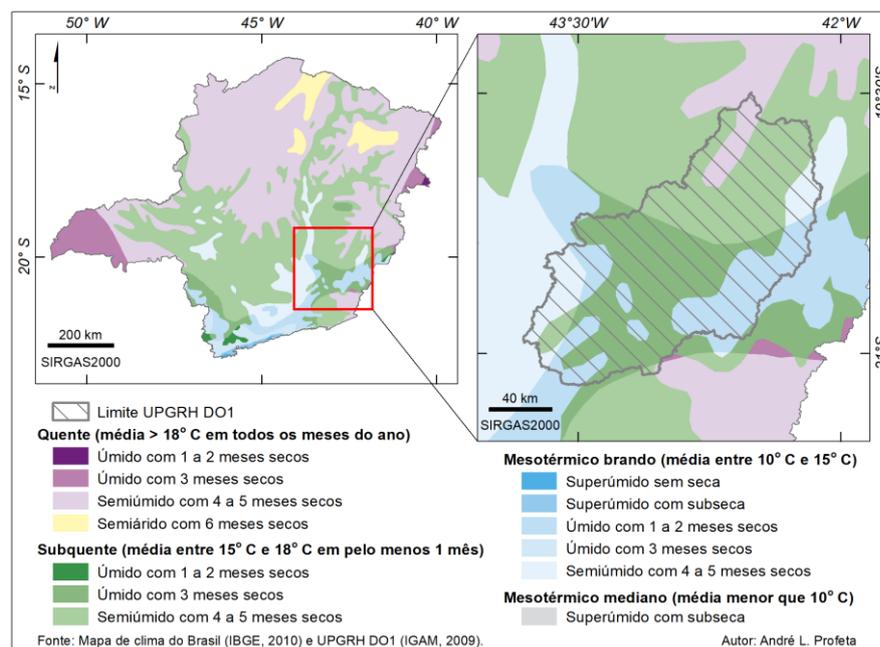


Figura 6: Mapa climático para o recorte do estado de Minas Gerais com um *zoom* na UPGRH DO1 com os principais tipos climáticos considerando precipitação e temperatura.

A precipitação tem distribuição espacial com variações significativas ao longo de toda a extensão territorial de Minas Gerais, e uma distribuição temporal com duas estações bem distintas: a chuvosa, de outubro a março, e a seca, de abril a setembro (NUNES; VICENTE e CANDIDO, 2009). No caso da UPGRH DO1, a parte sul da área apresenta um padrão climático com 3 meses de seca, com variações na cabeceira, que apresenta um padrão superúmido com subseca; e na foz, com um clima semiúmido e 4 a 5 meses de seca (Figura 6). Considerando a bacia do rio Doce, as maiores médias pluviométricas registradas a montante são favorecidas pelas maiores altitudes, funcionando como zonas de condensação, que fortalecem assim a atuação das chuvas convectivas e, associado às temperaturas mais baixas, permitem uma maior umidade nessas áreas, em comparação com as áreas a jusante (CUPOLILLO; ABREU e VIANELLO, 2008).

CAPÍTULO 4: MATERIAIS E MÉTODOS

Neste Capítulo são apresentados os materiais e métodos empregados no desenvolvimento do presente trabalho. O roteiro metodológico utilizado é apresentado na Figura 7. A parte inicial, de construção do projeto, definição dos objetivos e levantamentos de hipóteses foi construída a partir de pesquisa bibliográfica em literatura científica sobre a temática abordada. Essa parte compõe as Seções anteriores.

A segunda parte, descrita neste Capítulo, apresenta o encadeamento geral do processamento do SEBAL visando à estimativa da evapotranspiração real horária e diária. Na Seção 4.1, são descritos os dados necessários, suas características e formas de aquisição; na Seção 4.2, descreve-se os processamentos para transformações radiométricas aplicados nas bandas espectrais do satélite Landsat 8; na Seção 4.3, são apresentados os processamentos para a estimativa do fluxo de calor latente; e na Seção 4.4, os procedimentos para a estimativa da evapotranspiração horária e diária.

A partir dos resultados obtidos, apresenta-se e discute-se os resultados parciais e finais, visando responder aos objetivos propostos e verificar se as hipóteses foram confirmadas – Capítulo 5.

Os *softwares* utilizados foram: ArcGIS[®], ENVI[®] – módulo (ENVI + IDL), Google Earth Pro[®] e Excel[®].

Sobre os dados foram aplicadas as seguintes padronizações:

- a) projeção *Universal Transverse Mercator* (UTM) – Fuso 23 Sul e *datum* horizontal SIRGAS2000;
- b) manipulação dos dados matriciais utilizando ponto flutuante – 32 bits *floating*.

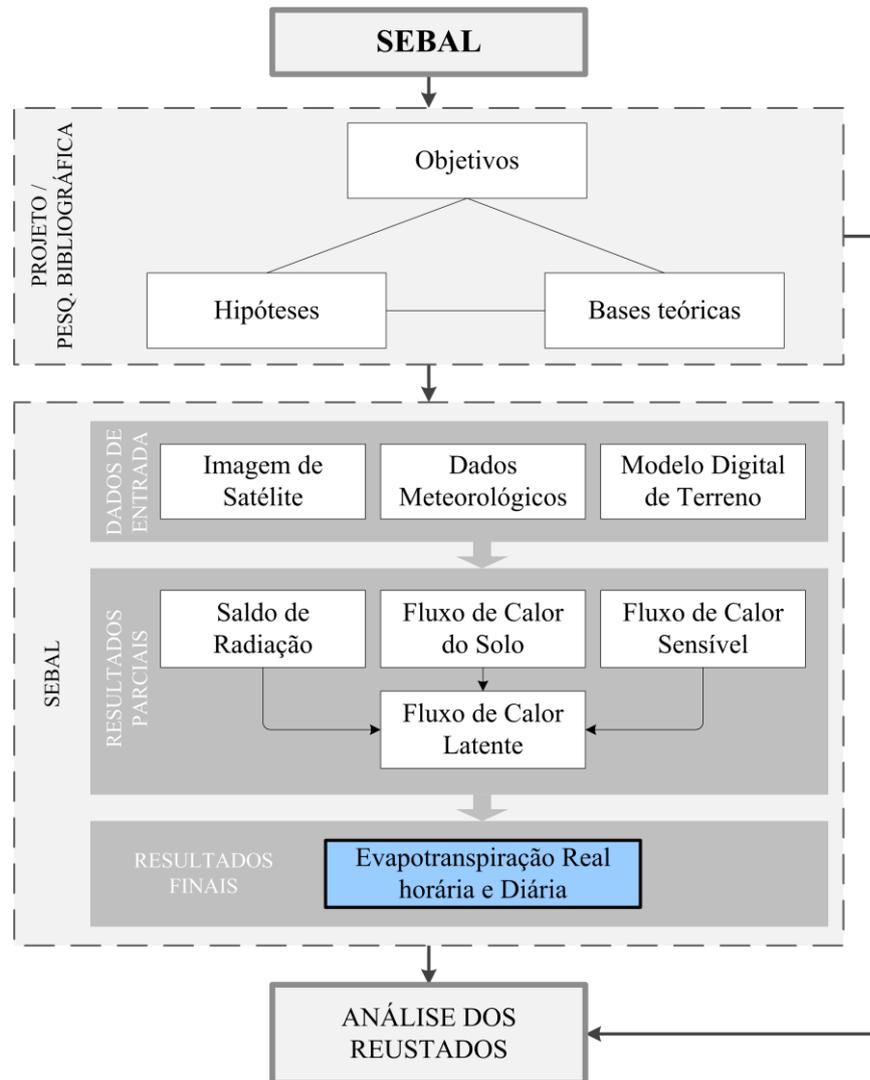


Figura 7: Esquema geral do fluxo de desenvolvimento do trabalho, com as bases de dados necessárias à implementação do SEBAL e o fluxo de processamentos visando a estimativa da evapotranspiração real horária e diária.

4.1 Dados de entrada

Nesta Seção são apresentados os dados necessários à aplicação do SEBAL, bem como suas fontes de aquisição e principais características.

Os dados de entrada são: imagens de satélite, dados meteorológicos e modelo digital de elevação (MDE).

4.1.1 Imagens de satélite

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido e implementado utilizando-se imagens orbitais dos sistemas Landsat 5 e 7. No presente trabalho foi definida a utilização de imagens do Landsat 8, disponíveis atualmente com alguns parâmetros diferenciados e qualidade superior aos

produtos fornecidos pelas séries anteriores. As imagens Landsat são disponibilizadas de forma gratuita através do site <<http://earthexplorer.usgs.gov>>.

As diferenças entre os sensores Landsat, em relação às bandas espectrais, podem ser observadas na Figura 8. Os sensores *Operational Land Imager* (OLI) e *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) do Landsat 8 permitem a aquisição de imagens de 12 bits, resultando em maior precisão radiométrica em comparação aos sensores TM (Landsat 5) e ETM+ (Landsat 7), capazes de produzir dados apenas de 8 bits. Observa-se o estreitamento da largura de algumas bandas no Landsat 8 com o objetivo de diminuir o efeito da absorção atmosférica. Ao todo, esse satélite oferece 11 bandas contra 7 dos sensores TM e ETM+, segundo documento do *United States Geological Survey* (USGS, 2015a). Para este trabalho foram utilizadas as bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 para a estimativa do albedo da superfície (α), as bandas 4 e 5 para estimativa dos índices de vegetação e banda 10 para a estimativa da temperatura de superfície (T_s), de acordo com os procedimentos descritos na Seção 4.3.

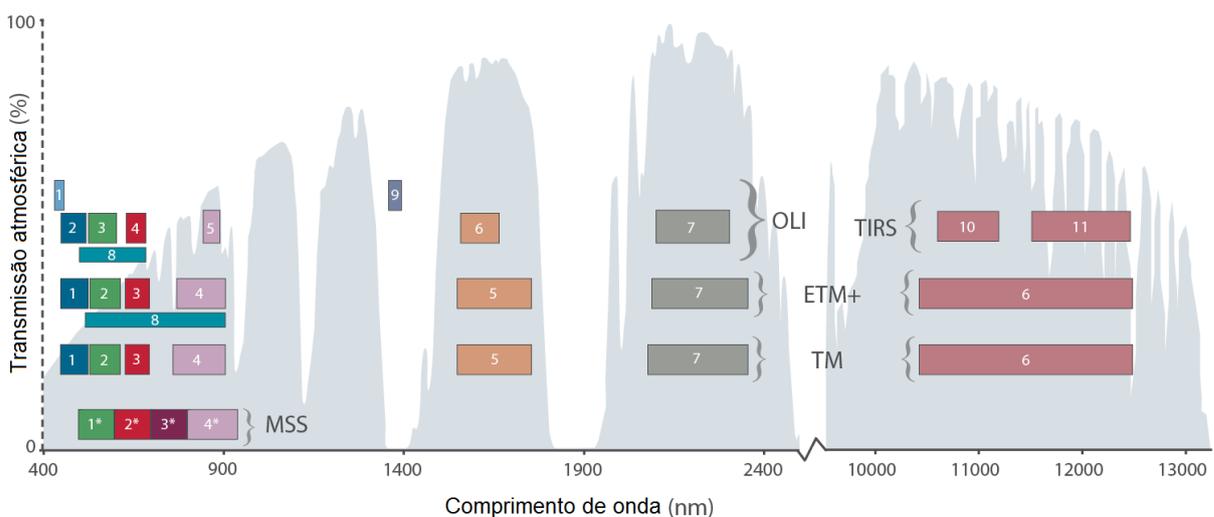


Figura 8: Comparação das faixas espectrais entre os sensores do Landsat 5, 7 e 8.
Fonte: Disponível em: <<https://landsat.usgs.gov/>>, acesso em: 15/01/2017.

A escolha de imagens do Landsat 8 é em função do interesse em testar sua eficácia para o cálculo dos parâmetros que se aplicam à estimativa da evapotranspiração, sabendo-se que até o momento grande parte dos trabalhos encontrados na literatura sobre o assunto tem utilizado imagens dos Landsat 5 e 7 e MODIS.

Para cobrir a área de estudo são necessárias imagens referentes a duas cenas Landsat 8 – órbitas/pontos 217-74 e 217-75, de 25 de setembro de 2015, as quais foram escolhidas em função da ausência de cobertura de nuvens, requisito necessário à aplicação do algoritmo. Na Figura 9, são apresentadas essas duas cenas para a banda 4.

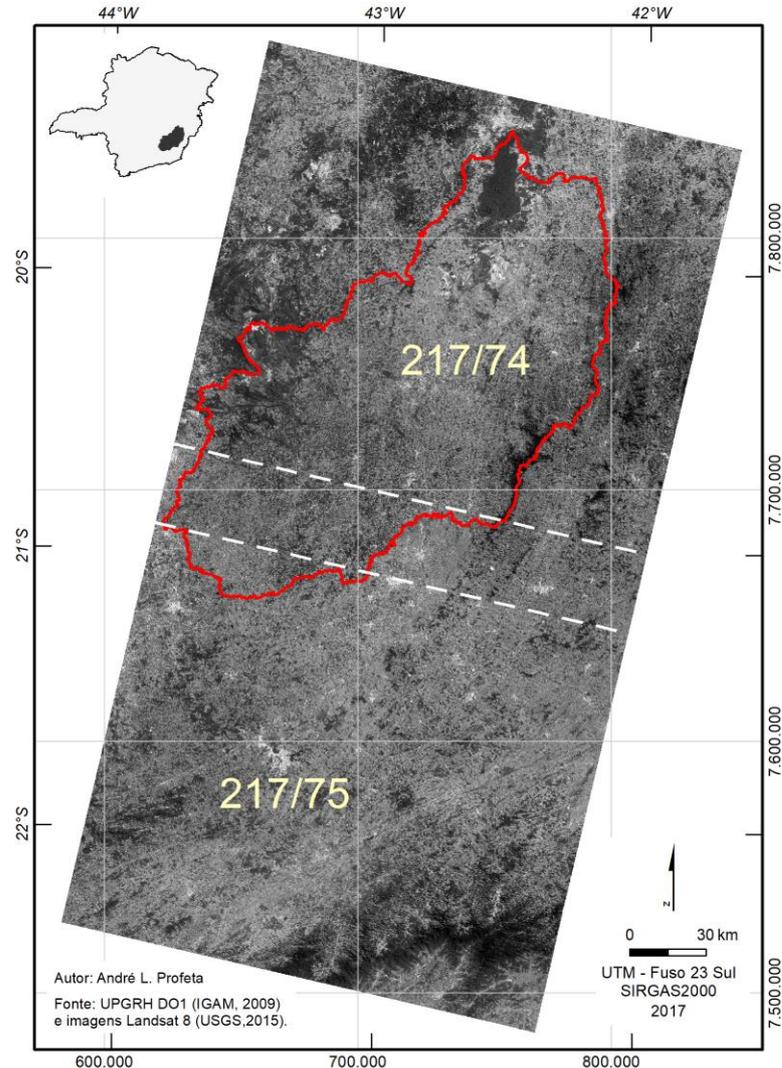


Figura 9: Cenhas Landsat 8 (217/74 e 217/75 – banda 4) para a UPGRH DO1 – limite definido pelo contorno vermelho (a faixa tracejada corresponde à sobreposição entre as duas cenas).

4.1.2 Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos requeridos à estimativa da evapotranspiração com a aplicação do SEBAL são: velocidade do vento, precipitação, umidade relativa, radiação solar e temperatura do ar.

Na UPGRH DO1, há apenas uma estação meteorológica automática em Viçosa (Viçosa-A510) de acordo com consulta à Rede de Estações Automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), disponível no portal <<http://www.inmet.gov.br/portal>>, acesso em 27 de agosto de 2016. Assim, foram utilizadas também outras estações dentro da área de processamento das imagens – Timóteo-A511, Barbacena-A502 e Caratinga-A554 (Figura 10). Efetivamente, para o uso no SEBAL, adotou-se a estação de Timóteo, por razões que ficarão mais evidentes com a apresentação dos resultados (Capítulo 5). Os dados correspondem a

medições horárias e foram fornecidos pelo convênio de cooperação técnica entre o INMET e a Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG nº D05/081/2008.

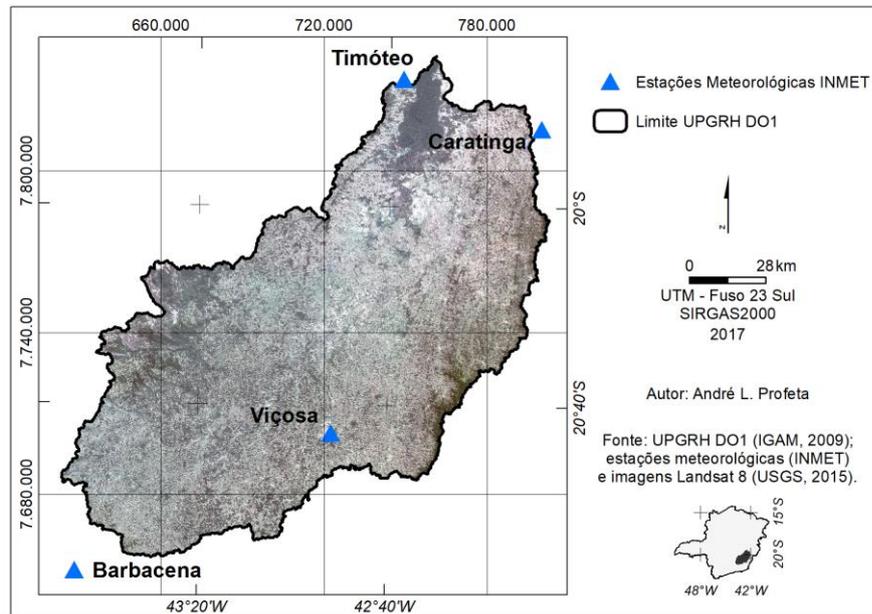


Figura 10: Localização e distribuição das estações meteorológicas automáticas do INMET utilizadas na estimativa da evapotranspiração na UPRH DO1.

4.1.3 Modelo digital de elevação

Os dados numéricos do relevo brasileiro são disponibilizados pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) por meio do projeto Brasil em Relevo (MIRANDA, 2005). A fonte primária dos dados tem como origem a missão do ônibus espacial de topografia por radar – *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), um projeto desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e *National Geospatial Intelligence Agency* (NGA) dos Estados Unidos em 2000. Os dados foram gerados por interferometria de radar, originalmente com resolução espacial de aproximadamente 30 m (1 arco segundo) e acurácia vertical absoluta de 16 m, com 90% de confiança. Os dados repassados para a Embrapa, no entanto, correspondem à resolução de aproximadamente 90 m, os quais foram tratados para correção de possíveis erros (MIRANDA, 2005).

