



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.13.20.15-TDI

## **OTIMIZAÇÃO DO MODELO METRIC PARA ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO CERRADO BRASILEIRO**

Bruno Silva Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Elisabete Caria Moraes, aprovada em 27 de agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RKS7A2>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Gabinete do Diretor (GBDIR)  
Serviço de Informação e Documentação (SESID)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO  
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos  
Climáticos (CGCPT)

**Membros:**

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas  
(CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia  
Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra  
(CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação  
(SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.13.20.15-TDI

## **OTIMIZAÇÃO DO MODELO METRIC PARA ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO CERRADO BRASILEIRO**

Bruno Silva Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Elisabete Caria Moraes, aprovada em 27 de agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RKS7A2>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Oliveira, Bruno Silva.

Ol4o Otimização do modelo Metric para estimativas de evapotranspiração no Cerrado brasileiro / Bruno Silva Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxxii + 190 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.13.20.15-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadora : Dra. Elisabete Caria Moraes.

1. Cerrado. 2. Evapotranspiração. 3. Balanço de energia na superfície. 4. MODIS. 5. GLDAS. I.Título.

CDU 528.8:551.573(213.54)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Bruno Silva Oliveira**

Título: "OTIMIZAÇÃO DO MODELO METRIC PARA ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO CERRADO BRASILEIRO"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Sensoriamento Remoto**

Dr. Yosio Edemir Shimabukuro

  
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

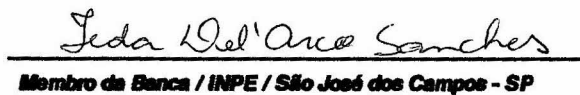
Dra. Elisabete Caria Moraes

  
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dra. Ieda Del' Arco Sanches

  
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. Luis Marcelo de Mattos Zeri

  
Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. Gabriel de Oliveira

  
Convidado(a) / Univ. do Kansas / Kansas - USA

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 27 de agosto de 2018



Aos meus pais, Adélio e Vera.





## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à minha orientadora Dra. Elisabete Caria Moraes pela confiança, amizade, bons conselhos e pelo apoio para a realização desta pesquisa.

Aos amigos Dr. Marcos Carrasco-Benavides pela colaboração no projeto e na elaboração de artigos; Dr. Gabriel Pereira, Dra. Francielle Cardoso, Guilherme Mataveli e Paula Resende pela ajuda na coleta de dados durante os (memoráveis) trabalhos de campo. Agradeço a todos os amigos do INPE pelos momentos de descontração e pela ajuda em diversas questões ao longo do desenvolvimento do trabalho.

Ao Dr. Humberto Ribeiro da Rocha do Departamento de Ciências Atmosféricas (IAG/USP), pela disponibilização dos dados e à Emília Brasília pelas diversas dúvidas sanadas. Também agradeço ao Projeto LBA e Renato Popov (Universidade de Brasília) pela disponibilização e esclarecimento sobre os dados da torre micrometeorológica da Reserva do IBGE. Ao Dr. Fernando Macena e funcionários da Embrapa Cerrados pela ajuda no acesso às fazendas da região de Sobradinho-DF para coleta de dados radiométricos.

Aos meus pais Adélio e Vera e meus irmãos Mônica, Kátia e Lucas pelo amor, apoio e incentivo em todos os momentos. A Débora pelo amor, dedicação, paciência e compreensão ao longo desses mais de 6 anos de INPE.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro em forma de bolsa de estudo.



## RESUMO

O bioma Cerrado tem sido foco da atenção mundial, devido à sua grande diversidade biológica e às mudanças de uso e cobertura da terra que sofre com a expansão da agricultura. Essas mudanças causam impactos no balanço hídrico e de energia e, conseqüentemente, na evapotranspiração (ET), contribuindo para as mudanças climáticas local e global. Os modelos de ET com dados de sensoriamento remoto são atualmente a forma mais adequada para representar a dinâmica espacial e temporal dessa variável, no entanto sua aplicação é limitada pela disponibilidade de dados meteorológicos de superfície. Neste estudo o modelo METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) foi aplicado em quatro regiões heterogêneas no Cerrado brasileiro, avaliando-se sua performance em estimar o balanço de energia e a ET. As estimativas foram avaliadas por comparação com fluxos observados por sistemas *eddy covariance* instalados sobre áreas de cana-de-açúcar (sítio USR), Cerrado denso (sítio PDG) e Cerrado *sensu-stricto* (sítio RECOR). O submodelo de albedo da superfície foi ajustado utilizando simulações de irradiância solar do modelo SMARTS2 e dados de radiometria coletados em campo. O METRIC foi aplicado inicialmente em sua forma padrão, com imagens MODIS e dados meteorológicos observados nos sítios experimentais. No segundo momento, para tornar o modelo independente de dados meteorológicos de superfície, melhorar a resolução espacial dos resultados e reduzir o tempo de processamento, as simulações foram realizadas aplicando-se somente dados MODIS e dados meteorológicos de reanálise (GLDAS), desagregação da banda termal do MOD11 (de 1km para 250 metros) e automatização da seleção de *pixels* âncora para a calibração interna do modelo. O ajuste no submodelo de albedo levou a desvios entre 10-21% e máximo RMSE=0,03. O algoritmo de desagregação da banda termal permitiu simular a temperatura da superfície com  $R^2 > 0,68$  e  $RMSE < 2,1^\circ C$ . O METRIC em sua forma padrão obteve resultados consistentes para o saldo de radiação (Rn) ( $R^2 > 0,94$  e  $RMSE < 75 W m^{-2}$ ), porém subestimou esse fluxo em 8 e 9% na cana-de-açúcar e no Cerrado denso, respectivamente. O fluxo de calor latente (LE) foi estimado com precisão nos sítios PDG e RECOR, porém subestimado em 5% no sítio USR ( $R^2 = 0,94$  e  $RMSE = 42,88 W m^{-2}$ ). A ET real foi estimada com precisão nos sítios USR e PDG, porém foi superestimada em 14% no sítio RECOR ( $R^2 = 0,96$  e  $RMSE = 0,75 mm dia^{-1}$ ). O modelo ajustado e alimentado por dados meteorológicos do GLDAS obteve estimativas de Rn similares às da primeira aplicação, porém o esse fluxo foi superestimado em 7% nos sítios USR e PDG ( $R^2 > 0,93$  e  $RMSE < 80 W m^{-2}$ ). Com essa configuração o modelo superestimou a ET em 25% e 26% na cana-de-açúcar e no Cerrado *sensu-stricto*, respectivamente. As médias zonais extraídas para diferentes classes de cobertura da terra do mapa do TerraClass Cerrado mostraram que entre as quatro áreas de estudo avaliadas os fluxos de energia e a ET são similares quanto à magnitude e variação sazonal, mostrando-se fortemente influenciados pela energia disponível, precipitação, umidade no solo e NDVI.

Palavras-chave: Cerrado. Evapotranspiração. Balanço de Energia na Superfície. MODIS. GLDAS. METRIC.



# OPTIMIZATION OF METRIC MODEL FOR EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATES IN THE BRAZILIAN CERRADO

## ABSTRACT

The Brazilian Cerrado has been the focus of world attention due to its great biological diversity and land cover/land use changes, caused by the expansion of agricultural activities. These changes cause impacts on water and energy balance, and, consequently, on evapotranspiration (ET), contributing to local and global climate change. The ET models that use remote sensing data as inputs are currently considered the best method to represent the spatial and temporal dynamic of this variable, however, its application is limited by the availability of surface meteorological data. In this study we evaluated the potential of METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration) model to estimate the energy balance fluxes and ET over four heterogeneous Cerrado regions. The estimates were evaluated by comparing them to flux tower data collected over sugarcane (USR site), woody cerrado (PDG site) and stricto-sensu cerrado (RECOR site) areas. The broadband albedo submodel was adjusted by applying solar radiation simulations with the SMARTS2 model and radiometry data collected during fieldworks. METRIC was initially applied in its standard form, with MODIS images and meteorological data observed at the experimental sites. In the second phase, in order to the model become independent of surface meteorological data, to improve the spatial resolution of the outputs, and to reduce processing time, the simulations were performed by applying only MODIS and reanalysis (GLDAS) data; spatial sharpening of MOD11 thermal band (1km to 250 meters) and automation of anchor pixels selection for the internal calibration. The surface albedo model adjustment led to deviations between 10-21% and maximum RMSE=0.03. The global algorithm for thermal disaggregation allowed to simulate the land surface temperature with  $R^2 > 0.68$  and  $RMSE < 2.1^\circ C$ . METRIC in its standard form presented consistent results for net radiation ( $R_n$ ) ( $R^2 > 0.94$  and  $RMSE < 75 W m^{-2}$ ), however it underestimated this flux by 8 and 9% in sugarcane and woody cerrado, respectively. Latent heat flux (LE) was accurately estimated at PDG and RECOR sites but underestimated by 5% at USR site ( $R^2 = 0.94$  and  $RMSE = 42.88 W m^{-2}$ ). METRIC-derived ET estimates showed agreement with ground data at USR and PDG sites, but at RECOR site ET was overestimated by 14% ( $R^2 = 0.96$  and  $RMSE = 0.75 mm day^{-1}$ ). METRIC model adjusted and fed by GLDAS simulated obtained  $R_n$  results close to those obtained in the first simulation but overestimated this flux by 7% at USR and PDG sites ( $R^2 > 0.93$  and  $RMSE < 80 W m^{-2}$ ). With this configuration, the model overestimated ET by 25% and 26% in sugarcane and stricto-sensu savanna, respectively. The zonal means extracted for different land cover types (TerraClass Cerrado map) showed that, among the four study areas evaluated, the surface energy fluxes and ET are similar in magnitude and seasonal variation, with direct dependence on available energy, precipitation, soil moisture and NDVI.

Keywords: Cerrado. Evapotranspiration. Surface Energy Balance. MODIS. GLDAS. METRIC.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Variações fisionômicas do Cerrado brasileiro. ....	9
Figura 2.2 - Clima no Cerrado.....	11
Figura 2.3 - Área plantada (hectares) das culturas de cana-de-açúcar, milho, feijão e soja no Brasil.....	12
Figura 2.4 - Área total do Cerrado e proporções de área desmatada e remanescente em 2010 nos Estados que compõem o bioma.....	13
Figura 2.5 - Representação esquemática do balanço de energia na superfície.....	21
Figura 3.1 - Área de estudo no Cerrado brasileiro – recortes de (a) São Paulo; (b) Distrito Federal; (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais.....	29
Figura 3.2 - Climatologia anual nos municípios de cada área de interesse tratada neste estudo. (a) São Paulo, (b) Distrito Federal, (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais.....	30
Figura 3.3 - Detalhamento das áreas dos sítios experimentais com torres micrometeorológicas para validação das estimativas do METRIC nas áreas de estudo de (a) São Paulo e (b) Distrito Federal. Composições coloridas RGB-543 (esquerda) e RGB-453 (direita) do sensor TM/Landsat-5. ....	35
Figura 3.4 - Perfil temporal de NDVI para a área de 1km <sup>2</sup> ao redor dos sítios experimentais USR, PDG e RECOR, calculado com dados Landsat TM, ETM+ ou OLI ( <i>Collection 1 – Level 2</i> – reflectância de superfície). As barras verticais indicam o desvio padrão em cada data.....	37
Figura 3.5 - Fotografias da vegetação no sítio Pé-de-Gigante (PDG) vista da torre micrometeorológica (21 m de altura) nas estações (a) úmida e (b) e seca. .	38
Figura 3.6 - Vegetação próxima da torre micrometeorológica no sítio RECOR – Reserva do IBGE – Brasília.....	39
Figura 3.7 - Tipos de cobertura da terra representados com dados de radiometria nos trabalhos de campo. ....	42
Figura 3.8 - Mapas de cobertura da terra do MapBiomas versão 2.3 para os recortes de (a) São Paulo, (b) Distrito Federal, (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais.	48

Figura 3.9 - Representação da seleção de <i>pixels</i> âncora e relação linear entre a Temperatura da superfície ( $T_s$ ) e o gradiente de temperatura próximo à superfície ( $dT$ ). .....	53
Figura 3.10 - Exemplo de curva de irradiância solar simulada pelo modelo SMARTS2 e integração para bandas MODIS.....	58
Figura 3.11 - Algoritmo global para desagregação da banda termal.....	62
Figura 3.12 - Seleção de <i>pixels</i> âncora para uma data de aplicação do METRIC. (a) Imagem de NDVI, (b) imagem de $T_s$ e (c) histograma 2D mostrando a dispersão entre as duas variáveis e grupos de possíveis <i>pixels</i> quente e frio.	65
Figura 3.13 - Estabilização do (a) gradiente de temperatura $dT$ , (b) resistência aerodinâmica para transferência de calor e (c) coeficientes $A$ e $B$ na calibração interna do METRIC. ....	66
Figura 4.1 - Precipitação diária (azul) e acumulada anual (vermelho) nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR. ....	73
Figura 4.2 - Representação do <i>footprint</i> das torres micrometeorológicas em dias de céu limpo nas estações seca e chuvosa, para os sítios experimentais USR (a-b), PDG (c-d) e RECOR (e-f). ....	75
Figura 4.3 - Comparação entre fluxos turbulentos ( $H+LE$ ) e energia disponível ( $R_n-G$ ) medidos pelos sistemas eddy covariance no período diurno (8:00-18:00) nos sítios (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR, para as datas de processamento do METRIC alimentado por dados meteorológicos de superfície.....	76
Figura 4.4 - Comparação entre os dados do GLDAS e dados observados nos sítios experimentais USR (a, d, g), PDG (b, e, h) e RECOR (c, f, i) para temperatura média do ar, velocidade do vento e irradiância solar incidente. Dados comparados em escala diária. ....	78
Figura 4.5 - Comparação entre a evapotranspiração de referência diária ( $E_{Tr}$ ) calculada a partir dos dados GLDAS e dos dados meteorológicos observados nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR. ....	81



Figura 4.6 - Balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir dos dados meteorológicos dos sítios experimentais USR, PDG (2005) e RECOR (2011).	82
Figura 4.7 - Comparação dos dados de precipitação acumulada mensal do CHIRPS com dados observados nos sítios experimentais e nas estações meteorológicas do INMET.....	83
Figura 4.8 - Aplicação do modelo de balanço hídrico (especializado) para o solo exposto em pontos de cobertura agrícola nas áreas de estudo de SP, DF, BA e MG.	84
Figura 4.9 - Comparação do albedo estimado pelo submodelo ajustado com medidas de superfície realizadas durante os trabalhos de campo nas regiões de interesse do Cerrado brasileiro. ....	86
Figura 4.10 - Curvas de albedo observado nos sítios experimentais (azul), albedo estimado (laranja) e NDVI (preto) nos sítios experimentais (a) USR – cana-de-açúcar, (b) PDG – Cerrado denso e (c) RECOR – Cerrado <i>sensu-stricto</i> - nas datas de processamento do METRIC. ....	89
Figura 4.11 - Composições coloridas do Landsat-TM (RGB-543) destacando a colheita da cana-de-açúcar durante a estação seca de 2006 no sítio USR. ....	90
Figura 4.12 - Evolução da relação entre temperatura da superfície e NDVI ao longo das iterações do algoritmo de desagregação da banda termal.....	93
Figura 4.13 - Desagregação da banda termal do MOD11 para 250m. ....	94
Figura 4.14 - Dispersão entre os valores médios das bandas desagregadas pelo algoritmo global e os dados termais (desagregados) do Landsat7/ETM+ e do produto AST08.....	94
Figura 4.15 - Comparação de valores estimados e observados de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) no momento da passagem do satélite para os sítios experimentais USR (cana-de-açúcar), PDG (cerrado denso) e RECOR (cerrado <i>sensu-strictu</i> ). 97	
Figura 4.16 - Saldo de radiação, componentes de ondas curtas ( $K_i \cdot (1-\alpha)$ ) e componentes de ondas longas ( $L_{w\downarrow}$ e $L_{w\uparrow}$ ) estimados pelo METRIC durante o período de estudo nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR. ....	98

Figura 4.17 - Fluxo de calor latente (LE) observado e estimado pelo METRIC durante o período de estudo nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.	102
Figura 4.18 - Comparação entre o $K_c$ observado ( $K_{c\_ec}$ ) e estimado ( $K_{c\_METRIC}$ ), e entre a $ET_a$ observada ( $ET_{a\_obs}$ ) e estimada ( $ET_{a\_METRIC}$ ) nos sítios experimentais USR (a, d), PDG (b, e) e RECOR (c, f).....	105
Figura 4.19 - Perfil temporal de $ET_a$ ( $mm\ dia^{-1}$ ) observada (azul) e estimada pelo METRIC (laranja), durante o período de cada sítio experimental: (a) USR – cana-de-açúcar, (b) PDG – Cerrado denso e (c) RECOR – Cerrado <i>sensu-stricto</i> .....	106
Figura 4.20 - Validação das estimativas do METRIC para o balanço de energia ( $R_n$ , $G$ , $H$ e $LE$ ) - com dados meteorológicos GLDAS, $T_s$ desagregada e seleção automática de <i>pixels</i> âncora para a calibração de $H$ para o balanço de energia.	110
Figura 4.21 - Saldo de radiação, componentes de ondas curtas ( $K_i \cdot (1-\alpha)$ ) e componentes de ondas longas ( $L_{w\downarrow}$ e $L_{w\uparrow}$ ) estimados pelo METRIC durante o período de estudo nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR. ....	110
Figura 4.22 - Comparação entre o $K_c$ observado ( $K_{c\_ec}$ ) e estimado ( $K_{c\_METRIC}$ ), e entre a $ET_a$ observada ( $ET_{a\_obs}$ ) e estimada ( $ET_{a\_METRIC}$ ) pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos do GLDAS) nos sítios experimentais USR (a, d), PDG (b, e) e RECOR (c, f).....	113
Figura 4.23 – Perfil temporal de $ET_a$ nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR, estimada pelo METRIC em sua forma padrão (alimentado por dados meteorológicos de superfície) e ajustado (alimentado por dados meteorológicos de reanálise do GLDAS). ....	116
Figura 4.24 - Médias zonais de NDVI nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	118
Figura 4.25 - Médias zonais de Saldo de Radiação ( $R_n$ ) estimado pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	120

Figura 4.26 - Médias zonais de Fluxo de calor no solo (G) estimado pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	122
Figura 4.27 - Médias zonais de Fluxo de calor latente (LE) estimado pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	123
Figura 4.28 - Médias zonais de Evapotranspiração real diária ( $ET_a$ ) estimada pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	126
Figura 4.29 – Comparação entre a ET fornecida pelo produto MOD16 e a observada pelos sistemas EC nos sítios (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR; e comparação entre a ET estimada pelo METRIC com a fornecida pelo MOD16 nos mesmos sítios experimentais (d, e, f), respectivamente. ....	129
Figura 4.30 - Mapas mensais de Saldo de radiação ( $W\ m^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais. ....	136
Figura 4.31 - Mapas mensais de fluxo de calor no solo ( $W\ m^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais. ....	137
Figura 4.32 - Mapas mensais de fluxo de calor sensível ( $W\ m^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais. ....	138
Figura 4.33 - Mapas mensais de fluxo de calor latente ( $W\ m^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais. ....	139
Figura 4.34 - Mapas mensais de evapotranspiração real diária ( $mm\ dia^{-1}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais. ....	140
Figura B.1 - Modelo Digital de Elevação do SRTM para o Bioma Cerrado e para as quatro áreas de estudo avaliadas. ....	164
Figura B.2 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte de São Paulo entre os anos de 2005 e 2007. ....	165
Figura B.3 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte do Distrito Federal entre os anos de 2011 e 2015. ....	166

Figura B.4 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte do Oeste da Bahia entre os anos de 2011 e 2015.....	167
Figura B.5 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte de Minas Gerais entre os anos de 2011 e 2015.....	168
Figura B.6 - Comparação entre os dados meteorológicos do sítio experimental USR e os dados medidos nas estações meteorológicas convencionais do INMET...	169
Figura B.7 - Comparação entre os dados meteorológicos do sítio experimental PDG e os dados medidos nas estações meteorológicas convencionais do INMET...	172
Figura B.8 - Comparação entre os dados meteorológicos do sítio experimental RECOR e os dados medidos nas estações meteorológicas convencionais do INMET.	175
Figura B.9 - Perfil temporal da ETr calculada com dados meteorológicos do sítio experimental USR (cana-de-açúcar) para os anos de 2005 a 2007. ....	179
Figura B.10 - Perfil temporal da ETr calculada com dados meteorológicos do sítio experimental PDG (Cerrado denso) para os anos de 2005 a 2007. ....	180
Figura B.11 - Perfil temporal da ETr calculada com dados meteorológicos do sítio experimental RECOR (Cerrado <i>stricto-sensu</i> ) para os anos de 2011 a 2015.	181
Figura B.12 - Aplicação do modelo de balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir de dados meteorológicos do sítio USR (cana-de-açúcar) durante os anos de 2005 a 2007.....	182
Figura B.13 - Aplicação do modelo de balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir de dados meteorológicos do sítio PDG (Cerrado denso) durante os anos de 2005 a 2007.....	183
Figura B.14 - Aplicação do modelo de balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir de dados meteorológicos do sítio PDG (Cerrado <i>sensu-stricto</i> ) durante os anos de 2011 a 2015.....	184
Figura B.15 - Sensibilidade do fluxo de calor no solo aos parâmetros de entrada.....	185

Figura B.16 - Médias zonais de precipitação acumulada mensal ( $\text{mm m\^e}s^{-1}$ ) do produto CHIRPS v2.0 nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.	186
Figura B.17 - Médias zonais de temperatura da superfície (K) do produto MOD11 nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	187
Figura B.18 - Médias zonais de albedo da superfície nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG. ....	188
Figura B.19 - Mapas mensais de NDVI para as regiões da Bahia, Distrito Federal, Minas Gerais e São Paulo. ....	189
Figura B.20 - Mapas mensais de albedo da superfície para as regiões da Bahia, Distrito Federal, Minas Gerais e São Paulo. ....	190



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Modelos e altura de operação dos sensores nas torres micrometeorológicas dos sítios USR, PDG e RECOR. ....	34
Tabela 3.2 - Estatísticas zonais para elevação e declividade dentro do <i>pixel</i> de 1km do MODIS posicionado na área das torres micrometeorológicas dos sítios USR, PDG e RECOR. DP corresponde ao desvio padrão e CV (%) ao coeficiente de variação. ....	36
Tabela 3.3 - Datas e locais dos trabalhos de campo – coleta dos dados de radiometria em diferentes tipos de cobertura da terra. ....	41
Tabela 3.4 - Dados MODIS utilizados e suas características. ....	44
Tabela 3.5 - Características hídricas de diferentes tipos de solos empregadas no balanço hídrico para o <i>pixel</i> quente. ....	55
Tabela 3.6 - Faixas espectrais das bandas do sensor MODIS e intervalos de $UP_b$ e $LO_b$ aplicados na Equação 3.22. ....	58
Tabela 3.7 - Valores de ângulo zenital solar, conteúdo de água precipitável e elevação aplicados como entrada no modelo SMARTS2 para simular o espectro de irradiância solar. ....	59
Tabela 3.8 - Limiares de Albedo, NDVI e $T_s$ aplicados na seleção de <i>pixels</i> âncora candidatos para calibração interna do METRIC. ....	64
Tabela 4.1 – Comparação dos dados meteorológicos de precipitação, temperatura do ar (máxima, média e mínima), umidade relativa e velocidade do vento medidos nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR com dados observados pelas estações do INMET. ....	72
Tabela 4.2 - Comparação entre os dados de reanálise do GLDAS e dados observados nas estações meteorológicas do INMET nas áreas de estudo de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais. ....	79
Tabela 4.3 - Coeficientes $wb$ da equação do albedo para bandas MODIS, ajustada a partir dos dados simulados pelo SMARTS2 e dados de radiometria coletados em campo. ....	85

Tabela 4.4 - Análise estatística dos resultados obtidos pelo submodelo de albedo ajustado em comparação às observações dos sítios USR, PDG e RECOR. ....	88
Tabela 4.5 - Análise estatística da comparação entre as bandas termiais desagregadas pelo algoritmo global e os dados termiais de referência dos produtos AST08 e Landsat-7/ETM+.....	95
Tabela 4.6 - Análise estatística das estimativas instantâneas do METRIC para o saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) nos sítios experimentais USR (cana-de-açúcar), PDG (Cerrado denso) e RECOR (Cerrado <i>sensu-stricto</i> ). ....	96
Tabela 4.7 - Resultados da análise estatística para a fração da evapotranspiração de referência (F) e evapotranspiração real diária (ETa). ....	103
Tabela 4.8 - Análise estatística das estimativas do METRIC para o balanço de energia (Rn, G, H e LE), F e ETa, com dados meteorológicos GLDAS, Ts desagregada e seleção automática de <i>pixels</i> âncora.....	109
Tabela 4.9 – Análise estatística entre as estimativas do METRIC adaptado e alimentado com dados meteorológicos do GLDAS e os dados de ET do MOD16. ....	130
Tabela A.1 - Datas de processamento do METRIC nas áreas de estudo de São Paulo (SP), Distrito Federal (DF), Oeste da Bahia (BA) e Minas Gerais (MG).....	163



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

APAGCV	Área de Proteção Ambiental Gama Cabeça-de-Veado
ASD	<i>Analytical Spectral Devices</i>
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High-Resolution Radiometer</i>
BA	Bahia
BRDF	Função de distribuição da reflectância bidirecional
CFSv2	<i>Climate Forecast System version 2</i>
CHIRPS	<i>Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data</i>
CHPClim	Climate Hazards Group's Precipitation Climatology version 1
CIMEC	<i>Calibration using Inverse Modeling at Extreme Conditions</i>
DF	Distrito Federal
EC	<i>Eddy covariance</i>
EDC	<i>Earth Resources Observation System Data Center</i>
EEFlux	<i>Earth Engine Evapotranspiration Flux</i>
EROS	<i>Earth Resources Observation and Science</i>
ESECAE	Estação Ecológica Águas Emendadas
ESPA	<i>EROS Science Processing Architecture</i>
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
FAO	<i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i>
FOV	<i>Field of view</i>
FR	Fator de reflectância
GDAL	<i>Geospatial Data Abstraction Library</i>
GESDISC	<i>Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center</i>
GHCN	<i>Global Historical Climatology Network</i>
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
HDF	<i>Hierarchy Data Format</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IV	Índice de vegetação
LARAD	Laboratório de Radiometria do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LPDAAC	<i>Land Processes Distributed Active Archive Center</i>
LSEB	<i>Land Surface Energy Balance</i>
MAE	Erro absoluto médio
MATOPIBA	Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia
MCGs	Modelos climáticos globais
METRIC	<i>Mapping EvapoTranspiration with high Resolution and Internalized Calibration</i>
MG	Minas Gerais
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MRT	<i>MODIS Reprojection Tool</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NDWI	<i>Normalized Difference Water Index</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OLI	Operational Land Imager
PDG	Reserva Pé-de-Gigante
PNB	Parque Nacional de Brasília
RECOR	Reserva Ecológica do Roncador
RMSE	Raiz quadrada do erro quadrático médio
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SEBS	<i>Surface Energy Balance System</i>
SMARTS2	<i>Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine</i>
SP	São Paulo
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
S-SEBI	<i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>
SWIR	Região espectral do infravermelho de ondas curtas
TM	Thematic Mapper
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
USR	Usina Santa Rita
VNIR	Região espectral do visível e infravermelho próximo

## LISTA DE SÍMBOLOS

A	inclinação da relação linear entre $dT$ e $T_s$
B	intercepto da relação linear entre $dT$ e $T_s$
b	inclinação da reta de regressão passando pela origem (validação)
$C_{mont}$	taxa de redução da temperatura para regiões montanhosas
$C_p$	calor específico do ar a pressão constante
$C_{plano}$	taxa de redução da temperatura para regiões planas
CV	coeficiente de variação
$d^2$	quadrado do inverso da razão entre a distância instantânea e a distância média Sol-Terra
$d_b$	densidade do solo
$D_e$	perda de água acumulada
DOY	dia do ano
DP	desvio padrão
$dT$	gradiente de temperatura entre os níveis $z_1$ e $z_2$ (próximo à superfície)
$dT_f$	gradiente de temperatura $dT$ no pixel frio
$dT_q$	gradiente de temperatura $dT$ no pixel quente
EF	Fração evaporativa
ET	Evapotranspiração
$ET_a$	ET real diária
$ET_{a\_METRIC}$	ET real diária estimada pelo METRIC
$ET_{a\_obs}$	ET real diária observada pelo sistema EC
$ET_{i\_M}$	ET instantânea calculada pelo METRIC
$ET_r$	Evapotranspiração de referência
$ET_{rh}$	ET de referência horária
$ET_{rh\_i}$	ET de referência horária no momento da passagem do satélite
F	Fração da ET de referência
$F_{i\_ec}$	fração da ET de referência instantânea obtida pelo sistema EC no momento da passagem do satélite
$F_{i\_M}$	fração da evapotranspiração de referência (calculada pelo METRIC) no momento da passagem do satélite
$F_{medio}$	fração da ET de referência média durante o período diurno
$F_{PF}$	Fração da ET de referência no pixel frio

$G$	Fluxo de calor no solo
$G_f$	fluxo de calor no solo no pixel frio
$G_q$	fluxo de calor no solo no pixel quente
$G_{sc}$	constante solar
$H$	Fluxo de calor sensível
$H_f$	fluxo de calor sensível no pixel frio
$H_q$	fluxo de calor sensível no pixel quente
IAF	índice de área foliar
$intcpt_{br}$	intercepto da regressão linear entre $T_s$ e NDVI
$K_c$	coeficiente da cultura
$K_{c_{ec}}$	Coeficiente da cultura obtido pelo sistema EC
$K_{c_{METRIC}}$	Coeficiente da cultura estimado pelo METRIC
$K_e$	coeficiente de evaporação
$K_i$	Irradiância solar incidente na superfície
$k_\lambda$	fator de calibração para a placa de campo
$L_{alvo,\lambda}$	radiância bidirecional do alvo
LE	Fluxo de calor latente
$LO_b$	limite inferior para a largura de cada banda $b$ do sensor MODIS
$L_{placa\ campo,\lambda}$	radiância bidirecional da placa de campo
$L_{placa\ padrão,\lambda}$	radiância bidirecional da placa padrão de laboratório
$L_{w\uparrow}$	radiação de ondas longas emitida pela superfície
$L_{w\downarrow}$	radiação de ondas longas emitida pela atmosfera em direção à superfície
$n$	número de amostras
$NDVI_{ar}$	NDVI em alta resolução espacial
$NDVI_{br}$	NDVI em baixa resolução espacial
$P_r$	precipitação
$r_{ah}$	resistência aerodinâmica para transferência de calor
$r_{ah_f}$	resistência aerodinâmica para transferência de calor no pixel frio
$r_{ah_q}$	resistência aerodinâmica para transferência de calor no pixel quente
REW	quantidade de água prontamente disponível para evaporação
$R_n$	saldo de radiação

$Rn_f$	saldo de radiação no pixel frio
$Rn_q$	saldo de radiação no pixel quente
$R_{s\lambda}$	irradiância espectral hemisférica solar em cada comprimento de onda $\lambda$
$slope_{br}$	inclinação da regressão linear entre $T_s$ e NDVI
$T_a$	temperatura do ar
$T_{aero}$	temperatura aerodinâmica
TEW	capacidade de armazenamento de água da camada superficial do solo
$T_{rad}$	temperatura radiométrica da superfície
$T_s$	temperatura da superfície
$T_s^*_{br}$	temperatura de superfície simulada em baixa resolução espacial
$T_{sdem}$	temperatura da superfície ajustada pelo modelo digital de elevação
$T_{sbr}$	temperatura da superfície em baixa resolução espacial
$T_{sf}$	temperatura da superfície no pixel frio
$T_{sq}$	temperatura da superfície no pixel quente
$UP_b$	limite superior para a largura de cada banda $b$ do sensor MODIS
$w_b$	coeficiente de ponderação representando a fração da irradiância solar correspondente à largura espectral de cada banda $b$
$X_{est}$	valor da variável $X$ estimada pelo METRIC
$x_{max}$	distância de máxima contribuição dos fluxos turbulentos
$X_{obs}$	valor da variável $X$ observado pela torre
$z$	elevação do terreno
$z_{break}$	elevação em que a taxa de redução de temperatura muda de $C_{plano}$ para $C_{mont}$
$z_{datum}$	elevação em que $T_{sdem}$ e $T_s$ são iguais
$Z_e$	profundidade da camada superficial do solo
$Z_{om}$	coeficiente de rugosidade
$\alpha$	albedo da superfície
$\beta$	Razão de Bowen
$\gamma$	constante psicrométrica
$\Delta T_{sbr}$	diferença entre a $T_s$ original e a $T_s$ simulada em baixa resolução espacial
$\epsilon_a$	emissividade da atmosfera
$\epsilon_s$	emissividade da superfície

$\eta$	ângulo de elevação solar
$\theta_{FC}$	conteúdo de água do solo em capacidade de campo
$\theta_{WP}$	conteúdo de água no ponto de murcha permanente
$\theta_z$	ângulo zenital solar
$\lambda_{vap}$	calor latente de vaporização
$\rho$	densidade da água
$\rho_a$	massa específica do ar
$\rho_{a_f}$	massa específica do ar no pixel frio
$\rho_{a_q}$	massa específica do ar no pixel quente
$\rho_b$	reflectância de superfície para a banda $b$
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann
$\tau$	transmitância atmosférica na faixa do espectro solar

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO ..... 1
1.1	Hipótese ..... 5
1.2	Objetivo principal ..... 6
1.3	Objetivos específicos ..... 6
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... 9
2.1	O Bioma Cerrado ..... 9
2.2	Evapotranspiração (ET) ..... 14
2.3	Métodos para estimativa da ET ..... 17
2.4	Modelagem da ET com dados de sensoriamento remoto ..... 19
2.5	Modelos LSEB..... 20
2.5.1	Principais modelos LSEB de uma camada ..... 22
2.5.1.1	METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration) ..... 24
2.5.1.2	Limitações dos modelos LSEB ..... 26
3	MATERIAL E MÉTODOS ..... 29
3.1	Área de estudo ..... 29
3.1.1	Recorte - São Paulo ..... 29
3.1.2	Recorte - Distrito Federal ..... 31
3.1.3	Recorte - Oeste da Bahia ..... 32
3.1.4	Recorte - Minas Gerais ..... 33
3.2	Sítios experimentais..... 34
3.2.1	Sítio USR (Cana-de-açúcar) ..... 36
3.2.2	Sítio PDG (Cerrado denso) ..... 38
3.2.3	Sítio RECOR (Cerrado <i>sensu-stricto</i> ) ..... 39
3.3	Dados de radiometria para ajuste do submodelo de albedo..... 40
3.4	Dados de satélite ..... 43
3.4.1	MODIS ..... 43
3.4.2	Dados auxiliares - Landsat e ASTER ..... 44

3.4.3	Precipitação – CHIRPS.....	45
3.5	Dados meteorológicos de reanálise - GLDAS.....	46
3.6	Dados de uso e cobertura da terra.....	47
3.7	Modelo digital de elevação – SRTM.....	49
3.8	Metodologia.....	49
3.8.1	Implementação do METRIC.....	50
3.8.2	Balanço hídrico para o <i>pixel</i> quente.....	54
3.8.3	Ajuste do submodelo de albedo.....	57
3.8.4	Correção da Ts pelo modelo digital de elevação ( $T_{s_{dem}}$ ).....	59
3.8.5	Desagregação espacial da banda termal MODIS.....	60
3.8.6	Seleção automática de <i>pixels</i> âncora.....	62
3.8.7	Validação – Avaliação estatística.....	67
3.9	Aplicação dos dados das torres de fluxo para validação.....	68
4	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>71</b>
4.1	Análise dos dados meteorológicos e fluxos de energia medidos nos sítios experimentais.....	71
4.1.1	Comparação dos dados meteorológicos com dados de estação do INMET.....	71
4.1.2	Análise do <i>footprint</i> e fechamento do balanço de energia.....	74
4.2	Análise dos dados meteorológicos de reanálise do GLDAS para alimentação do METRIC.....	77
4.3	Balanço hídrico para o solo exposto.....	81
4.4	Ajuste do submodelo de albedo da superfície.....	85
4.5	Desagregação espacial dos dados termais (MOD11).....	92
4.6	Validação – Balanço de energia, F e ET.....	96
4.6.1	METRIC com dados meteorológicos de superfície.....	96
4.6.1.1	Saldo de radiação.....	97
4.6.1.2	Fluxo de calor no solo.....	100
4.6.1.3	Fluxo de calor sensível.....	100
4.6.1.4	Fluxo de calor latente.....	101
4.6.1.5	Fração da ETr.....	102
4.6.1.6	Evapotranspiração real diária.....	104



4.6.2	METRIC ajustado e alimentado com dados GLDAS .....	108
4.6.2.1	Saldo de radiação .....	108
4.6.2.2	Fluxo de calor no solo.....	111
4.6.2.3	Fluxo de calor sensível .....	112
4.6.2.4	Fluxo de calor latente.....	112
4.6.2.5	Fração da ETr e ETa .....	113
4.7	Caracterização do padrão sazonal do NDVI, balanço de energia e ET em diferentes tipos de cobertura da terra do Cerrado .....	117
4.8	Distribuição espacial do balanço de energia e da ET <sub>a</sub> .....	132
5	CONCLUSÕES .....	141
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	146
	APÊNDICE A - Tabelas.....	163
	APÊNDICE B - Figuras .....	164



## 1 INTRODUÇÃO

Os biomas tropicais brasileiros, representados principalmente pela floresta Amazônica e Cerrados, têm sido foco da atenção mundial, devido à sua grande diversidade biológica e aos impactos que o desmatamento provoca no clima, na hidrologia e nos ciclos biogeoquímicos em escalas regionais e globais (RUHOFF et al., 2012, FURLEY, 1999; GRECCHI et al., 2014). O Cerrado brasileiro consiste em um complexo vegetacional que está ecologicamente e fisionomicamente relacionado à outras savanas tropicais na América, África e Austrália (SANO et al., 2007a). Sua área inclui grande parte do Brasil central (abrangendo grande parte da região Centro-Oeste, e parte das regiões Norte, Nordeste e Sudeste), parte do nordeste do Paraguai e leste da Bolívia, constituindo o segundo maior bioma brasileiro em extensão 2.036.448 km<sup>2</sup> (aproximadamente 24% do território nacional), e uma das regiões mais ricas em biodiversidade do planeta (MMA, 2014). Além da importância para a agricultura nacional, o Cerrado exerce um papel vital na dinâmica de recursos hídricos no Brasil, pois apresentam inúmeras nascentes e leitos de rios de forma que inclui parte de 12 regiões hidrográficas, além de abrigar algumas das maiores usinas hidroelétricas do país, que respondem por 80% da produção nacional de energia elétrica (OLIVEIRA et al., 2015b).