A utilização desses dados do relevo tem como objetivo melhorar a estimativa dos parâmetros do balanço de energia para área de relevo acidentado.

Na Figura 5 (Capítulo 3) é mostrado o mapa hipsométrico, construído a partir desses dados, para a área de estudo.

4.2 Transformações geométricas e radiométricas

Em termos geométricos não foi efetuado nenhum processamento nas imagens Landsat 8, adotando-se assim o nível de correção oferecido pelo produto disponibilizado pelo USGS. Já em relação às correções radiométricas, considerando que as imagens são disponibilizadas na forma de números digitais (ND), foi necessária a conversão para valores físicos de radiância e reflectância. A conversão dos dados em grandezas físicas tem como objetivo a possibilidade de serem correlacionados com as características naturais dos objetos na superfície terrestre, sejam em seus atributos geofísicos, químicos ou biofísicos (PONZONI *et al.*, 2015).

A transformação dos ND pode ocorrer em duas situações, no topo da atmosfera e na superfície, e são dependentes de cada tipo de sensor, sendo que as equações de conversão para imagens do Landsat 8 são apresentadas em USGS (2015a).

No SEBAL tradicional, a correção realizada era apenas para reflectância no topo da atmosfera. Neste trabalho, utiliza-se correções para a reflectância de superfície (ρ_s), dado disponibilizado sob demanda, no *site* do USGS <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>. Esse dado é utilizado para o cálculo do albedo da superfície (α) e dos índices de vegetação, conforme apresentado na Seção 4.3.

A reflectância de superfície constitui um produto de Nivel 2 (alto nível). Para esse dado, é feita uma correção atmosférica utilizando o algoritmo *Landsat 8 Surface Reflectance Code – LaSRC* (USGS, 2016; VERMOTE *et al.*, 2016), específico para o Landsat 8. Assim foi necessário o cálculo apenas da radiância espectral (L_λ) para a banda 10, de acordo com a Equação (4) – dado utilizado para a estimativa da temperatura de superfície (T_s), também descrita na Seção 4.3:

$$L_\lambda = M_L \cdot Q_{cal} + A_L \quad (4)$$

em que, M_L é o fator de escala de radiância multiplicativo por banda; A_L é o fator de escala de radiância aditivo por banda; Q_{cal} é o valor do ND do *pixel*.

As informações dos elementos da equação são disponibilizados nos metadados de cada imagem.

Procedimentos adicionais realizados nas bandas espectrais:

- a) multiplicação dos valores de reflectância de superfície pelo fator de escala (0,0001), o que é necessário para se obter os valores reais (USGS, 2015b);

b) mosaicagem de cada banda espectral das cenas órbitas/pontos 217-74 e 217-75.

4.3 Estimativa do fluxo de calor latente

Nesta Seção são apresentados os processamentos para a geração do saldo de radiação na superfície (R_n), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H) que visam à resolução da Equação (3), apresentada na Seção 1.2, ou seja, a estimativa do fluxo de calor latente (λET).

Sobre essa Seção são feitas as seguintes observações:

- os procedimentos descritos a seguir correspondem ao SEBAL tradicional, adicionando-se os procedimentos que visam assimilar a influência ocasionada pelo relevo nos parâmetros em que essa correção seja possível. Assim, foram feitos dois testes: Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; Modelo 2 – com correção para a influência do relevo;
- os dados meteorológicos que são utilizados na estimativa de λET correspondem às 13:00 UTC, hora mais próxima do momento de aquisição da imagem, 12:51 GMT (=UTC);
- a maioria das equações utilizadas nessa Seção e nas seguintes são apresentadas por Allen, Tasumi e Trezza (2002); para as exceções ou para enfatizar a origem da equação são indicadas as referências correspondentes.

4.3.1 Saldo de radiação na superfície

O saldo de radiação na superfície (R_n) corresponde à energia radiante disponível, considerando todos os fluxos de energia incidentes na superfície (entrada) e emitidos pela superfície (saída). Esse cálculo é realizado utilizando a Equação (5) e a sequência dos processamentos executados, bem como dos principais parâmetros necessários à sua estimativa podem ser vistos no fluxograma da Figura 11, considerando o modelo para relevo plano:

$$R_n = (1 - \alpha_{(x,y)})R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (W m^{-2}) \quad (5)$$

em que, α é o albedo da superfície (adimensional); $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente ($W m^{-2}$); $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida ($W m^{-2}$); ε_0 é a emissividade da superfície (adimensional).

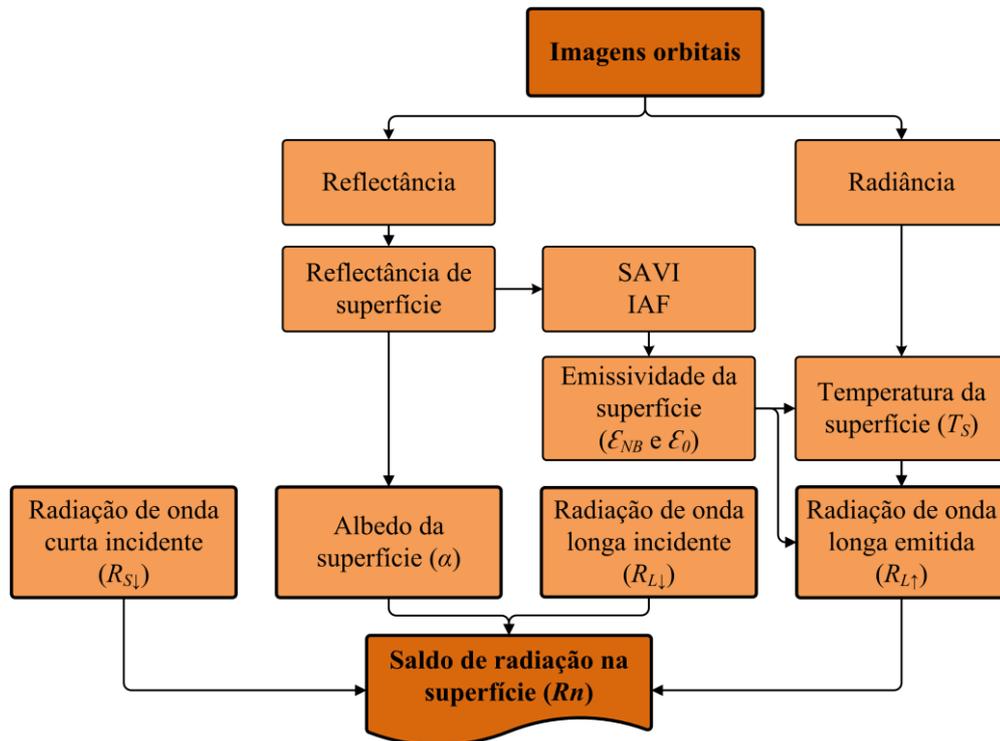


Figura 11: Processo geral de estimativa do saldo de radiação na superfície, considerando o modelo sem correção para a influência do relevo.
Fonte: Adaptado de Allen, Tasumi e Trezza (2002).

A seguir são apresentadas as definições de albedo da superfície (α), da radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$), da radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$), e da radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$), bem como as fórmulas para os respectivos cálculos.

4.3.1.1 Albedo da superfície

O albedo da superfície (α) é um coeficiente de reflexão definido pela razão entre o fluxo radiante refletido e o fluxo incidente calculado a partir da Equação (6), segundo Tasumi; Allen e Trezza (2008):

$$\alpha = \sum_{\lambda=2}^7 (\omega_{\lambda} \cdot \rho_s) \quad (6)$$

em que, ω_{λ} é o coeficiente de ponderação para cada banda espectral; ρ_s é a reflectância espectral de superfície das bandas do visível e infravermelho próximo.

O coeficiente de ponderação (ω_{λ}) representa a fração da radiação solar à superfície que ocorre dentro da faixa espectral de cada banda, apresentados em Tasumi; Allen e Trezza (2008), de acordo com a Tabela 1.

Tabela 1: Valores dos coeficientes de ponderação para o Landsat 7, com as respectivas bandas do Landsat 8 (entre parênteses).

Bandas	1 (2)	2 (3)	3 (4)	4 (5)	5 (6)	7 (7)
ω_i	0,293	0,274	0,231	0,156	0,034	0,012

Fonte: Tasumi; Allen e Trezza (2008).

Essa forma de estimativa do albedo é proposta em substituição à forma tradicional presente em Allen, Tasumi e Trezza (2002). A aplicação de coeficientes utilizados no Landsat 7 para o Landsat 8 se deve ao fato da inexistência (dentro da bibliografia consultada) de coeficientes estimados para o sensor OLI.

4.3.1.2 Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$) é o total do fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície da Terra e constitui a principal fonte de energia para o processo de evapotranspiração. É estimada a partir da Equação (7), considerando-se condições de céu claro:

$$R_{S\downarrow} = G_{sc} \cdot \cos \theta_{rel} \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (W m^{-2}) \quad (7)$$

em que, G_{sc} é a constante solar ($1.367 W m^{-2}$); θ_{rel} é o ângulo de incidência solar; $d_r = 1/d^2$, sendo que d é a distância relativa entre o Sol e a Terra em unidades astronômicas (UA), disponível nos metadados da imagem; τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

O ângulo de incidência solar (θ_{rel}) para terrenos planos é estimado pela Equação (8), correspondendo assim, ao ângulo zenital.

$$\theta_{rel} = 90^\circ - \beta \quad (8)$$

em que, β é o ângulo de elevação solar, disponível no arquivo de metadados da imagem.

Já para a estimativa de $R_{S\downarrow}$ em terrenos acidentados, como é o caso da área em estudo, é necessário ponderar o θ_{rel} para cada *pixel*, com a aplicação da Equação (9) de Duffie e Beckman (1991 citado por ALLEN, TASUMI e TREZZA, 2002):

$$\begin{aligned} \cos\theta_{rel} = & \sin(\delta) \cdot \sin(\varphi) \cdot \cos(s) - \sin(\delta) \cdot \cos(\varphi) \cdot \sin(s) \cdot \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cdot \cos(\varphi) \cdot \cos(s) \cdot \cos(\omega) + \cos(\delta) \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(s) \cdot \cos(\gamma) \cdot \cos(\omega) \quad (9) \\ & + \cos(\delta) \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(s) \cdot \sin(\omega) \end{aligned}$$

em que, δ é a declinação solar (*rad*); φ é a latitude do *pixel* (*rad*); s é a declividade (*rad*); γ é a orientação das vertentes (*rad*), ω é o ângulo horário (*rad*).

s e γ são gerados a partir do MDE-SRTM 90 x 90 m; δ e ω são gerados no processo de estimativa da evapotranspiração de referência (Apêndice A); e φ é gerado considerando uma variação de 1 décimo de grau.

A transmissividade atmosférica (τ_{sw}), da Equação (7), representa a atenuação da radiação solar de onda curta ao longo de seu percurso em direção à superfície terrestre (BASTIAANSEN, 1995). Uma alternativa para seu cálculo é a Equação (10), apresentada por Allen *et al.* (1998) e adotada no SEBAL:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (10)$$

em que, z é a elevação em metros acima do nível do mar de maior representatividade na área de interesse. Para o Modelo 1, utilizou-se a altitude da estação meteorológica de Timóteo (493 metros) e para o Modelo 2, os valores do MDE-SRTM.

4.3.1.3 Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$) corresponde ao fluxo de radiação térmica proveniente da atmosfera e é calculada utilizando a Equação (11), de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (W m^{-2}) \quad (11)$$

em que, ε_a é a emissividade da atmosfera (adimensional); σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$); T_a é a temperatura do ar obtida próxima à superfície (K) – é utilizada a temperatura medida na estação meteorológica de Timóteo no momento da aquisição das imagens.

A emissividade da atmosfera é estimada com a Equação (12) proposta por Bastiaanssen (1995):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (12)$$

4.3.1.4 Radiação de onda longa emitida

A radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$) corresponde à energia térmica emitida pela superfície terrestre e é calculada pela Equação (13), de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (W m^{-2}) \quad (13)$$

em que, ε_0 é a superfície de emissividade de “banda larga” do infravermelho termal (adimensional); T_s é a temperatura da superfície (K).

A superfície de emissividade de “banda larga” do infravermelho termal (ε_0) representa o comportamento da superfície na faixa de comprimento de onda 6 a 14 μm , sendo estimada a partir da Equação (14):

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF \quad (14)$$

em que, IAF é o Índice de Área Foliar.

Segundo Allen, Tasumi e Trezza (2002), a Equação (14) se aplica para valores de IAF menores que 3, de forma que para IAF maiores ou iguais a 3, o valor de ε_0 é igual a 0,98. Outra observação se refere aos corpos d’água, para os quais a ε_0 é igual a 0,985. Para a identificação de corpos d’água, realizou-se testes com os índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF), sendo o melhor resultado obtido com o SAVI, considerando valores inferiores a 0,046.

O Índice de Área Foliar (IAF) é um indicador de biomassa da vegetação e é calculado pela Equação (15), calibrada por Allen, Tasumi e Trezza (2002) para o Sul de Idaho – EUA.

$$IAF = - \frac{\ln((0,69 - SAVI)/0,59)}{0,91} \quad (15)$$

em que, $SAVI$ é o *Soil-Adjusted Vegetation Index*.

O SAVI é estimado a partir da Equação (16), desenvolvida pelos estudos de Huete (1985, 1988) e tem como objetivo reduzir a influência do solo no cômputo do índice de vegetação:

$$SAVI = \frac{(1 + L) \cdot (\rho_5 - \rho_4)}{(L + \rho_5 + \rho_4)} \quad (16)$$

em que, L é o fator de ajuste do substrato do dossel, variando de 0 a 1 dependendo da densidade da vegetação; ρ_5 e ρ_4 são a refletância de superfície da banda 5 e 4 do Landsat 8, respectivamente. No presente estudo, foi adotado o fator de $L = 0,5$ – para médias densidades.

Para a temperatura da superfície (T_s) utiliza-se a Equação (17), modificada a partir da equação de Plank:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln(\varepsilon_{NB} \cdot K_1/R_c + 1)} \quad (K) \quad (17)$$

em que, K_1 e K_2 são constantes disponíveis no arquivo de metadados ($K_1 = 774,8853$ e $K_2 = 1321,0789$); ε_{NB} é a superfície de emissividade do infravermelho termal (adimensional); R_c é a radiância termal corrigida para superfície.

A superfície de emissividade do infravermelho termal (ε_{NB}) representa o comportamento da emissão termal da superfície para a faixa de comprimento de onda 10,4 a 12,5 μm e é estimada a partir da Equação (18), com as mesmas observações aplicadas na estimativa de ε_0 , Equação (14):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033IAF \quad (18)$$

A radiância termal corrigida para superfície (R_c) é calculada por meio da Equação (19), de Wukelic *et al.* (1989 citado por ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2002):

$$R_c = \frac{L_T - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB})R_{sky} \quad (W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}) \quad (19)$$

em que, L_T é a radiância espectral da banda termal do Landsat ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$); R_p é a radiância espectral na faixa de 10,4 – 12,5 μm ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$); τ_{NB} é a transmissividade do ar na faixa de 10,4 – 12,5 μm ; R_{sky} é a radiação térmica descendente de banda estreita em condições de céu claro.

Os fatores R_p , τ_{NB} e R_{sky} exigem dados complexos para sua estimativa podendo assumir os valores 0, 1 e 0, respectivamente, de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002). Segundo esses autores, o objetivo desses valores é somente eliminar a influência dos três fatores no resultado, o que tem como consequência uma estimativa “errada”, mas que no cálculo final da evapotranspiração tem pouco impacto.

Entretanto, optou-se por calcular o R_{sky} , pela Equação (20), também apresentada por Wukelic *et al.* (1989 citado por ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2002):

$$R_{sky} = (1,807 \cdot 10^{-10})T_a^4(1 - 0,26 \exp(-7,77 \cdot 10^{-4}(273,15 - T_a)^2)) \quad (20)$$

$$(W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1})$$

Por meio dos procedimentos descritos até esta Seção, estimou-se o saldo de radiação na superfície (R_n). Porém, considerando que o objetivo principal do SEBAL é solucionar a Equação (3) – Seção 1.2, falta ainda estimar outros dois fatores, o fluxo de calor no solo (G) e o fluxo de calor sensível (H), os quais são apresentados a seguir.

4.3.2 Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo (G) corresponde à energia utilizada para a mudança de temperatura do solo, podendo ser positivo, quando o solo está aquecendo e negativo quando está esfriando. Sua dimensão é pequena quando comparado com o saldo de radiação (R_n), podendo ser ignorado para estimativas diárias, porém para valores horários, recomenda-se que seja considerado (ALLEN *et al.*, 1998). No caso do SEBAL, para o cálculo de G , inicialmente, aplica-se a razão empírica G/R_n , mostrada na Equação (21) desenvolvida por Bastiaanssen (2000); em seguida, multiplica-se G/R_n por R_n para a obtenção de G ($W m^{-2}$):

$$\frac{G}{R_n} = (T_s - 273,15)(0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98NDVI^4) \quad (21)$$

em que, T_s é a temperatura da superfície (K); α é o albedo da superfície (adimensional); $NDVI$ é o *Normalized Difference Vegetation Index*, calculado pela Equação (22):

$$NDVI = \frac{(\rho_5 - \rho_4)}{(\rho_5 + \rho_4)} \quad (22)$$

Para corpos d'água, a estimativa de G é complexa, sofrendo variações devido à profundidade e também à presença de sedimentos. Allen, Tasumi e Trezza (2002) indicam o uso de 0,5 para a razão G/R_n em corpos d'água profundos e claros, em casos opostos, o valor tende a ser menor. Neste trabalho adotou-se o valor de 0,3, o mesmo utilizado por Nicácio (2008) baseado no estudo de Silva e Bezerra (2006).

4.3.3 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível (H) é dado em função do gradiente vertical de temperatura próximo à superfície e uma dada altura sobrejacente; da rugosidade do terreno e da velocidade do vento, constituindo a parte mais sensível no cálculo do SEBAL. Esse parâmetro não pode ser estimado diretamente a partir dos dados orbitais, sendo calculado a partir da Equação (23), considerando relações indiretas com produtos de imagens de satélite e a utilização de dados da estação meteorológica:

$$H = \rho_{ar} \cdot c_p \cdot \frac{dT}{r_{ah}} \quad (W m^{-2}) \quad (23)$$

em que, ρ_{ar} é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$); c_p é o calor específico do ar ($1.004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); dT é a diferença de temperatura entre duas alturas (K); r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s m^{-1}$).