A década de 60 marcou o início da produção agropecuária de larga escala no Cerrado brasileiro, tornando essa região em uma das principais produtoras de soja e carne bovina do mundo (GIAMBELLUCA et al., 2009) e, conseqüentemente, boa parte de sua formação original foi destruída. A tendência é que essa expansão no Cerrado continue, visto o potencial que o Brasil apresenta no cenário agrícola mundial (OLIVEIRA et al., 2015b), associado à crescente demanda global por alimentos, fibras e biocombustíveis. No entanto, a disponibilidade de terras agricultáveis vem diminuindo ano a ano, mostrando-se o principal limitador da expansão agrícola no Cerrado, assim como em diversas partes do planeta (GIBBS et al., 2010; OLIVEIRA et al., 2015b). Portanto, para reduzir a demanda por novas áreas agrícolas, é necessário melhorar a produtividade e a conservação dos solos por meio de novos modelos de produção (MMA, 2014).

Organizações internacionais como a FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) já mostram preocupação quanto à iminente redução da disponibilidade

de água em todo o planeta, destacando a necessidade de políticas governamentais eficientes e investimentos dos setores público e privado para garantir a produção agrícola, animal e de pesca sustentáveis, que possam suprir as necessidades de consumo e produção de alimentos nos próximos anos (FAO, 2017). Nesse contexto, o setor da irrigação exige grande responsabilidade e eficiência no uso da água, visto que a atividade é responsável por 67,2 % do consumo anual de água no Brasil. Esse uso consiste na utilização de equipamentos e técnicas para suprir a demanda total ou parcial de água para as culturas agrícolas, e varia segundo a necessidade hídrica de cada cultura, o tipo de solo, relevo, clima e outras variáveis (ANA, 2017). A agricultura irrigada no Brasil se destacou inicialmente no Rio Grande do Sul, na produção de arroz a partir do início do século XX. Essa prática se intensificou em outras regiões do país a partir das décadas de 1970 e 1980, principalmente nas regiões Nordeste e Centro-Oeste, crescendo acentuadamente no bioma Cerrado nos últimos anos (ANA, 2017).

Além disto, as principais causas da devastação do Cerrado são o avanço das queimadas como técnica agrícola para mudanças de uso e cobertura da terra causadas pela expansão da agricultura, as quais promovem a emissão de gases de efeito estufa, que provocam impactos no balanço hídrico e de energia e, conseqüentemente, na evapotranspiração, os quais contribuem para as mudanças climáticas local e global. Esses efeitos, no entanto, ainda são pouco compreendidos e podem afetar ecossistemas e setores econômicos como produção de energia e abastecimento de água (LOARIE et al., 2011; GRECCHI et al., 2014; SILVA et al., 2014).

A evapotranspiração (ET) é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera e, portanto, desempenha um papel essencial na determinação de trocas de energia e de massa entre a biosfera e a atmosfera, consistindo na transpiração da vegetação, evaporação da água do solo e da água interceptada pelo dossel das plantas (SELLERS et al., 1997; KALMA et al., 2008). A transpiração é a fração produtiva da ET, sendo elemento fundamental no ciclo fisiológico das plantas, enquanto a evaporação representa a fração não produtiva, que deve ser minimizada dentro da cultura agrícola (SCHERER-WARREN et al., 2014). A ET é a segunda maior componente do ciclo hidrológico (depois da precipitação), uma vez que, em escala global, consome mais da

metade da energia solar absorvida pela superfície terrestre (TRENBERTH et al., 2009; JUNG et al., 2010; MU et al., 2011). Além de sua importância para o ciclo hidrológico, a ET tem uma participação relevante na dinâmica global do clima e nos processos de produtividade primária em diversos ecossistemas (SELLERS et al., 1996; KALMA et al., 2008; RUHOFF, 2011).

Essa variável também está relacionada com o tipo de cobertura da terra, pois é controlada pela disponibilidade de energia na superfície, condições aerodinâmicas da atmosfera, disponibilidade de água no solo e por características da vegetação como fase fenológica, geometria do dossel e estrutura / profundidade do sistema radicular (MEIRELES, 2007).

O monitoramento espacial e temporal da ET representa um grande desafio para a compreensão do particionamento energético e hidrológico entre a superfície e a atmosfera em diferentes biomas, especialmente em áreas tropicais, onde se encontram as maiores fontes de ET, que exercem forte controle sobre os processos de circulação atmosférica em escalas regional e global. Além disso, estimativas precisas da ET são necessárias para modelar os recursos hídricos, auxiliar o manejo de irrigação em escala local e regional e monitorar a disponibilidade e o consumo de água (ANDERSON et al., 2012; RUHOFF et al., 2012; MORTON et al., 2013).

Em campo, a ET de uma cultura pode ser determinada por métodos que combinam o coeficiente da cultura ( $K_c$ ) com a ET de referência ( $E_{Tr}$ ), estimada a partir de dados meteorológicos e métodos como o de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998; FUENTE-SÁIZ et al., 2017). Essa abordagem é amplamente utilizada na agricultura, devido à sua simplicidade e pouca exigência de dados (HE et al., 2017). Outras formas de determinar a ET em *in situ* com precisão são através de lisímetros e torres equipadas com sistemas de Razão de Bowen ou *eddy covariance* (DIAK et al., 2004). Esses métodos são utilizados em diversos biomas, incluindo desertos, savanas, pastagens, florestas e áreas agrícolas, porém apresentam um alto custo de instalação e manutenção. Além disso, impossibilitam uma expansão da análise para grandes áreas devido à heterogeneidade da superfície e à natureza dinâmica dos processos de transferência de calor (FRENCH et al., 2005; GLENN et al., 2007; GOWDA et al., 2008). Nesse sentido o sensoriamento remoto mostra-se uma ferramenta útil, pois fornece dados espacializados, com resolução espacial

e temporal adequadas para o monitoramento da dinâmica da ET em áreas agrícolas e vegetação natural. Ademais, a quantificação contínua e espacializada de parâmetros físicos da superfície permite o aprimoramento de modelos agrometeorológicos, bem como previsões de tempo e clima (PAIVA et al., 2011).

Diversos modelos de ET foram desenvolvidos utilizando dados de sensoriamento remoto obtidos por sensores a bordo de satélites ou aerotransportados. Esses modelos vêm sendo aplicados em diferentes contextos, diferenciando-se quanto ao tipo e extensão espacial de aplicação (irrigação, agricultura em regiões áridas, silvicultura, hidrologia e climatologia), aos dados necessários e às soluções empregadas para superar as limitações que esta modelagem apresenta (GLENN et al., 2007; KALMA et al., 2008). Atualmente, os modelos LSEB (*Land Surface Energy Balance*) são considerados o melhor método para monitorar o uso de água em culturas agrícolas tanto escala local quanto regional, e utilizam dados de reflectância e temperatura da superfície oriundos de imagens de satélites, além de outros dados meteorológicos (GLENN et al., 2007; GOWDA et al., 2007; KALMA et al., 2008; LIOU e KAR, 2014). Nesses modelos o fluxo de calor latente é calculado como termo residual do balanço de energia, o que torna sua estimativa dependente da qualidade da modelagem das outras componentes (saldo de radiação, fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível) e de parâmetros biofísicos como o albedo da superfície, o índice de área foliar (IAF) e o coeficiente de rugosidade ( $Z_{om}$ ) (FUENTE-SÁIZ et al., 2017).

O METRIC (*Mapping EvapoTranspiration with high Resolution and Internalized Calibration*) (ALLEN et al., 2007b) é um modelo LSEB de uma camada e foi derivado do modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (BASTIAANSEN, 2000) visando a aplicação em áreas agrícolas irrigadas. No METRIC a ETr é calculada a partir de dados meteorológicos locais para calibrar internamente o balanço de energia. A calibração do fluxo de calor sensível em cada *pixel* neste modelo é realizada a partir da identificação de duas condições extremas de ET nas áreas agrícolas da cena, as quais são representadas pelos *pixels* âncora (*pixel* quente e *pixel* frio) (KHAND et al., 2017). O *pixel* quente é selecionado em uma área de solo exposto, onde se assume que a ET é igual ou próxima a zero, enquanto o *pixel* frio é selecionado sobre uma área de cultura agrícola

em crescimento ativo e vigoroso, com total recobrimento do solo pelo dossel vegetal (FUENTE-SÁIZ et al., 2017; KHAND et al., 2017).

O processo de calibração interna é específico para cada imagem, acarretando certo grau de subjetividade no processamento do modelo (ANDERSON et al., 2012), além da necessidade de supervisão humana, o que exige um investimento significativo de tempo, especialmente para novos usuários (MORTON et al., 2013). Entretanto, Gonzalez-Dugo et al. (2009) testaram a seleção de *pixels* âncora definido por três usuários experientes, e concluíram que as diferenças na seleção não afetaram significativamente o desempenho do METRIC. Nesse sentido, é possível aplicar metodologias que facilitem ou automatizem a seleção dos *pixels* âncora, como as propostas por Allen et al. (2013) ou Morton et al. (2013), as quais permitem que as estimativas de ET sejam geradas para muitas imagens e para grandes áreas com expressiva redução no tempo de processamento. Esses métodos empregam estatísticas derivadas de calibrações manuais do METRIC para áreas de agricultura irrigada em suas respectivas áreas de estudo, portanto sua aplicabilidade em outras regiões e em outras culturas agrícolas deve ser verificada.

Embora o modelo seja voltado principalmente para áreas agrícolas, aplicações voltadas a outros tipos de uso e cobertura da terra já foram realizadas com resultados positivos (BHATTARAI et al., 2016; KHAND et al., 2017; NUMATA et al., 2017). Para estimativas de ET com o METRIC no Cerrado brasileiro, uma das principais dificuldades é a obtenção de dados meteorológicos para alimentação do modelo, uma vez que em algumas regiões do bioma a rede de estações meteorológicas é escassa. A disponibilidade de dados de fluxos de energia medidos por sistemas de Razão de Bowen ou *eddy covariance* é ainda mais rara, de modo que se torna necessário buscar alternativas para alimentação do modelo e avaliação das estimativas derivadas de sensoriamento remoto.

## **1.1 Hipótese**

Conhecendo a importância da geração de estimativas precisas de ET para áreas agrícolas no Cerrado, essa pesquisa se baseou na hipótese de que o modelo METRIC pode ser

otimizado e alimentado com dados meteorológicos alternativos, possibilitando a realização de estimativas de ET em diferentes regiões do Cerrado brasileiro.

## **1.2 Objetivo principal**

O objetivo principal deste estudo foi otimizar o modelo METRIC e adaptar os dados de entrada para obter estimativas do balanço de energia e da evapotranspiração de maneira eficiente mesmo onde há escassez de dados de superfície, tornando possível avaliar a dinâmica espaço-temporal dessas variáveis em áreas agrícolas e de vegetação natural no Cerrado brasileiro.

## **1.3 Objetivos específicos**

Os objetivos específicos foram:

- a) Ajustar os coeficientes do submodelo de albedo para áreas do Cerrado brasileiro aplicando simulações da irradiância solar e dados de radiometria coletados em campo;
- b) Implementar a correção para elevação do terreno e desagregação da banda termal do produto MOD11 para a resolução espacial das bandas de reflectância da superfície;
- c) Automatizar a seleção de *pixels* âncora para calibração interna do METRIC com base nos dados de NDVI, Ts e albedo;
- d) Avaliar a qualidade dos dados meteorológicos de superfície observados nos sítios experimentais e os dados alternativos (reanálise do GLDAS e precipitação do CHIRPS) aplicados no METRIC em relação aos dados observados em superfície por estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET);
- e) Aferir as estimativas de ET quanto ao tipo de alimentação do modelo: dados meteorológicos de estação e dados espacializados provenientes de reanálise (GLDAS);



- f) Avaliar a variação das componentes do balanço de energia e a ET em função do uso e cobertura da terra em diferentes regiões do Cerrado brasileiro.

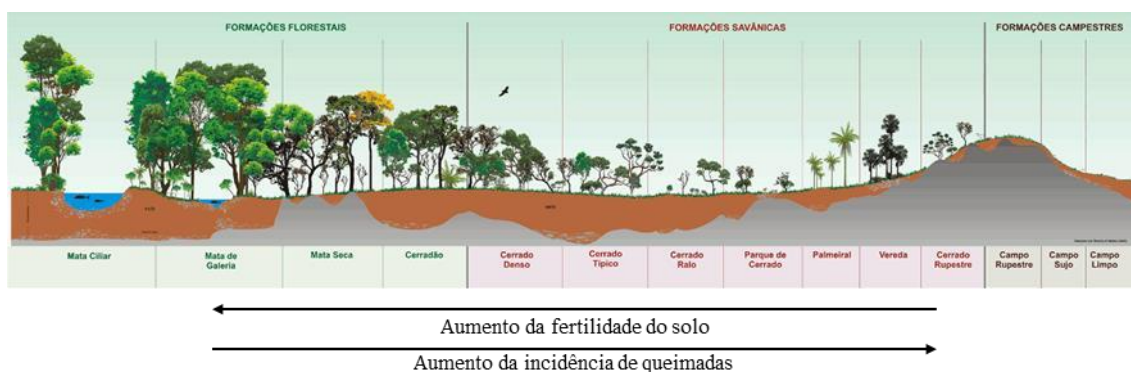


## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 O Bioma Cerrado

O Cerrado brasileiro compreende grande parte da região Central do Brasil com aproximadamente 24% do território nacional (SANO et al., 2007a), sendo caracterizado por vegetação lenhosa e arbustiva dispersa, palmeiras de pequeno porte e gramíneas (QUESADA et al., 2008). Devido à sua extensão territorial, o Cerrado apresenta uma grande variabilidade espacial de fitofisionomias (Figura 2.1), sendo caracterizado principalmente pelas formações campestres (que engloba áreas com espécies herbáceas e algumas arbustivas, mas sem a presença de árvores na paisagem), savânicas (com presença de árvores e arbustos espalhados sobre um estrato graminoso, sem formação contínua de dosséis) e as formações florestais (com predomínio de espécies arbóreas em formações de dossel contínuo ou descontínuo) (SANO et al., 2007a), visto que grande parte destas fitofisionomias são explicadas pelos fatores climáticos e pelos efeitos do fogo, e que muitas espécies endêmicas só ocorrem no cerrado (COUTINHO, 1990).

Figura 2.1 - Variações fisionômicas do Cerrado brasileiro.



Fonte: Adaptada de EMBRAPA (2015); Furley (1999).

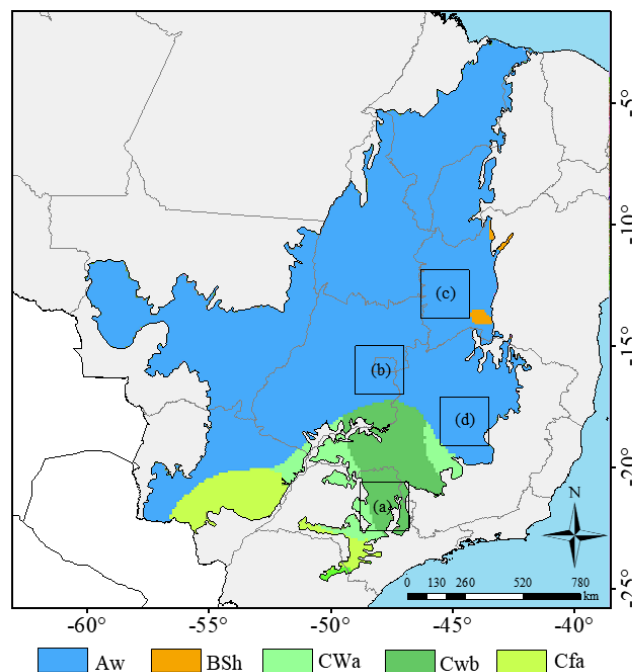
O clima na região do Cerrado (aproximadamente entre as latitudes 10°S e 23°S) é caracterizado por temperaturas médias anuais entre 20°C no Sul e 26°C no Norte. As estações seca e chuvosa são bem definidas, com precipitação anual variando de 1200 mm (no Sul) a 2000 mm (no Norte) e um forte comportamento sazonal, com até 80% da chuva

ocorrendo durante a estação chuvosa (outubro a abril) (CABRAL et al., 2015). A Estação seca abrange um período de 3 a 5 meses consecutivos, entre maio e setembro, o que impõe uma condição de estresse hídrico para a vegetação durante parte do ano (SILVA e BATES, 2002; SILVA et al., 2014; SCHWIEDER et al., 2016). Nessa estação a vegetação herbácea seca e permanece “dormente” até a estação chuvosa seguinte, enquanto que a maior parte das espécies arbóreas floresce, renova as folhas e espalha suas sementes antes que elas germinem no final da estação úmida, o que mostra que esse tipo de vegetação é capaz de obter água do solo mesmo nesse período de falta de chuva (QUESADA et al., 2008). Cabe ressaltar que a maioria das espécies do Cerrado possuem raízes profundas e que as queimadas propiciam a rebrota de várias espécies vegetais e germinação de sementes. Segundo a classificação de clima de Köppen, predominam as classes Aw (Tropical com inverno seco), Cwa (Úmido subtropical com inverno seco e verão quente), CWb (Úmido subtropical com inverno seco e verão temperado), Cfa (Úmido subtropical sem estação seca e com verão quente) e BSh (Seco semiárido de baixa latitude e baixa altitude) (ALVARES et al., 2013).

A ET também apresenta uma forte sazonalidade, variando entre 1 mm dia<sup>-1</sup> na estação seca a 6 mm dia<sup>-1</sup> na estação chuvosa (OLIVEIRA et al., 2005). Em áreas agrícolas a ET varia de acordo com o tipo da cultura e a fase do ciclo vegetativo, com maiores variações devido à estrutura vegetal que se altera desde a emergência da planta até o pleno desenvolvimento do dossel (RUHOFF et al., 2012).

Em geral, os solos desse bioma são profundos e com boa drenagem, porém com baixa fertilidade (SILVA et al., 2014), o que fez com que a região fosse por muito tempo vista como inadequada para a agricultura. Porém a agropecuária expandiu e se consolidou no Cerrado devido aos avanços dos sistemas produtivos e a evolução das tecnologias agrícolas (especialmente as relativas à adubação, irrigação do solo e à descoberta de variedades de culturas mais adaptadas à região), além dos incentivos governamentais, condições topográficas favoráveis à mecanização e o baixo preço das terras (GRECCHI et al., 2014; MMA, 2014).

Figura 2.2 - Clima no Cerrado.



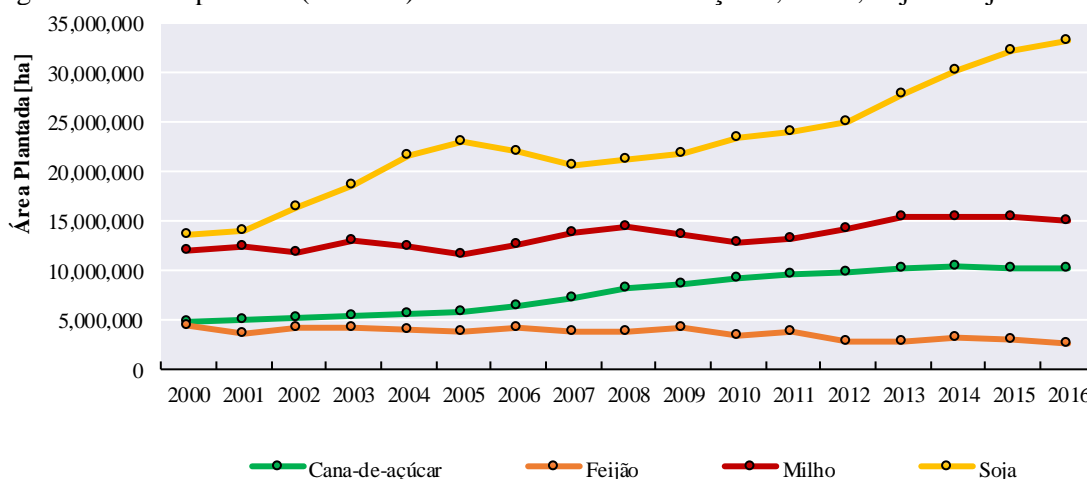
Os quadrados indicam a posição das áreas de interesse para aplicação do METRIC em (a) São Paulo, (b) Distrito-Federal, (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais, descritas no item 3.1.

Fonte: Peel et al. (2007); Alvares et al. (2013).

A expansão das atividades agropecuárias no Cerrado é a principal responsável pela posição de destaque que a agricultura Brasileira ocupa no cenário global, com esse bioma sendo considerado um dos hotspots mundiais na expansão dos cultivos agrícolas nos últimos 50 anos (RAMANKUTTY et al., 2002). A pecuária tem um importante papel no histórico de ocupação do Cerrado, destacando-se os sistemas de produção extensivos, que se baseiam em plantas forrageiras adaptadas às condições de solo e clima da região e ao uso limitado de insumos. Na agricultura predominam os extensos plantios de soja, cana-de-açúcar, milho, feijão, algodão e café (SANO et al., 2007a; MMA, 2014; SILVA et al., 2014). A soja, um dos produtos agrícolas com maior importância na economia brasileira, é responsável por quase 9% das exportações do país, registrando US\$17,1 bilhões em vendas em 2010 contra US\$5,3 bilhões em 2001. Entre 2000 e 2016 a área plantada de soja no Brasil aumentou de 13,65 para 33,15 milhões de hectares (Figura 2.3) (FAOSTAT, 2017). A expansão da cana-de-açúcar também tem um papel importante na transformação

da paisagem do Cerrado. A partir de 2003, com o aumento da demanda por biocombustíveis devido à inserção dos carros flex no mercado brasileiro, a cana-de-açúcar passou a se expandir intensamente na região Centro-Sul do país, em especial no Estado de São Paulo. O notável aumento na área plantada dessa cultura (Figura 2.3), sobretudo após 2007, se deu principalmente pela conversão de áreas agrícolas e pastagens e pela incorporação de novas áreas convertidas para essa cultura, e não pela melhoria na produtividade (RUDORFF et al., 2010; SIMÕES DE CASTRO et al., 2010; MMA, 2014). Até 2002, do total desmatado do Cerrado, 54 milhões de hectares (26,5% da área) estavam ocupados por pastagens cultivadas e 22 milhões de hectares (10,5%) ocupados por culturas agrícolas (SANO et al., 2007a). Em 2006, isso se traduziu em praticamente 50% da produção de grãos do país (MMA, 2014). Essa transformação foi mais intensa na porção sul do Bioma, porém atualmente há uma nova frente de expansão da fronteira agrícola na parte norte, região conhecida como MATOPIBA (Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia).

Figura 2.3 - Área plantada (hectares) das culturas de cana-de-açúcar, milho, feijão e soja no Brasil.

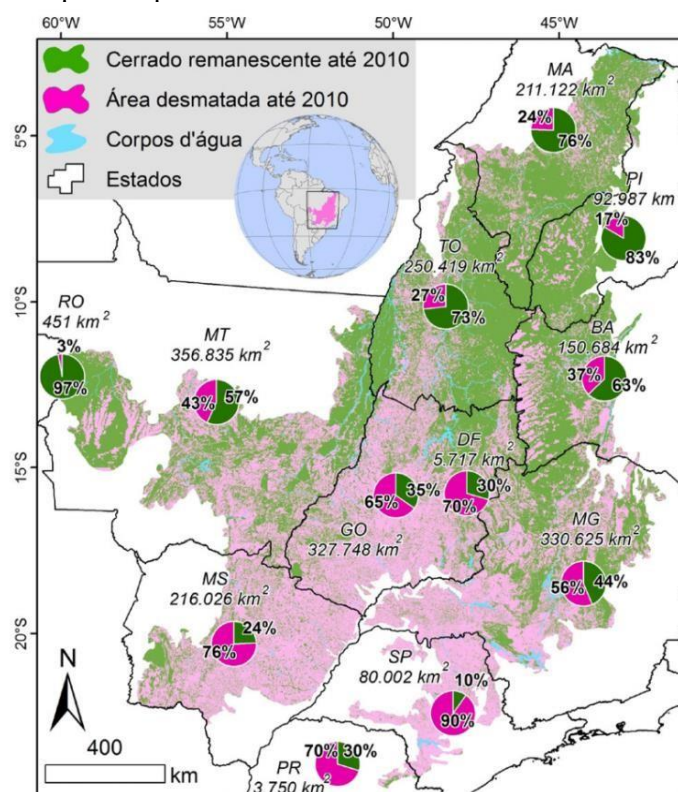


Fonte: FAOSTAT (2017).

O Cerrado vem apresentando taxas de desmatamento equivalente as taxas observadas na região Amazônica, apesar de ter metade de sua área. O Programa de Monitoramento e Desmatamento dos Biomas Brasileiros por Satélites (IBAMA et al., 2011), estimou que

em 2010 a área desmatada no Cerrado foi de 6.469 km<sup>2</sup>, enquanto na Amazônia legal a área desmatada foi de 7.000 km<sup>2</sup>. Até o ano de 2010, a área antropizada ou suprimida no Cerrado correspondia a 47% da área total do bioma, destacando que em algumas regiões do Cerrado Centro-Sul a vegetação nativa desapareceu quase completamente (Figura 2.4). No Estado de São Paulo estima-se que mais de 90% da área original do Cerrado já foi desmatada, enquanto no Piauí o total corresponde a 16%. Os Estados que apresentam as maiores áreas convertidas até o ano de 2010 são Goiás, Minas Gerais e Mato Grosso do Sul (IBAMA et al., 2011; MMA, 2014; WWF, 2014).

Figura 2.4 - Área total do Cerrado e proporções de área desmatada e remanescente em 2010 nos Estados que compõem o bioma.



Fonte: MMA (2014).

Considerando a soma da área desmatada entre 2008 e 2010, os Estados do Maranhão, Tocantins, Bahia e Piauí destacam-se, com 3.922 km<sup>2</sup>, 2.298 km<sup>2</sup>, 1.712 km<sup>2</sup> e 1.681 km<sup>2</sup>, respectivamente. Vale salientar que em Estados como Mato Grosso e Bahia as áreas

desmatadas são voltadas para a agricultura de larga escala, enquanto no Maranhão e no Piauí, a maior parte do desmatamento é destinada à atividade carvoeira (que no Cerrado responde por mais da metade dos 10 milhões de toneladas de carvão vegetal produzidas anualmente no Brasil) (MMA, 2014; WWF, 2014).

As mudanças de uso e cobertura da terra causadas pela expansão das atividades agropecuárias têm o potencial de afetar ecossistemas e diversos setores econômicos do Brasil, como agricultura, produção de energia e abastecimento de água. Essas mudanças e a queima de biomassa podem influenciar a temperatura do Cerrado, porém há a necessidade de mais estudos sobre os impactos a longo prazo no clima e como a pressão antrópica se reflete em mudanças na qualidade e quantidade dos recursos naturais disponíveis no bioma (GRECCHI et al., 2014). Os cenários futuros simulados pelos modelos do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) projetam um aumento de 1°C na temperatura de superfície no bioma Cerrado, com diminuição de 10 a 20% na precipitação durante as próximas três décadas. Já no período entre 2041 e 2070 espera-se um acréscimo entre 3°C a 3,5°C na temperatura do ar e uma redução entre 20 a 35% nas chuvas; e para período de 2071 a 2100 as projeções são de aquecimento intenso (aumento de temperatura entre 3,5°C e 4,5°C) com diminuição acentuada nos padrões de chuva de 35 a 45% (PBMC, 2014).

## **2.2 Evapotranspiração (ET)**

A ET é uma das mais importantes variáveis no ciclo hidrológico, interrelacionando a energia com a disponibilidade hídrica e o clima, consistindo na transferência de água para a atmosfera por evaporação (água do solo, superfícies livres ou da vegetação úmida) e transpiração das plantas (VAREJÃO-SILVA, 2006). A ET controla a temperatura da superfície e, portanto, possui importantes implicações no clima regional como, por exemplo, influência na duração de ondas de calor (KOSTER et al., 2004; JUNG et al., 2010).

Os mapas de ET vêm sendo aplicados operacionalmente no monitoramento de ecossistemas, secas, segurança alimentar, manejo de irrigação, para avaliação de modelos



hidrológicos e climáticos de larga escala, acompanhamento de direitos sobre a água, estimativas de consumo de água por espécies invasoras, alocação de recursos na agricultura, consumo urbano e proteção de espécies ameaçadas de extinção. A quantificação da ET de culturas irrigadas é vital para o manejo de recursos hídricos em regiões com escassez de água, e a produção de mapas detalhados de ET permitem uma alocação mais ponderada da água disponível entre agricultura, uso urbano e ambiental (ANDERSON et al., 2012; FRENCH et al., 2015).

A ET sazonal e a produtividade das culturas agrícolas costumam estar correlacionadas, pois a assimilação de carbono pelas plantas e os fluxos de transpiração são regulados pela condutância estomatal (GLENN et al., 2007; ANDERSON et al., 2012). Problemas que afetam a ET e a produtividade, como doenças, insetos, salinidade do solo e escassez de água causam o fechamento dos estômatos, reduzindo o resfriamento evaporativo por transpiração. O consequente aquecimento do dossel pode ser observado pelos sensores orbitais na faixa do termal (bandas entre 10-13 $\mu$ m) (FRENCH et al., 2015). A temperatura da superfície é sensível às condições de umidade do solo e ao efeito de resfriamento evaporativo, e tem um papel fundamental na determinação dos fluxos de energia na superfície. Dessa forma, mapas de ET derivados de imagens termais tem o potencial de dar um aviso prévio de problemas e queda de produtividade, antes que estes sejam notados por uma diminuição na fração de cobertura vegetal e nos índices de vegetação (ANDERSON et al., 2012).

No cenário das mudanças climáticas globais a ET pode ser vista como um indicador das mudanças por sua sensibilidade a variações na precipitação, temperatura e energia disponível, sendo um elo entre a energia global e os ciclos da água, com uma forte influência nas condições meteorológicas regionais e na reciclagem da precipitação (ANDERSON et al., 2012). A ET responde a mudanças na demanda atmosférica (por exemplo mudança na radiação) ou a mudanças no déficit de pressão de vapor, que está normalmente associado a temperatura se houver umidade suficiente no solo. Dessa forma, distinguir qual processo é responsável pelas mudanças na ET é um problema complexo (JUNG et al., 2010).

De acordo com Jung et al. (2010), entre 1982 e 1998 a ET anual global mostrou uma tendência a aumento (em média  $7,1 \pm 1,0$  mm ano<sup>-1</sup>), causada pela elevação da demanda evaporativa associada ao aumento nas forçantes radiativas e na temperatura (GLENN et al., 2007). Após esse aumento, coincidentemente com o El Niño de 1998, a ET global deixou de crescer até 2008. Tal mudança foi impulsionada principalmente pela limitação de umidade no solo no hemisfério sul, especialmente na África e Austrália. Com uma restrição de umidade do solo mais severa, a tendência é que a ET global diminua. Outros motivos possíveis para a estabilização da tendência global da ET seriam o fechamento dos estômatos das plantas causado pelo aumento na concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera, mudanças de uso e cobertura da terra ou diminuição na velocidade dos ventos. Assim, uma importante questão na ciência do sistema terrestre é se o comportamento da ET global se deve a variabilidade natural do clima ou reflete uma alteração permanente do ciclo da água na Terra (JUNG et al., 2010; JIMÉNEZ-CISNEROS et al., 2014).

A distribuição espacial da ET tem um papel importante nos modelos de circulação geral e de mesoescala, pois afeta o ciclo da água e a distribuição de energia entre superfície terrestre, oceano e atmosfera. Desse modo, estimativas precisas da ET são fundamentais para a projeção de efeitos a longo prazo das mudanças de uso e cobertura da terra e das mudanças climáticas globais (GLENN et al., 2007; ANDERSON et al., 2012). Segundo Jiménez-Cisneros et al. (2014), as projeções da ET a longo prazo são incertas com relação a magnitude e aumento ou diminuição. Elas são influenciadas não somente pelo aumento de temperatura, mas também por mudanças no saldo de radiação e na umidade do solo, tendências da velocidade do vento, diminuição na condutância dos dosséis associada ao aumento da concentração de CO<sub>2</sub> e alterações na vegetação devido às mudanças climáticas.

Anderson et al. (2012) destacam que os modelos climáticos globais (MCGs) utilizados para gerar cenários futuros do clima ainda não foram bem validados para a ET, o que os torna propensos a erros na precipitação e características da vegetação, solo e uso da água. Além dos fluxos físicos (evaporativos), é importante que se priorize também a representação dos fluxos biológicos no desenvolvimento dos MCGs. Nesse sentido, os mapas de ET derivados de sensoriamento remoto com resolução espacial moderada

(como a do MODIS) são úteis, pois permitem fazer uma ponte entre as medições em torres de superfície (com footprint de até 1 km) e a escala dos MCGs (~100km) (ANDERSON et al., 2012; JASECHKO et al., 2013).

### 2.3 Métodos para estimativa da ET

A ET real da cultura (ET<sub>a</sub>) consiste na quantidade de água transferida para a atmosfera nas condições reais de demanda atmosférica, umidade do solo e estado da cultura (FOLHES, 2007). A ET<sub>r</sub> pode ser definida como a ET de uma superfície hipotética uniforme, coberta por vegetação em crescimento ativo (como alfafa ou grama), com determinada altura e resistência aerodinâmica de superfície, sem restrição de umidade e que represente uma extensão de pelo menos 100 m com vegetação igual ou similar (ASCE-EWRI, 2005).

Em áreas agrícolas, além de fatores determinantes como a energia disponível na superfície, velocidade do vento e pressão atmosférica, a ET depende diretamente do estado da vegetação, uma vez que as condições de cobertura do solo e de vigor vegetativo da cultura variam ao longo de seu ciclo de desenvolvimento (RUHOFF, 2011). Por esse motivo, tradicionalmente a ET é estimada em campo por modelos que combinam o coeficiente de cultivo (K<sub>c</sub>) com a evapotranspiração de referência (ET<sub>r</sub>), calculada a partir de dados meteorológicos observados em superfície e equações como a de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005; FUENTE-SÁIZ et al., 2017).

Outros métodos para determinar a ET *in situ* são os lisímetros, sistemas de Razão de Bowen e sistemas *eddy covariance*. Os lisímetros são utilizados para determinar o K<sub>c</sub> e devem ter uma profundidade suficiente para reproduzir o sistema radicular da cultura, além de ser cercado pela mesma nas mesmas condições de altura e IAF, o que torna o método custoso, tanto na construção e instalação quanto na manutenção (GLENN et al., 2007).

O método por Razão de Bowen consiste na utilização de dois grupos de sensores instalados na torre em duas diferentes alturas da camada limite turbulenta acima do dossel, medindo o fluxo de CO<sub>2</sub>, temperatura e umidade do ar, calor sensível e calor

latente. Além destas medidas, instrumentos instalados na torre registram a velocidade do vento, saldo de radiação e fluxo de calor no solo, que são informações essenciais para a compreensão do processo de troca de água e energia do sistema biosfera-atmosfera (GLENN et al., 2007). Como os coeficientes para transporte turbulentos não são conhecidos, não se pode calcular diretamente os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) pelos gradientes de temperatura e umidade medidos. Entretanto, se os coeficientes forem considerados equivalentes (pois são transportados pelos mesmos turbilhões de ar, ou “*eddies*”), a razão entre H e LE pode ser calculada através da Razão de Bowen, expressa por:

$$\beta = \gamma \frac{T_l - T_u}{e_l - e_u} = \frac{H}{LE} \quad (2.1)$$

em que  $\gamma$  é a constante psicrométrica,  $T_l$  e  $T_u$  são as temperaturas inferior e superior, respectivamente;  $e_l$  e  $e_u$  são as medidas de umidade inferior e superior, respectivamente. O método da Razão de Bowen é considerado um método indireto para estimar a ET, pois a razão obtida pela equação 2.1 deve ser aplicada na equação do balanço de energia da superfície para se obter a ET (GLENN et al., 2007).

Os sistemas de *eddy covariance* (EC) são um pouco mais complexos que os de Razão de Bowen e utilizam um conjunto de equipamentos instalados na altura da camada limite turbulenta, normalmente posicionados entre 1 a 2 metros acima do dossel. Os instrumentos medem temperatura do ar, umidade, CO<sub>2</sub> e a componente vertical da velocidade do ar 20 vezes por segundo, normalmente integrando-se os dados para intervalos de 30 minutos. O método considera uma camada de ar isobárica e que, em uma escala maior de tempo, a média da velocidade vertical do vento é nula, visto que a cada momento deve existir movimento ascendente ou descendente do ar em turbilhões (*eddies*) acima da superfície (IRMAK et al., 2014). Assim, se os *eddies* ascendentes e descendentes apresentarem em média uma diferença no teor de umidade do ar ou na temperatura há fluxo de calor latente ou de calor sensível, que é então calculado de maneira direta (GLENN et al., 2007).

Sistemas EC e de Razão de Bowen são amplamente utilizados em diversos tipos de cobertura da terra, porém apresentam um alto custo de instalação e manutenção. Além

disso, esses métodos não fornecem a distribuição espacial em escala regional, especialmente em regiões com advecção, em que o ar seco de áreas vizinhas pode interferir aumentando a ET medida para valores acima da energia disponível para evaporação (GLENN et al., 2007; GOWDA et al., 2008). Nesse sentido a aplicação de dados de sensoriamento remoto representa uma alternativa viável para estimar com confiança a ET em escala regional sobre diversos tipos de cobertura vegetal, com baixo custo e resoluções (espacial e temporal) adequadas para o monitoramento da vegetação.

#### **2.4 Modelagem da ET com dados de sensoriamento remoto**

A compreensão das variações regionais e sazonais da ET é fundamental para a gestão e planejamento do uso de recursos hídricos, especialmente em regiões áridas e semiáridas, onde a demanda hídrica das culturas agrícolas excede a precipitação, exigindo sistemas de irrigação. Nesse sentido, diversos modelos de ET foram desenvolvidos utilizando dados de sensoriamento remoto obtidos por sensores a bordo de satélites ou aerotransportados, sendo reconhecido atualmente como o meio mais viável para obter informações regionais de ET na superfície terrestre em escala local e regional (GOWDA et al., 2008; MU et al., 2011).

Os principais métodos para estimar a ET a partir de dados de sensoriamento remoto podem ser divididos em três categorias:

- a) **Métodos físicos** – empregam a temperatura da superfície em um modelo de balanço de energia na superfície (modelos LSEB – *Land Surface Energy balance*) (LIOU e KAR, 2014; KALMA et al., 2008)
- b) **Métodos empíricos/estatísticos** – relacionam empiricamente a ET observada com grandezas derivadas de produtos de sensoriamento remoto, como índices de vegetação (IVs) ou o Kc da cultura (GLENN et al., 2007; KALMA et al., 2008) e
- c) **Métodos híbridos** - combinam a temperatura da superfície e dados de índices de vegetação (YEBRA et al., 2013).

Modelos do tipo LSEB que utilizam dados de sensoriamento remoto, como o METRIC (ALLEN et al., 2007b) e o SEBAL (BASTIAANSEN, 2000), apresentam vantagens sobre outros métodos convencionais para estimar a ET, pela combinação de parâmetros da superfície obtidos por sensoriamento remoto com variáveis meteorológicas de superfície e características da vegetação (ALLEN et al., 2011; LIOU e KAR, 2014). Esses modelos utilizam a temperatura radiométrica obtida da banda termal de sensores orbitais para estimar H, obtendo-se por fim o LE como termo residual do balanço de energia (GONZALEZ-DUGO et al., 2009).

Os principais modelos LSEB apresentam duas abordagens: (i) modelos de uma camada, que tratam em conjunto as trocas de energia entre o solo, a vegetação e a atmosfera (também conhecidos como “*one source models*”); e (ii) modelos de duas camadas (ou “*two-source models*”), que calculam os fluxos de energia separadamente para o solo e a vegetação (KALMA et al., 2008; ANDERSON et al., 2012).

## 2.5 Modelos LSEB

Uma vez que a ET corresponde à energia empregada na mudança de estado da água, utilizando a energia disponível na superfície para a vaporização (SU, 2002), os modelos LSEB calculam a ET através do calor latente (Equação 2.2), obtido como termo residual do balanço de energia (Figura 2.5).

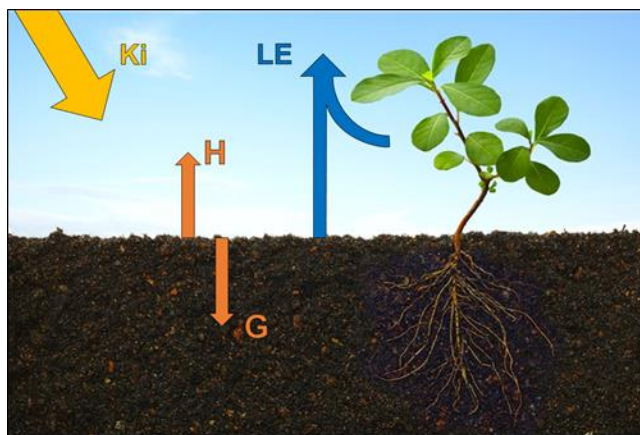
$$LE = R_n - G - H \quad (2.2)$$

em que LE é o fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ ),  $R_n$  é o saldo de radiação ( $W m^{-2}$ ), G é o fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ ) e H é o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ). A equação 2.2 não inclui o calor armazenado no dossel e a energia absorvida na fotossíntese, que representam uma pequena porcentagem de  $R_n$  (TWINE et al., 2000; IRMAK et al., 2014).

O saldo de radiação ( $R_n$ ) consiste na quantidade de energia eletromagnética disponível na superfície para ser convertida em outras formas de energia. Essa grandeza é definida como a diferença entre o balanço da radiação solar (irradiância solar menos a refletância solar na superfície terrestre) e o balanço de radiação de ondas longas (radiação infravermelho distante emitido pela superfície menos a radiação emitida pela atmosfera

em direção à superfície). As radiações incidentes de ondas curtas e longas podem ser obtidas por parametrizações que consideram o dia do ano, hora do dia, latitude, longitude, aspecto e declividade do terreno; estimadas a partir de dados de satélite com auxílio de modelos de transferência radiativa ou ainda medidas diretamente no terreno (ALLEN et al., 2007b; SCHERER-WARREN et al., 2014). A estimativa de propriedades da superfície como albedo e emissividade, bem como a temperatura da superfície são pontos críticos na determinação de  $R_n$ , que deve ser estimado com precisão para que os resultados na modelagem da ET sejam satisfatórios (ALLEN et al., 2007b). O albedo da superfície ( $\alpha$ ) normalmente é estimado por uma combinação linear da reflectância bidirecional de diferentes bandas espectrais situadas entre o visível e o infravermelho próximo e médio. Já a emissividade da superfície pode ser estimada por relações empíricas aplicando índices de vegetação ou por associação com mapas de cobertura da terra (TASUMI et al., 2008; SCHERER-WARREN et al., 2014).

Figura 2.5 - Representação esquemática do balanço de energia na superfície.



Ki= irradiância solar incidente; H= fluxo de calor sensível; G= fluxo de calor no solo; LE= fluxo de calor latente.

Fonte: Produção do autor.

O fluxo de calor no solo (G) consiste na quantidade de energia utilizada para seu aquecimento, sendo estimado geralmente como uma troca de calor por condução. Nos modelos LSEB o G é normalmente calculado como uma fração do saldo de radiação,

representando geralmente entre 5 e 10% de  $R_n$  (GLENN et al., 2007). Em modelos de uma camada como o SEBAL e METRIC,  $G$  é estimado por uma relação semi-empírica em função do NDVI, a  $T_s$  e o albedo (SELLERS et al., 1997; KALMA et al., 2008). Ao longo de 24 horas o fluxo de calor no solo é usualmente nulo, então modelos que calculam a ET diária podem ignorar esse fluxo.

Nos modelos LSEB o dado termal é utilizado para calcular o fluxo de calor sensível, relacionando a temperatura aerodinâmica ( $T_{aero}$ ) com a temperatura do ar acima do dossel ( $T_a$ ) (Equação 2.3). A  $T_{aero}$  consiste na temperatura a uma altura hipotética no dossel em que a velocidade do vento é zero. Como não pode ser determinada por sensoriamento remoto, a  $T_{aero}$  normalmente é substituída ou relacionada com a temperatura radiométrica da superfície ( $T_{rad}$ ) (GLENN et al., 2007).

$$H = \rho_a C_p \frac{T_{aero} - T_{ar}}{r_{ah}} \quad (2.3)$$

em que  $\rho_a$  é a massa específica do ar,  $C_p$  é o calor específico do ar a pressão constante e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor, que depende da velocidade do vento local, rugosidade da superfície e estabilidade da atmosfera próximo à superfície (ANDERSON et al., 2012).

### 2.5.1 Principais modelos LSEB de uma camada

A abordagem utilizada para estimar  $H$  e  $LE$  é o que diferencia os principais modelos LSEB (ANDERSON et al., 2012). Entre os principais modelos LSEB de uma camada pode-se destacar o SEBAL (*Surface Energy BALance*), SEBS (*Surface Energy Balance System*), S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*) e o METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*).

O SEBAL (BASTIAANSSEN, 2000) foi desenvolvido para aplicação em escala regional, baseando-se principalmente nas bandas do espectro solar e termal, exigindo poucos dados meteorológicos medidos em superfície. A determinação de  $H$  se baseia no contraste hidrológico dentro da imagem, determinando o gradiente de temperatura próximo à superfície ( $dT=T_{aero}-T_{ar}$ ) a partir de sua relação linear com a  $T_s$ , obtida no processo de



calibração interna similar ao METRIC (descrita adiante) (KALMA et al., 2008). A extrapolação da ET de valores instantâneos para diários é feita através da fração evaporativa ( $EF = LE / (R_n - G)$ ), considerada constante ao longo do dia. O SEBAL foi amplamente utilizado com imagens de sensores orbitais e aerotransportados, em diversos tipos de cobertura e para superfícies relativamente planas com e sem irrigação (TIMMERMANS et al., 2007; KALMA et al., 2008; OLIVEIRA, 2012; RUHOFF et al., 2012).

O SEBS (SU, 2002) foi proposto como uma alternativa para estimar os fluxos turbulentos em larga escala para superfícies heterogêneas, empregando três fontes de dados de entrada: (i) parâmetros físicos (albedo, emissividade, temperatura, IAF, etc.) derivados de produtos de sensoriamento remoto, (ii) dados meteorológicos medidos em superfície e (iii) valores estimados ou medidos de irradiância solar e radiação de ondas longas incidente na superfície. A principal diferença entre esse modelo e o SEBAL ou METRIC é que a os parâmetros aerodinâmicos, como o comprimento de rugosidade para transferência de calor, podem ser obtidos mesmo na ausência de dados de campo, através da correlação com índices de vegetação, o que evita a necessidade da calibração interna. O LE é determinado através da EF, obtida da relação entre os extremos úmido e seco da imagem. O modelo já foi avaliado para coberturas agrícolas, pastagem e floresta, em diversas escalas espaciais e com diferentes fontes de dados (KALMA et al., 2008), com precisão entre 10 e 15% com relação a dados de ET observados. Entretanto, na comparação do SEBS com modelos como o SEBAL e o METRIC para coberturas de gramíneas e culturas agrícolas, Singh e Senay (2016) obtiveram melhores resultados com o METRIC (RMSE < 0,93 mm dia<sup>-1</sup> e R<sup>2</sup> > 0,88), enquanto os maiores desvios do SEBAL e SEBS foram atribuídos principalmente à extrapolação da ET instantânea para diária, pois o método empregado nos dois modelos apresentou tendência a subestimar a ET.

O modelo S-SEBI (ROERINK et al., 2000) se baseia na determinação da EF a partir da  $T_{rad}$  e do albedo da superfície. O modelo foi desenvolvido inicialmente com imagens Landsat, estimando-se o albedo como uma combinação linear das bandas de reflectância (MATTAR et al., 2014). A dispersão entre o albedo vs.  $T_{rad}$  mostra que todos os *pixels* se encontram entre dois limites: (i) um limite superior representando áreas secas (em que

LE=0), onde toda a energia disponível é empregada em H e o albedo diminui com o aumento de  $T_{rad}$ ; e (ii) um limite inferior (em que H=0) que representa as áreas úmidas, onde toda a energia disponível é usada em LE e o albedo aumenta com o aumento de  $T_{rad}$ , e a EF é obtida relacionando-se esses extremos com a  $T_s$  de cada *pixel*, segundo descrito por Kalma et al. (2008) e Mattar et al. (2014). O fluxo de calor latente é obtido multiplicando a EF pela energia disponível na superfície ( $R_n-G$ ), que por sua vez é calculada de maneira similar ao modelo SEBAL. Por fim a extrapolação da ET para valores diários é feita considerando a EF constante ao longo do dia (SOBRINO et al., 2007). Esse modelo foi usado com sucesso por Sobrino et al. (2007) e Mattar et al. (2014), entre outros. Porém a aplicação de dados de menor resolução espacial deve ser feita com cuidado, pois a mistura de alvos nos *pixels* interfere diretamente na distribuição do diagrama albedo x  $T_{rad}$ , que é a base fundamental do S-SEBI. Além disso, estimativas em larga escala são problemáticas, pois a determinação da EF a partir do  $\alpha$  e  $T_{rad}$  exige que as condições atmosféricas sejam constantes em toda a área da imagem.

### **2.5.1.1 METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration)**

O METRIC (ALLEN et al., 2007b) é um modelo LSEB de uma camada que foi derivado do modelo SEBAL (BASTIAANSEN, 2000), visando a aplicação em áreas agrícolas irrigadas. A principal diferença entre os dois modelos se dá na seleção dos *pixels* âncora para a estimativa de H e na forma de extrapolação de valores instantâneos a diários. A calibração interna facilita a determinação de condições extremas de troca de calor nas áreas agrícolas, de modo a calibrar o fluxo de calor sensível *pixel a pixel* (FUENTE-SÁIZ et al., 2017), levando em conta a diferença entre a temperatura aerodinâmica ( $T_{aero}$ ) e a temperatura radiométrica. Assume-se que há uma relação linear entre a  $T_s$  e o gradiente de temperatura  $dT$ , obtida na calibração interna através da seleção dos *pixels* âncora. Por padrão, a  $E_{Tr}$  (determinada pelo método Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005)) é utilizada para representar a ET de uma cultura irrigada a pleno desenvolvimento (*pixel* frio). Já para o *pixel* quente realiza-se um balanço hídrico para o solo, de modo a determinar a evaporação residual da umidade armazenada em eventos de chuva anteriores

à data de aplicação do modelo. A imagem de Ts é utilizada na calibração para definir o intervalo de temperatura na região de interesse e identificar as áreas em potencial para seleção de *pixels* âncora (CUENCA et al., 2013).

A resistência aerodinâmica à transferência de calor ( $r_{ah}$ ) é determinada utilizando um processo iterativo de correção para estabilidade atmosférica. A velocidade do vento é extrapolada para uma altura de mistura de 200 m, na qual se assume condição estável e não interferência da superfície (TIMMERMANS et al., 2007; GIONGO, 2011). De acordo com Allen et al. (2007a) essa abordagem minimiza os efeitos da diferença entre  $T_{rad}$  e  $T_{aero}$  e da variação da rugosidade da superfície para coberturas heterogêneas. A calibração interna oferece a vantagem de absorver no cálculo de H os erros provenientes de Rn e G (CARRASCO-BENAVIDES et al., 2012), levando estimativas mais precisas de LE, como termo residual do balanço de energia. A extrapolação dos valores instantâneos de ET para diários é feita utilizando a fração da ET de referência (F), conforme descrito no item 3.9.1.

Alguns dos parâmetros derivados de sensoriamento remoto são o albedo, a emissividade da superfície e os índices IAF, SAVI (HUETE, 1988) e NDVI. Para alguns deles, é importante que o usuário possua um conhecimento prévio da área de estudo e os tipos de cobertura presentes. No caso do SAVI (utilizado para estimar IAF), por exemplo, a constante L depende das características do solo, o que exige a utilização de um valor específico para representar corretamente a condição de campo e reproduzir valores realísticos de IAF. Cuenca et al. (2013) ajustaram o parâmetro L do SAVI para L=0,3, obtendo valores de IAF mais compatíveis para pastagem (entre 1 e 3) do que os obtidos com o valor padrão de L=0,1 adotado por padrão no METRIC (ALLEN et al. (2007b).

Aplicando o METRIC a áreas de pastagem irrigadas e não irrigadas com imagens Landsat7/ETM+, Cuenca et al. (2013) encontraram dificuldades em estimar LE com menos de 10% de erro nas áreas irrigadas e menos de 20% nas áreas não irrigadas. No entanto, os autores afirmam que os bons resultados de Rn obtidos pelo METRIC favoreceram as estimativas do LE e da ET, demonstrando ao final que com esse tipo de abordagem é possível obter resultados da ET na escala de uma bacia hidrográfica.

A seleção manual de *pixels* âncora, além de adicionar subjetividade ao processo, também exige tempo e experiência do usuário, o que dificulta a disponibilização operacional de mapas de ET. Entretanto, Gonzalez-Dugo et al. (2009) concluíram que as diferenças na seleção manual por diferentes usuários não tiveram impacto significativo nas estimativas do METRIC. Dessa forma, a automatização da seleção de *pixels* âncoras é uma abordagem viável para aumentar a eficiência no processamento do modelo e na disponibilização de mapas de ET para a comunidade científica. Allen et al. (2013) sugerem um procedimento para automatizar a calibração do METRIC para dados Landsat selecionando *pixels* para uma calibração inicial baseado em limiares de NDVI e Ts. Morton et al. (2013) por sua vez descrevem um procedimento de calibração automático utilizando uma aproximação estatística baseada na distribuição de valores de fração da ETr. Os autores relatam que as variações de ET obtidas são similares aos erros obtidos com calibração manual, porém o tempo de processamento do modelo é muito menor. Essa é uma grande vantagem no contexto da agricultura irrigada, pois permite o rápido processamento e disponibilização dos mapas de ET para produtores e pesquisadores (GOWDA et al., 2008).

#### **2.5.1.2 Limitações dos modelos LSEB**

As principais desvantagens dos modelos LSEB englobam a sensibilidade aos parâmetros de entrada, o fator de escala espacial (GLENN et al., 2007) e problemas relacionados à representação da temperatura aerodinâmica. Os modelos LSEB de uma camada em geral exigem a presença de *pixels* em condições hídricas extremas na imagem, pois sem essas condições o intervalo de temperatura  $dT$  é subestimado, levando a erros nas estimativas da ET. Outra limitação é a área de abrangência dos dados meteorológicos de superfície que alimentam o modelo em áreas com alta advecção (regiões áridas e semiáridas). Modelos como o SEBAL, METRIC e SEBS apresentam problemas em superfícies heterogêneas, especialmente para o solo exposto e vegetação esparsa (FRENCH et al., 2015). Essa limitação se deve a não separação do solo e da vegetação, além da utilização dos IVs para determinar parâmetros da superfície (como IAF, altura da cultura e fração

de cobertura vegetal) em submodelos empíricos que não apresentam um bom ajuste na ausência de vegetação (GOWDA et al., 2008).

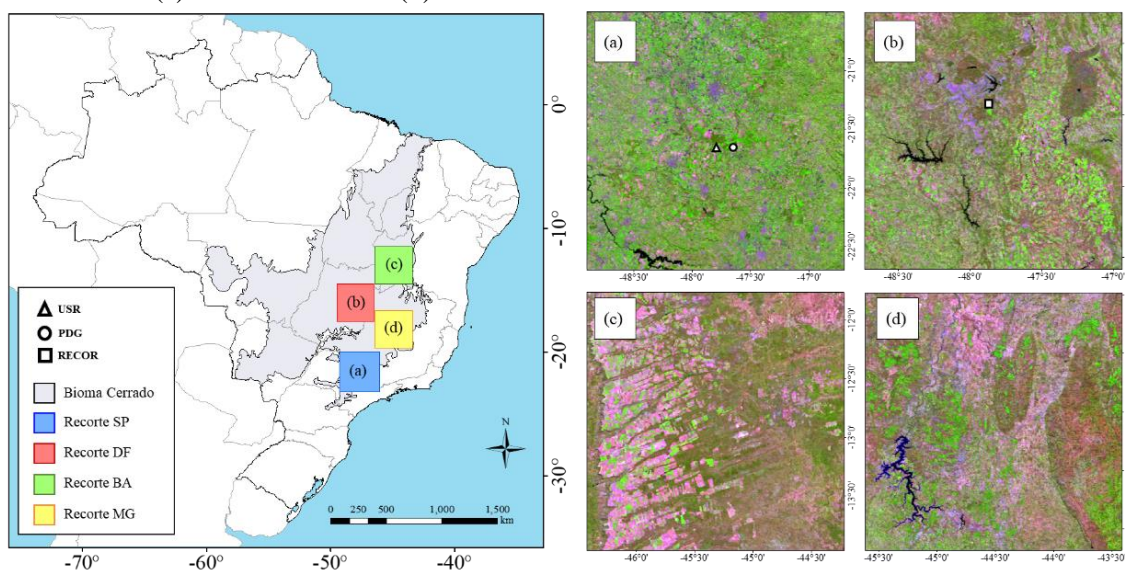


### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Área de estudo

Com o objetivo de analisar a dinâmica espaço-temporal da ET em diferentes contextos do Cerrado brasileiro, foram selecionadas quatro áreas de interesse (recortes) nesse Bioma (Figura 3.1), com presença simultânea de agricultura e vegetação natural. Os recortes avaliados consistem em áreas de 2° x 2°, e localizam-se (i) no Estado de São Paulo, (ii) Distrito Federal, (iii) Minas Gerais e (iv) Oeste da Bahia.

Figura 3.1 - Área de estudo no Cerrado brasileiro – recortes de (a) São Paulo; (b) Distrito Federal; (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais.



Composições coloridas do produto MOD09GA (RGB621). A posição dos sítios experimentais USR, PDG e RECOR é indicada no mapa.

Fonte: Produção do autor.

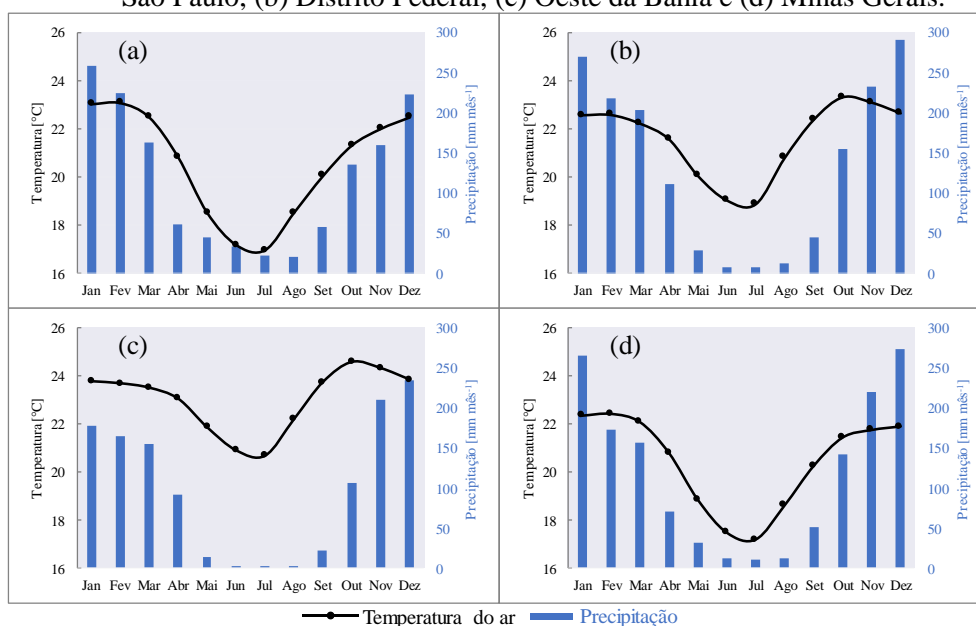
##### 3.1.1 Recorte - São Paulo

A área de interesse em São Paulo (SP) está localizada na bacia do Rio Grande (Figura 3.1a), englobando parte das mesorregiões de Ribeirão Preto, Araraquara, São José do Rio Preto e Campinas. A região é caracterizada por vegetação remanescente de Cerrado e pela intensa produção agrícola, com extensas lavouras de cana-de-açúcar, citrus e eucalipto

(RUHOFF et al., 2012). Até o fim do século XIX a região era constituída por um mosaico de Cerrado e Mata Atlântica, estas que foram convertidas principalmente para agricultura no início do século XX, enquanto as áreas de Cerrado foram usadas principalmente para extração madeireira e para pecuária (SILVA et al., 2014).

Com o aumento da demanda por biocombustíveis a partir dos anos 70, as áreas de Cerrado foram convertidas para culturas agrícolas como a cana-de-açúcar. Desde 2003, com o aumento na demanda por biocombustíveis devido à inserção dos carros flex no Brasil, a cana-de-açúcar apresentou intensa expansão nessa região, assim como em outras áreas no Estado de São Paulo. O grande aumento na área plantada, especialmente após 2007, se deve especialmente a conversão de pastagens e lavouras de outras culturas agrícolas (RUDORFF et al., 2010; SIMÕES DE CASTRO et al., 2010; MMA, 2014). O clima predominante nessa área de interesse (Figura 2.2) é temperado com inverno seco e verão quente (Cwb) (PEEL et al., 2007). A precipitação média anual (de 1971 a 2007) e desvio padrão corresponde a  $1517 \pm 274$  mm (CABRAL et al., 2012), com valor máximo em janeiro ( $274 \pm 97$  mm) e mínimo em julho e agosto ( $27 \pm 34$  mm). A temperatura média anual é de  $20^\circ\text{C}$ , variando entre  $17^\circ\text{C}$  (em julho) a  $23^\circ\text{C}$  (em fevereiro) (Figura 3.2a).

Figura 3.2 - Climatologia anual nos municípios de cada área de interesse tratada neste estudo. (a) São Paulo, (b) Distrito Federal, (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais.



Fonte: Adaptada de Alvares et al. (2013).



Os principais tipos de solo na área são os Argissolos vermelho-amarelo e Latossolos vermelho/ vermelho-amarelo (ambos de textura argilosa ou média), com áreas menores de Neossolos (textura arenosa) (EMBRAPA, 2017). Duas das torres micrometeorológicas utilizadas para validação das estimativas do METRIC estão localizadas nessa área de interesse: no sítio experimental USR (Usina Santa Rita), montada sobre uma lavoura de cana-de-açúcar, e no sítio experimental PDG (Reserva Pé-de-Gigante), montada sobre vegetação natural de Cerrado, ambas regiões descritas nos itens 3.2.1 e 3.2.2.

### **3.1.2 Recorte - Distrito Federal**

A área de interesse no Distrito Federal (DF) está localizada na região definida como Planalto Central, e abrange a região do Distrito Federal e as microrregiões do Entorno de Brasília, Pires do Rio e Unaã. O recorte inclui áreas de Cerrado preservado (Parque Nacional de Brasília (PNB), Estação Ecológica Águas Emendadas (ESECAE) e a Reserva Ecológica do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (Reserva Ecológica do IBGE), assim como áreas de intensa produção agrícola, que conecta duas das maiores bacias hidrográficas do Brasil: Tocantins-Araguaia e Rio da Prata (STEINKE et al., 2017). A altitude varia entre 720 e 1340 metros, com as regiões mais altas localizadas na porção oeste da área de estudo. O clima na região é classificado como clima tropical de savana (Aw) (Figura 2.2), com uma estação seca bem marcada (de maio a setembro) (PEEL et al., 2007). De acordo com Steinke et al. (2017) a região do Distrito Federal apresenta condições regulares e periódicas de estresse hídrico, com aproximadamente 47% da precipitação ocorrendo entre dezembro e março. A temperatura média varia entre 19°C (julho) e 23.5°C (outubro), e a precipitação média anual (de 1981 a 2010) na região é 1417 mm ano<sup>-1</sup>, com média mensal abaixo de 10 mm mês<sup>-1</sup> em julho e máxima de 290 mm mês<sup>-1</sup> em dezembro (Figura 3.2b) (INMET, 2018). As principais classes de solo presentes nesse recorte são Latossolos vermelhos e vermelho-amarelos (textura argilosa), Cambissolos (textura argilosa e média), ocorrendo também Argissolos, Neossolos e Plintossolos (EMBRAPA, 2017).

Uma das torres micrometeorológicas utilizadas na validação das estimativas do METRIC está instalada na Reserva Ecológica do IBGE, uma área de Cerrado preservado dentro da

Área de Proteção Ambiental Gama Cabeça-de-Veados (APAGCV), conhecida antes de 1978 como Reserva Ecológica do Roncador (RECOR), que cobre uma área de aproximadamente 20,000 hectares de Cerrado no sul de Brasília. A Reserva RECOR faz limites com a Estação Ecológica do Jardim Botânico de Brasília e com a Fazenda Água Limpa (área experimental da Universidade de Brasília) (DELGADO, 2011). Mais detalhes sobre este sítio experimental são apresentados no item 3.2.3.

### **3.1.3 Recorte - Oeste da Bahia**

A área de interesse no Oeste da Bahia (BA) engloba principalmente os municípios de Luís Eduardo Magalhães, Barreiras, São Desiderio, Correntina, Angical, Baianópolis e Catolândia. O Oeste baiano destaca-se pela produção de grãos de sequeiro e, mais recentemente, de café e algodão irrigado, conferindo um predomínio da cobertura vegetal antrópica e expressiva supressão da vegetação natural de Cerrado (SANO et al., 2007b).

Essa região apresentou uma intensificação do agronegócio na década de 1980 (o que forçou a conversão de áreas de vegetação natural em áreas cultivadas) e atualmente destaca-se como um polo agrícola, com altos índices de produtividade (SANTOS e SANTOS, 2015). A expansão da agricultura também proporcionou um intenso movimento migratório para a região, como no município de Luís Eduardo Magalhães, que apresentou um aumento populacional de 150% em um período de 10 anos. As áreas com maior presença da agricultura nos últimos anos estão situadas entre as altitudes de 600 e 800 metros, pois são áreas favoráveis ao cultivo devido aos altos índices de precipitação, os quais são bem distribuídos, ao relevo plano e aos solos bem desenvolvidos. O clima na região é do tipo Aw (Tropical com inverno seco) (PEEL et al., 2007), com temperatura média mensal variando entre 21 e 25°C (ALVARES et al., 2013), valores mais altos do que os que ocorrem nas outras áreas de interesse deste estudo, durante todos os meses do ano. A precipitação média mensal varia entre 1 e 233 mm mês<sup>-1</sup>, com maior concentração do regime de chuvas entre os meses de outubro a março. Na região predomina a fisionomia savânica, ocorrendo na porção leste do recorte a transição com a formação savana-estépica do bioma Caatinga (SANO et al., 2007b). As áreas ocupadas com agricultura na porção oeste desse recorte apresentam relevo plano e suave

ondulado, com predominância de Latossolos Amarelos Distróficos de textura média, enquanto na porção leste do recorte há áreas de Neossolos Quartzarênicos, Gleissolos, Cambissolos e Neossolos (EMBRAPA, 2017).

### **3.1.4 Recorte - Minas Gerais**

A área de estudo no Estado de Minas Gerais (MG) está localizada na mesorregião Norte do Estado (Figura 3.1d), englobando principalmente as microrregiões de Pirapora, Bocaiuva, Curvelo, Três Marias e Diamantina. A área engloba municípios que possuem sistemas de produção agrícola com áreas irrigadas e de sequeiro, envolvendo pastagens, culturas perenes e vegetação natural de Cerrado. As formações vegetais predominantes na região são a floresta estacional decidual e as diversas fitofisionomias do Cerrado (cerrado *sensu stricto*, matas de galeria, campos rupestres, etc.). Nessa região a agricultura vem se intensificando, provocando a substituição de ecossistemas naturais por lavouras, o que provoca variações na ET e causa perda de biodiversidade (EMBRAPA, 2014).

Destaca-se também a presença de áreas de Cerrado preservado na região: o Parque Nacional das Sempre-Vivas (Unidade de conservação federal) e o Parque Estadual da Serra do Cabral (Unidade de conservação estadual). O Parque Nacional das Sempre Vivas é uma reserva de 124 mil hectares, com clima tropical semi-úmido: temperatura média anual de 20° C e precipitação média anual variando de 1200 a 1430 mm (INMET, 2018). A área é considerada cerrado de altitude (elevação média de 1086 metros), com a presença de diferentes tipologias: cerrado *sensu-stricto*, campo cerrado, mata seca (floresta estacional semi-decidual), floresta paludosa, veredas, lagoas marginais, mata ciliar e, como formação dominante, os campos rupestres (presença de campo limpo, campo sujo e solos pedregosos). As principais classes de solo presentes no parque são os Neossolos Litólicos distróficos (seguido por afloramentos de rochas), Cambissolos, Gleissolos, Latossolos vermelho e vermelho-amarelo. Com relação à hidrologia, o parque situa-se no divisor de águas das Bacias Hidrográficas dos rios Jequitinhonha e São Francisco, sendo um importante manancial de nascentes que abastecem estes dois rios e apresentam cerca de 600 nascentes que dão origem a uma rica rede de drenagem (MMA, 2015). O Parque Estadual da Serra do Cabral está localizado na serra de mesmo nome

que faz parte da Cordilheira do Espinhaço, com altitudes que variam entre 900 e 1300 m. O parque foi criado em setembro de 2005 e abrange os municípios de Buenópolis e Joaquim Felício. A vegetação é composta basicamente por veredas, matas e formações características de Cerrado (BRASIL, 2005). O clima nessa área de interesse é do tipo Aw (Clima tropical com estação seca de inverno), com períodos de chuva entre dezembro e março, e período seco entre junho e agosto (ALVARES et al., 2013). Os solos predominantes na região são os Latossolos (vermelho e amarelo), Cambissolos, solos arenosos Quatzosos profundos, Argissolos, Neossolos litólicos e quartzarênicos (EMBRAPA, 2017).

### 3.2 Sítios experimentais

Os dados meteorológicos medidos em superfície para alimentação do METRIC e os fluxos de energia utilizados na validação das estimativas do modelo foram obtidos de estações micrometeorológicas localizadas em três sítios experimentais instalados sobre diferentes tipos de cobertura da terra, dois no recorte de São Paulo e um no recorte do Distrito Federal (Figura 3.3). Os dados obtidos consistem nas componentes do balanço de energia ( $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$ ), bem como dados de temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, etc., registrados em escala semi-horária. A Tabela 3.1 apresenta as variáveis medidas em campo, bem como os sensores utilizados e suas respectivas posições de operação.

Tabela 3.1 - Modelos e altura de operação dos sensores nas torres micrometeorológicas dos sítios USR, PDG e RECOR.