Inicialmente, calcula-se H para condições neutras da atmosfera, situação na qual os movimentos verticais ascendentes não estão ocorrendo e não estão sendo inibidos. De forma geral, a atmosfera sempre se encontra em situação instável (movimentos ascendentes aumentados) ou estável (movimentos verticais inibidos) (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013). Dessa forma, após essa primeira estimativa, deve-se realizar um processo iterativo para correção dos fatores r_{ah} , ρ_{ar} , dT e, conseqüentemente, de H (Figura 12 – os símbolos que aparecem nessa figura são apresentados a seguir no texto). Para ρ_{ar} , adotou-se o valor constante de $1,15 \text{ kg m}^{-3}$, o mesmo utilizado por Boratto (2012). Em testes realizados, não houve melhora perceptível em caso de correção.

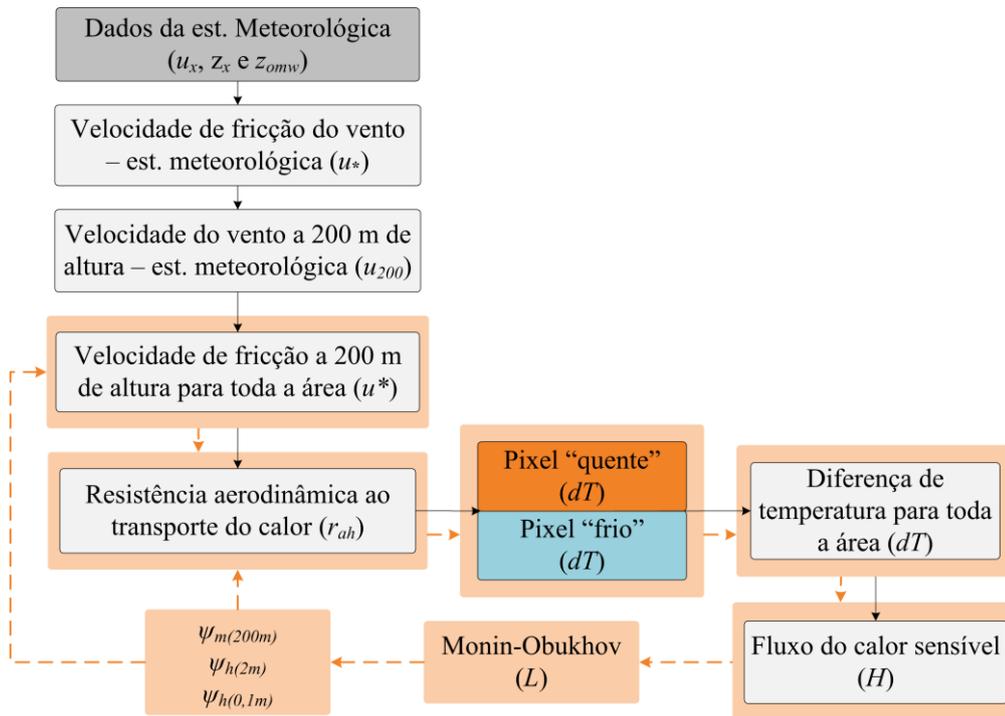


Figura 12: Sequência de processos para o cálculo do fluxo de calor sensível (H) – as setas pretas indicam a primeira estimativa e as setas laranja o processo iterativo.
Fonte: Adaptado de Allen, Tasumi e Trezza (2002).

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) varia em função da razão entre duas alturas, da rugosidade do terreno (altura da vegetação) e do inverso da velocidade de fricção

do vento (PEREIRA, SEDIYAMA e VILLA NOVA, 2013), sendo computada inicialmente pela Equação (24), considerando a atmosfera neutra:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1)}{u^* \cdot k} \quad (s \ m^{-1}) \quad (24)$$

em que, z_1 e z_2 são iguais à altura em metros acima do plano zero de deslocamento da vegetação; u^* é a velocidade de fricção ($s \ m^{-1}$); k é a constante de von-Karman (0,41). Para z_1 e z_2 , Allen, Tasumi e Trezza (2002) indicam os valores de 0,1 e 2,0 m, respectivamente. Conceitualmente, z_1 precisa ser abaixo do plano zero de deslocamento ($\cong 0,67 \cdot \text{altura da vegetação}$) e z_2 precisa estar acima desse plano, mas abaixo da camada limite da superfície.

A velocidade de fricção do vento (u^*) para toda a área é estimada a partir da Equação (25), sendo derivada a partir da velocidade do vento na estação meteorológica:

$$u^* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln(z_{200}/z_{om})} \quad (s \ m^{-1}) \quad (25)$$

em que, u_{200} é a velocidade do vento à altura de 200 m na estação meteorológica ($s \ m^{-1}$); z_{200} é a “altura de mistura”, aqui considerada 200 m, seguindo indicação de Allen, Tasumi e Trezza (2002); z_{om} é igual ao coeficiente de rugosidade da superfície para toda a área. A altura de mistura é considerada a altura em que não há mais influência da rugosidade do terreno na velocidade do vento.

A velocidade do vento (u_{200}) para a altura de 200 m acima da estação meteorológica é calculada a partir da Equação (26), sendo assumida como constante para toda a área de estudo na Equação (25):

$$u_{200} = u_* \frac{\ln(200/z_{omw})}{k} \quad (s \ m^{-1}) \quad (26)$$

em que, u_* é a velocidade de fricção do vento estimado para a estação meteorológica ($s \ m^{-1}$); z_{omw} é o coeficiente de rugosidade para estação meteorológica.

A velocidade de fricção do vento para a estação meteorológica (u_*) é estimada pela Equação (27):

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln(z_x/z_{omw})} \quad (s \ m^{-1}) \quad (27)$$

em que, u_x é a velocidade do vento para o momento da coleta da imagem de satélite ($s\ m^{-1}$); z_x é a altura de coleta do dado (10 m).

O coeficiente de rugosidade da superfície (z_{om}) para a estação meteorológica é dado pela Equação (28), de Brutsaert (1982, citado por ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2002):

$$z_{om} = 0,12h \quad (28)$$

em que, h é igual à altura média da vegetação no entorno da estação. Aqui foi considerado o valor padrão, geralmente utilizado nas aplicações do SEBAL (0,3 m).

O coeficiente de rugosidade da superfície (z_{om}) para toda a extensão da área pode ser derivado a partir de relações empíricas com índices de vegetação. Neste trabalho utiliza-se a Equação (29), modificada a partir de Bastiaanssen (2000):

$$z_{om} = \exp(aNDVI + b) \quad (29)$$

em que, a e b são coeficientes regressivos que devem, se possível, ser estimados para a área de interesse ($a = 3,157$ e $b = -2,818$). Para este trabalho, adotou-se os coeficientes utilizados por Ruhoff (2011) na bacia hidrográfica do Rio Grande, localizada na divisa de São Paulo e Minas Gerais.

No cálculo de (H), a correção para a influência do relevo ocorre no coeficiente de rugosidade da superfície (z_{om}) de acordo com a Equação (30) e na velocidade do vento a 200 m (u_{200}) pela Equação (31), ambas apresentadas por Allen; Tasumi e Trezza (2002, 2007):

$$z_{om_c} = z_{om} \left(1 + \frac{s - 5}{20} \right) \quad (30)$$

em que, s é a declividade (rad).

A Equação (31) visa calcular um coeficiente de ponderação para a velocidade do vento (w), o qual é multiplicado pela u_{200} antes de computar u^* e r_{ah} :

$$w = 1 + 0,1 \left(\frac{h_{map} - h_{est}}{1000} \right) \quad (31)$$

em que, h_{map} é a altitude em cada *pixel* (m); h_{est} é a altitude na estação meteorológica (m).

4.3.3.1 Determinação da função dT

A diferença de temperatura entre duas alturas (dT) assume uma relação linear entre dT e a temperatura da superfície (T_s) a partir da Equação (32), proposta por Bastiaanssen (1995):

$$dT = b + aT_s \quad (K) \quad (32)$$

em que, a e b são coeficientes regressivos. Para o cálculo desses coeficientes o SEBAL utiliza *pixels* “âncoras” (*pixel* “frio” e “quente”), escolhidos para a área de interesse conforme orientações de Allen, Tasumi e Trezza (2002). A ideia é que eles representem condições extremas de temperatura na área em estudo. Para esses *pixels* é possível calcular o valor de H com segurança e, assim, dT pode ser estimado para cada *pixel* “âncora” pela Equação (33):

$$dT_x = \frac{H_x \cdot r_{ahx}}{\rho_{ar_x} \cdot c_p} \quad (K) \quad (33)$$

em que, x corresponde ao *pixel* “frio” ou “quente”.

Considerando que a r_{ah} já foi calculada em rotinas anteriores, $H_{frio} = R_n - G - \lambda ET_{frio}$ e $H_{quente} = R_n - G - \lambda ET_{quente}$, em que, R_n e G são valores estimados pelas Equações (5) e (21) nas Seções 4.3.1 e 4.3.2; e para λET_{quente} , assume-se que seja 0. Para essa suposição, é necessário que não tenha ocorrido chuva nos 4-5 dias anteriores à aquisição da imagem, condição atestada em todas as estações representadas na Figura 10, sendo observado pequenos registros pluviométricos apenas cerca de 10 dias anteriores ao dia 25 de setembro de 2015. Já em relação ao λET_{frio} , considera-se que a ET_{frio} seja 5% maior que a ET_0 , valor de referência para a alfafa em situação de solo sem deficiência hídrica, característica do *pixel* escolhido. Assim, para o cálculo de λET_{frio} , aplicou-se a Equação (46) – Seção 4.4.

Conhecendo-se a diferença de temperatura (dT) e a temperatura de superfície dos *pixels* “âncoras” foi possível calcular os coeficientes regressivos e, assim, determinar dT para toda a área de estudo.

4.3.3.2 Processo iterativo de correção para a estabilidade atmosférica

No primeiro momento, a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) é estimada para condições neutras da atmosfera, gerando um valor para o fluxo de calor sensível (H) incorreto. A correção da r_{ah} considera a aplicação da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (L) que é uma função do *momentum* e transporte de calor. Primeiro calcula-se L pela Equação (34):

$$L = \frac{\rho_{ar} \cdot c_p \cdot (u^*)^3 \cdot T_s}{K \cdot g \cdot H} \quad (34)$$

em que, g é a aceleração gravitacional ($9,81 \text{ m s}^{-2}$). $L < 0$ indica condições instáveis da atmosfera; $L > 0$ indica condições estáveis e $L = 0$ indica condições neutras. De acordo com cada condição, se aplica as formulações matemáticas de Paulson (1970) e Webb (1970) apresentadas em Allen, Tasumi e Trezza (2002), para o cálculo do *momentum* e transporte de calor (ψ_m e ψ_h). Assim, para $L < 0$:

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (35)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (36)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (37)$$

em que:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (38)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (39)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (40)$$

Para $L > 0$:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (41)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (42)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (43)$$

Para $L = 0$, ψ_m e ψ_h são iguais a 0.

A partir dos valores de ψ_m e ψ_h calcula-se novamente u^* e r_{ah} corrigidas, por meio das Equações (44) e (45):

$$u^* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln(z_{200}/z_{om}) - \psi_{m(200m)}} \quad (s \text{ m}^{-1}) \quad (44)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u^* \cdot k} \quad (s \text{ m}^{-1}) \quad (45)$$

Com o valor da r_{ah} corrigido, gera-se novamente a função dT , com novos coeficientes, que são utilizados para calcular um novo dT , repetindo-se o processo (Figura 12) até ocorrer a estabilização dos valores de dT e da r_{ah} para o *pixel* “quente”. Geralmente, 7 ou 8 iterações são suficientes para corrigir a estabilidade da atmosfera, de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002).

A seguir são apresentadas as equações para o cálculo da evapotranspiração real horária e diária.

4.4 Evapotranspiração real horária e diária

A partir da aplicação da Equação (3) – Seção 1.2, que calcula o fluxo de calor latente (λET) como um resíduo do balanço de energia, a evapotranspiração real horária (ET_h) é estimada utilizando-se a Equação (46):

$$ET_h = 3.600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (mm \ h^{-1}) \quad (46)$$

em que, 3.600 corresponde à conversão de 1 hora para segundos; λ é o calor latente de vaporização ($J \ kg^{-1}$) – calor absorvido quando um quilograma de água evapora, sendo estimado pela Equação (47), de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2007):

$$\lambda = (2,501 - 0,00236(T_s - 273,15)) \cdot 10^6 \quad (J \ kg^{-1}) \quad (47)$$

Para a extrapolação da ET_h para evapotranspiração real diária (ET_{24h}) ao longo de toda a imagem, utiliza-se a Equação (48):

$$ET_{24h} = ET_0 F \cdot ET_{0_{24h}} \quad (mm \ d^{-1}) \quad (48)$$

em que, $ET_0 F$ é a fração da evapotranspiração de referência (adimensional); $ET_{0_{24h}}$ é a evapotranspiração de referência diária da estação meteorológica para o mesmo dia de aquisição da imagem. A estimativa da ET_0 horária e diária são apresentadas no Apêndice A.

A fração $ET_0 F$ (ET_h/ET_{0_h}) permanece praticamente constante durante o dia e dessa forma permite uma boa aproximação para a estimativa da ET_{24h} (ALLEN; TASUMI e TREZZA, 2002). ET_{0_h} , nesse caso, corresponde à evapotranspiração de referência horária.

CAPÍTULO 5: ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste Capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos com a aplicação do SEBAL para a estimativa da evapotranspiração real horária e diária na UPGRH DO1, de acordo com os procedimentos descritos no Capítulo 4. Na Seção 5.1, apresentam-se os índices de vegetação (NDVI, SAVI, IAF); na Seção 5.2, apresentam-se os valores estimados para os parâmetros da Equação (3) – Seção 1.2, que visa a estimativa do fluxo de calor latente (λET); na Seção 5.3, descrevem-se e discutem-se os resultados dos Modelos 1 e 2 com os valores da evapotranspiração real horária e diária para a UPGRH DO1.

5.1 Índices de vegetação

Os índices de vegetação foram utilizados no SEBAL para o desenvolvimento de relações empíricas, como é o caso do fluxo de calor no solo (G), que utiliza o NDVI – Seção 4.3.2. O índice de área foliar (IAF) trata-se de um índice de difícil medição de forma remota e é estimado a partir de uma equação empírica que relaciona o SAVI – Seção 4.3.1. O IAF se aplica ao cômputo da superfície de emissividade (ϵ_{NB} e ϵ_0) que, por sua vez, se aplicam ao cálculo da temperatura de superfície (T_s) e do fluxo de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$) – Seção 4.3.1. Essas relações só são possíveis devido à forte relação entre a vegetação e esses parâmetros.

Na Figura 13 são apresentados os mapas do NDVI e do SAVI. O NDVI varia de 1 a -1, sendo que quanto mais próximo de 1, maior o índice de vegetação. Valores negativos, geralmente, representam água, porém esta relação não é sempre verdadeira: as lagoas do Parque Estadual do Rio Doce (PERD), por exemplo, apresentaram de forma geral, valores acima de 0. O SAVI é teoricamente mais exato, de acordo com Huete (1988), pois possui correção da influência do solo, correspondendo, em média, para a área de estudo, a valores 57% mais baixos que o NDVI. Em termos de interpretação visual, essa diferença não é tão importante, porém, em termos quantitativos, essa correção pode permitir resultados melhores quando se usa essa variável para estimativa de outras, como no caso do IAF (Figura 14).

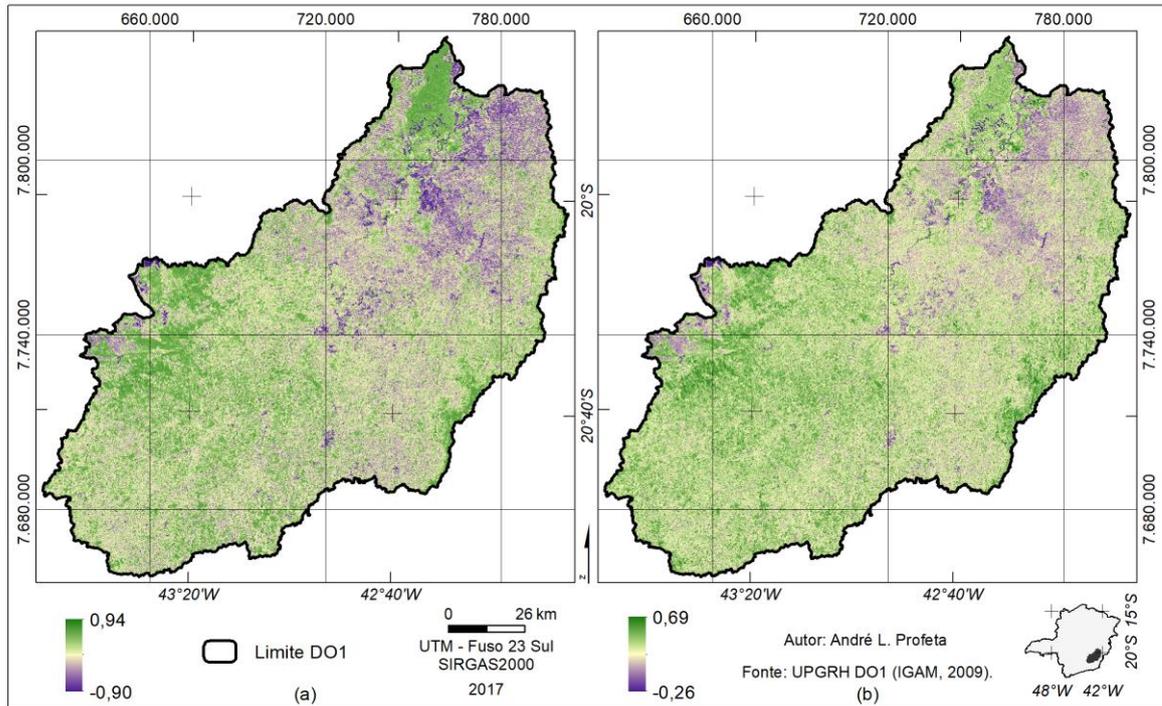


Figura 13: Mapas de índices de vegetação para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) NDVI; (b) SAVI.

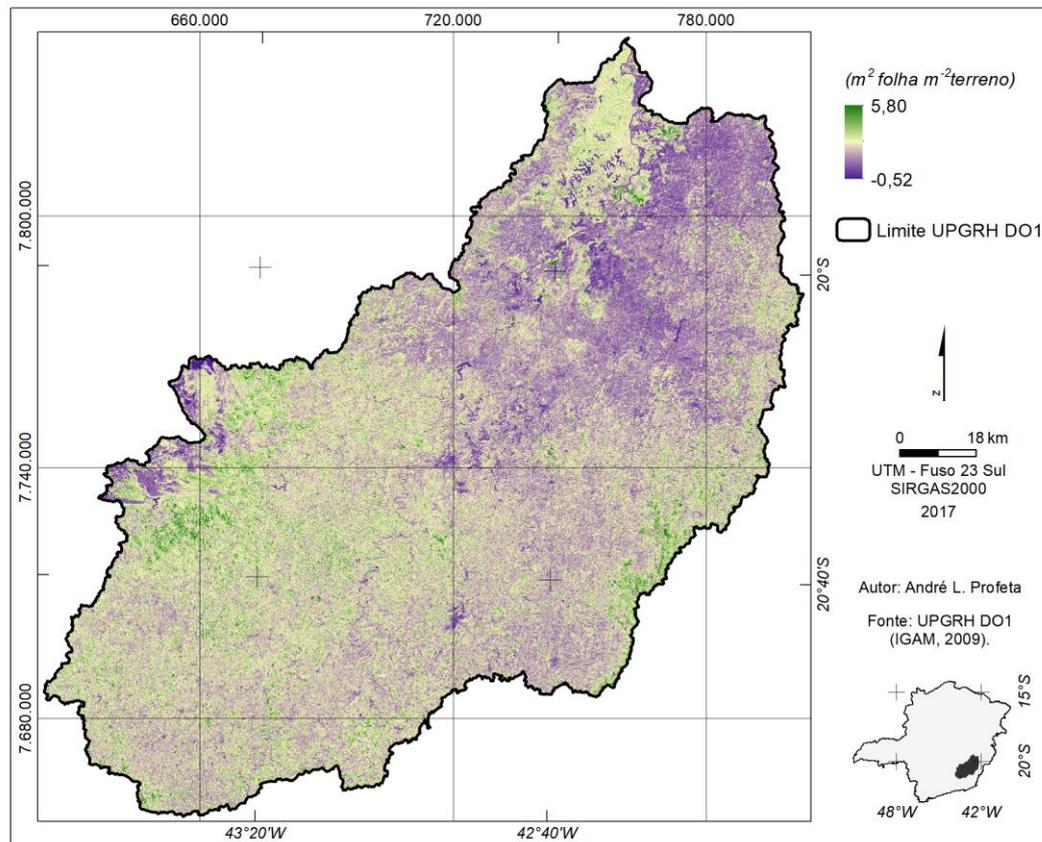


Figura 14: Mapa do índice de área foliar (IAF) estimado a partir do SAVI, para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.

O IAF representa quantos metros quadrados de área foliar por planta por metro quadrado no terreno, ou seja, ele não é diretamente uma relação com o porte arbóreo, mas com a cobertura do terreno pelas folhas. Pereira, Sedyama e Villa Nova (2013) apresentam resultados de IAF entre 4 e 5 para florestas naturais e entre 1,7 e 4,3 para cultivos de *Eucalyptus*, dependendo do estágio de crescimento. No entanto, no presente estudo, os valores estimados foram, em média, de $0,64 \text{ m}^2 \text{ folha m}^{-2} \text{ terreno}$, sendo que áreas de silvicultura (*Eucalyptus*) e floresta apresentaram, em média, $0,90 \text{ m}^2 \text{ folha m}^{-2} \text{ terreno}$. Menezes *et al.* (2011) encontrou apenas valores abaixo de 3 para a região de Santa Bárbara – Minas Gerais. Os valores altos (> 3) que aparecem na Figura 14 podem corresponder a áreas pequenas, sem déficit hídrico, o que permite a cobertura completa do solo com uma vegetação mais sadia.

5.2 Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente foi estimado como um resíduo do balanço de energia (Seção 4.3). Para isso, foi necessário o cálculo do saldo de radiação na superfície (R_n) – Equação (5) – Seção 4.3.1, do fluxo de calor no solo (G) – Equação (21) – Seção 4.3.2 e do fluxo de calor sensível (H) Equação (23) – Seção 4.3.3.

5.2.1 Saldo de radiação

Para o cálculo do saldo de radiação foram estimados os fluxos de radiação de entrada e saída necessários à solução da Equação (5), ou seja: albedo da superfície (α), radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$), radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$), radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$), e emissividade da superfície (ε_0) – Seção 4.3.1.

O albedo corresponde ao coeficiente de reflexão dos elementos que cobrem a superfície da Terra e foi obtido a partir das refletâncias de superfície referentes às bandas espectrais do sensor Landsat OLI. Na Figura 15 é apresentado um mapa do albedo, em 25 de setembro de 2015, para a UPGRH DO1. Os valores obtidos, embora sendo estimados utilizando coeficientes de ponderação calculados para os sensores Landsat TM/ETM (Seção 4.3.1.1), mostram-se coerentes com valores indicados por Allen, Tasumi e Trezza (2002). Os valores menores (0,01 – 0,13) correspondem à corpo d'água e à vegetação de porte arbóreo denso e médio, como fica evidente no PERD; os valores de 0,13 a 0,17 correspondem à pastagem e à vegetação rasteira, que devido à sua coloração em tons mais claros possui maior coeficiente reflexivo em relação à vegetação mais escura, de acordo com Pereira, Sedyama e Villa Nova (2013). Os valores acima de 0,17 representam solo exposto, seja em áreas de uso agrícola ou

em topos de morro e vertentes com vegetação rarefeita e sob efeito do estresse hídrico. Deve-se considerar que a imagem foi adquirida em 25 de setembro, fim do período de estiagem e início da primavera. De acordo com análise dos dados de precipitação no entorno da área, adquiridos pelas estações automáticas do INMET, não tinha sido registrado ainda chuva significativa para o referido mês.

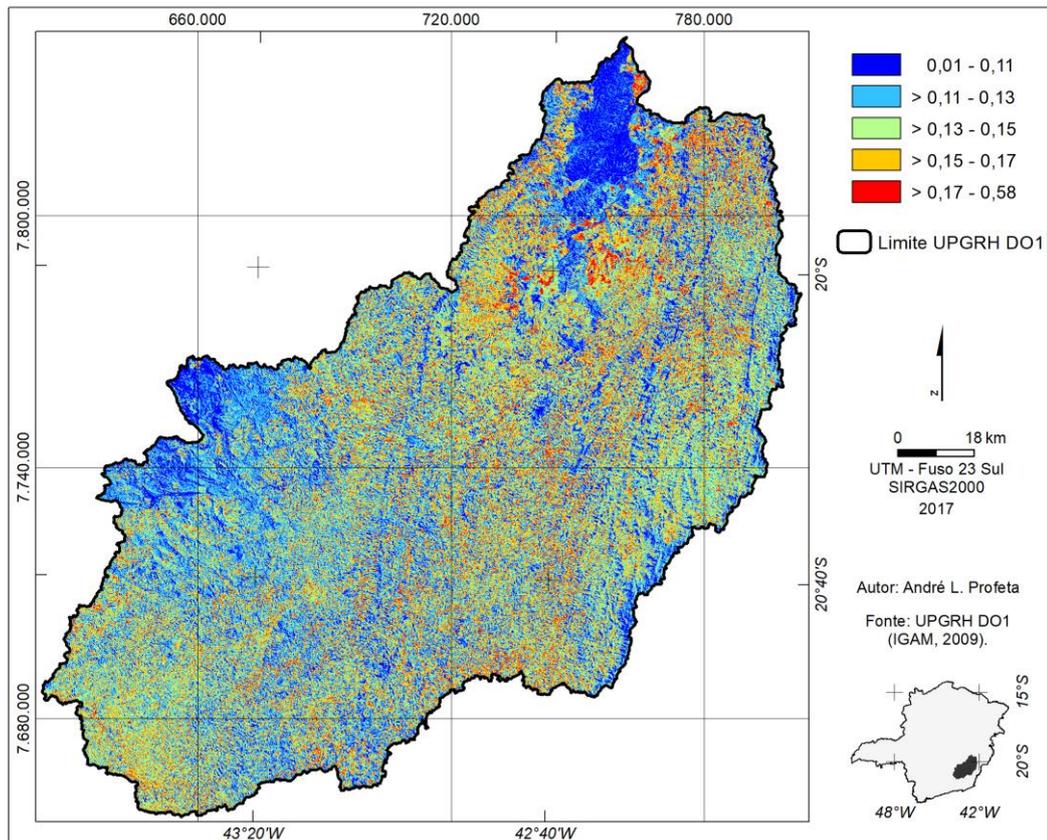


Figura 15: Mapa do albedo da superfície para a UPRH DO1 em 25/09/2015.

Os valores para radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$), radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$) e radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$) foram calculados para dois modelos e são apresentadas na Tabela 2. No Modelo 1 foi estimado um único valor de $R_{S\downarrow}$ e $R_{L\downarrow}$ para toda a área, enquanto que no Modelo 2 foram estimados valores por *pixel* considerando a correção para a influência do relevo descrita na Seção 4.3.1. Para a $R_{L\uparrow}$ foram estimados valores por *pixel* para os dois modelos. Valores de referência para esses três parâmetros são apresentados em Allen, Tasumi e Trezza (2002), sendo ($200 - 1000 W m^{-2}$), ($200 - 500 W m^{-2}$) e ($200 - 700 W m^{-2}$) para $R_{S\downarrow}$, $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$, respectivamente.

Sobre a radiação de onda curta incidente, a variação observada no Modelo 2 está diretamente associada com a orientação das vertentes e o ângulo de irradiação solar para a data do estudo. Assim, considerando que o Sol estava a pino no equador celeste (equinócio de primavera) e

que era no período da manhã, percebe-se que as vertentes orientadas para NE estavam recebendo maior irradiância solar. Já em relação à radiação de onda longa incidente, praticamente não há variação ao longo da área, sendo que apenas nos topos de serras (> 1000 m), observa-se valores menores, entre 350 e 353 W m^{-2} .

Tabela 2: Valores de $R_{S\downarrow}$, $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$.

	Modelo 1	Modelo 2
$R_{S\downarrow} (\text{W m}^{-2})$	861,73	760,73 – 1.016 Média: 952,45
$R_{L\downarrow} (\text{W m}^{-2})$	354,75	350,06 – 355,57 Média: 354,15
$R_{L\uparrow} (\text{W m}^{-2})$	410,24 – 610,47 Média: 465,43	410,24 – 610,47 Média: 465,43

Para a radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$), os valores são iguais para os dois modelos, pois não há diferença no cálculo. A radiação térmica segue o comportamento da temperatura, a qual também é igual para os dois casos. Pela análise do mapa de temperatura da superfície, apresentado na Figura 16, tem-se que a temperatura nos topos de serra, assim como em áreas com cobertura vegetal, tende a ser mais fria quando comparado às regiões que apresentam solo exposto, regiões responsáveis pelos maiores índices de emissão térmica na área de estudo.

Com os fluxos de radiação de entrada e saída calculados, foi estimado o saldo de radiação na superfície (R_n), o qual representa a energia disponível para ser usado nos processos enérgicos representados pelo fluxo de calor sensível sobre a superfície (H) e no solo (G) e pelo fluxo de calor latente (λET). Na Figura 17 são mostrados os resultados de R_n para os dois modelos executados. A correção do relevo levou a uma ampliação da rampa de valores, gerando resultados abaixo e acima dos valores de referência de 100 a 700 W m^{-2} , indicados por Allen, Tasumi e Trezza (2002). Em termos médios, tem-se 619 W m^{-2} para o Modelo 1 e 669 W m^{-2} para o Modelo 2, diferença também observável pela análise da Figura 17. A correção realizada leva, geralmente, à diminuição do valor da radiação de onda curta em vertentes contrárias ao ângulo de incidência solar no momento de aquisição da imagem e, de forma oposta, um aumento no valor da radiação para as vertentes orientadas para o ângulo de incidência solar. O aspecto mais granuloso presente na Figura 17b é decorrente do uso do mapa de orientação das vertentes no processamento de correção para a influência do relevo.

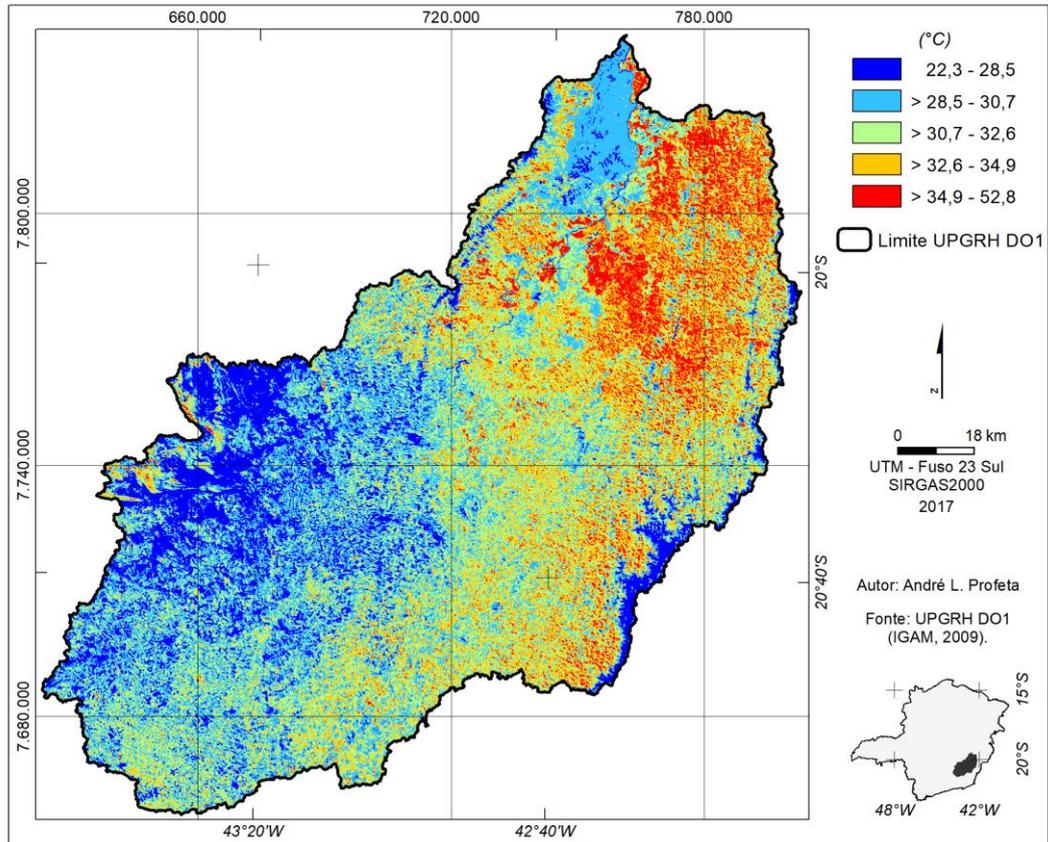


Figura 16: Mapa da temperatura da superfície para a UPRH DO1 em 25/09/2015.

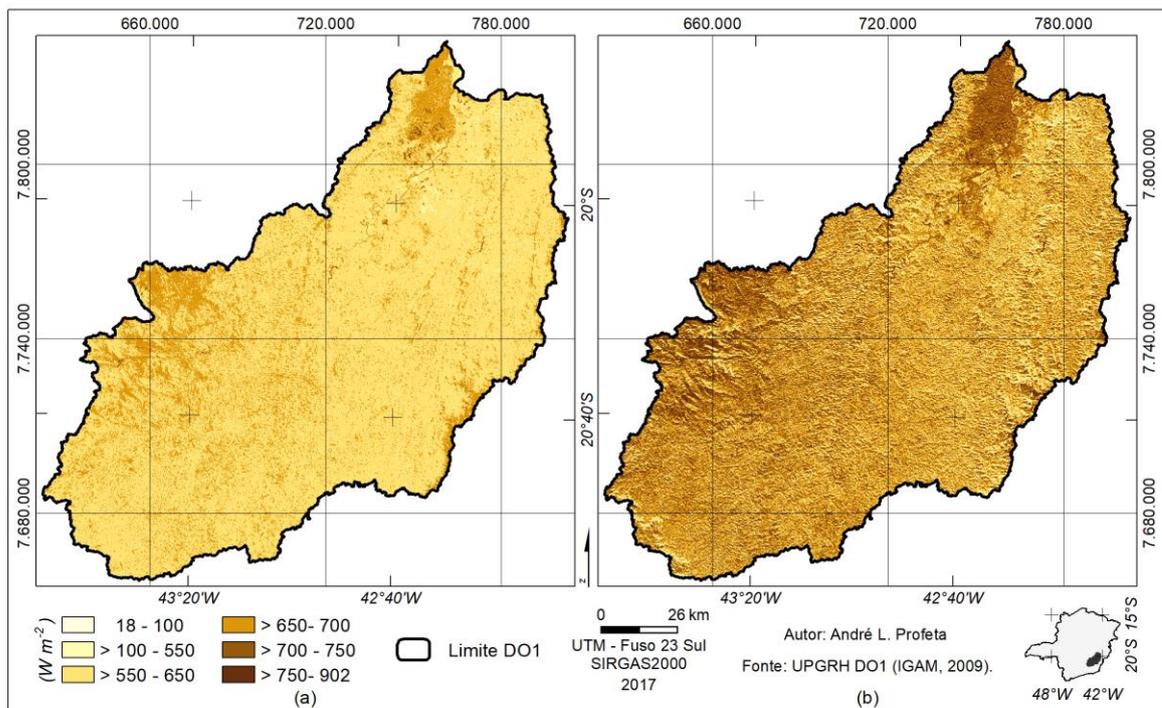


Figura 17: Mapas do saldo de radiação para a UPRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.

5.2.2 Fluxo de calor no solo

Para a estimativa do fluxo de calor no solo (G) calculou-se primeiramente a razão G/R_n – Equação (21) – Seção 4.3.2, procedimento que gera valores idênticos para os dois modelos, sendo que a diferença na estimativa aparece quando se multiplica essa razão por R_n , ou seja, a correção que ocorre em G é decorrente da correção para a influência do relevo realizada para o cálculo do saldo de radiação. Na Figura 18 são apresentados os mapas do fluxo de calor no solo para a UPGRH DO1, em 25/09/2015, com os Modelos 1 e 2.