Variável	Modelo do sensor			Posição do sensor (m)		
	USR	PDG	RECOR	USR	PDG	RECOR
Temperatura do ar [°C]	Psicrômetro CSI HMP45C, (Vaisala)	Psicrômetro CSI HMP45C, (Vaisala)	Psicrômetro HMP 45AC (Vaisala)	8,5	21	9
Umidade relativa [%]	Psicrômetro CSI HMP45C, (Vaisala)	Psicrômetro CSI HMP45C, (Vaisala)	Psicrômetro HMP 45AC (Vaisala)	8,5	21	9
Precipitação [mm]	Pluviômetro (Hydrological Services Pty. Ltd)	Pluviômetro (Hydrological Services Pty. Ltd)	TB4 (Hydrological Services Pty. Ltd.)	8,5	21	9

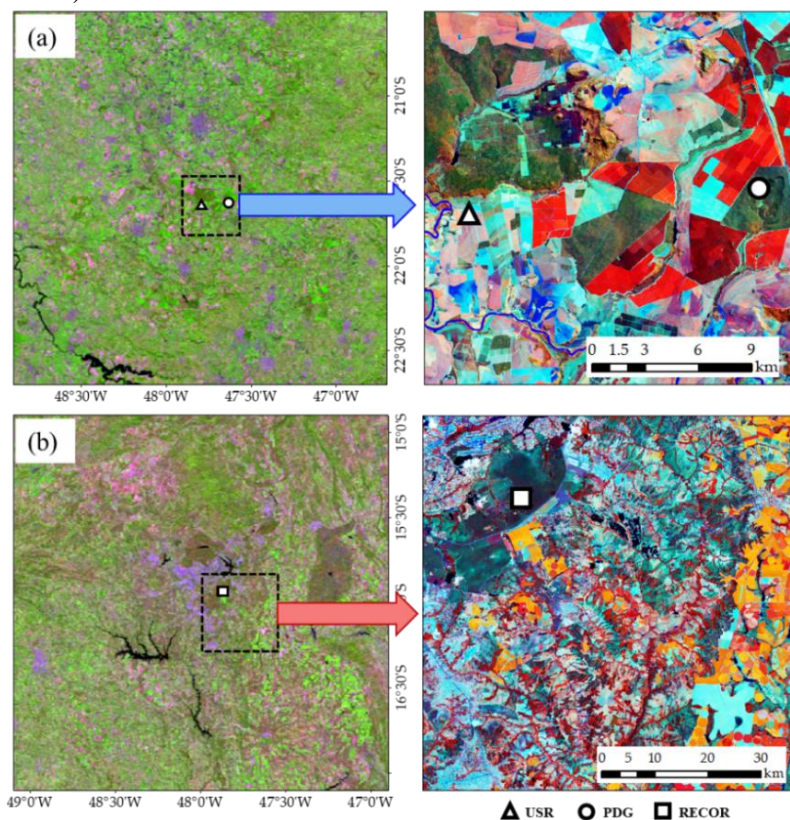
(Continua)

Tabela 3.1 – Conclusão.

Velocidade e direção do vento [ $\text{m s}^{-1}$ ]	Anemômetro RM Young	Anemômetro RM Young	R3-50 (Gill Instruments Ltd.)	8,5	21	10
Pressão atmosférica [hPa]	Barômetro PTB101B (Vaisala)	Barômetro PTB101B (Vaisala)	Barômetro PTB101B (Vaisala)	1	21	9
Radiação de ondas curvas incidente e refletida (Ki e Kr) [ $\text{W m}^{-2}$ ]	Piranômetro LICOR 200X	Piranômetro LICOR 200X	Piranômetro CM3/CNR1 (Kipp&Zonen)	8,5	21	7
Saldo de radiação [ $\text{W m}^{-2}$ ]	NR-REBS	NR-REBS	NR-LITE (Kipp&Zonen)	8,5	21	7
Fluxo de calor no solo [ $\text{W m}^{-2}$ ]	REBS HFT3	REBS HFT3	HFP01 (Hukseflux)	0,02	0,02	0,1
Fluxos de calor sensível e latente [ $\text{W m}^{-2}$ ]	Anemômetro sônico 3D (R2A, Gill, Hampshire, UK); IRGA LI7500, Li-Cor	Anemômetro sônico 3D (R2A, Gill, Hampshire, UK); IRGA LI7500, Li-Cor	IRGA LI7500 (Li-Cor)	10,5	21	10

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.3 - Detalhamento das áreas dos sítios experimentais com torres micrometeorológicas para validação das estimativas do METRIC nas áreas de estudo de (a) São Paulo e (b) Distrito Federal. Composições coloridas RGB-543 (esquerda) e RGB-453 (direita) do sensor TM/Landsat-5.



USR: Cana-de-açúcar; PDG: Cerrado denso; RECOR: Cerrado *sensu-stricto*.

Fonte: Produção do autor.

### 3.2.1 Sítio USR (Cana-de-açúcar)

O sítio experimental USR foi instalado em uma área experimental sobre uma plantação de cana-de-açúcar que pertence à Companhia Energética Santa Rita, situada no município de Luiz Antônio – Estado de São Paulo (Figura 3.3a), nas coordenadas 21°38'13" S, 47°47'25" O, a uma altitude de 552 m. A área tem mais de 400 hectares, com espaçamento de 1,4 m entre linhas de plantio e declividade de  $1,87 \pm 0,36$  graus em um raio de 500 metros ao redor da torre (Tabela 3.2), sendo cercada por áreas de pastagem, citros e vegetação natural de Cerrado (CABRAL et al., 2012). O solo é classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo, com composição textural de 22% argila, 74% areia e 3% silte. A densidade do solo a 2,6m de profundidade é de  $1500 \text{ kg m}^{-3}$ , com uma camada de maior densidade ( $d_b = 1636 \text{ kg m}^{-3}$ ) devido à carga de colhedoras no processo de colheita mecânica em safras anteriores.

Tabela 3.2 - Estatísticas zonais para elevação e declividade dentro do *pixel* de 1km do MODIS posicionado na área das torres micrometeorológicas dos sítios USR, PDG e RECOR. DP corresponde ao desvio padrão e CV (%) ao coeficiente de variação.

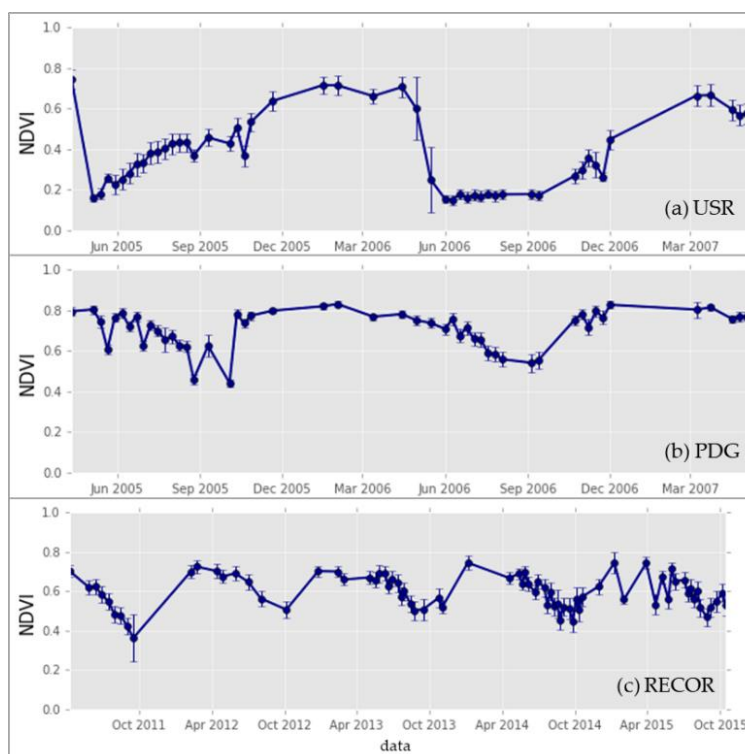
	Elevação (m)			Declividade (graus)		
	USR	PDG	RECOR	USR	PDG	RECOR
Mínimo	541	627	1104	0,81	0,57	1,42
Máximo	579	711	1158	2,64	11,23	5,56
Média	558	669	1136	1,87	4,84	2,69
DP	9	23	13	0,36	2,62	0,78
CV (%)	1,58%	3,50%	1,13%	19,20%	54,03%	29,05%

Fonte: Produção do autor.

A ET total no ciclo 2005/06 foi de 829 mm (representando 69% da precipitação), enquanto na safra de 2006/07 foi de 690 mm (51% da precipitação). A cana-de-açúcar foi plantada em 2003, e houve anteriormente duas colheitas com queima da palha (2004 e 2005) (TATSCH, 2006). Conforme descrito por Cabral et al. (2012), os dados obtidos desse sítio correspondem ao primeiro ciclo da rebrota, com início em 14 de abril de 2005, estendendo-se até a colheita em 11 maio de 2006 (totalizando 393 dias), e ao segundo ciclo da rebrota, com colheita no dia 20 de maio de 2007 (totalizando 374 dias). O *fetch*

ao redor da torre é homogêneo e consiste em plantação de cana-de-açúcar em todas as direções dentro de um raio de mais de 500 m, com altura média do dossel variando desde a emergência da cultura até aproximadamente 3,5 metros na época da colheita (TATSCH, 2006; CABRAL et al., 2012). O NDVI médio na área ao redor da torre, calculado com dados de reflectância da superfície do Landsat (TM e ETM+) para o período de estudo (Figura 3.4a) variou de 0,18 a 0,76, com desvio padrão abaixo de 0,08 (exceto para o período de colheita em 2006, onde há mistura de áreas colhidas e não colhidas – Figura 4.11 no item 4.5).

Figura 3.4 - Perfil temporal de NDVI para a área de 1km<sup>2</sup> ao redor dos sítios experimentais USR, PDG e RECOR, calculado com dados Landsat TM, ETM+ ou OLI (*Collection 1 – Level 2 – reflectância de superfície*). As barras verticais indicam o desvio padrão em cada data.

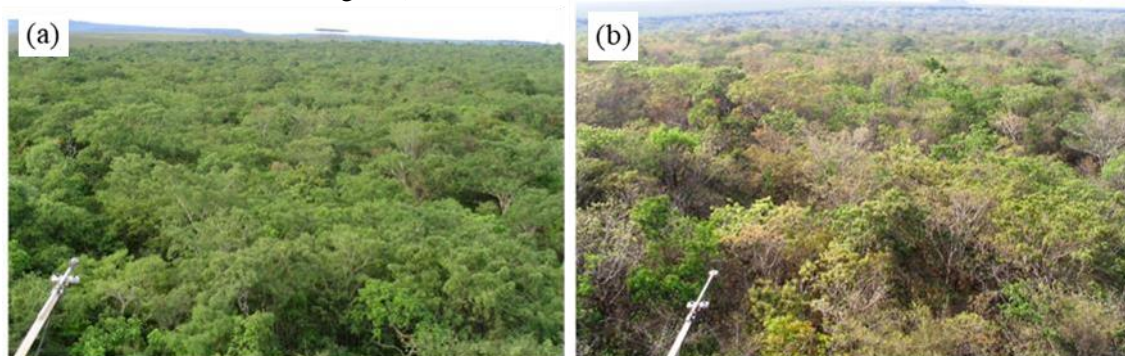


Fonte: Produção do autor.

### 3.2.2 Sítio PDG (Cerrado denso)

A torre micrometeorológica do sítio PDG está instalada na Gleba Pé-de-Gigante (Figura 3.3a), um ecossistema natural de cerrado com altitude variando entre 327 e 711 m, no Parque Estadual Vassununga (administrado pelo Instituto Florestal, SP), no município de Santa Rita do Passa Quatro – Estado de São Paulo (ROCHA et al., 2002). A área possui 1213 hectares de vegetação natural de Cerrado, com 70% do parque correspondendo a fisionomia classificada como cerrado denso, com a vegetação arbórea com alturas de 5 a 8 metros (FURLEY, 1999; TATSCH, 2006). O solo é classificado pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos como Neossolo Quartzarênico, com fração 87% areia, 3% silte e 10% argila (CABRAL et al., 2015). O clima da área é úmido subtropical (Cwa), que é o típico clima de savana com inverno seco (de abril a setembro) e verão quente e chuvoso (outubro a março) (PEEL et al., 2007), com o efeito na vegetação ilustrado na Figura 3.5.

Figura 3.5 - Fotografias da vegetação no sítio Pé-de-Gigante (PDG) vista da torre micrometeorológica (21 m de altura) nas estações (a) úmida e (b) e seca.



Fonte: Adaptada de Cabral et al. (2015).

As coordenadas da torre são 21°37'9,26" S, 47°37'56,38" O, a uma altitude de 710 metros. A declividade média no raio de 500 m ao redor da torre é  $4,84 \pm 2,62$  graus (Tabela 3.2), com um valor máximo na direção sudeste da torre. Entretanto, a frequência de ventos provenientes dessa direção corresponde a menos de 15% das medidas diurnas durante o período de estudo. A torre micrometeorológica forneceu medidas de  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$ , além de dados meteorológicos medidos na altura de 21 m registrados a cada 30 minutos (Tabela



3.1). O *fetch* da vegetação ao redor da torre é superior a 500 metros em todas as direções (CABRAL et al., 2015), com NDVI médio (calculado a partir de dados Landsat TM e ETM+) de  $0,71 \pm 0,03$  durante o período de estudo (Figura 3.4b), e uma altura média de 10 metros (TATSCH, 2006).

### 3.2.3 Sítio RECOR (Cerrado *sensu-stricto*)

Essa torre de fluxo está localizada na Reserva Ecológica do IBGE, a 26 km de Brasília-DF, nas coordenadas  $15^{\circ}55'51,2''$  S,  $47^{\circ}52'21,3''$  O, a uma elevação média de 1136 m. A vegetação da área é composta principalmente pela fisionomia de cerrado *sensu-stricto*, caracterizada por gramíneas, vegetação arbustiva e lenhosa, ocorrendo também áreas de cerrado denso e cerradão (DELGADO, 2011; SCHWIEDER et al., 2016). A torre foi montada sobre uma área de cerrado *sensu-stricto* (Figura 3.6), formada por espécies típicas com altura média entre 4 e 5m, configuração que representa 65% da área da reserva (LBA, 2018). Na área de 1 km<sup>2</sup> ao redor da torre (correspondente a um *pixel* MODIS de resolução espacial 1km), a declividade média é  $2,69 \pm 0,78$  (Tabela 3.2), e o NDVI médio (calculado a partir de dados Landsat TM e ETM+) foi de  $0,60 \pm 0,04$  durante o período de estudo (Figura 3.4c), mostrando que a vegetação de cerrado nesse sítio experimental é homogênea.

Figura 3.6 - Vegetação próxima da torre micrometeorológica no sítio RECOR – Reserva do IBGE – Brasília.



Fonte: Produção do autor.

Os principais tipos de solos na área são os Latossolos Vermelho-Amarelo, Latossolos Vermelho-Escuro e Solos Petroplínticos, sendo profundos, bem drenados, ácidos e predominantemente argilosos (DELGADO, 2011). A precipitação anual média é de 1453 mm ano<sup>-1</sup>, com mais de 75% do volume de chuva concentrado de novembro a março. A temperatura média anual é próxima a 22°C, com valores máximo e mínimo de 27 °C e 15,4 °C, respectivamente (IBGE, 2004). O sistema EC foi montado a uma altura de 7 a 10 metros (exceto os sensores de solo) e coletou dados meteorológicos e fluxos de energia para o período entre 2011 e 2015. Mais informações sobre o sítio experimental e equipamentos utilizados são apresentados na página do Projeto *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA) (LBA, 2018).

### **3.3 Dados de radiometria para ajuste do submodelo de albedo**

Os dados espectrais referentes aos tipos de cobertura característicos do Cerrado e de áreas agrícolas foram coletados em trabalhos de campo (Tabela 3.3) com o espectrômetro ASD FieldSpec Pro (*Analytical Spectral Devices Inc.*, Boulder, Colo, EUA), que opera no intervalo espectral de 350-2500 nm, com FOV (*field of view*) de 25°. A radiância espectral coletada é obtida com os três arranjos lineares de detectores que medem a variável em três diferentes regiões espectrais: 350–985 nm, 986– 1765 nm e 1766–2500 nm, com amostras espectrais de 3, 10 e 10 nm, respectivamente, e os espectros de radiância fornecidos são estatisticamente padronizados para intervalos de 1nm (ROZENSTEIN et al., 2014). É recomendável que o equipamento seja ligado cerca de 30 minutos antes da coleta das medidas (PINTO, 2016), de modo que os detectores e temperaturas internas do aparelho se estabilizem. As medidas foram obtidas posicionando-se o sensor na vertical sobre a cobertura amostrada, evitando projetar sombra na área medida. Os pontos de coleta nas áreas de campo foram marcados com GPS, para posterior comparação com os dados MODIS na mesma posição.

Para as medidas de fator de reflectância, foram coletados três espectros de radiância do alvo e três da placa Spectralon (que foi utilizada como superfície Lambertiana ideal), sendo que cada espectro registrado representa a média de 10 espectros de radiância medidos pelo equipamento. As medidas foram coletadas em horários entre as 10 e 14

horas, posicionando-se o sensor na vertical sobre o alvo. A vegetação foi representada na forma de dossel, obtendo-se as medidas também na vertical, mesmo para alvos mais altos como cana-de-açúcar ou café. As medidas obtidas em condições não ideais foram excluídas da análise.

Com essas medidas foram obtidos os espectros médios de radiância, os quais foram utilizados no cálculo do fator de reflectância (FR) do alvo. O fator de reflectância é estimado a partir da razão entre a radiância espectral da amostra pela radiância espectral de uma superfície lambertiana ideal, medidos nas mesmas condições de iluminação e observação (CARDOZO, 2014).

Tabela 3.3 - Datas e locais dos trabalhos de campo – coleta dos dados de radiometria em diferentes tipos de cobertura da terra.

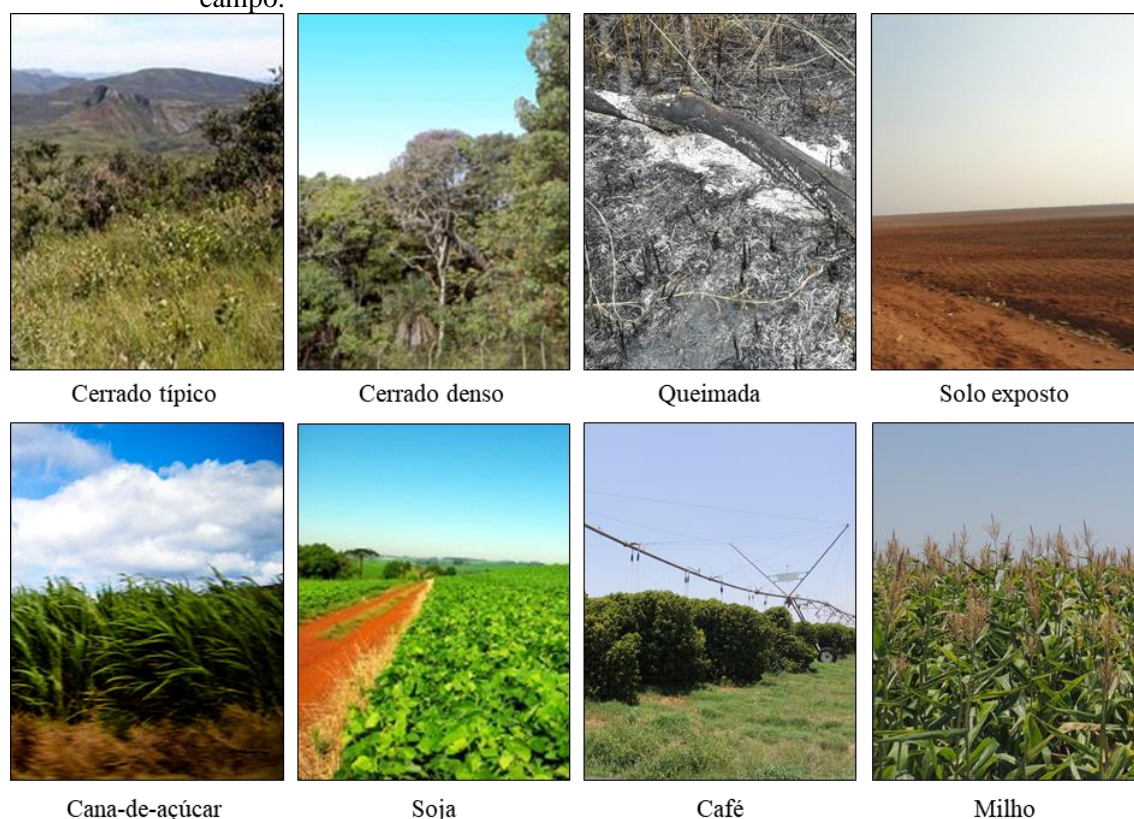
Área de interesse	Local	Coberturas amostradas	Data aquisição
SP	Região de Tatuí	Cana-de-açúcar, palha sobre o solo, solo exposto	24/03/2016
			25/03/2016
DF	Áreas agrícolas na região do DF e arredores, Reserva Ecológica do IBGE, EE Águas Emendadas,	Cerrado sensu-stricto, Soja, Milho, Solo exposto	23/02/2016
			24/02/2016
			25/02/2016
			26/02/2016
BA	Região de Luís Eduardo Magalhães e Barreiras	Café, milho, soja, Solo exposto Cerrado	27/02/2016
			16/10/2015
MG	Parque Nacional das Sempre-Vivas	Vegetação herbácea e arbórea (Cerrado), queimada, rochas, solo exposto	17/10/2015
			27/05/2015
			28/05/2015
			29/05/2005

As datas destacadas em cinza representam as passagens do sensor MODIS/Terra sobre a área amostrada (com baixo ângulo de visada). Fonte: Produção do autor.

Os tipos de cobertura da terra amostrados nos trabalhos de campo incluíram principalmente vegetação herbácea-arbustiva, vegetação arbórea, culturas agrícolas (soja, cana-de-açúcar, milho e café), solo exposto (com e sem restos de cultura) e áreas queimadas (Figura 3.7), cujas medidas de radiância foram aplicadas no ajuste do submodelo de albedo (em conjunto com os dados do modelo SMARTS2, descrito no item

3.9.3), e as medidas de fator de reflectância foram utilizadas para comparação com as estimativas de albedo do submodelo ajustado alimentado com dados MODIS.

Figura 3.7 - Tipos de cobertura da terra representados com dados de radiometria nos trabalhos de campo.



Fonte: Produção do autor.

Para a correta caracterização da reflectância dos alvos observados em campo é necessário que seja realizada a calibração da placa *Spectralon* (utilizada em campo) com uma placa Lambertiana padrão de laboratório (PINTO, 2016). Este procedimento foi realizado (antes e após cada trabalho de campo) no Laboratório de Radiometria (LARAD) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, que é isolado de qualquer fonte de iluminação externa, com pintura preta fosca para evitar reflexão e controle de temperatura do ar. A fonte de iluminação foi uma lâmpada halógena de 250 W, ajustada a 100 cm da área medida e a um ângulo de 30° com a vertical. O sensor do Fieldspec Pro foi posicionado verticalmente sobre a placa, a uma distância de aproximadamente 20 cm. A calibração

entre placas determina o fator de correção  $k_\lambda$  (Equação 3.1), que foi utilizado no ajuste dos fatores de reflectância bidirecionais obtidos em campo (Equação 3.2).

$$k_\lambda = \frac{L_{placa\ campo,\lambda}}{L_{placa\ padrão,\lambda}} \quad (3.1)$$

$$FR_\lambda = \frac{L_{alvo,\lambda}}{L_{placa\ campo,\lambda}} \cdot k_\lambda \quad (3.2)$$

em que  $k_\lambda$  é o fator de calibração para a placa de campo,  $L_{placa\ campo,\lambda}$  e  $L_{placa\ padrão,\lambda}$  correspondem às radiâncias bidirecionais da placa de campo e da placa padrão de laboratório, respectivamente, nas mesmas condições de iluminação e visada do sensor, e  $L_{alvo,\lambda}$  é a radiância bidirecional do alvo.

### 3.4 Dados de satélite

#### 3.4.1 MODIS

Para as simulações com o METRIC, foram utilizados os produtos derivados do sensor MODIS (coleção 6 – Tabela 3.4), a bordo das plataformas Terra e Aqua, que possuem órbita polar a uma altitude de cerca de 700 km, ângulo de imageamento de  $\pm 55^\circ$  e faixa imageada de 2330 km. Esses produtos são distribuídos pelo *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LPDAAC) no formato *Hierarchy Data Format* (HDF), com projeção sinusoidal, e convertidos para GeoTIFF utilizando o *MODIS Reprojection Tool* (MRT), ferramenta desenvolvida pelo *Earth Resources Observation System Data Center* (EDC) e LPDAAC. Para todos os dados adotou-se como padrão Coordenadas Geográficas (Lat-Long) e datum WGS84.

O produto MOD16A2 (MU et al., 2007; MU et al., 2011) fornece estimativas de ET em escala global a partir dos dados MODIS com base na equação de Penman-Monteith, adaptada para a inserção de dados de sensoriamento remoto. Esse produto apresenta resolução espacial de 500 m e resolução temporal de 8 dias. Neste estudo esse produto foi utilizado como referência para comparação das estimativas do METRIC nas áreas de interesse no Cerrado brasileiro, em especial nas áreas em que não há dados de sistemas EC para validação das estimativas (recortes BA e MG).

A presença de nuvens na imagem de satélite pode interferir diretamente nas estimativas do balanço de energia e ET com o METRIC, através das bandas do visível e infravermelho e das bandas do termal (redução da temperatura radiométrica da superfície em áreas de sombra). Desse modo, as áreas com presença de nuvem ou sombra foram removidas dos processamentos do METRIC (em cada data) através da máscara de nuvem gerada a partir da banda “*state\_QA*” do produto MOD09GA. A banda fornece (*pixel a pixel*) a condição de nebulosidade, tipo de nuvem, ocorrência de sombra, entre outras informações.

Tabela 3.4 - Dados MODIS utilizados e suas características.

Produto	Variável	Tile	Res. espacial	Res. temporal	Referência
MOD09GA	Reflectância da superfície	h13v10, h13v11	500 m	Diário	Vermote e Vermeulen (1999)
MOD09GQ	Reflectância da superfície	h13v10, h13v11	250 m	Diário	Vermote e Vermeulen (1999)
MOD11A1	Emissividade e temperatura da superfície	h13v10, h13v11	1000 m	Diário	Wan (1999)
MOD16A2	Evapotranspiração	h13v10, h13v11	500 m	8 dias	Mu et al. (2007) Mu et al. (2011)

Fonte: Produção do autor.

### 3.4.2 Dados auxiliares - Landsat e ASTER

Além dos dados MODIS para alimentação do METRIC, neste estudo foram utilizados dados do Landsat TM (*Thematic Mapper*), ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) e OLI (*Operational Land Imager*), para auxiliar na calibração manual do METRIC nas áreas de interesse de São Paulo e Distrito Federal, e para verificar a homogeneidade da cobertura ao redor das torres micrometeorológicas dos sítios USR, PDG e RECOR. Os produtos foram obtidos na forma de reflectância de superfície (Coleção 1- nível 2), disponibilizados sob demanda pelo LPDAAC. O produto é gerado pelo EROS (*Earth Resources Observation and Science*) com resolução espacial de 30m, e corrigido pelo ESPA (*EROS Science Processing Architecture*) para os efeitos atmosféricos, gerando o produto com processamento “Level-2”. Dados Landsat são tradicionalmente utilizados

nas estimativas de ET por sensoriamento remoto por possuírem banda no termal (com ~100 m de resolução espacial) e permitirem discriminar as unidades produtivas e recursos hídricos de maior escala, características que não podem ser identificadas em *pixels* de menor resolução, como MODIS ou AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) (ANDERSON et al., 2012).

Dados do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) também foram aplicados, para avaliar a desagregação da banda de temperatura da superfície do produto MOD11A1. O ASTER é um dos cinco sensores a bordo do satélite Terra, com três bandas espectrais no VNIR (15m), seis bandas no SWIR (30m) e cinco bandas no infravermelho termal (90m), além de uma banda off-nadir que permite a geração de imagens estereoscópicas (HOOK e RAMACHANDRAN, 1999; OLIVEIRA, 2012). Os dados do sensor ASTER são disponibilizados pelo LPDAAC na forma de produtos, porém com acesso sob demanda. Para a avaliação da desagregação da banda termal do MOD11, foram utilizados dados do produto AST\_08 -V003 (*Surface temperature*), com resolução espacial de 90m, para todas as datas (em comum com o processamento do METRIC) disponíveis nas áreas de interesse deste estudo.

### **3.4.3 Precipitação – CHIRPS**

Os dados diários de precipitação do *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS v2.0) (FUNK et al., 2014) foram utilizados na aplicação no modelo de balanço hídrico para o solo exposto (ALLEN et al., 1998), no qual se determinou o fator de evaporação residual no *pixel* quente no processo de calibração interna do METRIC (item 3.9.2). A série temporal desse produto se inicia em 1981 até o presente com cobertura quase global (50°S-50°N) e resolução espacial de 0,05° (aproximadamente 5km), e o dado baseia-se na interpolação de uma série de fontes de dados como climatologia de precipitação mensal (CHPClim), dados de satélite na faixa do infravermelho (TRMM), dados de chuva de modelo atmosférico da NOAA (*Climate Forecast System version 2 - CFSv2*) e dados observacionais de precipitação medidos em superfície (FUNK et al., 2014; NOGUEIRA et al., 2018). Segundo Cattani et al. (2018) o produto CHIRPS v2.0 é uma das abordagens mais completas e bem estruturadas para

estimativa da precipitação diária usando dados de satélite em alta resolução, explorando totalmente dados orbitais e observações em superfície. Neste estudo os dados CHIRPS foram recortados para as áreas de interesse no Cerrado brasileiro, mantendo-se sua resolução original para aplicação no modelo de balanço hídrico para o solo exposto.

### **3.5 Dados meteorológicos de reanálise - GLDAS**

Os dados meteorológicos de entrada do METRIC são normalmente obtidos de estações meteorológicas de superfície, medidos a 2 metros acima do solo. Porém em muitas regiões a rede de estações é escassa e não permite representar adequadamente a distribuição espacial dessas variáveis (FLORES e LILLO, 2010). Além disso, dados de estação limitam espacialmente as estimativas do METRIC a algumas dezenas de quilômetros (ALLEN et al., 2010). Dessa forma, buscando reduzir a dependência do METRIC às medições de superfície (SU et al., 2007), o modelo foi alimentado com dados de reanálise do GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*) (RODELL et al., 2004). As séries históricas de reanálise são construídas por modelos a partir de dados meteorológicos observados, usando as leis físicas contidas nos modelos de previsão de tempo.

Os dados são fornecidos pelo *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center* (GESDISC) em mosaicos globais e formato HDF5, com resolução espacial de 0,25° e a resolução temporal de 3 horas (0h00, 3h00, 6h00, 9h00, 12h00, 15h00, 18h00, 21h00). Os dados da série foram convertidos para GeoTIFF, recortados para as áreas de interesse e reamostrados (pelo método de vizinho mais próximo) para a resolução espacial dos dados MODIS através de uma rotina em Python 2.7 (pacotes GDAL e HDF5).

Para o cálculo da ETr espacializada, utilizou-se o método de Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005) com todos os dados (de 3h) necessários para este modelo, obtendo-se nessa etapa a variabilidade espacial da demanda evaporativa da atmosfera de maneira mais adequada do que um valor único de ETr para toda a imagem. Já para alimentação do METRIC em suas estimativas instantâneas de Rn e H, os dados GLDAS correspondentes ao horário da passagem do satélite Terra (~10:30 – GMT-3) foram obtidos pela média entre os horários 12h00 e 15h00 (13h30), assim como realizado por Oliveira et al. (2016) para as bacias do Tapajós, na Amazônia.



### 3.6 Dados de uso e cobertura da terra

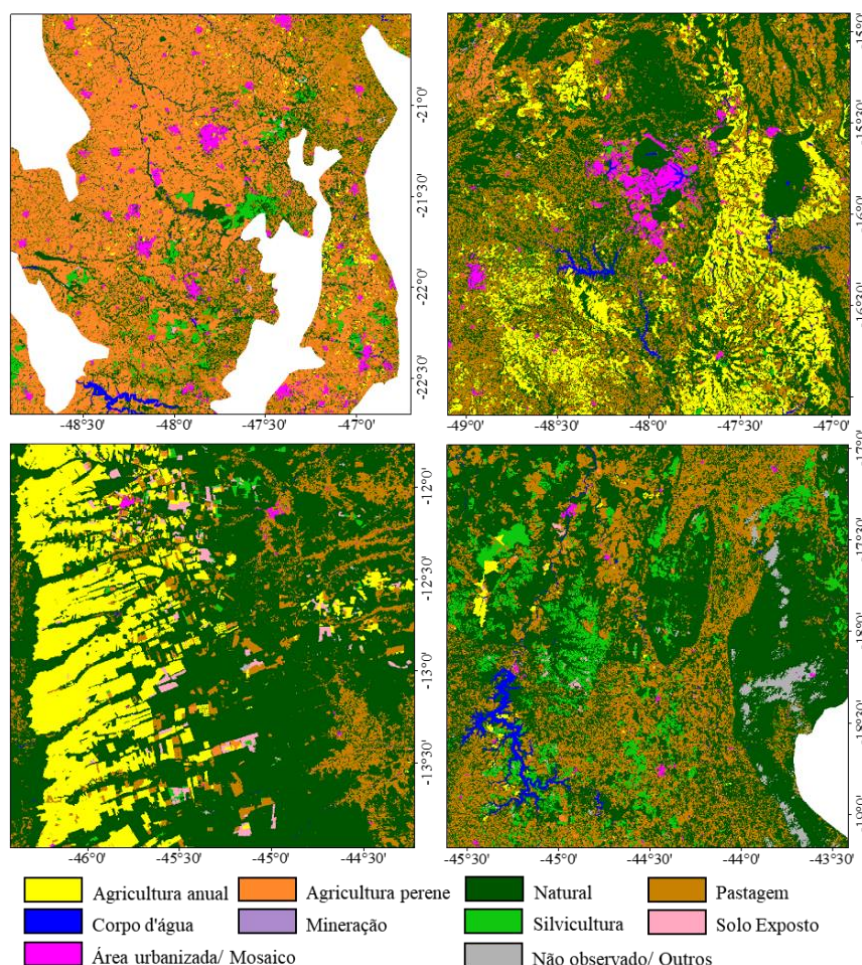
Dados de uso e cobertura da terra foram necessários nesse estudo primeiramente para extrair uma máscara de áreas de agricultura, pastagem e vegetação natural, excluindo áreas urbanas e corpos d'água. As máscaras anuais resultantes foram aplicadas posteriormente na desagregação da banda termal, delimitando as áreas de interesse para estabelecer as regressões lineares entre  $T_s$  e NDVI (para cada imagem). Além disso, as máscaras foram também aplicadas na seleção automática dos *pixels* âncora, na qual é necessário que os *pixels* “candidatos” sejam filtrados em áreas preferencialmente agrícolas. Além disso, a partir dos mapas de cobertura da terra em cada recorte foram extraídas as médias zonais dos fluxos do balanço de energia e da ET em cada uma das classes. Nessa etapa, os mapas foram vetorizados para cada recorte e relacionados com a malha de *pixels* de 500 m do MODIS (gerada no ArcGIS 10.3), de modo a utilizar somente os *pixels* puros em cada classe de cobertura da terra, similarmente ao realizado por Oliveira (2014).

Para esse fim, foram utilizados dados do MapBiomas (MAPBIOMAS, 2017) (<http://mapbiomas.org/pages/downloads>) e TerraClass Cerrado (BRASIL, 2013) ([www.dpi.inpe.br/tccerrado/](http://www.dpi.inpe.br/tccerrado/)). Os mapas do MapBiomas versão 2.3 são baseados em classificação automática de imagens Landsat e são disponibilizados em mosaicos anuais que cobrem o período de 2000 a 2016. Embora o MapBiomas v2.3 forneça mapas anuais, há variações entre as classes em cada ano devido à natureza do método aplicado no mapeamento (em parte baseado em limiares de NDVI para separação das classes) (MARIANO et al., 2018). Por esse motivo, para cada recorte da área de estudo os mapas foram verificados ano a ano e as classes foram ajustadas segundo o mapa do TerraClass (Figura 3.8), de modo a garantir a consistência entre os anos avaliados.

Para as estatísticas zonais foram utilizadas as classes de vegetação natural, agricultura anual e perene, pastagem e silvicultura. A classe **vegetação natural** engloba as subclasses florestal, formada predominantemente por espécies arbóreas com proximidade suficiente para formação de um dossel contínuo; e não florestal, que inclui as formações savânicas (estrato arbóreo, arbustivo e herbáceo distribuídos aleatoriamente sobre o terreno) e campestres (dominância de vegetação herbácea). A classe **agricultura anual** representa

as áreas vegetadas compostas somente por espécies de interesse comercial (como soja, milho, feijão etc.). A **classe agricultura perene** inclui as culturas de café, citros, cana-de-açúcar e seringueira, representadas no mapa como uma única classe, em que o ciclo vegetativo permite colheitas sucessivas, sem necessidade de um novo plantio. A classe **pastagem** corresponde às pastagens plantadas, mapeadas como área antropizada, mas não voltada para agricultura ou silvicultura. A **silvicultura** é caracterizada pelo plantio de uma única espécie florestal, com talhões bem definidos e espaçamento regular, de uma mesma idade (BRASIL, 2015).