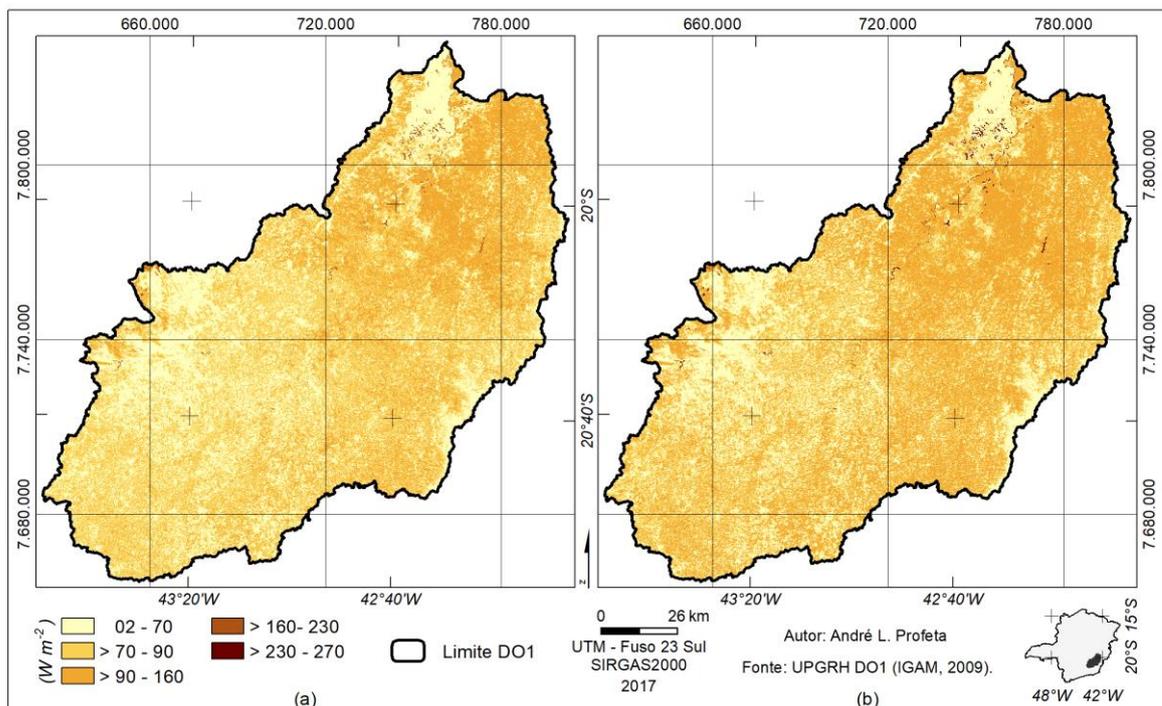


Figura 18: Mapas do fluxo de calor no solo para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.

A média de G foi de 76 W m^{-2} para o Modelo 1 e 82 W m^{-2} para o Modelo 2, sendo que a variação do valor é, geralmente, associada ao índice de vegetação.

5.2.3 Fluxo de calor sensível

As variáveis apresentadas até o momento foram estimadas com a aplicação de equações clássicas e com o emprego de dados orbitais do satélite Landsat 8. No caso do fluxo de calor sensível (H), não é possível fazer o emprego direto de dados espectrais para a sua estimativa, como descrito na Seção 4.3.3. Seguindo os procedimentos apresentados nessa Seção, calculou-se H inicialmente para condições neutras da atmosfera, uma situação pouco provável de ocorrer na vida real e, em seguida, procedeu-se ao processo iterativo para gerar H corrigido

para a estabilidade atmosférica. Nesse passo também foram consideradas duas situações, uma sem correção para a influência do relevo e outra com correção, a qual foi realizada em relação ao coeficiente de rugosidade (Z_{om}) e da velocidade a 200 m de altura (u^*).

No início desse processo, calculou-se a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) e determinou-se os *pixels* âncoras (*pixel* “quente” e *pixel* “frio”) que fossem representativos da região, para permitir a relação linear entre a diferença de temperatura (dT) e a temperatura da superfície, apresentada na Figura 16. Os *pixels* mostrados na Figura 19 foram definidos com base nas orientações fornecidas por Allen, Tasumi e Trezza (2002). O *pixel* “frio” foi escolhido sobre uma área aparentemente alagadiça na estação chuvosa, próxima ao PERD, com baixa temperatura e IAF de $5,80 \text{ m}^2 \text{ folha m}^{-2} \text{ terreno}$, o que indica uma vegetação sadia cobrindo totalmente o solo. Nesse *pixel* assume-se que a maior quantidade de energia é consumida no processo de evaporação. O *pixel* “quente” foi definido próximo à cidade de Viçosa – Minas Gerais, em uma área de cultivo agrícola e com solo exposto. Nesse *pixel* o IAF é $0,06 \text{ m}^2 \text{ folha m}^{-2} \text{ terreno}$ e a temperatura da superfície é elevada, para o qual se assume que não há energia empregada na evaporação. Nos dois *pixels*, as temperaturas não são os extremos encontrados na área, pois de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002) deve-se evitar esses valores, que podem representar situações anormais. No presente estudo, os *pixels* mais “quentes” foram identificados em áreas que haviam sofrido queimadas.

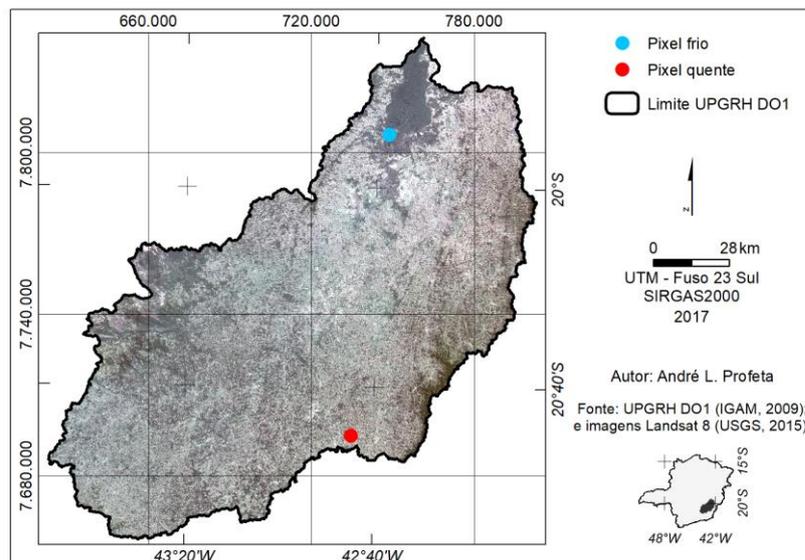


Figura 19: Mapa de localização dos pixels âncoras (quente e frio), na UPGRH DO1, utilizados no cálculo da função dT .

O resultado do processo iterativo, com os dados considerados para o *pixel* “quente” e “frio”, os valores corrigidos, bem como os coeficientes da função dT para cada iteração nos dois

modelos, são apresentados nas Tabelas 3 a 5. Esse processo iterativo foi realizado até ocorrer a estabilização dos valores da resistência aerodinâmica ao transporte de calor e do dT para o *pixel* “quente” (valores destacados). Allen, Tasumi e Trezza (2002) indicam que de 7 a 8 iterações pode ser suficiente para obter a estabilização. Neste trabalho foram 10 iterações para o Modelo 1 e 11 iterações para o Modelo 2, conforme mostrado nas Tabelas 4 e 5.

Tabela 3: Dados dos *pixels* âncoras – “quente” e “frio”, para o processo iterativo do Modelo 1 e 2.

Modelo	<i>Pixel</i>	Alt. (m)	P (kPa)	R_n ($W m^{-2}$)	G ($W m^{-2}$)	ET_0 ($mm h^{-1}$)	λET ($W m^{-2}$)	H ($W m^{-2}$)	T_s K
1	“Frio”	271	98,14	582,79	30,70	0,54	382,20	169,89	300,83
	“Quente”	753	92,71	560,29	107,16	-	0,00	453,13	312,54
2	“Frio”	271	98,14	656,27	34,57	0,54	382,20	239,50	300,83
	“Quente”	753	92,71	624,45	119,43	-	0,00	505,02	312,54

Tabela 4: Resultados das iterações para o Modelo 1 (sem correção para a influência do relevo).

Iterações	<i>Pixel</i> “frio”		<i>Pixel</i> “quente”		Coeficientes	
	r_{ah} ($m s^{-1}$)	dT (K)	r_{ah} ($m s^{-1}$)	dT (K)	a	b
	36,12	5,31	50,65	19,88	1,24	-368,81
1	6,34	0,93	4,02	1,58	0,06	-15,63
2	27,16	4,00	31,05	12,18	0,70	-206,32
3	10,69	1,57	8,59	3,37	0,15	-44,57
4	22,34	3,29	22,22	8,72	0,46	-136,22
5	13,53	1,99	12,46	4,89	0,25	-72,52
6	19,82	2,92	18,37	7,21	0,37	-107,33
7	15,16	2,23	14,37	5,64	0,29	-85,30
8	18,51	2,72	16,88	6,62	0,33	-97,48
9	16,05	2,36	15,22	5,97	0,31	-90,43
10	17,82	2,62	16,28	6,39	0,32	-94,13

Tabela 5: Resultados das iterações para o Modelo 2 (com correção para a influência do relevo).

Iterações	<i>Pixel</i> “frio”		<i>Pixel</i> “quente”		Coeficientes	
	r_{ah} ($m s^{-1}$)	dT (K)	r_{ah} ($m s^{-1}$)	dT (K)	a	b
	38,94	8,08	51,27	22,43	1,23	-360,51
1	4,80	0,99	3,97	1,73	0,06	-18,02
2	29,59	6,14	29,84	13,05	0,59	-171,46
3	8,66	1,80	9,27	4,05	0,19	-56,21
4	23,94	4,97	20,54	8,99	0,34	-98,29
5	11,64	2,41	12,71	5,56	0,27	-78,39
6	20,69	4,29	17,32	7,58	0,28	-80,06
7	13,60	2,82	14,31	6,26	0,29	-85,53
8	18,87	3,91	16,15	7,06	0,27	-76,99
9	14,81	3,07	14,98	6,55	0,30	-86,36
10	17,84	3,70	15,70	6,87	0,27	-77,67
11	15,52	3,22	15,25	6,67	0,29	-85,41

Com os valores da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) corrigido e os coeficientes da função dT da última iteração, obteve-se o fluxo de calor sensível (H) corrigido, levando-se em conta as condições de estabilidade da atmosfera. Na Figura 20 são apresentados os mapas do fluxo de calor sensível para a UPGRH DO1, em 25/09/2015, calculados pelos Modelos 1 e 2.

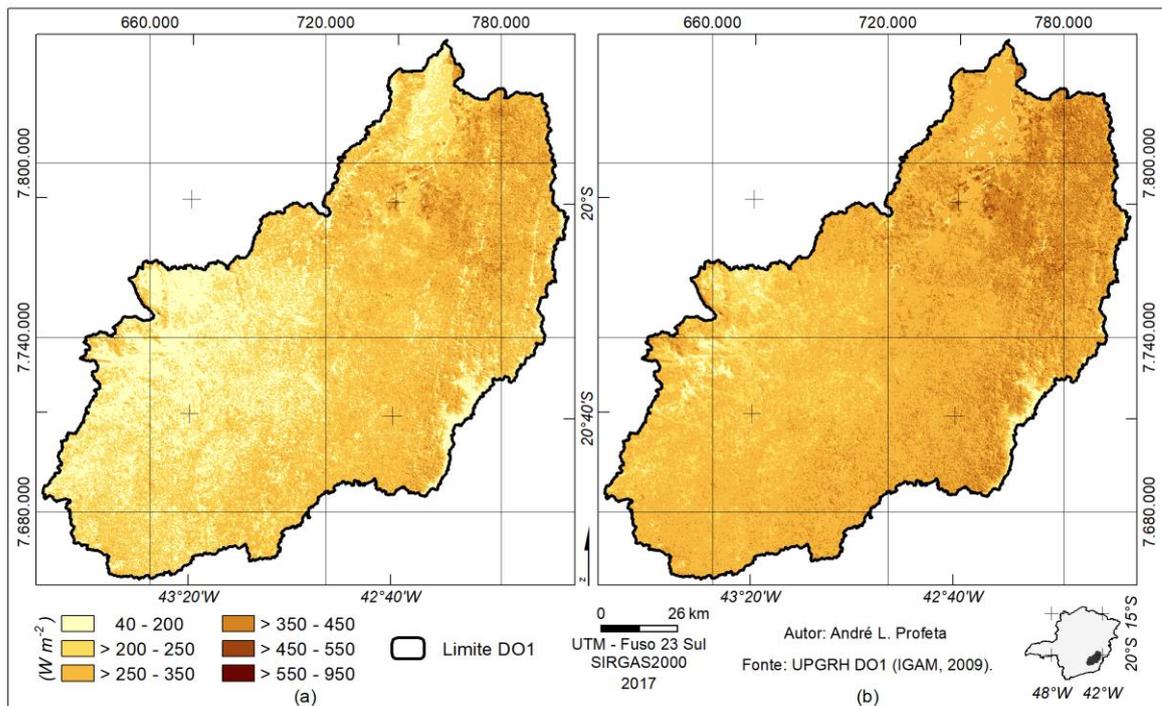


Figura 20: Mapas do fluxo de calor sensível para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.

A média de H foi de $242 W m^{-2}$ para o Modelo 1 e $306 W m^{-2}$ para o Modelo 2, diferença perceptível pela análise da Figura 20.

5.2.4 Fluxo de calor latente

A partir dos resultados apresentados nas seções anteriores, obteve-se o fluxo de calor latente (λET) dado pela Equação (3) – Seção 1.2 como resíduo do balanço de energia para os Modelos 1 e 2 (Figura 21). O λET é a energia empregada para o processo de evaporação, a partir do qual, foi possível estimar a evapotranspiração real horária. O cálculo do λET gerou valores negativos nos dois modelos executados. Esse erro possui maior ocorrência no modelo corrigido para a influência do relevo, mas em nenhum deles ocorreu de forma generalizada, concentrando-se na parte leste da área, onde o calor sensível estimado somado com o fluxo de calor no solo foi superior ao saldo de radiação. De acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002), esses valores podem ocorrer devido a erros sistemáticos do modelo. Com o

conhecimento desse erro e assumindo a mesma hipótese adotada para o *pixel* “quente”, em que o λET é igual a 0, os *pixels* com valores negativos foram igualados a 0 para os demais cálculos.

A média de λET foi de 297 W m^{-2} para o Modelo 1 e 277 W m^{-2} para o Modelo 2, embora de acordo com a Figura 21, essa diferença não fique clara.

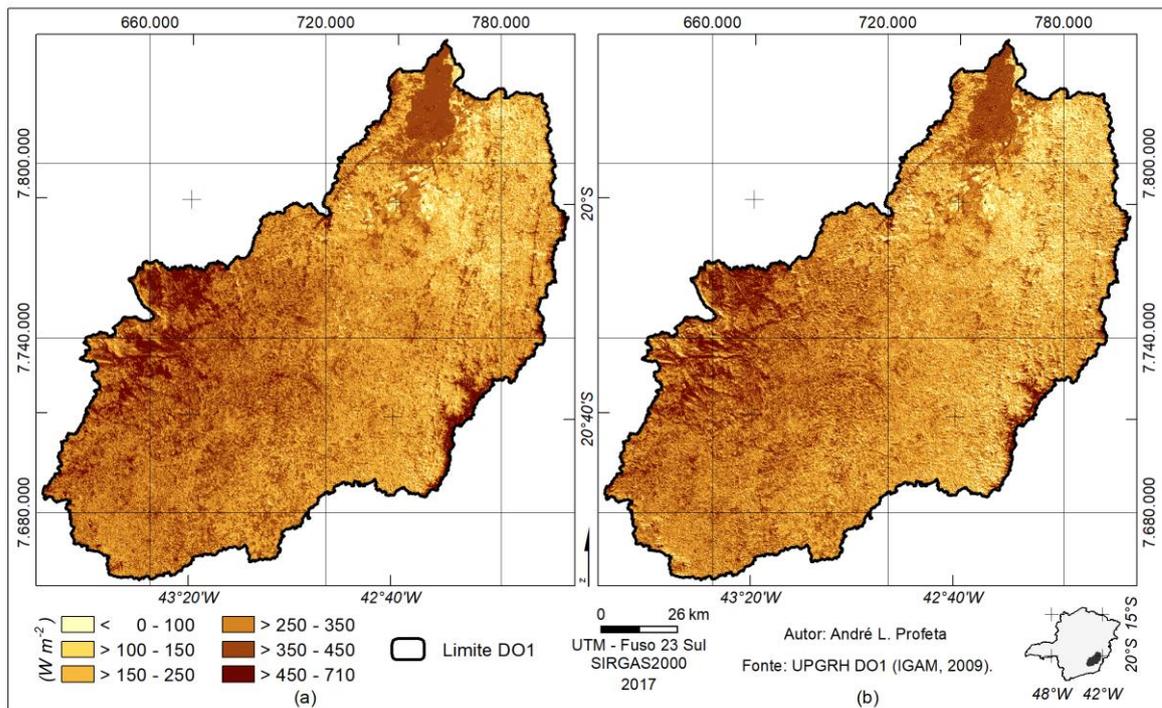


Figura 21: Mapas do fluxo de calor latente para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.

A partir dos valores de λET , H e G , foram elaborados um gráfico para cada modelo, mostrando a relação positiva entre G e H e a relação inversa entre estes e λET (Figuras 22 e 23). Os gráficos foram gerados com um conjunto de amostras pontuais de uma grade 10×10 km, no total de 175 pontos.

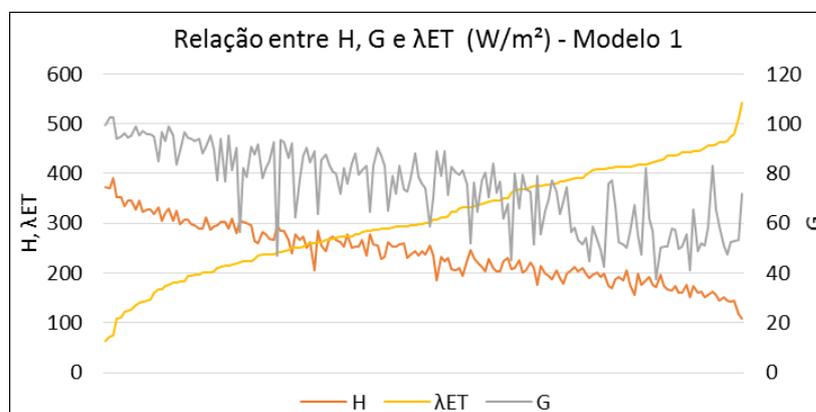


Figura 22: Comportamento e relação entre H , G e λET gerados pelo Modelo 1 para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.

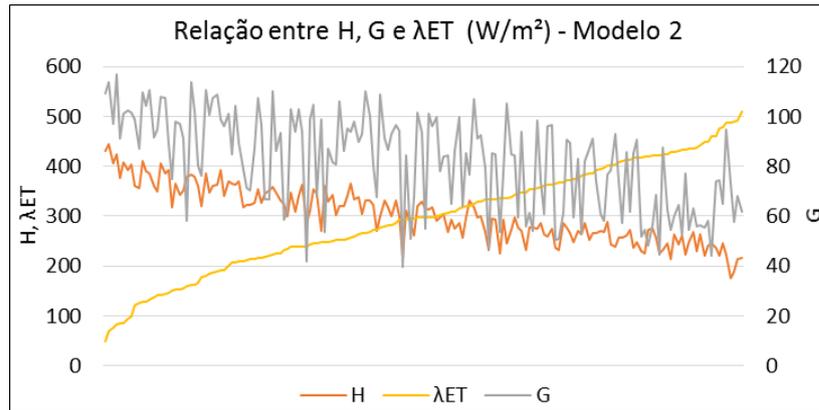


Figura 23: Comportamento e relação entre H , G e λET gerados pelo Modelo 2 para a UPGRH DO1 em 25/09/2015.

Observando as Figuras 22 e 23, percebe-se que as variações do fluxo de calor sensível seguem geralmente, as variações do fluxo de calor no solo, e o fluxo de calor latente aumenta à medida que esses fluxos diminuem. Essa relação foi apresentada na Seção 1.2, segundo Pereira, Sediya e Villa Nova (2013), da qual apreende-se que quanto maior o IAF e a disponibilidade de água no solo, maior será a energia empregada no processo de evaporação e, conseqüentemente, menor a energia do fluxo de calor sensível, tanto no solo, como no ar.

5.3 Evapotranspiração real horária e diária

A aplicação do SEBAL permitiu a estimativa da evapotranspiração horária com a solução da Equação (46) – Seção 4.4, a partir do fluxo de calor latente (λET). A evapotranspiração diária foi estimada considerando a fração da evapotranspiração de referência, que de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002) é similar ao coeficiente de cultura (K_c). Os valores obtidos para as duas variações da metodologia (Modelos 1 e 2) são apresentados nos mapas das Figuras 24 e 25.

Nos dois modelos considerados, observa uma lógica comandada principalmente pela vegetação, na qual a evapotranspiração é maior quanto maior o índice de vegetação que recobre o solo. Essa lógica foi também evidenciada em outras variáveis, como albedo da superfície (α), temperatura da superfície (T_s) e fluxo de calor no solo (G), por exemplo. É possível, assim, perceber uma contribuição maior de vapor d'água para a atmosfera na parte oeste, enquanto a parte leste, com exceção do PERD, possui uma contribuição bem restrita, que tende a zero nas áreas de solo exposto. As médias obtidas para os Modelos 1 e 2 foram, respectivamente, de 0,44 e 0,42 $mm\ h^{-1}$, para a evapotranspiração real horária e 4,96 e 4,67 $mm\ d^{-1}$, para a evapotranspiração real diária.

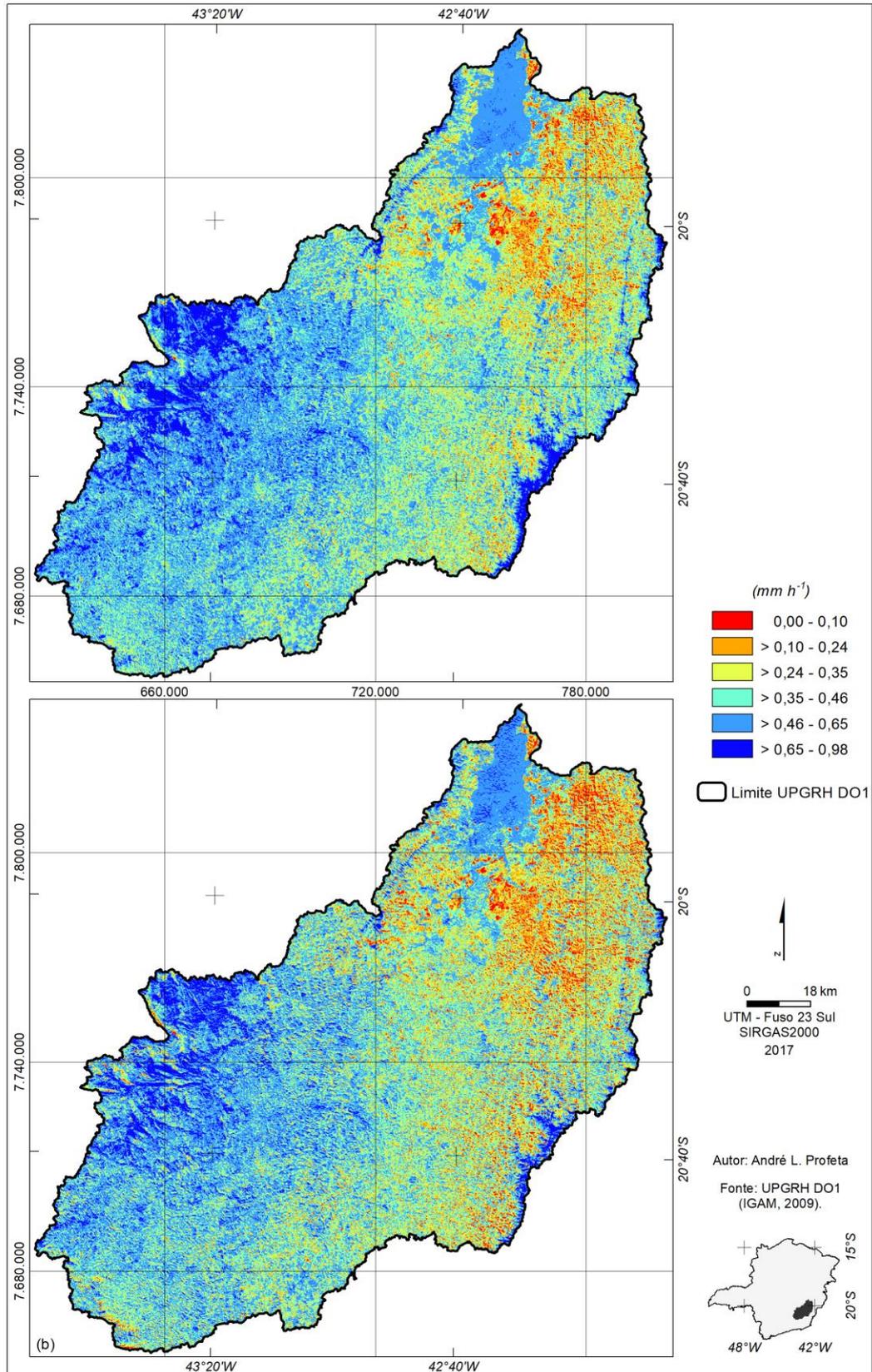


Figura 24: Mapas dos valores da evapotranspiração real horária estimados para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.

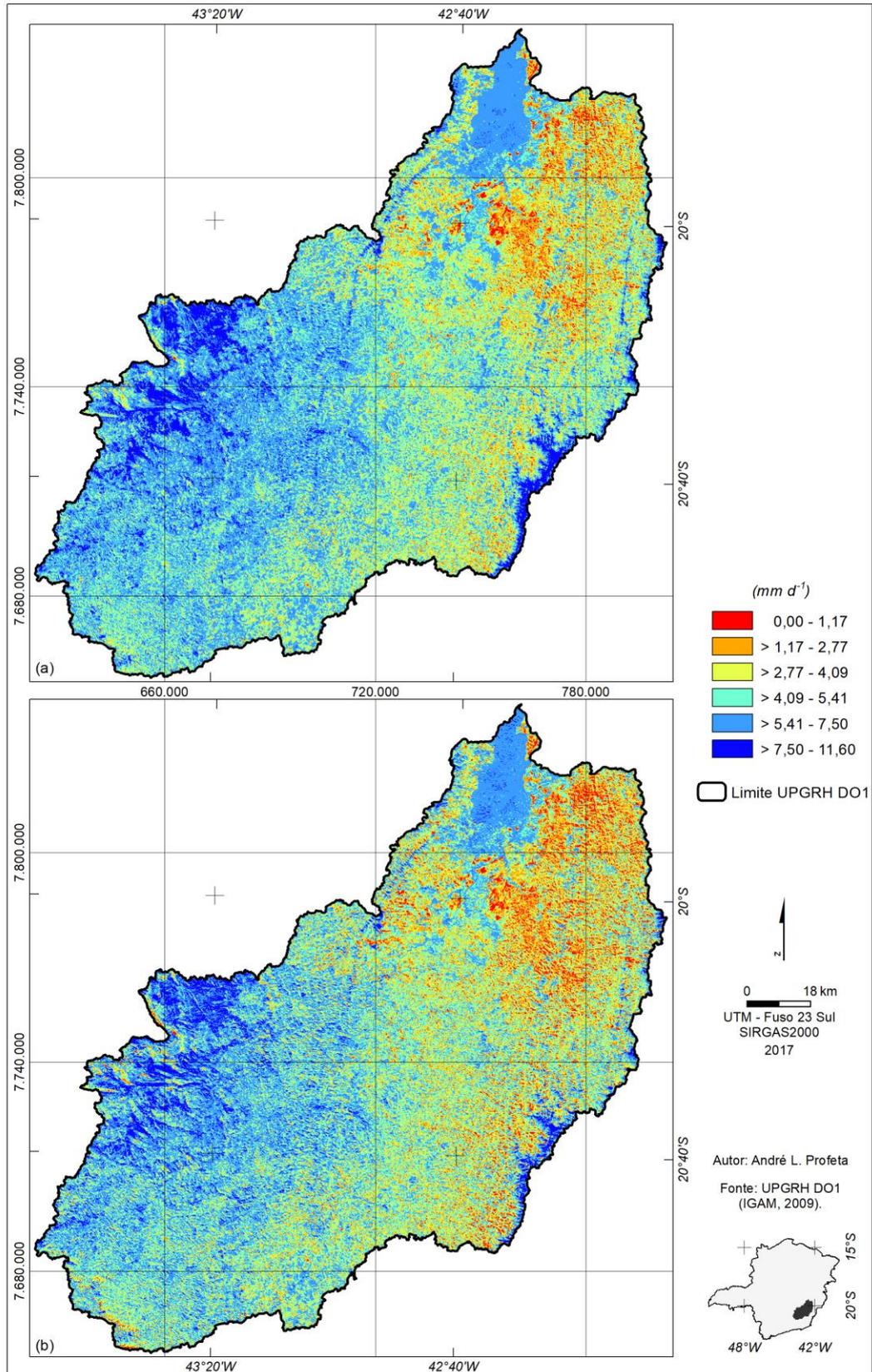


Figura 25: Mapas dos valores da evapotranspiração real diária estimados para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: (a) Modelo 1 – sem correção para a influência do relevo; (b) Modelo 2 – com correção para a influência do relevo.

Com o objetivo de fazer uma relação geral da média de contribuição de vapor d'água para a atmosfera e a cobertura da terra, foram mapeadas quatro classes (Água, Floresta/Silvicultura, Vegetação Rasteira/Pastagem e Solo Exposto/Área Urbana), por meio de uma classificação a partir dos índices de vegetação SAVI e IAF. Na Figura 26 é apresentado o respectivo mapa de cobertura da terra.

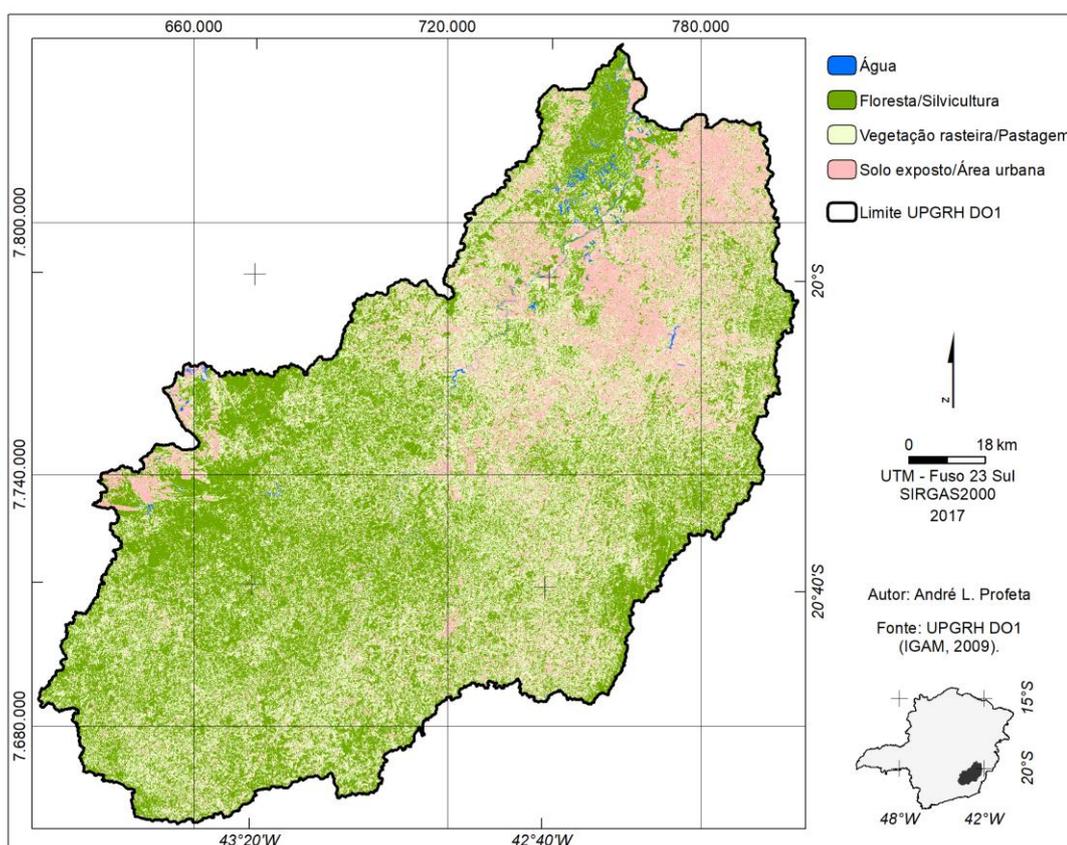


Figura 26: Mapa da cobertura da terra para a UPGRH DO1 em 25/09/2015: classificação gerada a partir dos índices de vegetação SAVI e IAF.

A contribuição de cada classe para a evapotranspiração diária, considerando o Modelo 2 é apresentada na Tabela 6.

Tabela 6: Valores diários de evapotranspiração de acordo com quatro classes de cobertura da terra, em 25/09/2015.

Classe	Área (km^2)	ET_0 (Média) ($mm d^{-1}$)	DP
Água	65	6,70	0,98
Floresta/Silvicultura	7.759	5,50	1,59
Vegetação Rasteira/Pastagem	6.581	4,40	1,60
Solo Exposto/Área Urbana	3.165	3,39	1,72
Área Total	17.570	4,67	1,79

Pela inspeção visual do mapa da Figura 26, a apreensão das diferenças de comportamento da evapotranspiração nessa área não é muito sensível, devido à fragmentação das classes de cobertura na área, assim como a escala de representação, diferentemente de quando se analisa áreas de cultivos agrícolas com sua geometria característica. Na área em estudo, é possível construir essa relação de forma mais clara na parte sul do PERD (Figura 27). Analisando essa figura é possível criar associações mais precisas entre as regiões de solo exposto com os baixos valores de evapotranspiração real diária, bem como as variações da vegetação e os valores correspondentes de evapotranspiração.

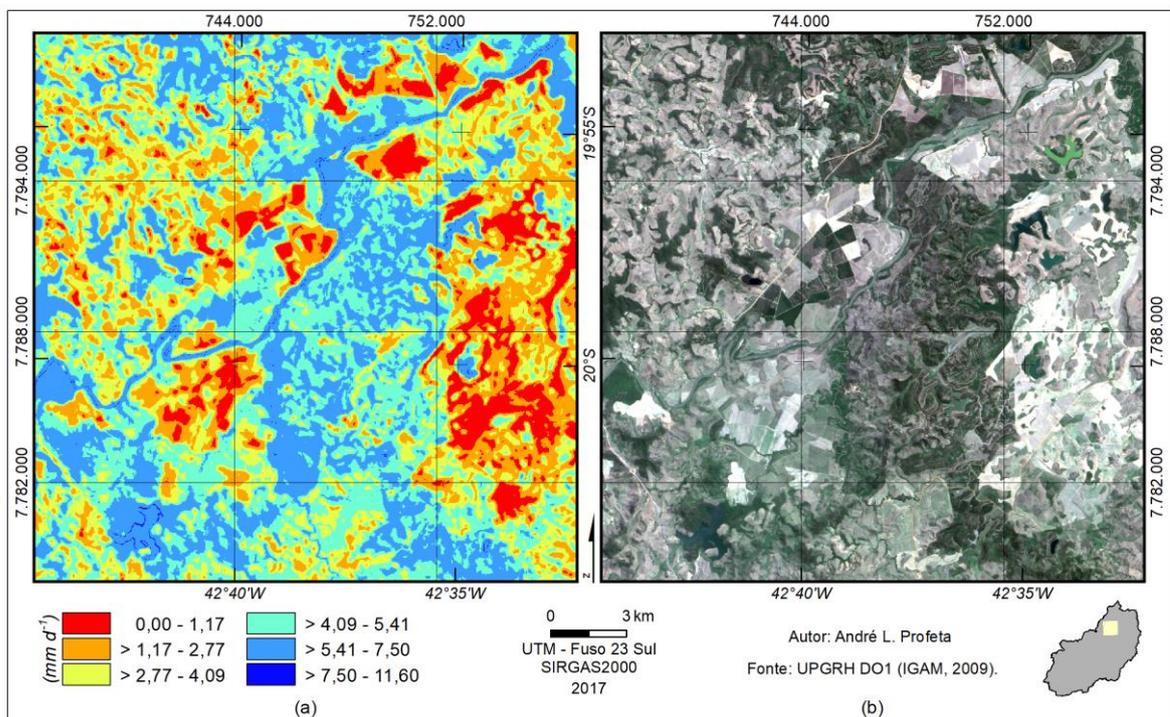


Figura 27: (a) Detalhe do mapa de evapotranspiração real diária da Figura 25(a); (b) Composição RGB432 do recorte da cena 217/74 da imagem Landsat 8 de 25/09/2015, correspondente a área do recorte em (a).

A partir dos resultados apresentados, nota-se que os valores obtidos são aceitáveis para a variável, comparando com valores apresentados por Boratto (2012); Bezerra, Silva e Ferreira (2008); Folhes (2007) e Menezes (2006). Contudo, não foi possível fazer uma validação segura dada a inexistência de dados compatíveis, bem como a não realização de experimentos de campo, que foge à dimensão deste trabalho, por questões técnicas/financeiras e tempo. Assim, utilizou-se a título de comparação e não de validação, dados de estações automáticas do INMET, por meio da estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0) – Apêndice A, processo realizado em outros estudos como em Boratto (2012) e Menezes (2006). Esse dado foi calculado segundo o método Penman-Monteith, padrão internacional adotado pela FAO e é utilizado para validar outros métodos de estimativa, conforme Pereira, Sedyama e Villa

Nova, 2013. Assim, os valores de ET_0 horária e diária das quatro estações apresentadas na Figura 10 foram utilizados, sendo feita algumas considerações sobre essa comparação.