Figura 3.8 - Mapas de cobertura da terra do MapBiomass versão 2.3 para os recortes de (a) São Paulo, (b) Distrito Federal, (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais.



Para o recorte de São Paulo o mapa apresentado corresponde ao ano de 2006, enquanto para os demais recortes o mapa é do ano de 2013.

Fonte: (BRASIL, 2015; MAPBIOMAS, 2017).

### 3.7 Modelo digital de elevação – SRTM

O modelo digital de elevação aplicado na modelagem com o METRIC foi obtido do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (NASA, 2013), disponibilizado pelo LPDAAC com resolução espacial de 90m (reamostrado para a resolução dos dados MODIS durante o processamento com interpolação bilinear) e utilizado na correção da temperatura da superfície para variações na elevação do terreno, segundo descrito por Gao et al. (2011) e Numata et al. (2017) .

### 3.8 Metodologia

As adaptações propostas para o modelo METRIC foram realizadas com o objetivo de obter um melhor desempenho na modelagem da ET com dados de satélite nas regiões de interesse deste estudo, além de superar a dependência de dados meteorológicos de superfície. O METRIC foi implementado e adaptado em linguagem Python 2.7, utilizando principalmente as bibliotecas Arcpy (ArcGIS 10.3), GDAL e Numpy. Para alimentar o modelo foram utilizados os produtos MODIS (descritos no item 3.5) e dados meteorológicos das estações situadas nos sítios experimentais (para os recortes de SP e DF) e da reanálise do GLDAS (para todos os recortes). As datas de processamento (Tabela A.1) foram selecionadas de acordo com a disponibilidade de imagens livres de nuvens, ângulo de visada do sensor abaixo de 20° (recomendado por Liang et al. (2002)) e condições de umidade do solo (umidade residual de precipitação em datas anteriores, verificada pelo balanço hídrico para o solo exposto (ALLEN et al., 1998). Além disso, a disponibilidade de dados de fluxo de energia medidos pelo sistema EC foram consideradas, evitando-se dias com falha ou ausência de dados.

O METRIC foi aplicado inicialmente nos recortes de SP e DF com dados meteorológicos de superfície (dos sítios experimentais) e dados MODIS, utilizando seleção manual de *pixels* âncora para calibração interna do modelo. Para o recorte de SP foram selecionadas datas (nos anos de 2005 a 2007) cobrindo todas as fases fenológicas da cana-de-açúcar nos dois ciclos avaliados (no sítio USR), representando também o ciclo da vegetação natural do sítio PDG. Para a área de estudo do DF também foram selecionadas datas

distribuídas ao longo de cada ano avaliado (2011 a 2015), para representar a ET da vegetação natural e áreas agrícolas durante as estações seca e chuvosa. Destaca-se que nos anos de 2007 (recorte SP) e 2014 (recorte DF) houve um menor número de datas selecionadas para simulações com o METRIC devido à ausência de dados de fluxos para validação nos respectivos sítios experimentais.

Após a implementação dos ajustes no METRIC (descritos adiante), o modelo foi aplicado novamente para os recortes de SP e DF, mas alimentado somente com os dados MODIS e dados meteorológicos do GLDAS (RODELL et al., 2004), para comparação do desempenho do modelo em sua forma padrão e com os ajustes aplicados neste estudo.

Em seguida, o modelo ajustado e independente de dados de superfície foi aplicado para as regiões de interesse do Oeste da Bahia e Minas Gerais, cujas datas de aplicação (de 2011 a 2015) foram selecionadas em função do ângulo de visada do sensor MODIS, das condições de cobertura de nuvem (verificadas nas máscaras de nuvem do MOD09) e da condição de umidade do solo (verificada pelo balanço hídrico para o solo com dados de precipitação do CHIRPS). A avaliação dos resultados para essas simulações (sem dados de torre para validação) foi realizada por comparação com o produto MOD16A2. Com a configuração do METRIC independente de dados de superfície, o modelo foi aplicado para 76 datas no Oeste da Bahia, 84 datas no recorte do Distrito Federal, 51 datas no recorte de Minas Gerais e 84 no recorte de São Paulo.

### 3.8.1 Implementação do METRIC

Assim como em outros modelos LSEB, no METRIC a evapotranspiração real diária ( $ET_a$ ) é estimada através do fluxo de calor latente (LE), que por sua vez é obtido como termo residual do balanço de energia na superfície (Equação 2.2). O balanço de radiação ( $R_n$ ) é calculado pela soma do saldo de radiação solar e do saldo de radiação infravermelha distante na superfície terrestre (Equação 3.3).

$$R_n = K_i \cdot (1 - \alpha) + L_{w\downarrow} - L_{w\uparrow} - (1 - \epsilon_s) \cdot L_{w\downarrow} \quad (3.3)$$

em que  $K_i$  é a irradiância solar incidente na superfície ( $W m^{-2}$ ),  $\alpha$  é o albedo,  $\epsilon_s$  é a emissividade da superfície (obtida do produto MOD11),  $L_{w\downarrow}$  é a radiação de ondas longas

emitida pela atmosfera em direção à superfície ( $W m^{-2}$ ) e  $L_{w\uparrow}$  é a radiação de ondas longas emitida pela superfície ( $W m^{-2}$ ).

Originalmente o METRIC aplica a equação proposta por Tasumi (2003) no cálculo de  $\alpha$  com dados Landsat, porém Liang (2000) propõe equações para outros sensores como MODIS e ASTER, que podem ser utilizadas como alternativa. Os dois métodos consistem na integração da reflectância das bandas espectrais ao longo do espectro solar. Neste estudo os coeficientes de ponderação da equação de Liang (2000) foram ajustados para áreas do Cerrado brasileiro através de simulações do modelo SMARTS2 (GUEYMARD, 1995) e dados de radiometria coletados em trabalhos de campo (descrito no item 3.9.3). Posteriormente, a equação de albedo ajustada foi aplicada em todas as simulações do METRIC. A irradiância solar ( $K_i$ ) é dada por:

$$K_i = \frac{G_{sc} \cdot \cos\theta_z \cdot \tau}{d^2} \quad (3.4)$$

em que  $G_{sc}$  é a constante solar ( $1367 W m^{-2}$ ),  $\theta_z$  é o ângulo zenital solar (radiano),  $d^2$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (Unidade astronômica-UA) e  $\tau$  é a transmitância atmosférica no momento da passagem do satélite. O ângulo zenital solar é calculado a partir do ângulo de elevação solar ( $\eta$ , em radiano), obtido no cabeçalho das imagens MODIS.

$$\cos\theta_z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - \eta\right) \quad (3.5)$$

O quadrado do inverso da razão entre a distância instantânea e a distância média Sol-Terra (em unidades astronômicas) é calculado em função do dia do ano (DOY) conforme indicado por Iqbal (1983).

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,33 \cdot \cos\left(\frac{2\pi DOY}{365}\right)} \quad (3.6)$$

A transmitância atmosférica na faixa do espectro solar é determinada para cada *pixel* em função da elevação ( $z$ ), obtida do modelo digital de elevação:

$$\tau = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (3.7)$$

A radiação de ondas longas emitida pela atmosfera ( $L_{w\downarrow}$ ) é calculada utilizando a Lei de Stefan-Boltzmann:

$$L_{w\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3.8)$$

em que  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera (Equação 3.9),  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) e  $T_a$  é a temperatura do ar (K) próxima à superfície.

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau)^{0,09} \quad (3.9)$$

A radiação de ondas longas emitida pela superfície ( $L_{w\uparrow}$ ) é calculada usando a Lei de Stefan-Boltzmann, aplicando a emissividade da superfície ( $\varepsilon_s$ ) e a temperatura da superfície (K), obtidas do produto MOD11.

$$L_{w\uparrow} = \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3.10)$$

Na estimativa de G com dados de satélite, aplicou-se a aproximação empírica em função do  $R_n$ ,  $\alpha$ , NDVI e  $T_s$  proposta por Bastiaanssen (2000):

$$G = R_n \cdot [T_s \cdot (0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha)(1 - 0,98 \cdot \text{NDVI}^4)] \quad (3.11)$$

em que G é o fluxo de calor no solo em  $\text{W m}^{-2}$ . O fluxo de calor sensível (H) é modelado como uma troca de calor para o ar por condução, por uma relação linear entre a resistência aerodinâmica e a diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera (dT), conforme descrito por Allen et al. (2007b).

$$H = \frac{dT}{r_{ah}} \cdot \rho_a \cdot C_p \quad (3.12)$$

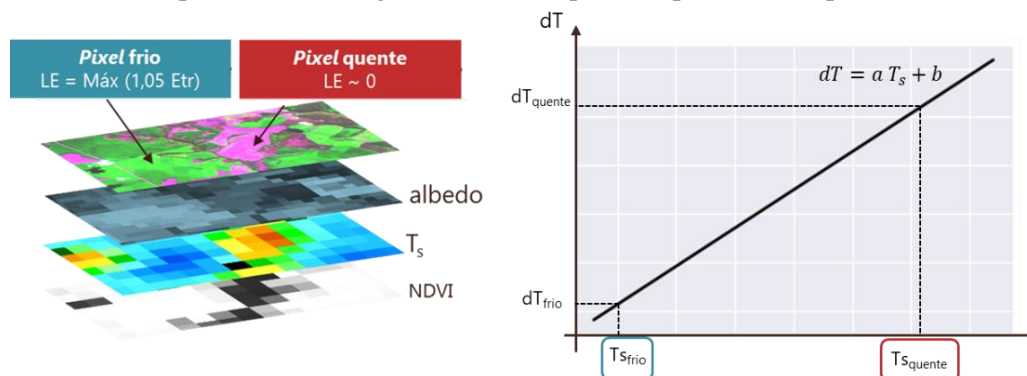
em que  $\rho_a$  é a massa específica do ar ( $1,15 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $1,004 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), dT representa a diferença de temperatura entre os níveis  $z_1$  e  $z_2$  (próximo à superfície) e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica para transferência de calor ( $\text{s m}^{-1}$ ), calculada para cada *pixel* em função rugosidade aerodinâmica (ALLEN et al., 2007b).

No METRIC, os valores de  $r_{ah}$  e dT são calibrados internamente utilizando o processo CIMEC (*Calibration using Inverse Modeling at Extreme Conditions*), que identifica as condições extremas (ou quase extremas) na imagem para usar como *pixels* âncora (*pixel* quente e frio), em que valores de ET podem ser estimados ou atribuídos de maneira

independente. O processo CIMEC é aplicado para produzir uma calibração do balanço de energia específica para cada imagem, de modo a superar os desvios associados a precisão radiométrica dos dados de satélite, incertezas em características aerodinâmicas da superfície da superfície (associadas com a velocidade do vento), ângulo solar, condições de temperatura do *background* e outras premissas assumidas no modelo (ALLEN et al., 2013). Áreas agrícolas são normalmente selecionadas para representar os extremos hidrológicos da imagem devido à maior uniformidade espacial da vegetação, o que facilita a identificação das mesmas em imagens orbitais. Além disso, os algoritmos para determinar  $r_{ah}$ ,  $G$  e emissividade normalmente apresentam melhores resultados para esse tipo de cobertura (ALLEN et al., 2013).

A calibração interna estabelece uma relação linear entre  $T_{Sdem}$  e  $dT$  (Figura 3.9), em que a evapotranspiração de referência ( $ET_r$ ) é aplicada para representar a ET de uma cultura agrícola em condições ideais de disponibilidade de água e crescimento vegetativo, onde a superfície tende a ser mais fria devido ao resfriamento evaporativo (*pixel* frio). Um fator de ajuste de 1,05 é normalmente utilizado para representar a ET nesse *pixel* âncora. Para o *pixel* quente, uma área agrícola sem cobertura vegetal é selecionada, aplicando-se o modelo de balanço hídrico para o solo exposto (ALLEN et al., 1998) para estabelecer o fator de ajuste que leva em conta a evaporação residual de eventos de precipitação em dias anteriores nesse *pixel* (NUMATA et al., 2017). O processo de calibração interna e os critérios de seleção dos *pixels* âncora são descritos com mais detalhes no item 3.8.6.

Figura 3.9 - Representação da seleção de *pixels* âncora e relação linear entre a Temperatura da superfície ( $T_s$ ) e o gradiente de temperatura próximo à superfície ( $dT$ ).



Fonte: Produção do autor.

O fluxo de calor latente (LE) é obtido como o termo residual da Equação 2.2. A ET real diária (ET<sub>a</sub>) é calculada para cada *pixel* pela Equação 3.13, considerando que a fração da ET de referência (F) é constante ao longo do dia (8:00 às 18:00), conforme descrito por Carrasco-Benavides et al. (2012).

$$ET_a = F_{i\_M} \cdot ET_r \quad (3.13)$$

em que ET<sub>a</sub> é a ET diária calculada pelo METRIC para cada *pixel* (mm dia<sup>-1</sup>), ET<sub>r</sub> é a evapotranspiração de referência acumulada diária (Equação 3.14) (mm dia<sup>-1</sup>), calculada pelo método Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005), e F<sub>i\_M</sub> é a fração da evapotranspiração de referência (calculada para cada *pixel* pelo METRIC) no momento da passagem do satélite (Equação 3.15).

$$ET_r = \sum_0^{24h} ET_{rh} \quad (3.14)$$

em que ET<sub>rh</sub> é a ET de referência horária.

$$F_{i\_M} = \frac{ET_{i\_M}}{ET_{rh\_i}} \quad (3.15)$$

em que ET<sub>i\_M</sub> é a ET instantânea calculada pelo METRIC para cada *pixel* (Equação 3.16) no momento da passagem do satélite (mm h<sup>-1</sup>) e ET<sub>rh\_i</sub> é a ET de referência horária no mesmo instante (ALLEN et al., 2007b; CARRASCO-BENAVIDES et al., 2012).

$$ET_{i\_M} = 3600 \cdot \frac{LE}{\lambda_{vap}\rho} \quad (3.16)$$

em que ρ é a densidade da água, λ<sub>vap</sub> é o calor latente de vaporização e 3600 converte segundos para hora.

### 3.8.2 Balanço hídrico para o *pixel* quente

Em decorrência de eventos de precipitação na área de estudo em datas anteriores ao processamento do METRIC, o *pixel* quente pode não ser totalmente seco (ET=0), existindo umidade residual no solo que contribui na ET como evaporação. Nesse sentido,



para obter o coeficiente de evaporação  $K_e$  no *pixel* quente foi aplicado o modelo de balanço hídrico descrito por Allen et al. (1998).

Inicialmente o modelo define a capacidade máxima de armazenamento de água da camada superficial (de profundidade  $Z_e = 100$  mm) do solo exposto (ALLEN et al., 2011). A capacidade de armazenamento de água (em mm) é descrita pelo termo *Total Evaporable Water* (TEW), calculado como:

$$TEW = 1000 (\theta_{FC} - 0,5 \cdot \theta_{WP}) Z_e \quad (3.17)$$

em que  $\theta_{FC}$  é o conteúdo de água do solo em capacidade de campo ( $m^3/m^3$ ),  $\theta_{WP}$  é o conteúdo de água no ponto de murcha permanente (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 - Características hídricas de diferentes tipos de solos empregadas no balanço hídrico para o *pixel* quente.

Textura do solo	Características da água do solo			Parâmetros evaporação	
	$\Theta_{FC}$	$\Theta_{WP}$	$(\Theta_{FC} - \Theta_{WP})$	Quantidade de água que pode ser perdida por evaporação	
	$(m^3 m^{-3})$	$(m^3 m^{-3})$	$(m^3 m^{-3})$	Estágio 1 REW	Estágios 1 e 2 TEW ( $Z_e = 0,10m$ )
				mm	mm
Arenosa	0,07 - 0,17	0,02 - 0,07	0,05 - 0,11	2 - 7	6 - 12
Arenosa / média	0,11 - 0,19	0,03 - 0,10	0,06 - 0,12	4 - 8	9 - 14
Argilosa / média	0,18 - 0,36	0,06 - 0,21	0,11 - 0,19	6 - 11	15 - 25
Média	0,28 - 0,42	0,12 - 0,29	0,13 - 0,20	8 - 12	22 - 98
Muito argilosa	0,32 - 0,40	0,20 - 0,24	0,12 - 0,20	8 - 12	22 - 29

REW = quantidade de água prontamente disponível para evaporação (*Readily Evaporable Water*).

Fonte: Adaptada de Allen et al. (1998).

A equação 3.17 assume que a água disponível no solo pode ser evaporada até o ponto médio entre a murcha permanente e o mínimo de água disponível. O balanço hídrico deve ser iniciado em uma data onde a perda de água acumulada ( $D_e$ ) é conhecida: após um evento considerável de chuva (máxima capacidade, em que  $D_e = 0$ ) ou após um longo período sem precipitação (solo seco, em que  $D_e = TEW$ ). Neste estudo o balanço foi

iniciado na condição úmida para todas as áreas de interesse, utilizando de = 0 na primeira data de aplicação do modelo.

O processo de evaporação é dividido em duas etapas: na primeira o solo está totalmente úmido e a evaporação é limitada somente pela disponibilidade de energia na superfície. No segundo estágio o solo já não apresenta uma lâmina de água prontamente disponível para evaporação (REW), porém ainda há umidade “evaporável” (TASUMI, 2003; ALLEN, 2011). Nesse estágio a resistência para evaporação aumenta, e o solo torna-se gradualmente mais seco. No primeiro dia assume-se  $K_e=1$  (estágio 1), enquanto para o estágio 2  $K_e$  é calculado como:

$$K_{e,i} = \frac{TEW - D_{e,i-1}}{TEW - REW} \quad (3.18)$$

em que  $K_{e,i}$  é o coeficiente de evaporação do dia atual  $i$ ,  $D_{e,i-1}$  é a perda de água acumulada da camada superficial do solo no final do dia  $i-1$  (dia anterior) em mm, e TEW e REW são aplicados em mm. A estimativa de ET da camada superficial do solo exposto no dia  $i$  é expressa por:

$$ET_i = K_{e,i} \cdot ET_{r,i} \quad (3.19)$$

Em que  $ET_{r,i}$  é a evapotranspiração de referência calculada pelo método Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005) em mm dia<sup>-1</sup>. Uma vez que a  $ET_i$  foi determinada, calcula-se a perda acumulada diária ( $D_{e,i}$ ) no final do dia  $i$  pelo balanço hídrico diário (TASUMI, 2003), assumindo-se que a única fonte de água para a área de solo exposto não irrigada é a precipitação:

$$D_{e,i} = D_{e,i-1} - P_{r,i} + ET_i \quad (3.20)$$

em que  $P_r$  é a precipitação (mm) e  $ET_i$  é a evaporação da camada superficial do solo exposto. A perda de água pode variar somente entre 0 e TEW, de modo que o método define  $D_{e,i} = 0$  se  $D_{e,i}$  for negativo e  $D_{e,i} = TEW$  se  $D_{e,i} > TEW$ . Após esse passo o modelo retorna para a Equação 3.18 e calcula o balanço hídrico para o dia seguinte, até o final da série temporal. Neste estudo este modelo foi aplicado com os dados de precipitação dos sítios experimentais (para aplicação do METRIC com dados meteorológicos de superfície – recortes de São Paulo e Distrito Federal) e com dados CHIRPS, obtendo-se o termo  $K_e$

em formato *raster* para aplicação na seleção automática de *pixels* âncora. Os dados de tipo de solo nas áreas de estudo foram obtidos em formato *shapefile* com escala 1:5.000.000, disponibilizado por EMBRAPA (2017), com a legenda descrita por Santos (2011). O mapa temático foi convertido para GeoTIFF na resolução espacial dos dados CHIRPS (5km), aplicando-se as informações da Tabela 3.5 para cada tipo de solo.

### 3.8.3 Ajuste do submodelo de albedo

De acordo com Fuente-Sáiz et al. (2017), variações no albedo da superfície podem afetar indiretamente a precisão nas estimativas da ET. Dessa forma, neste estudo a equação de Liang (2000) foi ajustada para estimar o albedo da superfície em áreas do Cerrado brasileiro. A equação consiste em uma combinação linear das bandas de reflectância da superfície no espectro solar (TASUMI et al., 2008; KE et al., 2016), como mostrado na Equação 3.21.

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 [\rho_b \cdot w_b], \quad (3.21)$$

em que  $\alpha$  é o albedo da superfície,  $\rho_b$  é a reflectância de superfície para a banda  $b$  e  $w_b$  é o coeficiente de ponderação representando a fração da irradiância solar correspondente à largura espectral de cada banda  $b$ , calculado como:

$$w_b = \frac{\int_{LO_b}^{UP_b} R_{s\lambda} \cdot d\lambda}{\int_{0,3}^4 R_{s\lambda} \cdot d\lambda} \quad (3.22)$$

em que  $R_{s\lambda}$  é a irradiância espectral hemisférica solar em cada comprimento de onda  $\lambda$  ( $\mu\text{m}$ );  $UP_b$  e  $LO_b$  são, respectivamente, os limites superior e inferior para a largura de cada banda  $b$  do sensor MODIS (Tabela 3.6). De acordo com Tasumi et al. (2008), os coeficientes  $w_b$  apresentam forte correlação com a intensidade relativa da radiação solar em cada banda de acordo com sua posição no espectro, e a inclusão das regiões entre bandas na integração da Equação 3.22 permite uma estimativa teoricamente mais correta da reflectância total da superfície (KE et al., 2016), assumindo-se que a reflectância nas áreas entre as bandas do sensor podem ser aproximadas por interpolação linear das

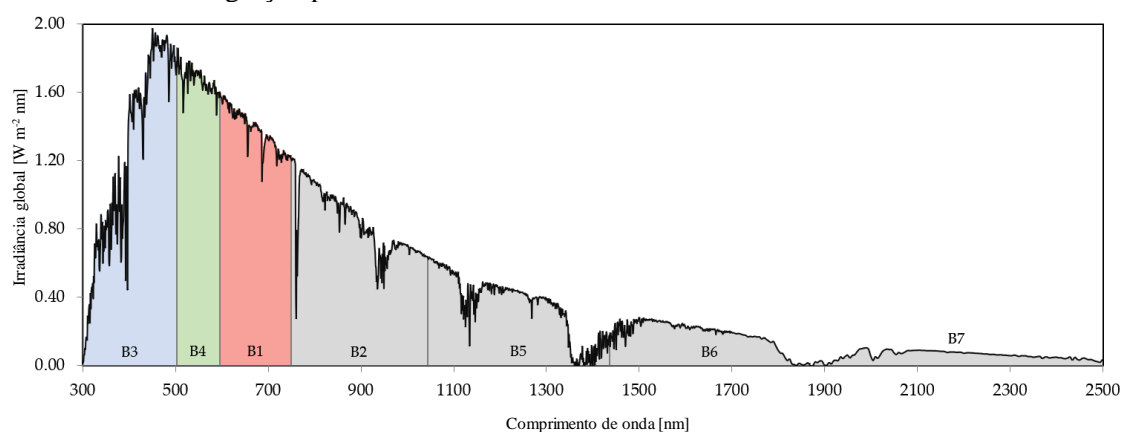
reflectâncias das bandas vizinhas. Assim, a integração foi realizada aplicando os limites  $UP_b$  e  $LO_b$  apresentados na Tabela 3.6 e na faixa de 300 e 4000 nm, que abrange cerca de 98% da irradiância solar total (Figura 3.10).

Tabela 3.6 - Faixas espectrais das bandas do sensor MODIS e intervalos de  $UP_b$  e  $LO_b$  aplicados na Equação 3.22.

Banda	Limites bandas MODIS ( $\mu\text{m}$ )	Limites $UP_b$ e $LO_b$ aplicados
1	0,620 - 0,670	0,594 - 0,756
2	0,841 - 0,876	0,757 - 1,053
3	0,459 - 0,479	0,300 - 0,512
4	0,545 - 0,565	0,513 - 0,593
5	1,230 - 1,250	1,054 - 1,439
6	1,628 - 1,652	1,440 - 1,879
7	2,105 - 2,155	1,880 - 4,000

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.10 - Exemplo de curva de irradiância solar simulada pelo modelo SMARTS2 e integração para bandas MODIS.



As áreas sombreadas abaixo da curva representam a faixa espectral aplicada na Equação 3.22 para cada banda MODIS.

Fonte: produção do autor.

Os dados de irradiância solar na superfície aplicados na Equação 3.22 foram simulados para cinco combinações de elevação, conteúdo de água precipitável, e ângulo zenital solar (Tabela 3.7), seguindo a metodologia aplicada por Ke et al. (2016) e Tasumi et al. (2008)

e utilizando o modelo SMARST2 (GUEYMARD, 1995). Os dados de irradiância solar coletados em campo (item 3.3) também foram integrados na Equação 3.22, obtendo-se por fim coeficientes  $w_b$  gerados pela média entre todas as simulações do SMARTS2 e medidas de campo.

Tabela 3.7 - Valores de ângulo zenital solar, conteúdo de água precipitável e elevação aplicados como entrada no modelo SMARTS2 para simular o espectro de irradiância solar.

Parâmetro	1	2	3	4	5
Ângulo zenital solar, $\theta$ (rad)	15	30	45	60	75
Conteúdo água precipitável W (mm)	3	5	12	40	60
Elevação, z (m)	50	1000	2000	3000	4000

Fonte: Produção do autor.

### 3.8.4 Correção da $T_s$ pelo modelo digital de elevação ( $T_{s_{dem}}$ )

Durante a determinação de  $dT$  no cálculo do fluxo de calor sensível, o METRIC assume uma relação linear entre  $dT$  e  $T_s$ . Porém a  $T_s$  pode variar de acordo com a elevação do terreno, o que levaria o METRIC a interpretar que áreas com maior elevação (e menor temperatura) apresentam maior ET. Por esse motivo a banda de temperatura utilizada nessa etapa do modelo deve ser corrigida para um valor comum de elevação, de forma a tornar a estimativa de  $dT$  mais precisa. O procedimento consiste em criar um *raster* artificial de  $T_s$  corrigido para aplicação no processo de calibração interna, assumindo-se que a taxa de redução na  $T_s$  devido ao aumento da elevação é equivalente à taxa de variação vertical média de temperatura do ar na troposfera ( $-6,5 \text{ K km}^{-1}$ ), uma vez que  $T_s$  apresenta um equilíbrio com relação à  $T_{ar}$  (ALLEN et al., 2010).

Na correção proposta por Allen et al. (2010) utiliza-se duas taxas de redução da temperatura:  $C_{plano}$  é aplicada para regiões planas da imagem, enquanto  $C_{mont}$  é aplicada para regiões mais íngremes, como em áreas montanhosas. As equações 3.23 e 3.24 foram aplicadas nos dados MOD11, usando como entrada o modelo digital de elevação do SRTM.

$$T_{S_{dem}} = T_s + \frac{C_{plano}(z - z_{datum})}{1000} \quad \text{para } z \leq z_{break} \quad (3.23)$$

$$T_{S_{dem}} = T_s + \frac{C_{plano}(z_{break} - z_{datum})}{1000} + \frac{C_{mont}(z - z_{break})}{1000} \quad \text{para } z > z_{break} \quad (3.24)$$

em que  $z$  é a elevação em cada *pixel* da imagem e  $z_{datum}$  é a elevação arbitrária, em que se assume que  $T_{S_{dem}}$  e  $T_s$  são iguais. Neste estudo assumiu-se a elevação dos sítios experimentais como  $z_{datum}$  nas áreas de interesse de SP e DF, enquanto para os recortes BA e MG assumiu-se o  $z_{datum}$  do centro da imagem.  $z_{break}$  é a elevação em que a taxa de redução de temperatura muda de  $C_{plano}$  para  $C_{mont}$ , geralmente localizado na base de uma área montanhosa.

### 3.8.5 Desagregação espacial da banda termal MODIS

Os dados de temperatura da superfície do produto MOD11A1 são disponibilizados com resolução espacial de 1km, que não é compatível com a configuração espacial de muitas áreas agrícolas. Dessa forma, a melhoria na resolução espacial nesse dado é importante para que seja possível estabelecer uma relação entre a ET estimada com determinadas classes de cobertura da terra. Segundo Scherer-Warren et al. (2013), além da frequência diária, é desejável que as estimativas de ET tenham pelo menos 100 a 500 m de resolução espacial, dependendo da localidade.

Alguns algoritmos são propostos na literatura para a desagregação dos dados termais de imagens de satélite, aplicando técnicas estatísticas e de análise espacial, que muitas vezes estabelecem relações empíricas entre a  $T_s$  e parâmetros que descrevem as características da superfície, como índices de vegetação ou a fração de cobertura vegetal (AGAM et al., 2007; GAO et al., 2012). Dessa forma, neste estudo a desagregação da banda termal do MODIS foi aplicada segundo o algoritmo global descrito por Agam et al. (2007). Este é um modelo amplamente utilizado na literatura, sendo aplicado com sucesso em diferentes regiões, como no meio-oeste e norte dos Estados Unidos (AGAM et al., 2007), mosaicos de cobertura no norte da Índia (JEGANATHAN et al., 2011), no Distrito Federal (SCHERER-WARREN et al., 2013), entre outros.

O algoritmo global estabelece um modelo de regressão linear entre  $Ts_{br}$  e o  $NDVI_{br}$ , em que o sub-índice  $br$  indica que se trata do dado de baixa resolução espacial (1km). Inicialmente, o modelo de regressão é obtido entre a  $Ts$  e o  $NDVI$  em baixa resolução (Equação 3.25).

$$Ts_{br}^* = slope_{br} \cdot NDVI_{br} + intcpt_{br} \quad (3.25)$$

em que  $Ts_{br}^*$  é a temperatura de superfície simulada em baixa resolução,  $NDVI_{br}$  é o  $NDVI$  reamostrado para a resolução de 1km,  $slope_{br}$  e  $intcpt_{br}$  são, respectivamente, a inclinação e o intercepto da regressão linear obtida em baixa resolução.

A partir desta regressão se calcula os resíduos ( $\Delta Ts_{br}$ ) em baixa resolução (Equação 3.26), que são adicionados no cálculo da  $Ts$  em alta resolução (Equação 3.27) para aumentar a precisão do resultado a cada iteração do algoritmo (AGAM et al., 2007). A precisão do método foi avaliada usando a raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) e o erro médio em cada aplicação.

$$\Delta Ts_{br} = Ts_{br} - Ts_{br}^* \quad (3.26)$$

sendo  $\Delta Ts_{br}$  a diferença entre a temperatura de superfície original do produto MOD11 e a temperatura de superfície simulada em baixa resolução pela equação 3.25, e a temperatura de superfície simulada e corrigida em alta resolução ( $Ts_{ar}^*$ ) expressa por:

$$Ts_{ar}^* = slope_{br} \cdot NDVI_{ar} + intcpt_{br} + \Delta Ts_{br} \quad (3.27)$$

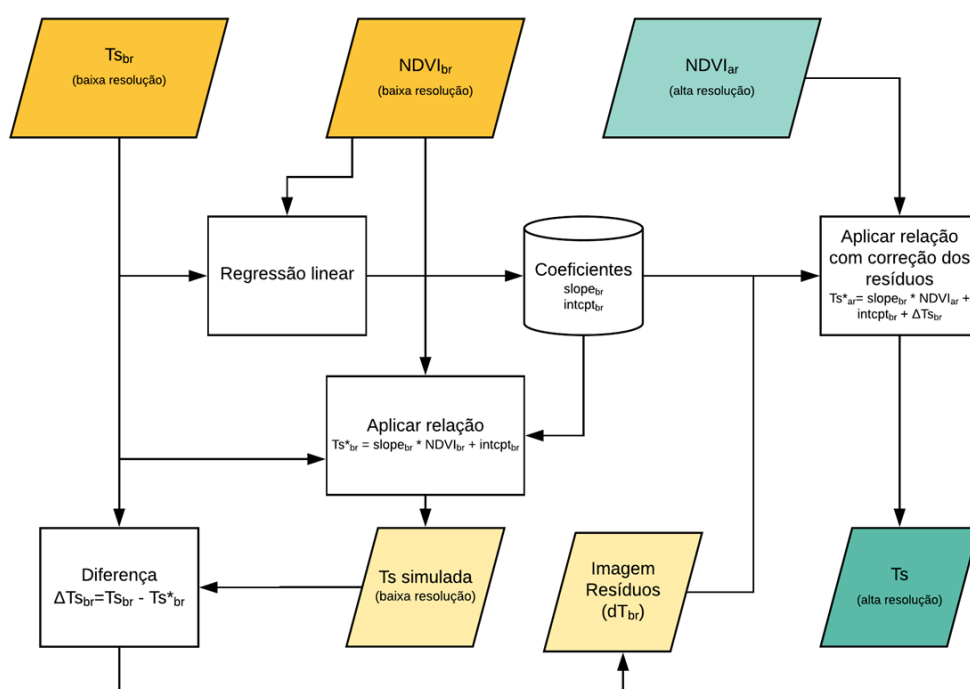
em que  $NDVI_{ar}$  é o índice de vegetação  $NDVI$  em alta resolução espacial.

Os *pixels* localizados em corpos d'água, áreas urbanas ou sob influência de nuvem/sombra de nuvem foram removidos pelas máscaras de cobertura da terra ou máscara de nuvem do produto MOD09GA, pois tendem a ser *outliers* na relação entre  $Ts$  e  $NDVI$  e, portanto devem ser desconsiderados (AGAM et al., 2007; JEGANATHAN et al., 2011). A Figura 3.11 ilustra o processo iterativo para obtenção da temperatura de superfície desagregada.

Dados auxiliares do sensor ETM+ do Landsat//7 (60m) e dados ASTER (90m) foram aplicados na construção do modelo e na avaliação dos resultados. Há uma diferença de aproximadamente 30 minutos entre a passagem do MODIS/Terra e o ETM+/Landsat,

portanto considerou-se que a variação de temperatura nesse intervalo é pequena para dias de céu limpo. Dessa maneira, para 52 das datas de processamento do METRIC (indicadas na Tabela A.1) nas quatro áreas de interesse havia disponibilidade de dados Landsat-7 ou ASTER para avaliação dos resultados da desagregação da banda termal. Os dados de alta resolução foram agregados para a resolução de 250 metros utilizando interpolação bilinear, e compatibilizados espacialmente com os dados MODIS em cada recorte.

Figura 3.11 - Algoritmo global para desagregação da banda termal.



Fonte: Adaptada de Jeganathan et al. (2011).

### 3.8.6 Seleção automática de *pixels* âncora

A calibração interna do METRIC exige a seleção de *pixels* âncora em condições hídricas extremas em cada imagem, o que exige do usuário um conhecimento prévio sobre a região de interesse e tempo para identificação de áreas ideais na imagem (KJAERSGAARD et al., 2009). Dessa forma, buscando reduzir a dependência do usuário nas estimativas de calor sensível e reduzir o tempo de processamento do modelo o método de seleção



automática de *pixels* âncora de Allen et al. (2013) foi utilizado como referência. A metodologia faz proveito da larga distribuição de valores de  $T_s$  na imagem, causada por diferentes valores de energia disponível e LE nos diversos tipos de cobertura da terra (desde solo exposto até agricultura irrigada ou floresta).

No METRIC, normalmente seleciona-se os *pixels* âncora em áreas agrícolas, devido à sua importância no consumo e gerenciamento de recursos hídricos, além da vantagem de apresentar maior uniformidade espacial da vegetação, o que favorece sua identificação nas imagens de satélite. Além disso, de acordo com Allen et al. (2013) os algoritmos para resistência aerodinâmica, fluxo de calor no solo e emissividade da superfície apresentam melhores resultados para esse tipo de cobertura da terra. Por esse motivo foram aplicadas as máscaras de nuvem (extraídas do MOD09GA) e de classes de cobertura da terra (áreas agrícolas e de vegetação natural), para então realizar o procedimento de seleção dos candidatos a *pixel* quente e frio.

O *pixel* frio deve ser selecionado em uma área bem irrigada e totalmente coberta por vegetação, assumindo-se as condições propostas por Allen et al. (2007b), nas quais a  $ET_{PF}=1,05 E_{Tr}$ , ou seja,  $F_{PF}=1,05$ . O fator 1,05 é o padrão adotado na literatura, e pode variar por estação e região dependendo do tipo de cultura, método de irrigação e de manejo. No entanto o ajuste desse fator exige medições de ET nas áreas irrigadas para obter sua relação com a  $E_{Tr}$ . A seleção do *pixel* frio é favorecida quando a imagem de satélite apresenta uma maior quantidade de lavouras irrigadas, porém na ausência de áreas nessas condições esse *pixel* âncora pode ser selecionado em corpos d'água (como é realizado no modelo SEBAL) ou áreas de pastagem (considerando-se essas áreas como o mais próximo de *pixel* frio, parametrizando-se a  $F_{PF}$  em função de índices de vegetação, conforme realizado por Numata et al. (2017)).