Na Figura 28 é apresentado um gráfico comparativo dos valores obtidos para a evapotranspiração de referência (ET_0), pelo método Penman-Monteith – padrão FAO, e para a evapotranspiração real horária, estimada pelo SEBAL, nos *pixels* coincidentes com a localização das quatro estações consideradas. Na Figura 29 é apresentado um gráfico comparativo desses valores para a escala diária.

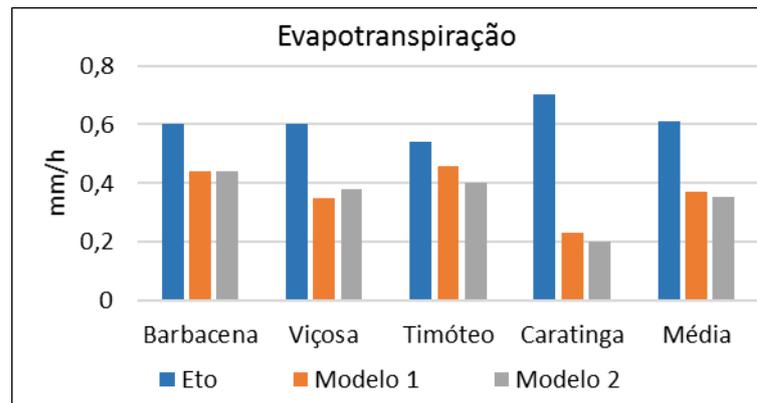


Figura 28: Comparação da ET_0 horária estimada por meio do método Penman-Monteith padrão FAO com a evapotranspiração real horária estimada pelo SEBAL, para os Modelos 1 e 2.

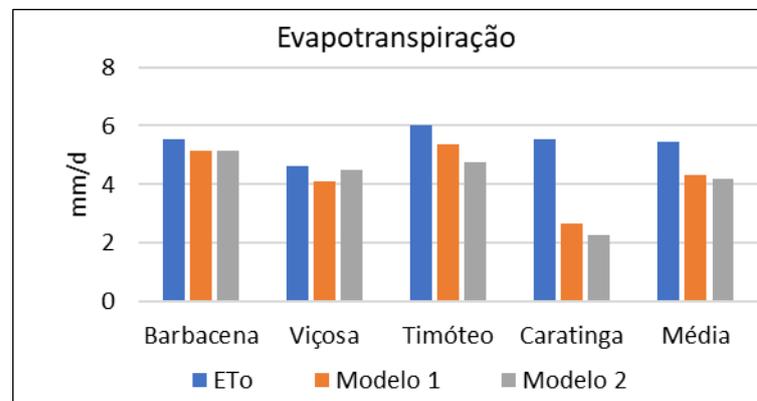


Figura 29: Comparação da ET_0 diária estimada por meio do método Penman-Monteith padrão FAO com a evapotranspiração real diária estimada pelo SEBAL, para os Modelos 1 e 2.

Sobre essa comparação deve-se considerar que a ET_0 corresponde à evapotranspiração máxima de uma superfície de referência que depende apenas de condições atmosféricas e, segundo Pereira, Sedyama e Villa Nova (2013), se equipara à evapotranspiração potencial (ETP). Com base nisso, admite-se que valores abaixo da ET_0 são esperados, situação verificada em todas as estações.

Das quatro estações consideradas, a situação mais discrepante foi referente à estação de Caratinga, entretanto, ao analisar a localização dessa estação é possível ponderar que, em

termos de evapotranspiração real, os valores estimados são coerentes. A estação se localiza num topo de morro com vegetação rasteira, situação próxima das condições utilizadas para a escolha do *pixel* “quente”. De fato, a temperatura da superfície de 308 K nesse *pixel* é acima da média de 304 K para a área em estudo e acima da temperatura verificada nas demais estações.

Em relação às estações de Barbacena e de Viçosa, principalmente em termos de evapotranspiração diária, observa-se melhor aproximação com os valores estimados, pelos dois modelos. Apesar disso, tem-se a seguinte observação: as duas estações se localizam muito próximas a áreas urbanas, podendo sofrer influências tanto nos dados meteorológicos coletados, como nos dados orbitais utilizados na estimativa pelo SEBAL.

Assim, dadas as devidas considerações, a estação com melhor potencial para validação é a de Timóteo, pois se encontra em uma área com maior presença de vegetação e menor influência urbana.

Em relação aos dois modelos executados, os resultados até então mostrados não permitem apontar qual seria o melhor. Na Figura 30 é apresentada uma amostragem visando analisar a diferença dos valores estimados com e sem correção para a influência do relevo. O conjunto amostrado se refere a uma grade regular 10 x 10 km, com 175 amostras. Como se pode observar, não há diferença significativa entre os dois modelos.

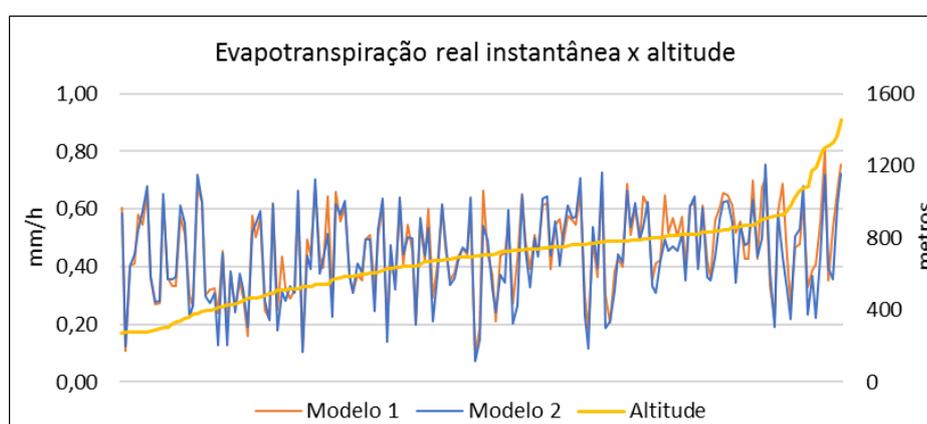


Figura 30: Comparação da variação entre os valores de evapotranspiração real horária estimados para o Modelo 1 e 2 em relação à variação de altitude.

Uma segunda tentativa de comparação foi realizada considerando a silvicultura. Procedimento similar foi realizado por Machado *et al.* (2014), considerando a cana de açúcar, em região próxima ao litoral nordestino. De acordo com o conceito de evapotranspiração da cultura (ET_c) – Seção 1.1, foi possível estimar uma aproximação da evapotranspiração para áreas de cultivo de eucalipto, adotando-se o coeficiente de cultura (K_c). Trata-se de uma aproximação,

pois esse conceito considera plantas sem déficit hídrico no solo e com condições de fertilidade suficientes para garantir o desenvolvimento normal da planta, situação não esperada para o mês de aquisição das imagens.

Para realizar o cálculo da ET_c , escolheu-se 35 amostras de silvicultura, aparentemente em pleno crescimento, utilizando-se imagens históricas do Google Earth Pro[®]. Fez-se a confirmação dessas áreas na imagem usada neste estudo, utilizando uma composição RGB432, juntamente com a análise do IAF. Definiu-se 23 polígonos de amostras, cada amostra correspondendo a um conjunto de *pixels*. Considerou-se dois valores de K_c : 1, definido em Allen *et al.* (1998) e utilizado na maioria dos estudos, segundo Alves (2009); e 0,82, proposto por Alves (2009) e estimado na região do rio Doce e para a fase média da cultura.

No mapa da Figura 31 é apresentada a distribuição espacial das amostras – grupos 1 e 2. Para o grupo 1 utilizou como referência a ET_0 da estação meteorológica de Viçosa, e para o grupo 2 a de Timóteo.

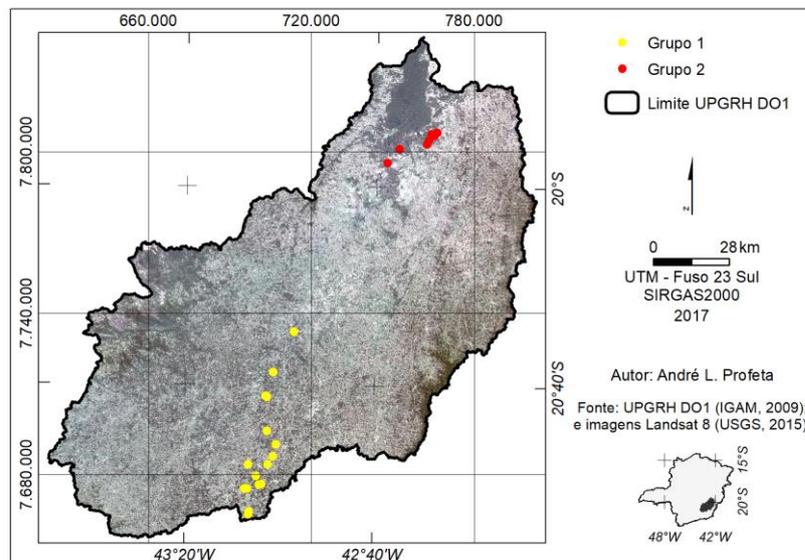


Figura 31: Distribuição das amostras para a estimativa da evapotranspiração em área de silvicultura.

Nas Figuras 32 e 33 são mostrados os gráficos comparativos dos valores de evapotranspiração da cultura estimados para amostras de silvicultura para o Grupo 1 e 2, respectivamente, e dos valores de evapotranspiração real horária estimados pelo SEBAL – Modelos 1 e 2. Deve-se considerar que o valor de cada amostra constitui a média do grupo de pixels coletado nessa amostra, que foi dependente da extensão da cultura. Assumindo condições ótimas para o desenvolvimento da cultura, pode-se dizer que houve sucesso nos dois modelos, principalmente porque se observa uma regularidade entre os valores em cada grupo. Observa-

se uma diferença mais expressiva entre os dois grupos considerados, representando uma variação espacial do fenômeno, mesmo quando se tem o mesmo tipo de cobertura.

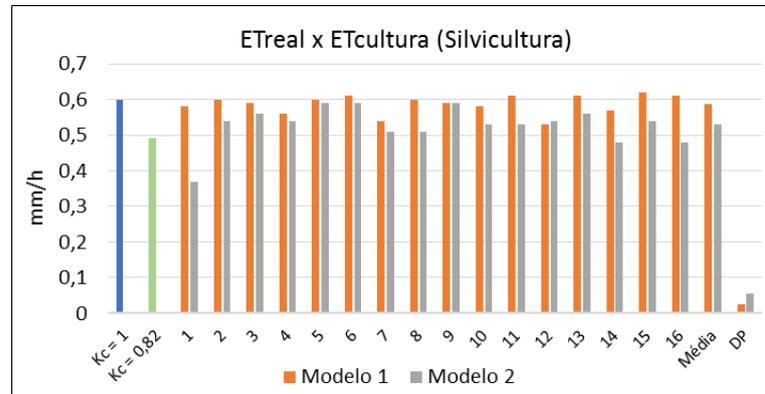


Figura 32: Comparação da evapotranspiração real horária estimada pelos Modelos 1 e 2 com valores de evapotranspiração da silvicultura – grupo 1.

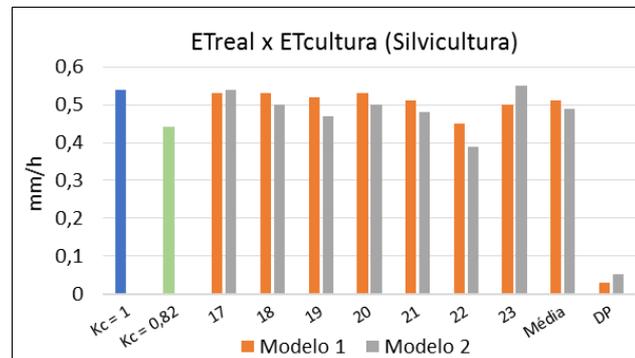


Figura 33: Comparação da evapotranspiração real horária estimada pelos Modelos 1 e 2 com valores de evapotranspiração da silvicultura – grupo 2.

A partir desses resultados também fica mais claro o comportamento do modelo com correção para a influência do relevo, que parece tender a apresentar valores de evapotranspiração real mais baixos, possivelmente mais próximos do real. Também se observa um desvio padrão um pouco maior – 0,03 para o Modelo 1 e 0,05 para o Modelo 2, nos dois grupos considerados – evidenciando a variação da variável em relação ao relevo.

Diante dos resultados obtidos e da dificuldade em realizar sua validação, buscou-se alternativas para realizar uma verificação, ainda que deficiente, da aplicabilidade do SEBAL para a estimativa da evapotranspiração real na UPGRH DO1, considerando o dia 25 de setembro de 2015.

Assim, considera-se que o resultado obtido, com a representação da variabilidade da evapotranspiração real no espaço, contribui para compreender melhor o comportamento dessa variável em relação aos diversos tipos de cobertura da terra na área analisada, assim como em

relação a outras variáveis, como temperatura da superfície e relevo. Fica evidente também a influência da vegetação na determinação e controle dos fluxos energéticos.

Em relação aos dois modelos testados, embora não seja possível afirmar, percebe-se uma estimativa, possivelmente mais realista, quando é utilizado o modelo com correção para a influência do relevo (Modelo 2).

Dessa forma, verifica-se que foi possível obter a evapotranspiração real horária e diária para relevo acidentado a partir do SEBAL, com a utilização de imagens do Landsat 8, confirmando a primeira hipótese. Confirmou-se também, apesar das limitações descritas, a segunda hipótese, a qual considerava que a correção para a influência do relevo permitiria uma melhor estimativa da evapotranspiração. A terceira hipótese também foi confirmada tendo em vista que o mapeamento da evapotranspiração pode permitir um melhor entendimento dos fluxos energéticos de uma determinada área, favorecendo a proposta de melhor gestão e reafirmando a necessidade de recuperação de áreas degradadas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da metodologia proposta e dos resultados obtidos nesse trabalho, tem-se as seguintes considerações:

- o objetivo proposto, de se estimar a evapotranspiração real horária e diária para a UPGRH DO1 foi alcançado, permitindo a representação da variabilidade espacial dessa variável e a construção de relações com os elementos da cobertura da terra, considerando a capacidade de contribuição de vapor d'água para a atmosfera de cada classe de cobertura (Água, Floresta/Silvicultura, Vegetação Rasteira/Pastagem e Solo Exposto/Área Urbana);
- os índices de vegetação (NDVI e SAVI) retratam a densidade da vegetação para a área de estudo, possuindo forte influência na determinação do comportamento de outras variáveis (albedo, emissão de radiação termal, temperatura da superfície, fluxo de calor no solo e evapotranspiração). O SAVI também se mostrou eficiente para a separação de corpos d'água;
- o IAF, apesar de ter apresentado valores abaixo do esperado para as classes de porte arbóreo (floresta/silvicultura), mostrou-se eficiente na separação entre esse porte e a vegetação de porte herbáceo, bem como de áreas com ausência de vegetação;
- o albedo da superfície, mesmo sendo gerado considerando dados desenvolvidos para aplicação com imagens do satélite Landsat 5 e 7, apresentou valores dentro do esperado, com um comportamento que varia tanto em função da cobertura da terra como do ângulo de incidência solar no momento de aquisição da imagem;
- a partir dos parâmetros do balanço de energia, evidenciou-se a relação positiva entre o fluxo de calor sensível no solo e o fluxo de calor sensível no ar, assim como a relação inversa entre esses e o fluxo de calor latente;
- com base nos valores estimados, percebe-se que os dados do sistema Landsat 8 foi eficiente para a estimativa das diversas variáveis nas quais foram aplicados;
- o SEBAL, apesar das limitações de validação neste estudo, mostrou ser um método consistente de estimativa da evapotranspiração a partir do uso de dados de sensoriamento remoto. Deve-se considerar também, que como proposta metodológica, não é esperado precisão máxima nos valores estimados, principalmente para uma variável dependente de elementos altamente dinâmicos do

sistema Terra-atmosfera. Assim, reconhece-se que os métodos de estimativas por meio de dados de sensoriamento remoto são um complemento aos métodos clássicos.

A partir das dificuldades e limitações em relação ao presente estudo, para futuras pesquisas, propõe-se:

- o SEBAL foi calibrado para uma região climática diferente daquela da área de estudo e como toda proposta metodológica que se propõe ser aplicável em diferentes regiões do mundo, são adotadas várias primícias que merecem ser melhor avaliadas para as diversas condições climáticas do Brasil;
- para aplicações em áreas de relevo acidentado, devem-se realizar pesquisas robustas que busquem estabelecer equações mais adequadas para a assimilação precisa da influência do relevo nos diversos parâmetros do algoritmo, já que as correções propostas, especialmente no cálculo do calor sensível, são consideradas rudimentares.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, Jan M. H.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrological Processes*, v. 25, p. 4011-4027, dez. 2011. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8408>

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop requirements* – FAO Irrigation and drainage paper 56. Roma: Natural Resources Management and Environment Department, 1998. 300 p. Disponível em: <<http://www.kimberly.uidaho.edu/water/fao56/fao56.pdf>>. Acesso em: 16 nov. 2015.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 133, n. 4, p. 395-406, ago. 2007. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(395\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(395))

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 133, n. 4, p. 380-394, jul./ago. 2007. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. *SEBAL surface energy balance algorithms for land: advanced training and users manual, Idaho implementation*. 1 ed. Kimberly: 2002. 98 p.

ALVES, M. E. B. *Disponibilidade e demanda hídrica na produtividade da cultura do eucalipto*. 2009. 136 f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2009. Disponível em: <<http://www.locus.ufv.br/handle/123456789/1496?show=full>>. Acesso em: 20 fev. 2017.

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 12. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. 332 p.

BARRY, R.; CHORLEY, R. *Atmosphere, weather and climate*. 9th ed. Oxon: Routledge, 2010. 516 p.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 87-100, mar. 2000. DOI: [https://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](https://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4)

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*. 1995. 273 f. Doctoral thesis – Wageningen Agricultural University, Wageningen The Netherlands, 1995.

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. *Journal of Hydrology*, v. 212, p. 198–212, dez. 1998a. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; van der WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) – 2 Validation. *Journal of Hydrology*, v. 212, p. 213–229, dez. 1998b. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00254-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00254-6)

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. DA; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862008000300005>

BORATTO, I. M. P. *Espacialização dos componentes do balanço de energia e de evapotranspiração, na região Norte de Minas Gerais, utilizando o modelo SEBAL e imagens orbitais Landsat 5 TM*. 2012. 129 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012. Disponível em: <http://www.sistemas.pucminas.br/BDP/SilverStream/Pages/pg_ConstItem.html>. Acesso em: 19 dez. 2016.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. (Org.). *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. (Org.). *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

CUPOLILLO, F.; ABREU, M. L.; VIANELLO, R. L. Climatologia da bacia do rio Doce e sua relação com a topografia local. *Geografias*, v. 4, n. 1, p. 45-60, jul.-dez. 2008. Disponível em: <<http://www.igc.ufmg.br/portaldeperiodicos/index.php/geografias/article/view/467/339>>. Acesso em: 2 set. 2015.

DIAS, M. A. F. S; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. T. Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. (Org.). *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

FOLHES, M. Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos. 2007. 187 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <<http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.12.18.38/doc/publicacao.pdf>>. Acesso em: 15 jan. 2016.

FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE (FEAM – MG). *Plano para incremento do percentual de tratamento de esgotos sanitários da bacia hidrográfica do rio Piranga*. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2015. 413 p. (Volume I). Disponível em: <http://www.feam.br/images/stories/2016/MONITORAMENTO_EFLUENTES/Piranga/Aneo_1_-_PITE_Piranga_-_Volume_I.pdf>. Acesso em: 15 set. 2016.

HUETE, A. R. Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds. *Remote Sensing of Environment*, v. 17, n. 1, p. 37-53, fev. 1985. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(85\)90111-7](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(85)90111-7)

HUETE, A. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v. 25, n. 3, p. 295–309, 1988. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90106-X](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(88)90106-X)

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Base cartográfica contínua do Brasil – 1:250.000*. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2015. Escala 1:250.000. Disponível em: <<http://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.php#homepage>>. Acesso em: 15 jan. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Atlas Nacional do Brasil: unidades de relevo do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 2010. Escala 1: 5.000.000. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/apps/atlas_nacional/>. Acesso em: 20 fev. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Atlas Nacional do Brasil: clima*. Rio de Janeiro: IBGE, 2010. Escala 1: 5.000.000. Disponível em: <<http://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.php#homepage>>. Acesso em: 15 jan. 2016.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS (IGAM). *Plano de Ação de Recursos Hídricos da Unidade de Planejamento e Gestão DOI PARH Piranga*. Consórcio Ecoplan – Lume, 2010. Disponível em: <<http://portalinfohidro.igam.mg.gov.br/planos-diretores/bacia-hidrografica-do-rio-doce/upgrhdo1rio-piranga/8244-parhpiranga2010>>. Acesso em: 20 fev. 2017.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS (IGAM). *Unidades de Planejamento UPGRHS*. IGAM, 2009. Disponível em: <<http://portalinfohidro.igam.mg.gov.br/mapas-e-bases-cartograficas/bases-cartograficas/4811-unidades-de-planejamento-upgrhs>>. Acesso em: 20 set. 2016.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS (IGAM). *Bases Cartográficas digitais (bacias federais e estaduais)*. Escala 1:50000 e 1:100000. Disponível em: <http://www.igam.mg.gov.br/index.php?option=com_content&task=view&id=90&Itemid=147>. Acesso em: 15 jan. 2016.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS (IGAM). *Primeira etapa do plano estadual de recursos hídricos de Minas Gerais: estudos de caracterização dos recursos hídricos do estado de Minas Gerais*. Tecnologia e Consultoria Brasileira S. A., 2007. 177 p. (Relatório técnico 1) Disponível em: <<http://www.igam.mg.gov.br/images/stories/usodaagua/perh%20mg%20rt1%20rev03.1.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2016.

INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS DE MINAS GERAIS (IEF – MG). *Unidades de conservação estaduais*. Maio 2017. Disponível em: <<http://www.ief.mg.gov.br/areas-protegidas/banco-de-dados-de-unidades-de-conservacao-estaduais>>. Acesso em: 02 jun. 2017.

JABER, H. S.; MANSOR, S.; PRADHAN, B.; AHMAD, N. Evaluation of SEBAL Model for Evapotranspiration Mapping in Iraq Using Remote Sensing and GIS. *International Journal of Applied Engineering Research*, v. 11, n. 6, p. 3950-3955, abr. 2016. Disponível em: <https://www.ripublication.com/ijaer16/ijaerv11n6_33.pdf>. Acesso em: 15 de fev. 2017.

JENSEN, J. R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. Tradução de José Carlos Neves Epiphanyo (coord.)... [et al.]. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2011. 672 p.

JIMÉNEZ-BELLO, M. Á.; CASTEL, J. R.; TESTI, L., INTRIGLIOLO, D. S. Assessment of a Remote Sensing Energy Balance Methodology (SEBAL) using different interpolation methods to determine evapotranspiration in a citrus orchard. *IEEE Journal of Selected Topics*

in *Applied Earth Observations and Remote Sensing*, v. 8, n. 4, p. 1465-1477, abr. 2015. <http://dx.doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2418817>

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B. da.; ALBUQUERQUE, M. B. de; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM - Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. 1, p. 55-67, 2014. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862014000100006>

MAHMOUD, S. H.; ALAZBA, A. A. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance based algorithms to estimate actual evapotranspiration over the western and southern regions of Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 124, p. 269-283, jul. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.05.012>

MATHER, P. M. *Computer processing of remotely-sensed images: an introduction*. 3th ed. Chichester: John Wiley & Sons, 2004. 324 p.

MENEZES, S. J. M. C. *Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo montanhoso*. 2006. 84 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2006. Disponível em: <<http://locus.ufv.br/handle/123456789/3610>>. Acesso em: 20 out. 2016.

MENEZES, S. J. M. C.; SEDIYAMA, G. C.; SOARES, V. P.; GLERIANI, J. M.; ANDRADE, R. G. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM. *Revista Árvore*, Viçosa, v. 35, n. 3, p. 649-657, jun. 2011. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-67622011000400009>

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). Unidades de conservação. 2017. Disponível em: <<http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>>. Acesso em: 24 maio 2017.

MIRANDA, E. E.; (Coord.). *Brasil em relevo*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 02 nov. 2015.

MKHWANAZI, M.; CHÁVEZ, J.; ANDALES, A. SEBAL-A: A remote sensing ET algorithm that accounts for advection with limited data. Part I: development and validation. *Remote Sensing*, v. 7, n. 11, p. 15046-15067, 2015. <http://dx.doi.org/10.3390/rs71115046>

MKHWANAZI, M.; CHÁVEZ, J.; ANDALES, A.; DeJONGE, K. SEBAL-A: A Remote Sensing ET Algorithm that Accounts for Advection with Limited Data. Part II: Test for Transferability. *Remote Sensing*, v. 7, n. 11, p. 15068-15081, 2015. <http://dx.doi.org/10.3390/rs71115068>

NICÁCIO, R. M. *Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco*. 2008. 320 f. Tese (Dourado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008. Disponível em: <<http://www.coc.ufrj.br/index.php/teses-de-doutorado/152-2008/1166-rosilene-mendonca-nicacio#download>>. Acesso em: 8 set. 2014.

NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature.

Agricultural and Forest Meteorology, v. 77, n. 3-4, p. 263-293, dez. 1995. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02265-Y](http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y)

NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento remoto: princípios e Aplicações*. 3. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2010. 388 p.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da região Sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. (Org.). *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

PEREIRA, A. R.; SEDIYAMA, G. C.; VILLA NOVA, N. A. *Evapotranspiração*. Campinas: Fundag, 2013. 323p.

PONZONI, F. J.; PINTO, C. T.; LAMPARELLI, R. A.; ZULLO JUNIOR, J.; ANTUNES, M. A. H. *Calibração de sensores orbitais*. São Jose dos Campos: Oficina de Textos, 2015. 96 p.

ROERINK, G.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, v. 25, n. 2, p. 147-157, 2000. [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8)

RUHOFF, A. L. *Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais*. 2011. 162 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011. Disponível em: <<http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/32468>> Acesso em: 3 ago. 2016.

SCHERER-WARREN, M. *Metodologia para construção de séries temporais de evapotranspiração por técnicas de sensoriamento remoto*. 2011. 150 f. Tese (Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) – Universidade de Brasília, Brasília, 2011. Disponível em: <<http://repositorio.unb.br/handle/10482/10982>> Acesso em: 3 out. 2015.

SELLERS, P. J.; RASOOL, S. I. BOLLE, H-J. A Review of Satellite Data Algorithms for Studies of the Land Surface. *Bulletin American Meteorological Society*, v. 71, p. 1429-1447, out. 1990. DOI: [https://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1990\)071<1429:AROSDA>2.0.CO;2](https://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1990)071<1429:AROSDA>2.0.CO;2)

SILVA, B. B. da; WILCOX, B. P.; SILVA, V. P. R. da; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M. de. Changes to the energy budget and evapotranspiration following conversion of tropical savannas to agricultural lands in São Paulo State, Brazil. *Ecohydrology*, v. 8, n. 7, p. 1272-1283, 2015. <http://dx.doi.org/10.1002/eco.1580>

SOUZA FILHO, C. R.; AUGUSTO, V.; OLIVEIRA, W. J.; LAMMOGLIA, T. Detecção de exsudações de hidrocarbonetos por geobotânica e sensoriamento remoto multi-temporal: estudo de caso no Remanso do Fogo (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2 – suplemento, p. 228–243, jun. 2008. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/scielo.php?pid=S0375-75362008000400017&script=sci_arttext&tlng=pt>. Acesso em: 13 fev. 2016.

STEELE, D. D.; THORESON, B. P.; HOPKINS, D. G. CLARK, B. A.; TUSCHERER, S. R.; GAUTAM, R. Spatial mapping of evapotranspiration over Devils Lake basin with SEBAL: application to flood mitigation via irrigation of agricultural crops. *Irrigation Science*, v. 33, n. 1, p. 15-29, set. 2014. <http://dx.doi.org/10.1007/s00271-014-0445-1>

TANG, R.; LI, Z. L.; CHEN, K. S.; JIA, Y.; LI, C.; SUN, X. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 174-175, p. 28-42, jun. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.01.008>

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 13, n. 2, p. 51-63, fev. 2008. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2008\)13:2\(51\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:2(51))

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the low-middle São Francisco river basin, Brazil: part B: application to the regional scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 149, n. 3-4, p. 477-490, mar. 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.09.014>

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; MOURA, M. S. B.; BOS, M. G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. *Journal of Hydrology*, v. 362, n. 1-2, p. 110-127, nov. 2008. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.08.011>

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA (UFV); FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS (CETEC); UNIVERSIDADE FEDERAL DE LAVRAS (UFLA); FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE (FEAM). *Mapa de solos do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. Disponível em: <http://www.dps.ufv.br/?page_id=742> Acesso em: 2 fev. 2016.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). *Product guide: landsat 8 surface reflectance code (LaSRC) product*. Versão 3. 2016. Disponível em: <https://landsat.usgs.gov/sites/default/files/documents/lasrc_product_guide.pdf> Acesso em: 12 set. 2016.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). *Landsat 8 (L8) data users handbook*. Versão 1. Sioux Falls: Earth Resources Observation and Science (EROS), 2015a. 97 p. Disponível em: <<http://landsat.usgs.gov/documents/Landsat8DataUsersHandbook.pdf>> Acesso em: 12 jan. 2016.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). *Product guide: provisional Landsat 8 surface reflectance product*. Versão 1.8, 2015b. Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/documents/provisional_l8sr_product_guide.pdf> Acesso em: 13 fev. 2016.

VERMOTE, E.; JUSTICE, C.; CLAVERIE, M.; FRANCH, B. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment*, v. 185, p. 46-56, nov. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.04.008>

ZHOU, X.; BI, S.; YANG, Y.; TIAN, F.; REN, D. Comparison of ET estimations by the three-temperature model, SEBAL model and eddy covariance observations. *Journal of Hydrology*, v. 519, p. 769-776, nov. 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.004>

APÊNDICE A: EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA HORÁRIA E DIÁRIA PARA A ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE TIMÓTEO

Neste apêndice é apresentado o resultado da evapotranspiração de referência (ET_0) horária e diária utilizando o método Penman-Monteith padrão FAO. Para ET_0 horária, aplica-se a equação de Allen *et al.* (1998):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma(37/T + 273)u_2(e^0(T) - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,24u_2)}$$

em que, Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$); R_n é o saldo de radiação na superfície ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), γ é a constante psicométrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$); T é a temperatura média horária ($^\circ C$); u_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura ($m \text{ s}^{-1}$); $e^0(T)$ é pressão de vapor de saturação à temperatura do ar T (kPa); e_a é pressão de vapor (kPa).

Dados da estação Timóteo:

ESTAÇÃO	OMM	LAT ($^\circ C$)	LAT (rad)	LONG ($^\circ C$)	LONG (rad)	DATUM	ALT. (m)
Timóteo	86801	-19,57	-0,34	-42,62	-0,74	WGS84	493

Hora	Temperatura ($^\circ C$)			Umidade (%)			Pto. Orvalho ($^\circ C$)			Pressão (hPa)			Vento ($m \text{ s}^{-1}$)			Radiação	Chuva
UTC	Inst.	Máx.	Mín.	Inst.	Máx.	Mín.	Inst.	Máx.	Mín.	Inst.	Máx.	Mín.	Vel.	Dir.	Raj.	($kJ \text{ m}^{-2}$)	(mm)
13	28,4	28,7	26,6	49	57	49	16,7	17,5	16,6	960,3	960,6	960,3	1,7	350°	5	2499	0

CONVERSÃO DE UNIDADES						
Temperatura (K)			Pressão (kPa)			Radiação
Inst.	Máx.	Mín.	Inst.	Máx.	Mín.	($MJ \text{ m}^{-2}$)
301,55	301,85	299,75	96,03	96,06	96,03	2,50

O cálculo segue orientações do documento *Crop Evapotranspiration* número 56 da FAO, sendo o número das equações referenciadas a esse documento.

CÁLCULO DO SALDO DE RADIAÇÃO (R_n)				FLUXO DE CALOR NO SOLO (G)			
Saldo de radiação de onda longa (R_{nl})				Equação	Parâmetro	Valor	Unidade
Equação	Parâmetro	Valor	Unidade	45	G	0,18	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$
23	d_r	1,00	rad	CORREÇÃO DA VEL. DO VENTO (u_2)			
24	δ	-0,03	rad				
25	ω_5	1,58	rad				
29	ω_1	0,08	rad				
30	ω_2	0,34	rad				
31	ω	0,21	rad				
32	S_c	0,16	h				
33	b	3,23					
	L_z	45,00	W				
	L_m	42,62	W				
	t	12,50	h	CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)			
	G_{sc}	0,08	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$				
28	R_a	4,56	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$				
37	R_{so}	3,46	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$	Equação	Parâmetro	Valor	Unidade
	R_s	2,50	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$	47	u_2	1,27	($m \text{ s}^{-1}$)
	R_s/R_{so}	0,72		Δ			
14	e_a	1,90	kPa				
	$Stefan-B.$	2,043E-10	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$				
39	R_{nl}	0,15	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$	Equação	Parâmetro	Valor	Unidade
Saldo de radiação de onda curta (R_{ns})				11	$e^0(T)$	3,87	kPa
	α	0,23		$e^0(T)$			
38	R_{ns}	1,92	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$				
Saldo de radiação de radiação (R_n)							
40	R_n	1,77	$MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$				
				Equação	Parâmetro	Valor	Unidade
				53	ET_0	0,54	$mm \text{ h}^{-1}$

Para a ET_0 diária, aplica-se a equação de Allen *et al.* (1998):

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

em que, Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor ($kPa\ ^\circ C^{-1}$); R_n é o saldo de radiação na superfície ($MJ\ m^{-2}\ h^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($MJ\ m^{-2}\ h^{-1}$), γ é a constante psicométrica ($kPa\ ^\circ C^{-1}$); T é a temperatura média diária ($^\circ C$); u_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura ($m\ s^{-1}$); e_a é pressão de vapor (kPa); e_s é pressão de saturação de vapor (kPa)

O cálculo segue orientações do documento *Crop Evapotranspiration* número 56 da FAO, sendo o número das equações referenciadas a esse documento.

CÁLCULO DO SALDO DE RADIAÇÃO (R_n)				FLUXO DE CALOR NO SOLO (G)							
Saldo de radiação de onda longa (R_{nl})				Equação	Parâmetro	Valor	Unidade				
Equação	Parâmetro	Valor	Unidade	45	G	0	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$				
23	d_r	1,00	rad	CORREÇÃO DA VEL. DO VENTO (u_2)							
24	δ	-0,03	rad								
25	ω_s	1,58	rad								
	G_{sc}	0,08	$MJ\ m^{-2}\ min^{-1}$								
28	R_a	35,94	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$								
37	R_{so}	27,31	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$								
	R_s	26,74	$MJ\ m^{-2}\ h^{-1}$								
	R_s/R_{so}	0,98									
	Stefan-B.	4,903E-09	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$								
11	$e^o(T_{max})$	5,72	kPa					CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)			
11	$e^o(T_{min})$	2,76	kPa								
14	e_a	1,78	kPa								
12	e_s	4,24	kPa								
	$e_s - e_a$	2,46	kPa								
39	R_{nl}	6,10	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$								
Saldo de radiação de onda curta (R_{ns})				CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)							
	α	0,23									
38	R_{ns}	20,59	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$								
Saldo de radiação de radiação (R_n)											
40	R_n	14,49	$MJ\ m^{-2}\ h^{-1}$								
CORREÇÃO DA VEL. DO VENTO (u_2)								CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)			
Equação	Parâmetro	Valor	Unidade								
47	u_2	1,23	$(m\ s^{-1})$								
Δ											
Equação	Parâmetro	Valor	Unidade								
13	Δ	0,23	$kPa\ ^\circ C^{-1}$								
CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)				CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)							
Equação	Parâmetro	Valor	Unidade								
	λ	2,45	$MJ\ kg^{-1}$								
	c_p	0,001	$MJ\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$								
	ε	0,62									
8	γ	0,06	$kPa\ ^\circ C^{-1}$								
ET_0 diária								CONSTANTE PISCOMETRICA (γ)			
Equação	Parâmetro	Valor	Unidade								
6	ET_0	6,04	$mm\ h^{-1}$								

Os mesmos cálculos foram realizados para as demais estações meteorológicas (Viçosa, Barbacena e Caratinga).

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop requirements* – FAO Irrigation and drainage paper 56. Roma: Natural Resources Management and Environment Department, 1998. 300 p. Disponível em: <<http://www.kimberly.uidaho.edu/water/fao56/fao56.pdf>>. Acesso em: 16 nov. 2015.

Disponível online em: <<http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>>.