A estratégia para seleção do *pixel* quente é encontrar uma área agrícola sem cobertura vegetal e totalmente seca ( $ET = 0$  ou próxima de zero), adotando-se o fator de evaporação  $K_e$  obtido no modelo de balanço hídrico (item 3.9.2) para representar as condições de retenção de água da precipitação de datas anteriores. Recomenda-se que para aplicação do METRIC a ET no *pixel* quente seja entre 5% e 10% da  $E_{Tr}$  (TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2007b).

Para o método de seleção automática de *pixels* âncora, Allen et al. (2013) sugerem que os *pixels* frios sejam selecionados entre 20% das áreas agrícolas mais frias e 5% das mais vegetadas da imagem, e que os *pixels* quentes estejam entre os 20% mais quentes e 10% menos vegetados. Entretanto, esses limiares foram determinados através de calibrações manuais em áreas agrícolas de Idaho (EUA), e para sua aplicação em outras regiões é necessário verificar a consistência da distribuição e dos limiares de NDVI e Ts, adaptando-os se necessário. Assim, com base nas calibrações manuais do METRIC nas áreas de interesse de SP e DF foram estabelecidos os limiares apresentados na Tabela 3.8. Esses limiares são específicos para cada imagem, uma vez que são definidos pelos percentis obtidos no histograma de cada variável. Os candidatos a *pixel* frio selecionados foram os 10% com menor temperatura e 2,5% com maiores valores de NDVI, enquanto os candidatos a *pixel* quente foram os 10% mais quentes e 5% com menores valores de NDVI, conforme indicado na Figura 3.12c.

A condição característica do *pixel* quente não é tão bem definida quanto do *pixel* frio, pois há maiores variações de Ts e NDVI devido a diferenças de tipo de solo, bem como de umidade e técnicas de manejo da cultura (como a colheita da cana-de-açúcar com queima ou com palha sobre o solo, por exemplo). Nesse sentido, a informação de albedo da superfície foi utilizada para filtrar os candidatos a *pixel* quente, eliminando-se áreas com albedo acima de 0,23. *Pixels* com albedo acima desse valor foram verificados como área colhida com resto de cultura sobre o solo, e no processamento com calibração manual a utilização dessas áreas como *pixel* quente levou a erros nas estimativas de ET.

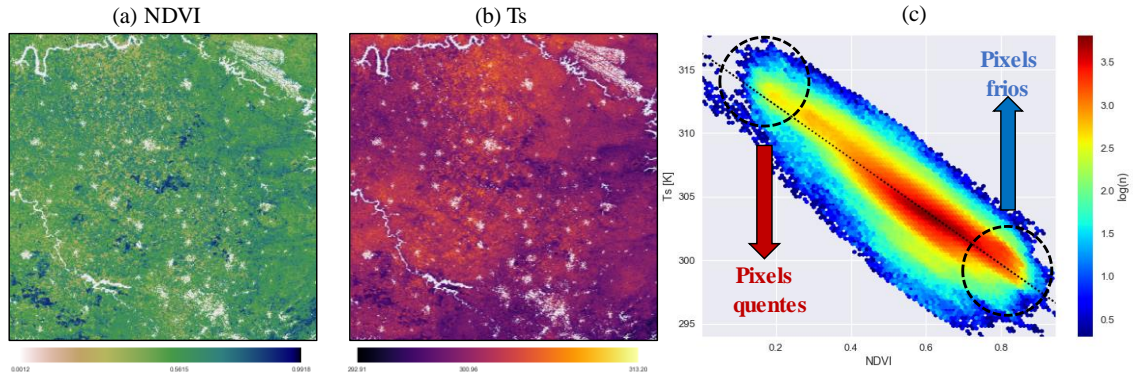
Tabela 3.8 - Limiares de Albedo, NDVI e Ts aplicados na seleção de *pixels* âncora candidatos para calibração interna do METRIC.

	Albedo	NDVI	Ts
<i>Pixel</i> frio	-	> Percentil 97,5%	< Percentil 10%
<i>Pixel</i> quente	$\alpha < 0,23$	< Percentil 5%	> Percentil 90%

Limiares estabelecidos com base na seleção manual de *pixels* âncora nos recortes de São Paulo e Distrito Federal.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.12 - Seleção de *pixels* âncora para uma data de aplicação do METRIC. (a) Imagem de NDVI, (b) imagem de Ts e (c) histograma 2D mostrando a dispersão entre as duas variáveis e grupos de possíveis *pixels* quente e frio.



Fonte: Produção do autor.

Nesta etapa o algoritmo seleciona 50 candidatos a *pixel* quente e 50 candidatos a *pixel* frio, que são combinados em pares (2500 pares possíveis) e aplicados na função que obtém os coeficientes  $A$  e  $B$  para aplicação na Equação 3.28, que determina o gradiente de temperatura  $dT$  utilizado no cálculo de  $H$  (Equação 3.12).

$$dT = A \cdot T_s + B \quad (3.28)$$

O processo de cálculo de  $A$  e  $B$  é iterativo, e originalmente no METRIC é calculado em planilha (ALLEN et al., 2010), porém neste estudo essa etapa foi automatizada em Python para obter os coeficientes mais rapidamente e para diversas repetições. O valor de  $H$  no *pixel* frio é calculado pela Equação 3.29, obtendo-se o gradiente de temperatura  $dT_f$  pela Equação 3.30.

$$H_f = Rn_f - G_f - 1,05 \cdot \lambda \cdot ETr \quad (3.29)$$

$$dT_f = \frac{H_f \cdot r_{ah_f}}{\rho_{af} \cdot c_p} \quad (3.30)$$

em que o subíndice “f” indica que cada variável corresponde ao *pixel* frio. No *pixel* quente (índice q) o  $H$  é calculado aplicando-se o fator de evaporação  $K_e$  obtido pelo modelo de balanço hídrico para o solo exposto (Equação 3.31), e a partir deste determina-se o  $dT_q$  (Equação 3.32).

$$H_q = Rn_q - G_q - K_e \cdot \lambda_{vap} \cdot ETr \quad (3.31)$$

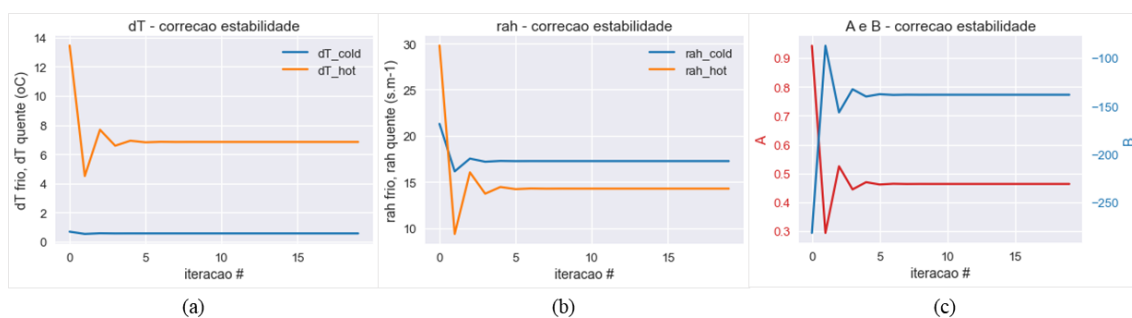
$$dT_q = \frac{H_q \cdot r_{ah_q}}{\rho_{a_q} \cdot c_p} \quad (3.32)$$

Os coeficientes  $A$  e  $B$  são calculados pelas Equações 3.33 e 3.34. A cada iteração o algoritmo aplica uma correção para estabilidade atmosférica (detalhada por Allen et al. (2007b) e recalcula  $H_f$ ,  $dT_f$ ,  $H_q$  e  $dT_q$ , determinando novos valores de  $A$  e  $B$ , até que esses valores se estabilizem, o que em geral exige menos de 10 iterações (Figura 3.13).

$$A = \frac{dT_q - dT_f}{T_{s_q} - T_{s_f}} \quad (3.33)$$

$$B = dT_q - A \cdot T_{s_q} \quad (3.34)$$

Figura 3.13 - Estabilização do (a) gradiente de temperatura  $dT$ , (b) resistência aerodinâmica para transferência de calor e (c) coeficientes  $A$  e  $B$  na calibração interna do METRIC.



Exemplo de calibração do METRIC para o recorte do DF na data 04/01/2014.

Fonte: Produção do autor.

Ao fim das 2500 combinações de *pixels* âncora são obtidas distribuições de valores para  $A$  e  $B$ , cujas medianas correspondem aos valores finais dos coeficientes aplicados na Equação 3.28. A definição do número 2500 (pares de *pixels* frio e quente) e da mediana para determinar os coeficientes foi feita a partir de testes comparativos entre as calibrações com seleção manual e automática de *pixels* âncora (para os recortes de São Paulo e Distrito Federal).

Segundo Allen et al. (2013), é recomendável que ainda seja feita uma verificação visual pelo usuário, para garantir que a seleção automática seja realizada em áreas homogêneas e forneça resultados consistentes. Por esse motivo, em cada rodada do METRIC com seleção automática de *pixels* âncora os mapas de F resultantes foram comparados com valores padrões (estabelecidos previamente na calibração manual) para as classes de cobertura da terra: agricultura, vegetação natural e solo exposto, assim como realizado por Numata et al. (2017). No caso de resultados incoerentes, outros coeficientes de calibração A e B foram gerados pelo algoritmo e testados, para finalmente gerar o mapa de ET.

### **3.8.7 Validação – Avaliação estatística**

Os fluxos de energia e ET estimados foram comparados com medidas dos sistemas EC em cada sítio experimental, avaliando-se o desempenho do modelo por análise de regressão. Os valores estimados foram extraídos do *pixel* correspondente à localização de cada torre micrometeorológica, assim como realizado por Oliveira et al. (2016). Para as estimativas do balanço de energia, a comparação foi feita para o momento da passagem do satélite (~10:30), enquanto para a ET<sub>a</sub> as estimativas foram comparadas com os valores acumulados diários. A área de contribuição (*footprint*) para os fluxos turbulentos foi calculada utilizando o modelo analítico 1D proposto por Schuepp et al. (1990), para verificar se o valor do *pixel* MODIS era adequado para a comparação com a medida de superfície.

Para avaliar o desempenho do modelo, foram utilizadas as estatísticas de razão entre valores estimados e observados (b), o coeficiente de determinação (R<sup>2</sup>), o erro absoluto médio (MAE) (Equação 3.35) e a raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) (Equação 3.36). O RMSE é o erro global das estimativas em relação ao valor observado, enquanto o MAE indica a magnitude média dos erros em um conjunto de estimativas, e o R<sup>2</sup> é uma medida descritiva da qualidade do ajuste do modelo, determinando a força da relação linear entre os valores estimados e observados (MAYER e BUTLER, 1993; OLIVEIRA et al., 2016). Além disso, o teste t de *Student* (bicaudal com nível de confiança de 95%) foi aplicado para avaliar a significância da relação linear entre valores estimados

e observados ( $b=1$ ) (RUHOFF et al., 2012; CARRASCO-BENAVIDES et al., 2014). Para os sítios USR e PDG (graus de liberdade=22), o valor crítico para o teste foi  $t_{1-\alpha/2} = 2,074$ , enquanto para o sítio RECOR (graus de liberdade = 40) o valor crítico foi  $t_{1-\alpha/2} = 2,021$ .

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{est} - X_{obs})}{n} \quad (3.35)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{est} - X_{obs})^2}{n}} \quad (3.36)$$

em que  $X_{obs}$  é o valor observado pela torre,  $X_{est}$  é o valor estimado pelo METRIC, e  $n$  é o número de amostras.

### 3.9 Aplicação dos dados das torres de fluxo para validação

De acordo com Twine et al. (2000) e Irmak et al. (2014), frequentemente observa-se um erro no fechamento do balanço de energia em sistemas *eddy covariance*, com valores de  $H+LE$  até 40% menores do que a energia disponível na superfície. As causas possíveis variam com o tempo (em escala de horas ou sazonalmente), com o local e as características da cobertura. Normalmente atribui-se esse problema a incertezas de medição, armazenamento de calor no solo e no dossel ou a turbilhões de maior escala causados pela superfície heterogênea.

Nesse sentido, como controle de qualidade para os dados de validação nos três sítios experimentais, o fechamento do balanço de energia foi verificado utilizando a razão entre os fluxos turbulentos ( $H+LE$ ) e a energia disponível ( $R_n-G$ ) em intervalos de 30 minutos durante o período diurno (8:00 – 18:00) (FUENTE-SÁIZ et al., 2017). Quando a razão estava fora do intervalo de 0,8 a 1,2, o dado de fluxo era descartado e substituído pela interpolação linear simples com os valores mais próximos. Quando os dados diários apresentaram mais de 5 falhas nas medidas de 30 minutos durante o período diurno, o respectivo dia era eliminado da análise para reduzir a incerteza associada a erros nas medidas de  $LE$  e  $H$  (ORTEGA-FARIAS et al., 2010; CARRASCO-BENAVIDES et al., 2012; FUENTE-SÁIZ et al., 2017). Posteriormente os valores de  $H$  e  $LE$  medidos pelo sistema *eddy covariance* foram recalculados (Equações 3.37 e 3.38) utilizando o método

da razão de Bowen ( $\beta = H/LE$ ), conforme descrito por Twine et al. (2000), sendo então aplicados nos cálculos da fração da evapotranspiração de referência observada ( $F_{ec}$ ) e  $K_{c_{ec}}$ . Para validação das estimativas de  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$  foram utilizados os dados processados em escala semi-horária, enquanto para  $F$  e  $ET$  os dados foram integrados para escala diária.

$$H_{\beta} = \frac{\beta(R_n - G)}{1 + \beta} \quad (3.37)$$

$$LE_{\beta} = \frac{(R_n - G)}{1 + \beta} \quad (3.38)$$





## **4 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Nesta seção são apresentados os resultados da análise dos dados meteorológicos para alimentação do METRIC (de estação e de reanálise), dos ajustes propostos para aplicação do modelo e sua performance ao estimar o balanço de energia e ET nas áreas de interesse no Cerrado brasileiro.

### **4.1 Análise dos dados meteorológicos e fluxos de energia medidos nos sítios experimentais**

#### **4.1.1 Comparação dos dados meteorológicos com dados de estação do INMET**

A Tabela 4.1 apresenta os resultados obtidos na comparação entre os dados meteorológicos dos sítios experimentais com dados de estações meteorológicas convencionais do INMET. As variáveis meteorológicas foram comparadas em escala diária, exceto a precipitação (que foi comparada em escala mensal). Os dados de temperatura média do ar apresentaram desvios de 4% no sítio USR, 5% no sítio PDG e -6% no sítio RECOR, com  $R^2$  de 0,83, 0,76 e 0,63, respectivamente, e RMSE variando entre 2°C e 2,43°C. De acordo com o teste t (com um nível de confiança de 95%) os dados de temperatura média do ar observados nos sítios experimentais foram considerados equivalentes aos dados das estações em 20% dos casos para os sítios PDG e USR e 14% para o sítio RECOR. Esses resultados mostram que, embora exista correlação entre as medidas das diferentes estações dentro da área de estudo, existe uma variabilidade espacial que não é contabilizada na aplicação do METRIC com dados de superfície, o que pode ter impacto na componente de ondas longas do balanço de radiação.

Para a umidade relativa, os dados dos sítios experimentais se mostraram mais consistentes com relação às estações do INMET mais próximas, com  $R^2=0,73$  (USR),  $R^2=0,75$  (PDG) e  $R^2=0,82$  (RECOR) e RMSE abaixo de 9,53%. A velocidade do vento apresentou maiores desvios, com baixa correlação entre os dados medidos nos sítios experimentais e as estações mais próximas em cada região, no entanto isso não prejudica a aplicação do METRIC, uma vez que a velocidade do vento é inserida no modelo extrapolada para a altura de 200m, assumindo-se que a condição da atmosfera nessa camada é estável e não

há interferência da superfície. Essa discordância era esperada, dado que a altura de medição da velocidade do vento é maior nas torres micrometeorológicas do que nas estações convencionais. É importante destacar que os dados do INMET são provenientes de estações meteorológicas convencionais, em que os equipamentos utilizados para a medição da temperatura do ar e da umidade relativa são instalados em abrigo para evitar a incidência direta de radiação solar (WMO, 2014), enquanto os dados observados nos sítios experimentais foram coletados por psicrômetros HMP45C (com precisão de 0,2°C), instalados diretamente na estrutura da torre micrometeorológica, o que pode ser a causa da diferença obtida na comparação das duas fontes de dados.

Tabela 4.1 – Comparação dos dados meteorológicos de precipitação, temperatura do ar (máxima, média e mínima), umidade relativa e velocidade do vento medidos nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR com dados observados pelas estações do INMET.

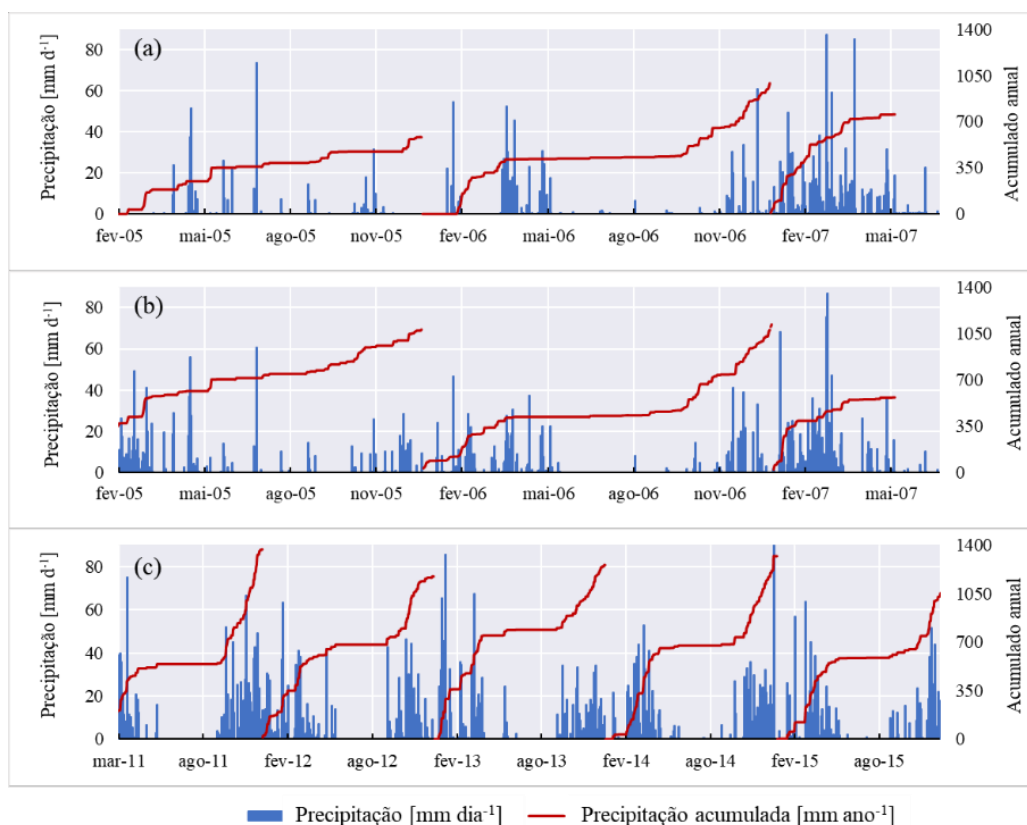
Torre	Variável	unidade	b	R <sup>2</sup>	MAE	RMSE	teste-t = v
USR	Precipitação	mm mês <sup>-1</sup>	0,75	0,74	1,40	2,21	20%
	Ta máxima	°C	1,04	0,87	1,95	2,20	20%
	Ta média	°C	1,04	0,83	1,76	2,04	20%
	Ta mínima	°C	1,00	0,72	2,28	2,89	40%
	Umidade relativa	%	1,01	0,73	6,24	7,83	60%
	Velocidade Vento	m s <sup>-1</sup>	1,20	0,23	0,96	1,17	0%
PDG	Precipitação	mm mês <sup>-1</sup>	0,72	0,78	1,52	2,28	20%
	Ta máxima	°C	0,98	0,85	1,84	2,11	40%
	Ta média	°C	1,05	0,76	1,90	2,22	20%
	Ta mínima	°C	1,07	0,62	2,30	2,97	40%
	Umidade relativa	%	0,93	0,75	7,29	9,53	20%
	Velocidade Vento	m s <sup>-1</sup>	1,83	0,22	1,48	1,67	0%
RECOR	Precipitação	mm mês <sup>-1</sup>	0,22	0,56	3,20	4,60	0%
	Ta máxima	°C	0,93	0,33	3,50	4,06	43%
	Ta média	°C	0,94	0,63	2,09	2,43	14%
	Ta mínima	°C	0,96	0,55	1,83	2,22	14%
	Umidade relativa	%	1,02	0,82	6,48	8,31	29%
	Velocidade Vento	m s <sup>-1</sup>	1,36	0,26	1,16	1,34	0%

b= inclinação da reta de regressão passando pela origem, R<sup>2</sup> é o coeficiente de determinação, MAE é o erro absoluto médio, RMSE é a raiz quadrada do erro quadrático médio, teste-t=v indica a porcentagem de estações em que o teste t indicou equivalência entre os pares de médias (b=1), com um nível de confiança de 95%. A precipitação foi comparada em acumulados mensais, as demais variáveis foram comparadas como médias diárias.

Fonte: Produção do autor.

A precipitação acumulada mensal observada nos sítios experimentais (Figura 4.1) foi menor do que nas estações do INMET das respectivas áreas de estudo, porém a distribuição temporal de chuva seguiu o mesmo padrão, com maiores volumes ocorrendo entre os meses de novembro e março nos recortes de SP e DF (ver Figuras B.2 e B.3). A variabilidade espacial da precipitação na área de estudo pode ter impacto na calibração interna do METRIC quando alimentado por dados de superfície, pois considera-se que para qualquer *pixel* quente selecionado na área de estudo a condição de umidade (representada pelo coeficiente  $K_e$ ) será a mesma. Nesse sentido a aplicação do coeficiente  $K_e$  espacializado (obtido no balanço hídrico com dados CHIRPS) é uma vantagem, pois permite uma melhor representação dessa característica do solo.

Figura 4.1 - Precipitação diária (azul) e acumulada anual (vermelho) nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.



Fonte: Produção do autor.

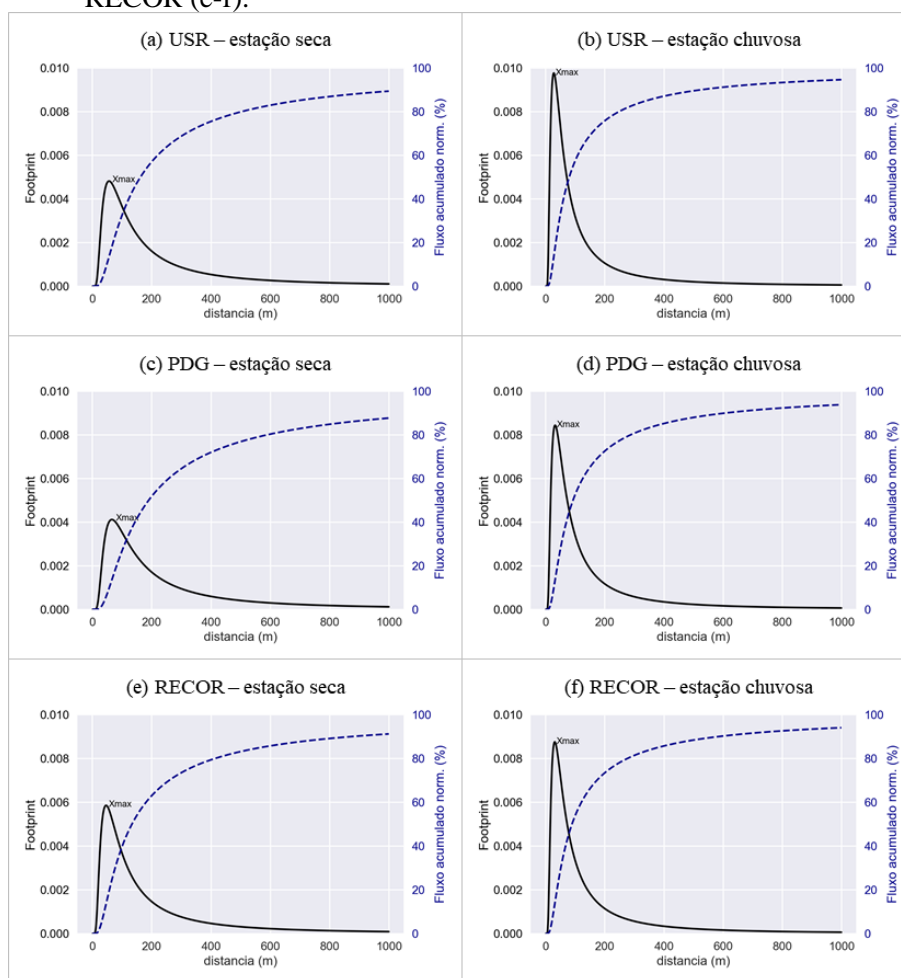
Para a velocidade do vento os dados observados nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR foram superiores aos observados nas estações do INMET em 20%, 83% e 36%, respectivamente. Embora sejam os maiores desvios verificados, deve-se considerar que as alturas de operação dos anemômetros instalados nos sítios experimentais (8,5, 21 e 9 metros nos sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente) é diferente do padrão de 10 metros de altura adotado para anemômetros de estações meteorológicas convencionais (WMO, 2014). Uma vez que a velocidade do vento pode variar consideravelmente nas primeiras dezenas de metros acima do solo, essa pode ser a causa dos desvios obtidos para essa variável, principalmente no sítio PDG, que apresenta a maior altura de operação.

#### **4.1.2 Análise do *footprint* e fechamento do balanço de energia**

O modelo de *footprint* de Schuepp et al. (1990) foi aplicado aos dados das torres micrometeorológicas para dias de céu limpo durante os respectivos períodos de estudo, verificando-se a compatibilidade espacial entre o raio de contribuição dos fluxos turbulentos e a resolução espacial dos dados MODIS. A Figura 4.2 apresenta os resultados obtidos em datas que representam o comportamento típico dos fluxos turbulentos durante as estações seca e chuvosa.

Para as duas estações, a análise do *footprint* indicou que a distância de máxima contribuição ( $x_{max}$ ) na estação seca ocorre em torno de 50m, 75m e 40m nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR, respectivamente, enquanto na estação chuvosa  $x_{max}$  ocorre próximo de 30m, 50m e 35m nos sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente (para condições quase estáveis). Durante as duas estações os valores médios da razão altura / *fetch* sob condições quase-estáveis de atmosfera foram 1:120, 1:59 e 1:90 para os sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente. Esses valores são próximos aos indicados por Ruhoff (2011) para o sítio experimental em cana-de-açúcar e por Cabral et al. (2015) para o sítio PDG.

Figura 4.2 - Representação do *footprint* das torres micrometeorológicas em dias de céu limpo nas estações seca e chuvosa, para os sítios experimentais USR (a-b), PDG (c-d) e RECOR (e-f).

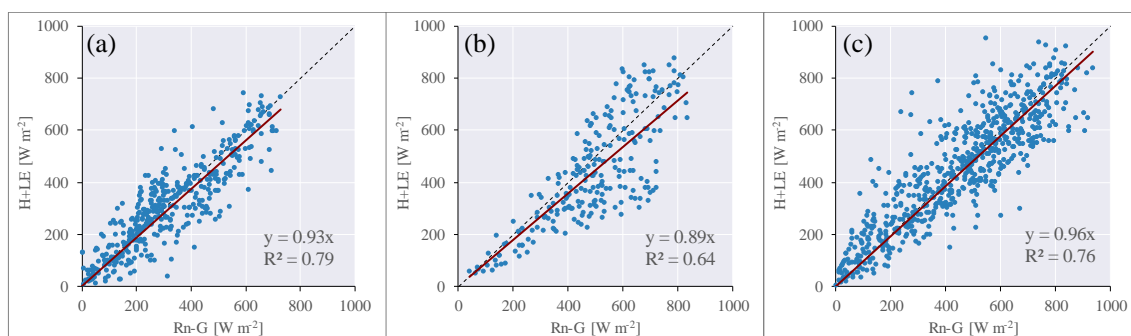


Fonte: Produção do autor.

A distância correspondente a 90% do acumulado de fluxos medidos durante a estação seca é de 860m, 1200m e 720m nos sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente, enquanto na estação chuvosa as distâncias são 690m, 1100m e 695m, respectivamente. Assim, verificou-se que a área correspondente aos fluxos turbulentos medidos nas torres micrometeorológicas apresenta aproximadamente a mesma ordem de grandeza da resolução espacial dos dados MODIS, considerando-se então o *pixel* correspondente à localização de cada torre micrometeorológica para validação das estimativas do METRIC.

O fechamento do balanço de energia é um método aplicado para verificar a qualidade das medidas realizadas pelo sistema EC, considerando-se que as mesmas são feitas por instrumentos independentes. As medidas de H e LE tendem a ser subestimadas por sistemas EC devido a fontes de incerteza como falta de homogeneidade na superfície, características do solo, erros instrumentais, topografia, divergência ou dispersão dos fluxos, entre outras (TWINE et al., 2000; WILSON et al., 2002; TEIXEIRA, 2010). Nesse sentido, para as datas de processamento do METRIC utilizadas na validação (Tabela A.1), a precisão dos dados EC dos três sítios experimentais foi verificada usando o fechamento do balanço de energia (Figura 4.3) para as medidas de fluxo tomadas no período diurno (8:00-18:00).

Figura 4.3 - Comparação entre fluxos turbulentos (H+LE) e energia disponível (Rn-G) medidos pelos sistemas eddy covariance no período diurno (8:00-18:00) nos sítios (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR, para as datas de processamento do METRIC alimentado por dados meteorológicos de superfície.



Fonte: Produção do autor.

A razão horária entre os fluxos turbulentos e a energia disponível na superfície apresentou desvios de 7%, 11% e 4% para os sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente (com um nível de confiança de 95%). Quando o fechamento do SEB é menor do que 1, as possíveis causas podem ser o “amortecimento” das variações de alta frequência na razão de mistura de vapor d’água medida pelo sensor de LE, perda de informação de covariância de baixa frequência devido à integração temporal de H e LE, incompatibilidade no *footprint* da instrumentação, erros de medidas nas outras componentes do SEB, presença de “eddies” de maior escala, entre outras (TWINE et al., 2000; KIDSTON et al., 2010; GAO et al.,

2017). No entanto, os desvios obtidos para os sítios experimentais deste estudo estão dentro do limite indicado por Twine et al. (2000) e Carrasco-Benavides et al. (2014) (30%) para correção dos fluxos H e LE pelo método da razão de Bowen (Equações 3.37 e 3.38). Assim, essa técnica foi aplicada e os valores corrigidos de H e LE foram utilizados na validação das estimativas do METRIC.

#### **4.2 Análise dos dados meteorológicos de reanálise do GLDAS para alimentação do METRIC**

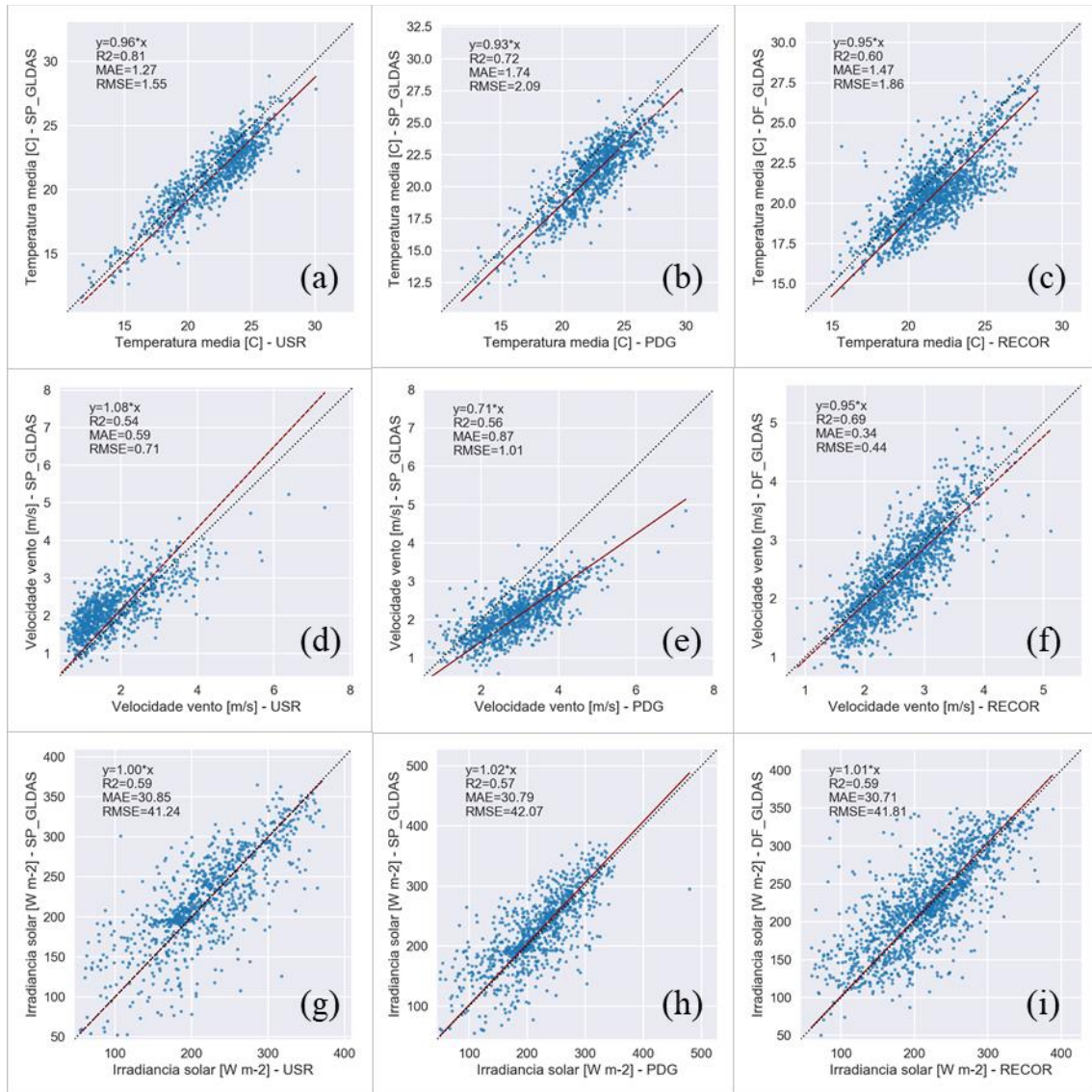
A qualidade dos dados de reanálise do GLDAS utilizados como entrada no cálculo da ETr e no METRIC foi avaliada por meio de análise de regressão com dados de estações meteorológicas do INMET (Tabela 4.2) e dados observados nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR (Figura 4.4). Na comparação com as estações meteorológicas do INMET, obteve-se que a temperatura média do ar é subestimada em até 7% pela reanálise do GLDAS nas áreas de estudo, com  $R^2$  variando entre 0,64 e 0,82, valores de MAE abaixo de 1,95°C e RMSE abaixo de 2,24°C. Essa é a variável representada com maior fidelidade pelo produto, sendo considerada equivalente aos dados observados em 57%, 50%, 33% e 14% das estações meteorológicas nas áreas de estudo de SP, DF, BA e MG, respectivamente (de acordo com o teste t com nível de confiança de 95%).

Para temperatura máxima o produto tende a superestimar essa variável em até 20%, enquanto para temperatura mínima a tendência é de subestimar (em até 26%). Porém deve-se levar em conta que a resolução temporal desse dado é de 3 horas, portanto os máximos e mínimos de temperatura do ar ao longo do dia podem não ser representados adequadamente na integração diária dessas variáveis. Ji et al. (2015) compararam as temperaturas máxima e mínima do GLDAS com dados de estações do *Global Historical Climatology Network* (GHCN), e para a região da América do sul os autores obtiveram MAE=2,12°C, RMSE=4,37°C e  $R^2=0,77$  para temperatura máxima e MAE=0,84°C, RMSE=2,92°C e  $R^2=0,86$  para temperatura mínima.

Para velocidade do vento os dados do GLDAS apresentam um desempenho inferior ao verificado para temperatura do ar, com superestimativas de até 59% em comparação aos

dados das estações do INMET. Entretanto, apesar da diferença de escala espacial entre os dois dados, estes foram considerados iguais pelo teste t em 29%, 25% e 33% das estações meteorológicas.

Figura 4.4 - Comparação entre os dados do GLDAS e dados observados nos sítios experimentais USR (a, d, g), PDG (b, e, h) e RECOR (c, f, i) para temperatura média do ar, velocidade do vento e irradiância solar incidente. Dados comparados em escala diária.



Fonte: Produção do autor.



Tabela 4.2 - Comparação entre os dados de reanálise do GLDAS e dados observados nas estações meteorológicas do INMET nas áreas de estudo de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais.

Área	Variável	unidade	b	R <sup>2</sup>	MAE	RMSE	teste-t = v
SP	Ta máxima	°C	1,11	0,51	3,65	4,22	14%
	Ta média	°C	0,94	0,78	1,51	1,82	57%
	Ta mínima	°C	0,84	0,64	3,96	4,38	29%
	Vel. Vento	m s <sup>-1</sup>	1,19	0,30	0,91	1,06	29%
DF	Ta máxima	°C	1,14	0,52	3,85	4,39	0%
	Ta média	°C	0,94	0,69	1,77	2,04	50%
	Ta mínima	°C	0,78	0,44	5,21	5,49	13%
	Vel. Vento	m s <sup>-1</sup>	1,16	0,31	0,90	1,07	25%
BA	Ta máxima	°C	1,17	0,53	4,51	4,94	0%
	Ta média	°C	0,93	0,64	1,95	2,24	33%
	Ta mínima	°C	0,74	0,28	6,70	6,96	0%
	Vel. Vento	m s <sup>-1</sup>	1,56	0,31	1,14	1,29	0%
MG	Ta máxima	°C	1,20	0,59	4,46	4,89	0%
	Ta média	°C	0,94	0,82	1,45	1,71	14%
	Ta mínima	°C	0,75	0,53	5,38	5,72	0%
	Vel. Vento	m s <sup>-1</sup>	1,59	0,23	0,99	1,14	33%

b= inclinação da reta de regressão passando pela origem, R<sup>2</sup> é o coeficiente de determinação, MAE é o erro absoluto médio, RMSE é a raiz quadrada do erro quadrático médio, teste-t=v indica a porcentagem de estações em que o teste t indicou equivalência entre os pares de médias (b=1), com um nível de confiança de 95%. Os dados foram comparados em escala diária.

Fonte: Produção do autor.

Na comparação dos dados GLDAS com as observações nos sítios experimentais (Figura 4.4), verificou-se que a temperatura média do ar foi subestimada em 4%, 7% e 5% nos sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente, com R<sup>2</sup> entre 0,60 e 0,81 e RMSE abaixo de 2,09°C. Os desvios verificados se devem à diferença de escala espacial entre o dado de reanálise (resolução espacial de 25km) e os dados pontuais das torres

micrometeorológicas (PARK e CHOI, 2014). Segundo Ji et al. (2015) os dados de temperatura do ar derivados do GLDAS em geral apresentam boa acurácia, mas sua utilização em regiões montanhosas ou com poucas estações meteorológicas deve ser feita com cautela.

Para a velocidade do vento a correlação é mais forte na área de Cerrado *stricto-sensu* do sítio RECOR, com desvio de 5% e  $R^2=0,69$ , enquanto o pior ajuste é verificado para o sítio PDG (desvio de 29%,  $R^2=0,56$ ,  $MAE=0,87 \text{ m s}^{-1}$  e  $RMSE=1,01 \text{ m s}^{-1}$ ). Quanto aos dados de irradiância solar incidente, o teste t indicou que para os três sítios experimentais os valores fornecidos pelo GLDAS foram equivalentes às observações de superfície, com um nível de confiança de 95%. Os valores de MAE verificados na Figura 4.4 ( $MAE \approx 31 \text{ W m}^{-2}$ ) para essa variável são inferiores aos verificados por Su et al. (2007) ao comparar dados GLDAS com medidas de superfície (MAE entre 66 e  $160 \text{ W m}^{-2}$ ).

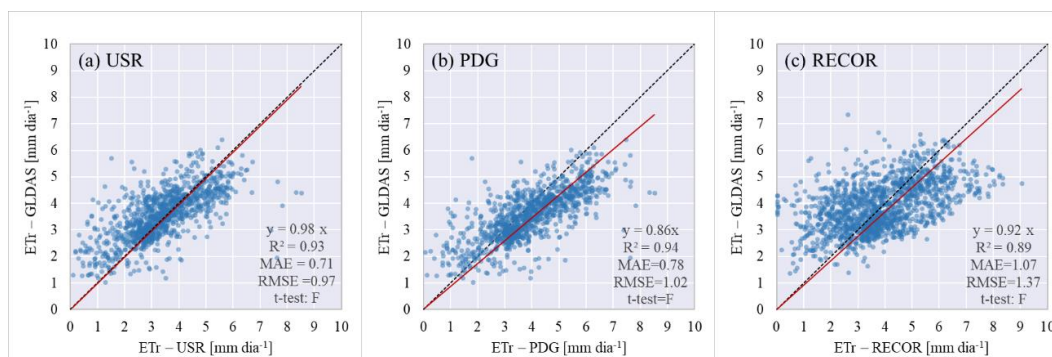
De acordo com Park e Choi (2014) a ETr é mais sensível à temperatura do ar do que à quantidade de radiação solar ou velocidade do vento. Portanto, embora os desvios verificados para velocidade do vento sejam relativamente altos, os dados de temperatura do ar e a irradiância solar incidente mostraram boa concordância com as medidas de superfície, sendo então considerados adequados para utilização como dado de entrada para o cálculo da ETr e no modelo METRIC.

O resultado da ETr calculada a partir dos dados GLDAS foi uma série de *rasters* com a resolução espacial original do produto (25 km). Em comparação à ETr calculada a partir dos dados meteorológicos dos sítios experimentais (Figura 4.5), a ETr derivada do GLDAS foi subestimada em 2%, 14% e 8% nos sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente, com um nível de confiança de 95%. Park e Choi (2014) ao estimar a ETr com os mesmos dados de reanálise obtiveram resultados similares, e os desvios obtidos foram atribuídos principalmente às subestimativas na temperatura do ar, uma vez que a ETr é mais sensível a essa variável.

Apesar da grande diferença em termos de escala espacial (dado pontual vs. *pixel* de 25km), os coeficientes de determinação obtidos na análise de regressão foram relativamente altos (0,93, 0,94 e 0,89 para os sítios USR, PDG e RECOR, respectivamente). Além disso, os valores de ETr derivados do GLDAS e dos dados

observados em superfície apresentaram variações sazonais similares. Os maiores desvios foram obtidos para o sítio RECOR (RMSE=1,37 mm dia<sup>-1</sup>), mas é importante destacar que a série temporal de ETr para esse sítio experimental apresentou falhas em diversos momentos durante o período de estudo, por ausência de dados observacionais (Figura B.11). Nesse sentido, a ETr espacializada derivada de dados de reanálise apresenta a vantagem de fornecer informações sem ausência de dados ou falhas por motivos diversos, como pode ocorrer com os dados observados *in situ*. Assim, processamentos que dependem da continuidade dessa série (como o modelo de balanço hídrico sequencial) não são prejudicados.

Figura 4.5 - Comparação entre a evapotranspiração de referência diária (ETr) calculada a partir dos dados GLDAS e dos dados meteorológicos observados nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.

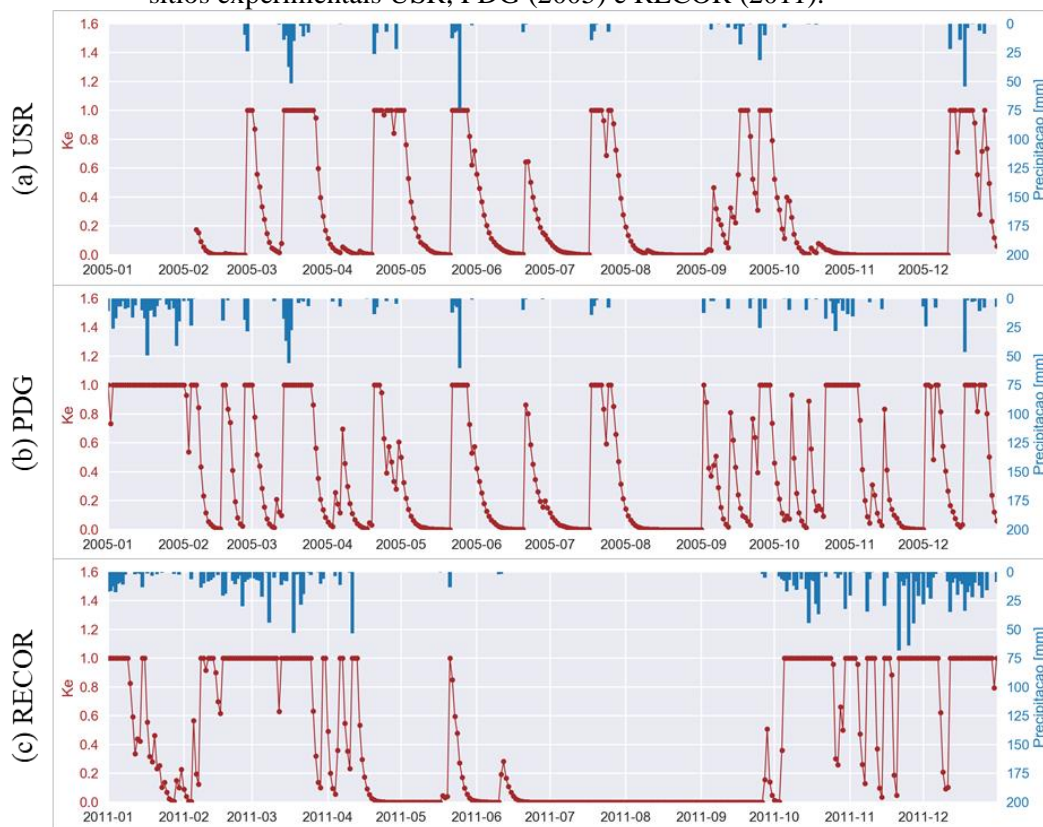


Fonte: Produção do autor.

### 4.3 Balanço hídrico para o solo exposto

O balanço hídrico para o solo exposto (descrito no item 3.9.2) foi aplicado inicialmente com os dados de precipitação e ETr obtidos das torres micrometeorológicas dos três sítios experimentais. O modelo forneceu para cada data de aplicação do METRIC (alimentado por dados meteorológicos de superfície) o coeficiente  $K_e$  (valor único para a respectiva área de estudo) a ser aplicado na calibração interna do modelo. A Figura 4.6 apresenta o resultado obtido para um ano de cada sítio experimental, como exemplo. A série completa é apresentada nas Figuras B.12, B.13 e B.14.

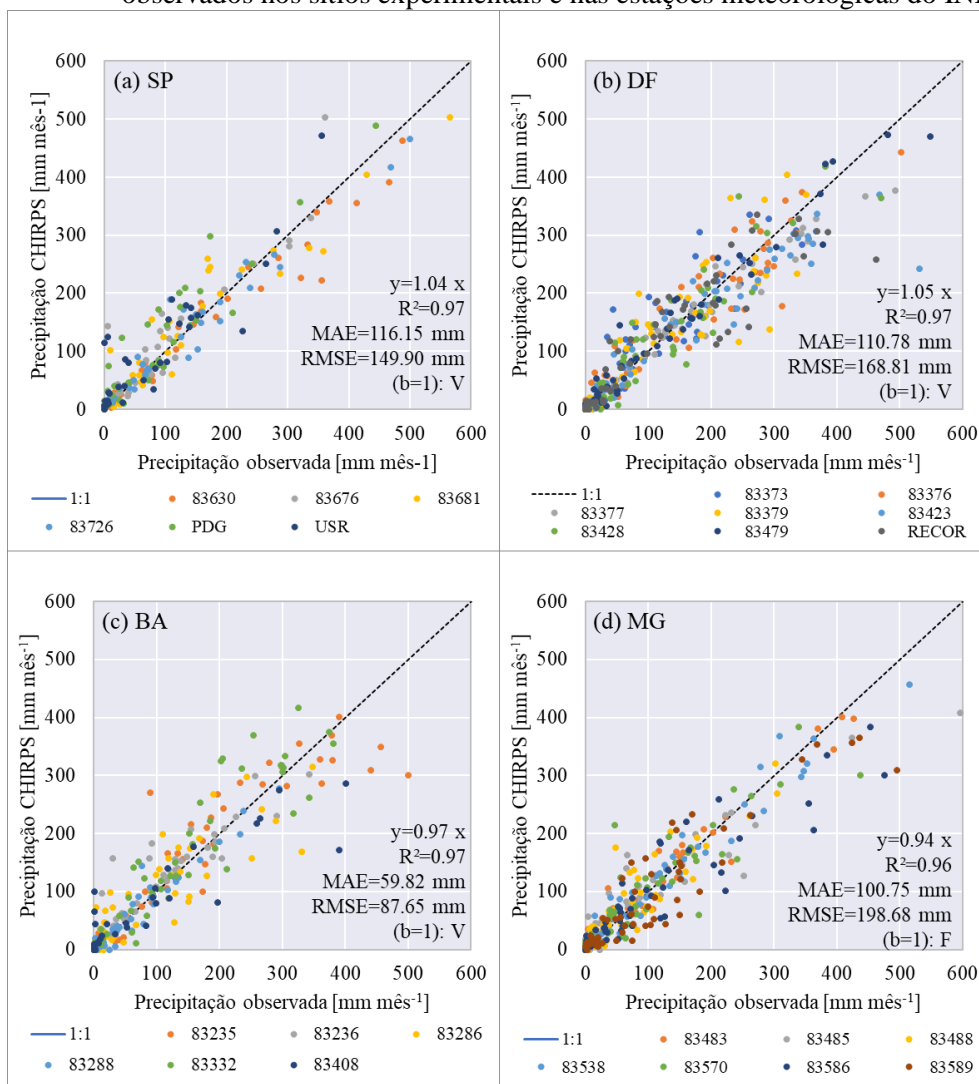
Figura 4.6 - Balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir dos dados meteorológicos dos sítios experimentais USR, PDG (2005) e RECOR (2011).



Fonte: Produção do autor.

Na aplicação do modelo de balanço hídrico especializado, a precipitação foi obtida do produto CHIRPS v2.0, que foi avaliado por meio de comparação (em escala mensal) com os valores observados nos sítios experimentais e nas estações do INMET (Figura 4.7). De acordo com o teste t (com um nível de confiança de 95%), somente na área de estudo de MG o produto CHIRPS subestimou a precipitação (em 6%, com MAE=100,75 mm e RMSE=198,68 mm), enquanto para as áreas de SP, DF e BA os dados de precipitação do CHIRPS foram considerados iguais aos dados observados ( $b=1$ ).

Figura 4.7 - Comparação dos dados de precipitação acumulada mensal do CHIRPS com dados observados nos sítios experimentais e nas estações meteorológicas do INMET.

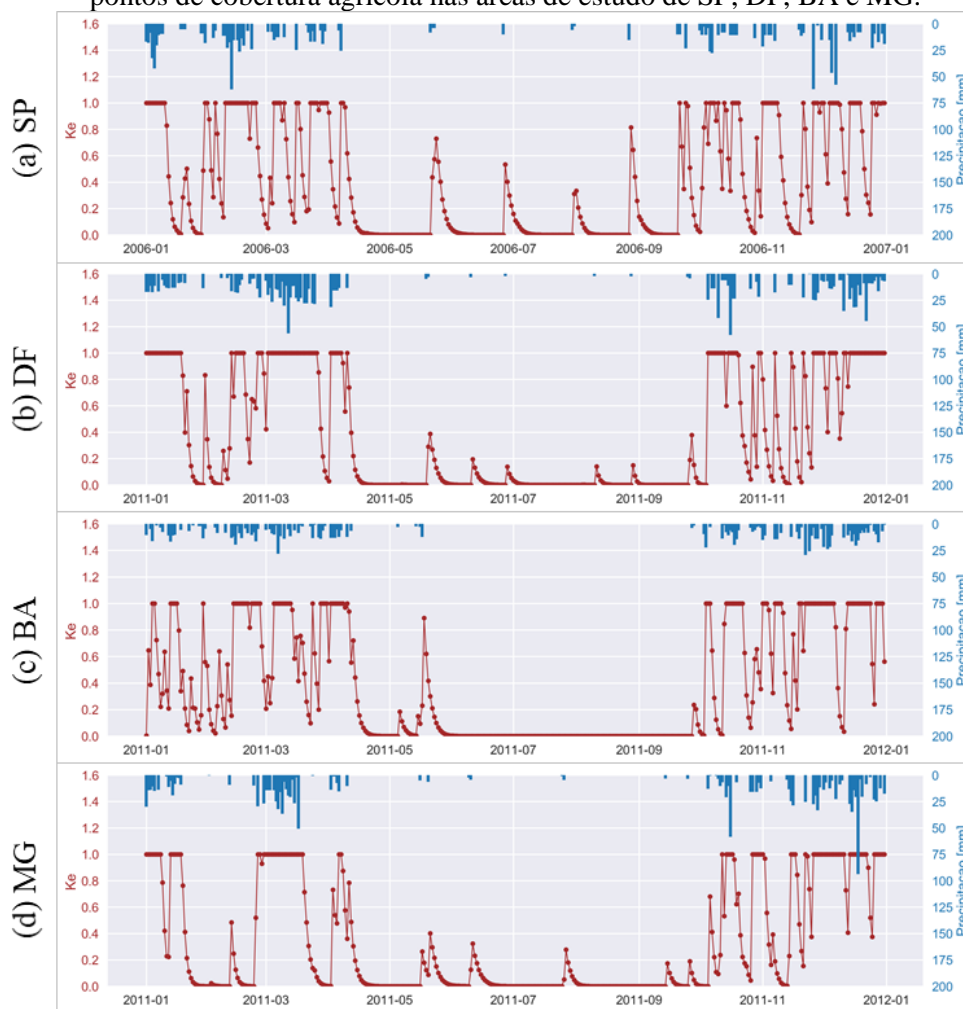


Fonte: Produção do autor.

Uma vez que a precipitação do CHIRPS e a ETr derivada dos dados GLDAS se mostraram adequadas para representar essas variáveis nas áreas de estudo, o modelo de balanço hídrico especializado foi processado, resultando na série diária de *rasters* de Ke. Assim, a cada iteração do algoritmo de seleção automática de *pixels* âncora o METRIC extraiu dessa série a informação de umidade residual do solo para o *pixel* quente. A Figura 4.8 apresenta como exemplo a série de Ke (para um ano) para pontos localizados em áreas

agrícolas nas áreas de estudo de SP, DF, BA e MG, salientando-se que há uma curva de  $K_e$  diário para cada *pixel* dessas regiões de interesse.

Figura 4.8 - Aplicação do modelo de balanço hídrico (especializado) para o solo exposto em pontos de cobertura agrícola nas áreas de estudo de SP, DF, BA e MG.



Fonte: Produção do autor.

A partir da Figura 4.8 é possível verificar que o padrão temporal do coeficiente de umidade residual no solo é similar entre as áreas de interesse, com maior quantidade de umidade armazenada no solo entre os meses de outubro e abril. É importante destacar que uma maior umidade no solo é um limitador para a aplicação do METRIC nas regiões de interesse, uma vez que valores altos de  $K_e$  para o *pixel* quente diminuem o contraste

hidrológico entre os *pixels* âncora, e podem levar a erros nas estimativas da ET para os outros *pixels* da imagem. Nesse sentido, o algoritmo de seleção automática de *pixels* âncora levou em conta o valor de  $K_e$  em cada *pixel* quente selecionado, excluindo *pixels* candidatos com valores elevados desse coeficiente.

#### 4.4 Ajuste do submodelo de albedo da superfície

De acordo com Liang (2000) a distribuição da radiação solar na superfície pode ser tomada como a função de ponderação para converter o albedo espectral (*narrowband albedo*) para o albedo de banda larga (*broadband albedo*), e diferentes condições atmosféricas proporcionam diferentes distribuições de fluxo. Esse foi o princípio seguido no ajuste no submodelo do albedo (descrito no item 3.9.3), ao simular a irradiância solar incidente sob diferentes condições de ângulo zenital solar, conteúdo de água precipitável e elevação (Tabela 3.7) com o modelo SMARTS2. A combinação dos espectros de irradiância gerados pelo modelo com os dados de radiometria coletados em campo foram integrados através da Equação 3.22 (página 57) nos intervalos espectrais descritos na Tabela 3.6. Assim como verificado por Ke et al. (2016) e Tasumi et al. (2008), independente da combinação dos parâmetros de entrada, os valores de  $w_b$  não sofreram variação significativa. Dessa forma, os coeficientes  $w_b$  resultantes (Tabela 4.3) foram aplicados no processamento do METRIC neste estudo.

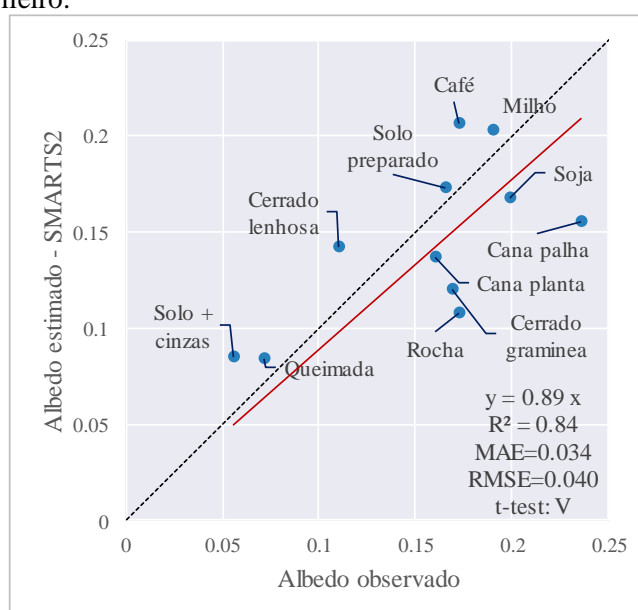
Tabela 4.3 - Coeficientes  $w_b$  da equação do albedo para bandas MODIS, ajustada a partir dos dados simulados pelo SMARTS2 e dados de radiometria coletados em campo.

Banda	$w_b$	DP	CV (%)
1	<b>0,222</b>	0,011	4,8
2	<b>0,235</b>	0,027	11,3
3	<b>0,229</b>	0,030	13,3
4	<b>0,133</b>	0,011	8,0
5	<b>0,109</b>	0,013	11,7
6	<b>0,055</b>	0,010	17,5
7	<b>0,017</b>	0,009	55,1

DP = desvio padrão, CV (%) = coeficiente de variação. Fonte: Produção do autor.

Durante os trabalhos de campo realizados para aquisição dos dados de radiometria (Tabela 3.3) houve passagem do sensor MODIS com baixo ângulo de visada em algumas datas, dessa forma foi possível comparar o albedo estimado pelo submodelo ajustado com os valores observados em superfície (Figura 4.9), para diferentes tipos de cobertura da terra presentes nas áreas visitadas. Segundo o teste t, com um nível de confiança de 95%, considerando todos os tipos de cobertura avaliados o modelo ajustado foi eficaz ao estimar o albedo nos pontos visitados em campo.

Figura 4.9 - Comparação do albedo estimado pelo submodelo ajustado com medidas de superfície realizadas durante os trabalhos de campo nas regiões de interesse do Cerrado brasileiro.



Fonte: Produção do autor.

Com relação às culturas agrícolas, o melhor desempenho foi obtido para as áreas de milho (estádio de pendoamento), que consistiam em lavouras extensas, facilmente representadas pelo *pixel* MODIS de 500m. Para a cultura do café o modelo ajustado superestimou o albedo, o que pode ser um efeito da contribuição do solo exposto das vias internas dos pivôs centrais na resposta de reflectância observada pelo sensor MODIS, ou desvios nas medidas radiométricas nessa cultura devido à dificuldade em coletar medidas com o sensor posicionado na vertical, uma vez que a altura do dossel era superior a 2 metros. As



medidas referentes à cultura da soja foram coletadas na região do Distrito Federal em fevereiro de 2016, época em que a cultura está entre o pico vegetativo e a fase de enchimento de grãos. Para essa cultura o submodelo ajustado subestimou o albedo em até 17%, possivelmente por efeito da umidade do solo na reflectância observada pelo sensor MODIS, dado que houve incidência de precipitação na região durante esse período.

As medidas relativas à cana-de-açúcar na Figura 4.9 foram diferenciadas em cana-planta (cultura verde) e cana-palha (áreas colhidas com palha sobre o solo). Para cana-planta o modelo em geral apresenta valores menores do que os observados possivelmente por mistura espectral dentro do mesmo *pixel* MODIS entre áreas com a cultura vigorosa e áreas de solo exposto (em carregadores ou áreas adjacentes), ou possível efeito da umidade do solo na resposta espectral da lavoura, uma vez que houve incidência de precipitação nos dias anteriores à coleta dos dados. Para a palha da cana-de-açúcar as estimativas de albedo a partir dos dados MODIS também foram menores do que os valores observados em campo, possivelmente devido a umidade do solo ou mistura espectral com áreas adjacentes de solo exposto.

Para as áreas queimadas o modelo ajustado apresenta resultados consistentes (próximo à reta 1:1 na Figura 4.9), porém para superfícies com mistura de solo exposto e cinzas o modelo ajustado tende a superestimar o albedo, possivelmente por mistura de alvos dentro do mesmo *pixel* MODIS, dado que as áreas amostradas nesse tipo de cobertura apresentavam alta heterogeneidade (vegetação herbácea e arbórea em fisionomia de campo sujo). Nas áreas de vegetação lenhosa o albedo estimado em geral foi superior ao observado em campo, o que pode ser efeito de sombra no dossel ao obter as medidas com Fieldspec em campo, uma vez que em campo a altura da vegetação era um limitador na obtenção de dados com o sensor posicionado no nadir. Para as gramíneas o modelo subestimou o albedo em até 30% nas áreas de amostragem (a maioria no Parque Nacional das Sempre-Vivas-MG), possivelmente por mistura de alvos no *pixel* MODIS, uma vez que as áreas visitadas eram heterogêneas e de difícil acesso.

O desempenho do modelo ajustado também foi verificado com relação aos dados observados nos sítios experimentais (Tabela 4.4). Com relação aos dados observados, destaca-se que nos sítios USR e PDG as torres micrometeorológicas estavam equipadas

com piranômetros LI200X para medir a radiação de ondas curtas incidente e refletida. Dessa forma, o albedo não foi medido diretamente, mas calculado como a razão entre radiação solar de ondas curtas refletida e incidente. De acordo com o manual do instrumento (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2015), não há restrições quanto à aquisição de medidas de radiação solar refletida utilizando este piranômetro.

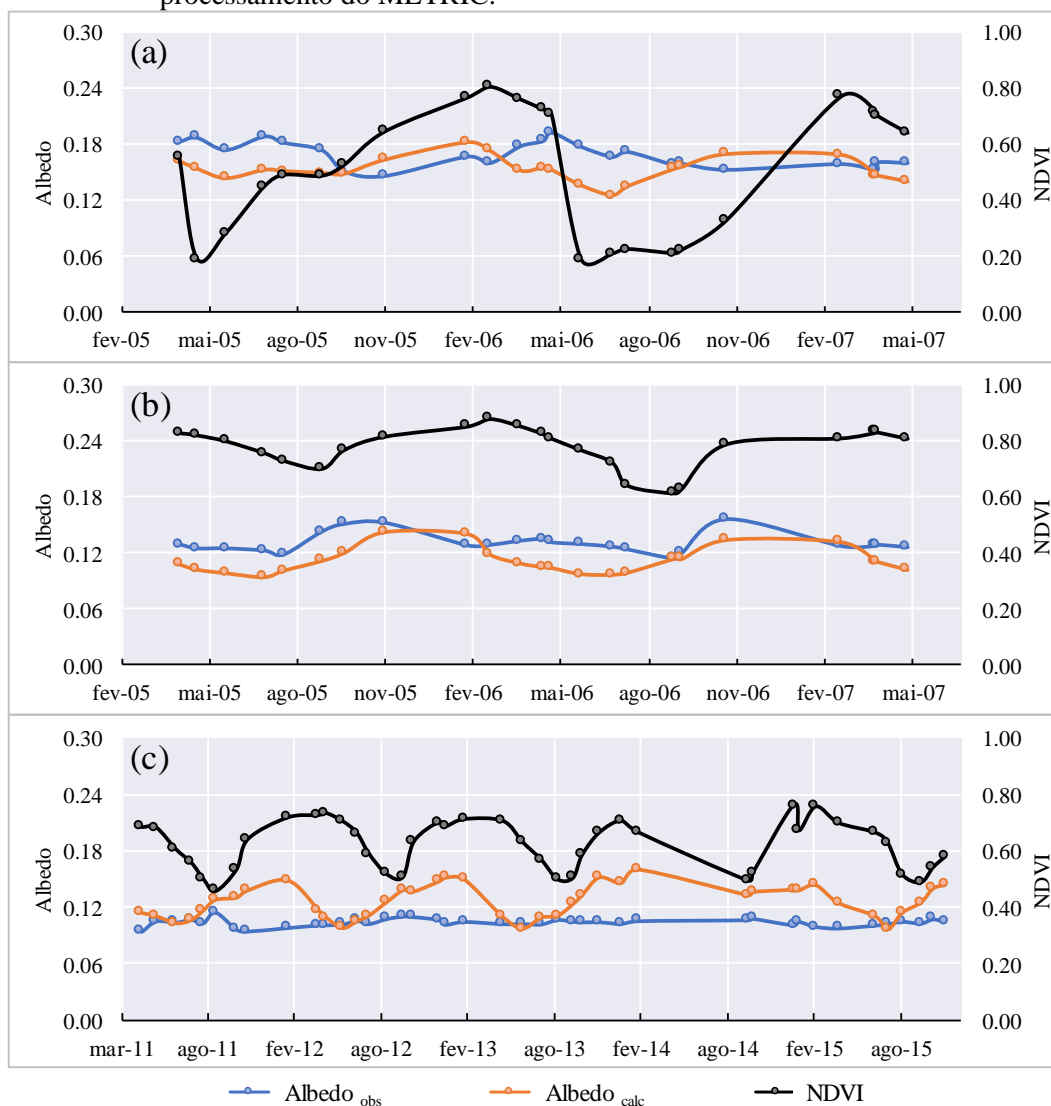
Tabela 4.4 - Análise estatística dos resultados obtidos pelo submodelo de albedo ajustado em comparação às observações dos sítios USR, PDG e RECOR.

Torre	b	R <sup>2</sup>	MAE	RMSE	Teste-t
USR	0,90	0,94	0,02	0,03	f
PDG	0,85	0,94	0,02	0,02	f
RECOR	1,21	0,96	0,02	0,03	f

Fonte: Produção do autor.

No sítio USR, o submodelo ajustado subestimou o albedo em 10% ( $R^2=0,94$ ,  $MAE=0,02$  e  $RMSE=0,03$ ), com um nível de confiança de 95% (Tabela 4.4). Os resultados são superiores aos obtidos por Oliveira et al. (2015a) para este sítio experimental com as equações propostas por Liang (2000) e Tasumi et al. (2008), que subestimaram o albedo em 19% e 24%, respectivamente. O perfil temporal apresentado na Figura 4.10a mostra que os valores observados variam durante o ciclo da cana-de-açúcar, com maiores valores no início do ciclo, quando há maior contribuição do solo na reflectância da superfície (TATSCH, 2006). Durante o crescimento vegetativo da cultura (indicado pelo aumento de NDVI na Figura 4.10a, o albedo observado diminui de 0,18-0,20 (no estágio inicial) para valores próximos a 0,15, devido ao desenvolvimento do dossel vegetal, o que favorece a absorção da radiação solar. Na fase de maturação (após a transição da estação úmida para a seca) o albedo volta a aumentar, alcançando o valor de 0,20 devido à redução no índice de área foliar e a presença de folhas senescentes, o que altera o padrão de reflectância da cultura (GEORGESCU et al., 2013). A redução no albedo observado e estimado em 05/05/2005 pode ser um efeito da umidade do solo reduzindo a reflectância, devido à precipitação em datas anteriores (TATSCH, 2006).

Figura 4.10 - Curvas de albedo observado nos sítios experimentais (azul), albedo estimado (laranja) e NDVI (preto) nos sítios experimentais (a) USR – cana-de-açúcar, (b) PDG – Cerrado denso e (c) RECOR – Cerrado *sensu-stricto* - nas datas de processamento do METRIC.

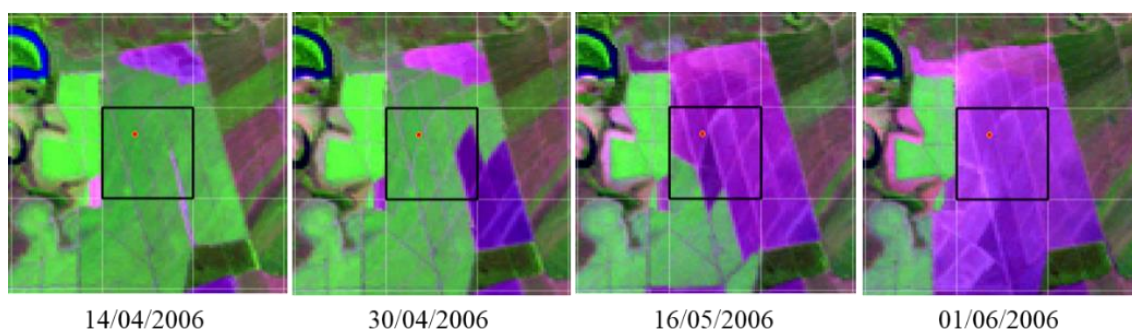


Fonte: Produção do autor.

Para os dois ciclos da cana-de-açúcar avaliados o albedo variou entre 0,13 e 0,18, intervalo similar ao descrito por Domingues et al. (2011) para essa cultura. O submodelo de albedo ajustado apresentou um melhor desempenho para a fase de crescimento vegetativo da cana-de-açúcar (total cobertura do solo), porém no estágio inicial e na maturação da cultura foi observada uma tendência a subestimar o albedo nessa área, possivelmente devido a contribuição do solo na reflectância. Durante a colheita ocorrem

dentro do mesmo *pixel* MODIS a mistura de áreas já colhidas e áreas não colhidas (Figura 4.11). Além disso, é importante destacar que no início dos dois ciclos da cultura no sítio USR foi realizada a queima da palha da colheita, aração do solo e adubação, procedimentos que reduzem a reflectância observada por satélite). Na fase de maturação, subestimativas também ocorreram, possivelmente devido à umidade residual no solo, que reduz a reflectância observada por satélite, mas não tem o mesmo impacto na observação *in situ*.

Figura 4.11 - Composições coloridas do Landsat-TM (RGB-543) destacando a colheita da cana-de-açúcar durante a estação seca de 2006 no sítio USR.



O quadrado preto indica o *pixel* de 1km do MODIS correspondente à posição da torre micrometeorológica (ponto vermelho).

Fonte: produção do autor.

No sítio PDG o albedo foi subestimado em 15% ( $R^2=0,94$ ,  $MAE=0,02$ , e  $RMSE=0,02$ ), com um nível de confiança de 95%. O albedo observado apresenta variação sazonal (Figura 4.10b), com valor médio ( $\alpha=0,13$ ) menor do que o observado no sítio USR ( $\alpha=0,17$ ). Os menores valores ocorrem durante a estação seca ( $\alpha \cong 0,12$ ), aumentando gradualmente até 0,16 na transição da estação seca para a chuvosa. Durante a estação seca, Ki penetra mais facilmente no dossel vegetal, e então o solo coberto por serapilheira favorece a absorção da radiação, reduzindo o albedo (TATSCH, 2006). Na estação chuvosa, por outro lado, o albedo é controlado pela reflectância do dossel da vegetação arbórea, que produz sombras no solo e domina a absorção da radiação fotossinteticamente ativa e infravermelha. No decorrer de cada ano o submodelo ajustado subestima o albedo,

principalmente durante a estação seca, o que pode ser efeito da interação do Ki com o dossel e o substrato, que apresenta uma dinâmica de alternância no controle do albedo entre as estações úmida e seca. Além disso, para vegetação mais alta como cerrado denso, desvios no albedo estimado podem ocorrer quando o sol não está no zênite, o que causa mistura de áreas sombreadas e iluminadas dentro do mesmo *pixel*, em particular nos meses de inverno, quando o ângulo zenital solar é maior (NUMATA et al., 2017). Os melhores resultados ocorrem na estação chuvosa, quando há um maior vigor vegetativo da cobertura vegetal (indicado pelo maior NDVI na Figura 4.10b) e o dossel da vegetação arbórea domina a resposta de reflectância.

Para o Cerrado *stricto-sensu* do sítio RECOR, o modelo ajustado superestimou o albedo da superfície em 21%, com um nível de confiança de 95% ( $R^2=0,96$ ,  $MAE=0,02$  e  $RMSE=0,03$ ). O albedo observado apresenta valores menores (0,09 a 0,12) do que os observados no Cerrado denso do sítio PDG (0,12 a 0,16), e não segue a mesma variabilidade sazonal (Figura 4.10c). Os valores estimados, por outro lado, acompanham a variação do NDVI durante o período de estudo, variando entre 0,09 e 0,16, com aumento durante a estação chuvosa, causado por um aumento da reflectância promovido pela maior quantidade de vegetação verde, tanto em espécies arbóreas quanto em gramíneas.

Com relação às curvas de NDVI da Figura 4.10, o índice varia entre 0,60 e 0,80 no Cerrado denso do sítio PDG e entre 0,50 e 0,75 no Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR, seguindo o mesmo padrão sazonal, com maiores valores durante a estação chuvosa (OLIVEIRA et al., 2005). No momento em que o NDVI alcança seu valor máximo, o albedo estimado começa a diminuir, devido a efeito de sombra causado pelo dossel da vegetação mais alta, o que favorece a extinção da radiação solar na superfície e reduz a radiação de ondas curtas refletida. A diminuição do NDVI durante a estação seca pode ser atribuída à queda das folhas que ocorre durante a transição da estação úmida para a seca em diversas espécies vegetais do Cerrado (RODRIGUES et al., 2014). Os valores observados de albedo no sítio RECOR não apresentam o mesmo padrão sazonal observado para o sítio PDG, possivelmente devido à distribuição espacial das diferentes espécies vegetais do cerrado típico, em que a mistura de vegetação arbórea e arbustiva

não apresenta a mesma alternância no domínio da resposta do albedo verificada para o Cerrado denso.

Sobre os desvios obtidos no albedo estimado, outro ponto importante a se considerar é que o método adotado para estimar essa variável não aplica correções para os efeitos da função de distribuição da reflectância bidirecional (BRDF) causados por ângulos de visada *off-nadir*. Em dados como os oriundos do sensor MODIS (ângulos de visada até 55°), as geometrias de espalhamento frontal e retroespalhamento causam desvios no sinal refletido para o sensor (TASUMI et al., 2008), afetando diretamente as estimativas de albedo e, conseqüentemente, de fluxos de energia e ET (MATTAR et al., 2014). Neste estudo esse problema foi evitado ao selecionar datas em que as imagens MODIS apresentavam baixo ângulo de visada sobre as áreas de estudo.

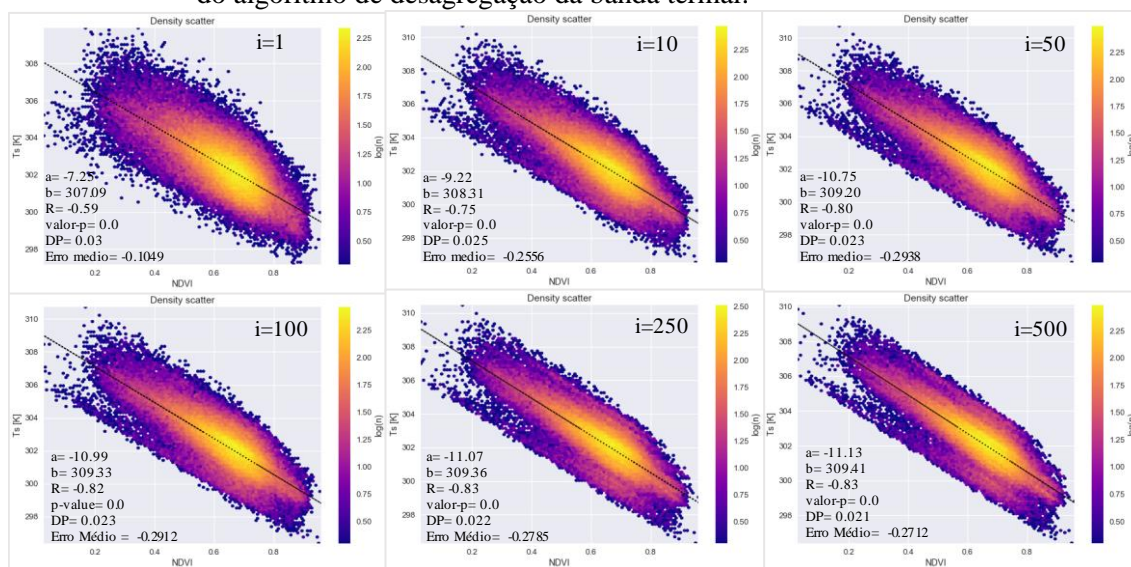
#### **4.5 Desagregação espacial dos dados termais (MOD11)**

O algoritmo global de desagregação da banda termal (AGAM et al., 2007) foi incorporado ao METRIC buscando melhorar a resolução espacial das estimativas do balanço de energia e da ET. Em cada data de aplicação do modelo a banda termal obtida do produto MOD11 foi desagregada para a resolução das bandas de reflectância do MOD09GQ. O princípio básico do algoritmo é que a temperatura da superfície e o NDVI seguem uma relação linear inversa e única para diferentes tipos de cobertura da terra na imagem de satélite, o que foi verificado em todas as datas de aplicação do algoritmo neste estudo. Esse comportamento é típico em regiões com pouca variabilidade de altitude, sem restrição de energia disponível na superfície e onde o único limitador para o crescimento da vegetação é a umidade do solo (KARNIELI et al., 2010; NICÁCIO, 2008).

Durante o processamento do algoritmo global em cada imagem, verificou-se que a dispersão entre a  $T_s$  e o NDVI se estabilizava normalmente em menos de 100 iterações (Figura 4.12). A partir da décima iteração apresentada na Figura 4.12 nota-se um agrupamento de *pixels* na linha inferior da dispersão (baixos valores de NDVI e de  $T_s$ ). Esses *pixels* correspondem a áreas agrícolas com irrigação na fase de pré-emergência da planta, que com a lâmina de irrigação no solo apresentam menor  $T_s$ , porém sem resposta

da cultura no índice de vegetação (GAO et al., 2012). Dessa forma, ao simular a  $T_s$  em alta resolução a partir do NDVI, valores incorretos (mais altos) de temperatura seriam atribuídos a esses *pixels*. Entretanto, o algoritmo ameniza esse efeito no diagrama de dispersão ao contabilizar os resíduos ( $\Delta T_{sbr}$ ) entre a  $T_{sbr}^*$  e a  $T_{sbr}$  a cada iteração.

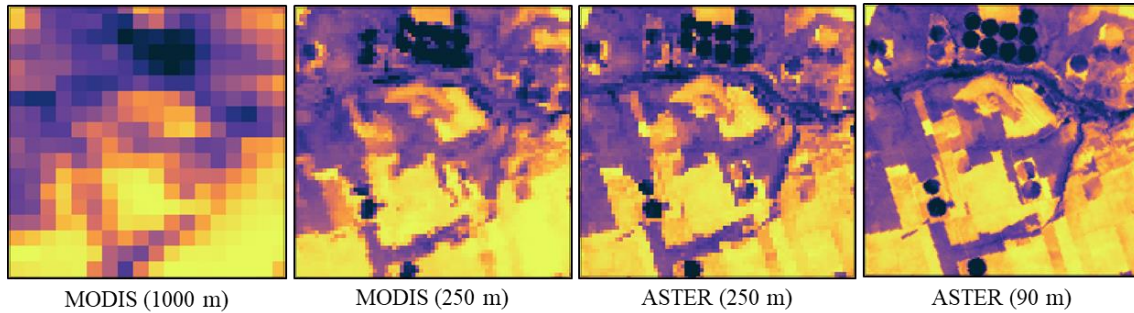
Figura 4.12 - Evolução da relação entre temperatura da superfície e NDVI ao longo das iterações do algoritmo de desagregação da banda termal.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados obtidos com o algoritmo global foram comparados por análise de regressão com as imagens termais do Landsat7/ETM+ e do AST08, degradadas para a resolução de 250m (Figura 4.13). Para tanto, as máscaras de nuvem e de classes de cobertura da terra ignoradas (corpos d'água e áreas urbanas) foram aplicadas às duas imagens, para remover os tipos de alvos que foram ignorados no processamento do algoritmo, segundo recomendado por Scherer-Warren (2011). Visualmente nota-se no exemplo da Figura 4.13 que o dado desagregado do MODIS para a resolução espacial de 250m é similar à banda degradada do ASTER, embora o método não permita reproduzir bordas de talhões agrícolas ou áreas irrigadas por pivô central com o mesmo detalhamento que o dado de maior resolução permite.

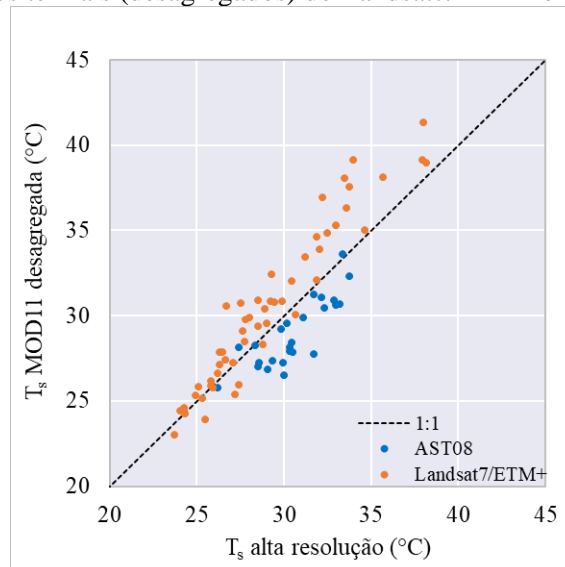
Figura 4.13 - Desagregação da banda termal do MOD11 para 250m.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.14 apresenta a dispersão entre os valores médios obtidos entre as imagens desagregadas e as imagens termais de alta resolução, considerando as quatro áreas de estudo avaliadas neste estudo. É importante destacar que a comparação referente aos dados de referência do Landsat-7 apresenta uma maior amplitude nos valores de  $T_s$ , pois a quantidade de imagens disponíveis desse produto era maior (52 imagens), cobrindo todas as épocas do ano nas áreas de estudo, enquanto para o produto AST08 foram adquiridas somente 14 imagens, todas entre os meses de abril a setembro.

Figura 4.14 - Dispersão entre os valores médios das bandas desagregadas pelo algoritmo global e os dados termais (desagregados) do Landsat7/ETM+ e do produto AST08.



Fonte: Produção do autor.



Em comparação aos dados AST08 o algoritmo global subestimou a  $T_s$  em 6%, com  $R^2=0,68$ ,  $MAE=1,62^\circ\text{C}$  e  $RMSE=1,90^\circ\text{C}$  (Tabela 4.5), enquanto para os Landsat7/ETM+ a avaliação estatística mostrou que o algoritmo superestimou a  $T_s$  em 5%, com  $R^2=0,81$ ,  $MAE=1,63^\circ\text{C}$  e  $RMSE=2,09^\circ\text{C}$ . O maior  $R^2$  foi obtido na comparação dos dados MODIS desagregados com os dados Landsat-7/ETM+ na região do Oeste da Bahia ( $R^2=0,88$ ), o que está de acordo com Jeganathan et al. (2011), que discutem que os melhores resultados do algoritmo global ocorrem em áreas vegetadas com condições relativamente uniformes de clima e umidade do solo, em que predominam culturas agrícolas não irrigadas.

Somente para a região do Distrito Federal os dados termais desagregados do MOD11 foram considerados iguais ( $b=1$ ) às bandas do Landsat7/ETM+, segundo o teste-t (com nível de confiança de 95%). Para as demais regiões, em comparações aos dois conjuntos de dados termais de referência, o algoritmo global subestimou ou superestimou a  $T_s$ , com RMSE próximos aos obtidos por Jeganathan et al. (2011) para resoluções espaciais menores do que 250m ( $RMSE < 2^\circ\text{C}$ ).

Tabela 4.5 - Análise estatística da comparação entre as bandas termais desagregadas pelo algoritmo global e os dados termais de referência dos produtos AST08 e Landsat-7/ETM+.

Dado	Área estudo	b	$R^2$	MAE ( $^\circ\text{C}$ )	RMSE ( $^\circ\text{C}$ )	teste-t
AST08	SP	1,02	0,60	0,42	0,54	F
	DF	0,92	0,63	2,19	2,46	F
	BA	-	-	-	-	-
	MG	0,95	0,76	1,32	1,43	F
	Total	0,94	0,68	1,62	1,90	F
Landsat-7/ETM+	SP	1,07	0,72	1,98	2,18	F
	DF	1,01	0,72	0,99	1,23	V
	BA	1,06	0,88	2,07	2,50	F
	MG	1,05	0,78	1,43	1,96	F
	Total	1,05	0,79	1,63	2,09	F

Fonte: Produção do autor.

Outro ponto a se destacar é que o algoritmo aplica os coeficientes da regressão gerados em baixa resolução ao NDVI em alta resolução, assumindo que a relação entre essas variáveis é a mesma nas duas resoluções espaciais. Segundo Agam et al. (2007) existe uma relação inversa entre as duas grandezas em múltiplas resoluções espaciais, porém o

limite para o qual os coeficientes da regressão são independentes da escala não é claro. Desse modo, é importante que se verifique o impacto da utilização das bandas termais no modelo METRIC, em especial no cálculo do saldo de radiação, que aplica diretamente essa variável na estimativa de  $L_{w\uparrow}$ .

#### 4.6 Validação – Balanço de energia, F e ET

Neste tópico serão avaliados primeiramente os resultados obtidos pelo METRIC alimentado por dados meteorológicos de superfície e dados MODIS nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR, analisando-se os padrões obtidos nos três respectivos tipos de cobertura vegetal. Posteriormente o desempenho do modelo alimentado por dados GLDAS, dados termais desagregados e com seleção automática de *pixels* âncora será avaliado.

##### 4.6.1 METRIC com dados meteorológicos de superfície

As componentes do balanço de energia foram comparadas aos dados observados nos sítios experimentais no momento da passagem do sensor MODIS (~10:30), obtendo-se os resultados apresentados na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 - Análise estatística das estimativas instantâneas do METRIC para o saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) nos sítios experimentais USR (cana-de-açúcar), PDG (Cerrado denso) e RECOR (Cerrado *sensu-stricto*).

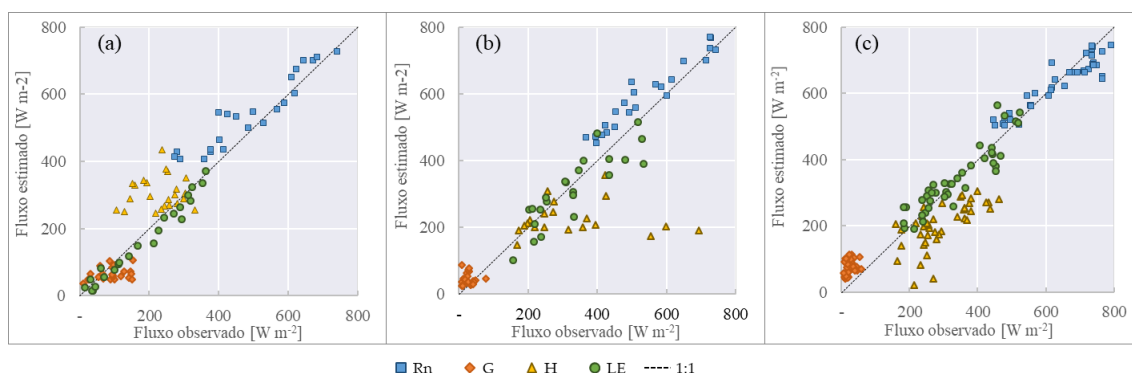
	variável	b	R <sup>2</sup>	MAE (W m <sup>-2</sup> )	RMSE (W m <sup>-2</sup> )	Teste-t
USR	Rn	1,08	0,94	59,84	75,36	f
	G	0,69	0,76	36,42	43,55	f
	H	1,26	0,87	87,06	108,81	f
	LE	0,95	0,94	16,93	21,43	f
PDG	Rn	1,09	0,95	58,83	67,95	f
	G	1,39	0,54	28,09	35,11	f
	H	0,58	0,75	112,60	178,78	f
	LE	0,96	0,93	48,13	56,38	v
RECOR	Rn	0,98	0,97	37,33	47,30	v
	G	3,10	0,67	61,00	64,71	f
	H	0,70	0,92	87,52	101,61	f
	LE	1,03	0,96	33,11	42,88	v

Fonte: Produção do autor.

#### 4.6.1.1 Saldo de radiação

Para a área de cana-de-açúcar do sítio USR (Figura 4.15a) o teste t indicou que o Rn foi superestimado em 9% ( $R^2 = 0,94$ ,  $MAE = 59,84 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE = 75,36 \text{ W m}^{-2}$ ), o que se deve principalmente a subestimativa do albedo no início do ciclo fenológico da cana-de-açúcar. Durante a fase de crescimento vegetativo e maturação o Rn estimado permanece próximo da linha 1:1, mostrando um melhor ajuste do submodelo de albedo para as condições de maior cobertura vegetal. Ao mesmo tempo, a temperatura da superfície fornecida pelo produto MOD11 foi subestimada em até 10% nas datas em que o Rn foi superestimado, o que reduziu o fluxo de radiação de ondas longas emitido pela superfície e, conseqüentemente, aumentou o valor estimado de Rn. Durante o período de 2005 a 2007 o Rn variou entre  $408 \text{ W m}^{-2}$  e  $728 \text{ W m}^{-2}$ , valores próximos aos obtidos por Gomes (2009) para a mesma cultura. Assim como observado por Tatsch (2006), o Rn apresenta um padrão sazonal (Figura 4.16a), controlado principalmente por  $K_i$ , albedo e  $T_s$ . Com relação a componente de ondas longas,  $L_{w\downarrow}$  variou de 310 a  $365 \text{ W m}^{-2}$ , seguindo a variabilidade sazonal da temperatura do ar (Figura B.2).  $L_{w\uparrow}$ , da mesma forma, variou de acordo com a temperatura da superfície, com valores entre 403 e  $489 \text{ W m}^{-2}$ .

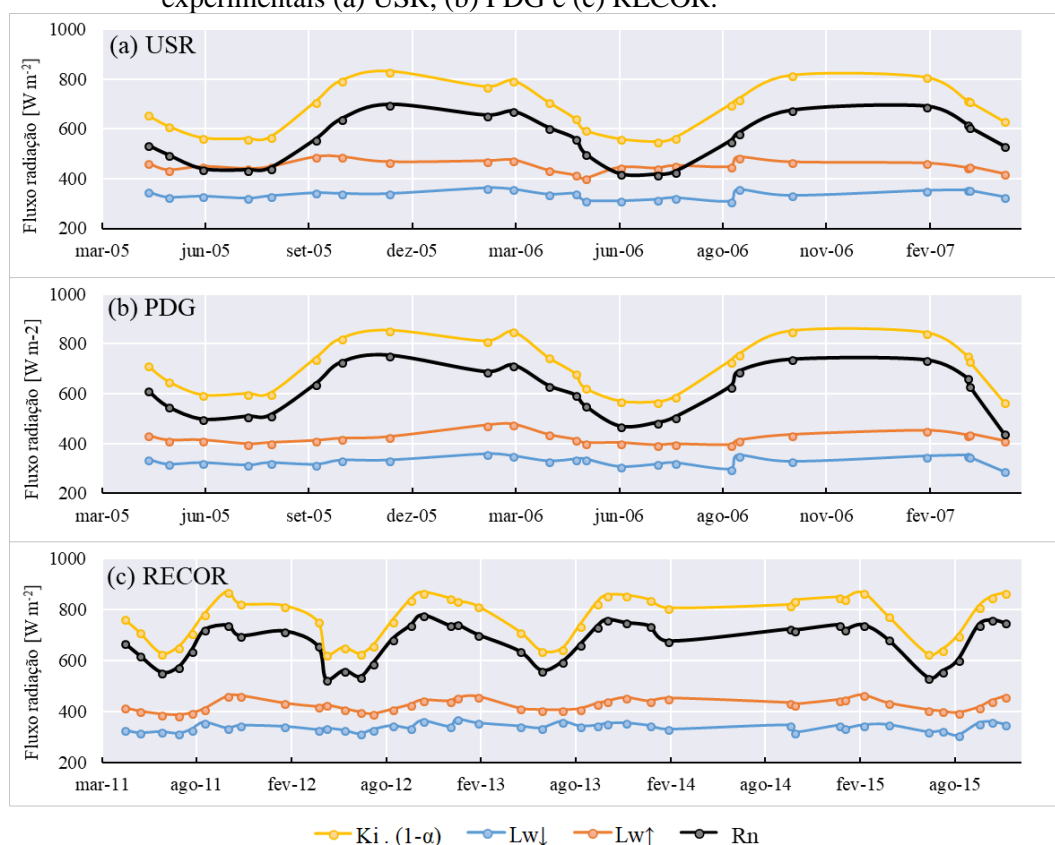
Figura 4.15 - Comparação de valores estimados e observados de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) no momento da passagem do satélite para os sítios experimentais USR (cana-de-açúcar), PDG (cerrado denso) e RECOR (cerrado sensu-strictu).



Fonte: Produção do autor.

Já no sítio PDG (Figura 4.15b) o Rn foi superestimado em 9% ( $R^2 = 0,95$ ,  $MAE = 58,83$   $W m^{-2}$  e  $RMSE = 67,95$   $W m^{-2}$ ), em consequência das subestimativas no albedo e desvios na Ts obtida do MOD11, assim como foi verificado para o sítio USR. O Rn estimado pelo METRIC variou entre 454 e 772  $W m^{-2}$ , com valores geralmente superiores aos obtidos para o sítio USR nas mesmas datas de processamento do modelo. O Cerrado denso desse sítio experimental apresenta valores menores de albedo, em geral (Figura 4.10), assim como menores valores de Ts (o que por sua vez reduz a radiação de ondas longas emitida pela superfície).  $L_{w\downarrow}$  e  $L_{w\uparrow}$  variaram de 290 a 357  $W m^{-2}$  e de 394 a 477  $W m^{-2}$ , respectivamente (Figura 4.16b), seguindo a variação sazonal das temperaturas do ar e da superfície.

Figura 4.16 - Saldo de radiação, componentes de ondas curtas ( $K_i \cdot (1-\alpha)$ ) e componentes de ondas longas ( $L_{w\downarrow}$  e  $L_{w\uparrow}$ ) estimados pelo METRIC durante o período de estudo nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.



Fonte: Produção do autor.

Para o cerrado *stricto-sensu* do sítio RECOR a razão entre valores estimados observados de Rn (Figura 4.15c) foi significativamente igual a 1 ( $b=1$ ), com nível de confiança de 95% ( $R^2 = 0,97$ ,  $MAE = 37,33 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE = 47,30 \text{ W m}^{-2}$ ), mostrando que o METRIC foi efetivo para estimar essa variável com os dados MODIS. Os valores instantâneos de Rn variaram entre 504 e 779  $\text{W m}^{-2}$  para essa fisionomia de Cerrado, mostrando uma média de Rn 7% acima da verificada para o Cerrado denso (PDG).  $L_{w\downarrow}$  variou entre 308 e 370  $\text{W m}^{-2}$ , enquanto  $L_{w\uparrow}$  variou entre 387 e 465  $\text{W m}^{-2}$  (Figura 4.16c), valores próximos aos obtidos no sítio PDG.

Os resultados alcançados para Rn nos três sítios mostram uma correlação mais forte do que a obtida por Ruhoff et al. (2012) ( $R^2=0,83$  /  $RMSE=37 \text{ W m}^{-2}$  para cana-de-açúcar e  $R^2=0,88$  /  $RMSE=47 \text{ W m}^{-2}$  para o Cerrado do sítio PDG), porém com maior RMSE. O Rn é tipicamente maior durante a estação chuvosa, o que é um padrão para o bioma Cerrado (RUHOFF et al., 2012; RODRIGUES et al., 2014), embora seja o comportamento oposto ao observado na região da bacia Amazônica durante essa estação, em que a constante cobertura de nuvens tende a diminuir o Rn (ROCHA et al., 2009). Para a vegetação de Cerrado, a redução do Rn durante a estação seca não se deve apenas a menor irradiância solar incidente, mas também em parte pelo aumento no albedo da superfície causado pela redução no IAF durante esse período, quando a disponibilidade de água no solo é menor (RODRIGUES et al., 2014).

Como essas estimativas são obtidas no momento da passagem do satélite (~10:30), e uma vez que as medidas derivadas do sensoriamento remoto ótico são possíveis para dias de céu limpo, os resultados de Rn obtidos nos dias de processamento do METRIC correspondem às maiores quantidades de energia disponível para os processos biofísicos da vegetação (GOMES, 2009). As componentes de ondas longas ( $L_{w\downarrow}$  e  $L_{w\uparrow}$ ) são estimadas pela lei de Stefan-Boltzmann (Equações 3.8 e 3.10), portanto são diretamente influenciadas pelas temperaturas do ar e da superfície, respectivamente (OLIVEIRA et al., 2016). Então, para os três sítios experimentais, as curvas de  $L_{w\downarrow}$  e  $L_{w\uparrow}$  apresentam um suave aumento durante o verão, quando as temperaturas do ar e da superfície são maiores. Comparando essas duas componentes (Figura 4.16), nota-se que  $L_{w\uparrow}$  apresentou valores sempre maiores do que  $L_{w\downarrow}$ , uma vez que a temperatura fornecida pelo produto MOD11

foi sempre superior do que a temperatura do ar no momento da passagem do satélite. Consequentemente, a componente de ondas longas resultante é sempre negativa, com uma amplitude sazonal menor do que a observada para a componente de ondas longas.

#### **4.6.1.2 Fluxo de calor no solo**

Com relação ao fluxo de calor no solo, as estimativas do METRIC mostraram baixa correlação com os valores observados em campo para os três sítios experimentais avaliados. Esse fluxo de energia foi subestimado em 31% ( $R^2=0,76$ ) no sítio USR e superestimado em 39% ( $R^2=0,54$ ) e 210% ( $R^2=0,67$ ) nos sítios PDG e RECOR, respectivamente. Geralmente esse é o fluxo que apresenta os maiores erros na modelagem com dados de satélite, uma vez que a Equação 3.11 (página 52) foi calibrada para uma região semiárida, não representando corretamente as condições das áreas agrícolas e de Cerrado avaliadas neste estudo (BASTIAANSSEN, 2000; GOMES, 2009; RUHOFF, 2011; OLIVEIRA, 2012; RUHOFF et al., 2012). Esses erros podem ser associados também com a diferença de escala espacial e temporal entre os dados de satélite e as medidas em superfície (CARRASCO-BENAVIDES et al., 2014; FUENTE-SÁIZ et al., 2017).

#### **4.6.1.3 Fluxo de calor sensível**

Assim como o fluxo de calor no solo, o fluxo de calor sensível apresentou baixa correlação entre valores estimados e observados. Na cana-de-açúcar do sítio USR esse fluxo de energia foi superestimado em 26% ( $R^2=0,86$ ). De acordo com Gomes (2009), o H na cana-de-açúcar durante a estação úmida é controlado pelo  $R_n$ , enquanto na estação seca a maturação ou colheita da cultura permitem uma maior contribuição desse fluxo no particionamento de energia, devido a um menor índice de área foliar. Durante a estação seca, os erros relativos de H variaram em -1% e 18%, enquanto erros de até 79% foram reportados por Gomes (2009) para essa cultura, utilizando o modelo SEBAL. Esse fluxo foi superestimado no Cerrado denso do sítio PDG (em 42%, com  $R^2=0,75$ ) e subestimado no sítio RECOR (em 30%, com  $R^2=0,92$ ). É importante destacar que a precisão na

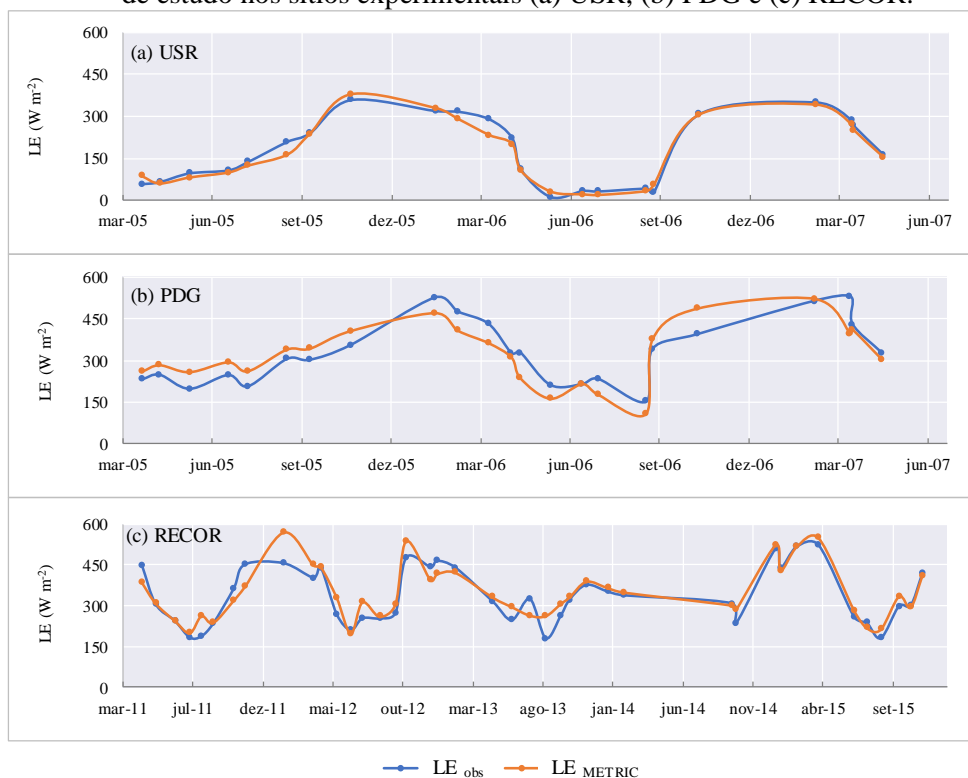
estimativa de LE depende diretamente da seleção de *pixels* âncora, o que determina a calibração interna de H (CARRASCO-BENAVIDES et al., 2014). Então, os erros na estimativa de H são esperados, pois o processo de calibração interna “absorve” os erros provenientes das etapas anteriores da modelagem (Rn e G) (KJAERGAARD et al., 2009; SCHERER-WARREN, 2011; CARRASCO-BENAVIDES et al., 2014).

#### 4.6.1.4 Fluxo de calor latente

As estimativas de LE no sítio USR em geral se aproximam da linha 1:1 (Figura 4.15a), com  $R^2 = 0,94$ ,  $MAE = 16,93 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE = 21,43 \text{ W m}^{-2}$ . Entretanto o teste t indicou que para esse sítio experimental a razão entre valores estimados e observados foi significativamente diferente de 1, o que indica que o METRIC subestimou essa variável em 5%. Apesar do resultado do teste t, pode-se considerar que o erro de 5% é pequeno se comparado aos erros de até 30% reportados na literatura (GLENN et al., 2007; ANDERSON et al., 2012; RICHARDSON et al., 2006; CUENCA et al., 2013). Esse resultado também mostra que os erros nas estimativas das outras componentes do balanço de energia foram absorvidos por H na calibração interna do METRIC (SCHERER-WARREN, 2011; CARRASCO-BENAVIDES et al., 2012). Os valores instantâneos desse fluxo de energia variaram entre 19 e 377  $\text{W m}^{-2}$  durante os dois ciclos da cana-de-açúcar avaliados (Figura 4.17a), valores próximos aos obtidos por Gomes (2009).

Para os sítios PDG e RECOR os resultados de LE foram significativamente iguais aos observados ( $b=1$ ), com  $R^2$  maior do que 0,93. No Cerrado denso o LE foi estimado entre 107 e 520  $\text{W m}^{-2}$  (Figura 4.17b), seguindo a variabilidade sazonal da energia disponível na superfície (Figura 4.16b) e do NDVI (Figura 4.10b), assim como no Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR, que apresentou variação entre 197 e 569  $\text{W m}^{-2}$ . O padrão sazonal verificado está de acordo com o apontado por Ruhoff (2011) para cana-de-açúcar e por Rodrigues et al. (2014) para uma cobertura mista de gramíneas e vegetação de Cerrado no Estado do Mato Grosso.

Figura 4.17 - Fluxo de calor latente (LE) observado e estimado pelo METRIC durante o período de estudo nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.



Fonte: Produção do autor.

#### 4.6.1.5 Fração da ETr

O METRIC assume que a fração da ET de referência ( $F$ ) equivale ao  $K_c$  da cultura e é constante ao longo do dia em culturas agrícolas sem estresse hídrico (ALLEN et al., 2007b; CARRASCO-BENAVIDES et al., 2014; KHAND et al., 2017), suposição que já foi testada e confirmada para diferentes tipos de cultura. Neste estudo essa suposição foi avaliada para a vegetação natural de Cerrado, de modo a validar essa abordagem para extrapolação dos valores instantâneos de ET para diários em áreas desse tipo de cobertura da terra. Para tanto, a suposição foi testada usando a análise estatística apresentada na Tabela 4.7. O teste consistiu em (i) comparar os valores instantâneos de  $F$  (no momento da passagem do satélite) obtidos do sistema *eddy covariance* ( $F_{i_{ec}}$ ) com o valor médio de  $F$  no período diurno (8:00 a 18:00) ( $F_{medido}$ ) e (ii) comparar o  $F_{i_{ec}}$  com o  $K_c$  obtido do sistema EC, assim como realizado por Carrasco-Benavides et al. (2012). A suposição testada foi considerada válida para os três sítios experimentais, o que indica que o  $F$  é



aproximadamente constante ao longo do dia sob condições de céu claro (com um nível de confiança de 95%), para diferentes estágios fenológicos tanto da cana-de-açúcar quanto da vegetação natural de cerrado (Cerrado denso e Cerrado *sensu-stricto*). Assim, a equação 3.13 foi aplicada para extrapolar a ET de valores instantâneos para diários.

Tabela 4.7 - Resultados da análise estatística para a fração da evapotranspiração de referência (F) e evapotranspiração real diária (ETa).

	teste	b	R <sup>2</sup>	MAE	RMSE	Teste-t
USR	F <sub>médio</sub> vs. F <sub>i<sub>ec</sub></sub>	1,04	0,91	0,07	0,10	v
	F <sub>i<sub>ec</sub></sub> vs. K <sub>c<sub>ec</sub></sub>	1,00	0,94	0,03	0,05	v
	K <sub>c<sub>METRIC</sub></sub> vs. K <sub>c<sub>ec</sub></sub>	0,94	0,95	0,04	0,06	v
	ET <sub>a<sub>METRIC</sub></sub> vs ET <sub>a<sub>obs</sub></sub>	1,04	0,94	0,21 (mm dia <sup>-1</sup> )	0,35 (mm dia <sup>-1</sup> )	v
PDG	F <sub>médio</sub> vs. F <sub>i<sub>ec</sub></sub>	1,01	0,88	0,10	0,15	v
	F <sub>i<sub>ec</sub></sub> vs. K <sub>c<sub>ec</sub></sub>	1,01	0,84	0,14	0,21	v
	K <sub>c<sub>METRIC</sub></sub> vs. K <sub>c<sub>ec</sub></sub>	1,06	0,87	0,14	0,18	v
	ET <sub>a<sub>METRIC</sub></sub> vs ET <sub>a<sub>obs</sub></sub>	1,06	0,88	0,69 (mm dia <sup>-1</sup> )	0,87 (mm dia <sup>-1</sup> )	v
RECOR	F <sub>médio</sub> vs. F <sub>i<sub>ec</sub></sub>	1,02	0,96	0,04	0,05	v
	F <sub>i<sub>ec</sub></sub> vs. K <sub>c<sub>ec</sub></sub>	0,97	0,97	0,02	0,03	v
	K <sub>c<sub>METRIC</sub></sub> vs. K <sub>c<sub>ec</sub></sub>	1,11	0,96	0,07	0,08	f
	ET <sub>a<sub>METRIC</sub></sub> vs ET <sub>a<sub>obs</sub></sub>	1,14	0,96	0,62 (mm dia <sup>-1</sup> )	0,75 (mm dia <sup>-1</sup> )	f

F<sub>i<sub>ec</sub></sub> é o F instantâneo observado, F<sub>médio</sub> é o valor médio de F no período diurno (8:00 – 18:00), K<sub>c<sub>ec</sub></sub> é o Kc observado em cada sítio experimental, K<sub>c<sub>METRIC</sub></sub> é o Kc estimado pelo METRIC, ET<sub>a<sub>obs</sub></sub> é a evapotranspiração real diária observada e ET<sub>a<sub>METRIC</sub></sub> é a evapotranspiração real diária estimada pelo METRIC.

Fonte: Produção do autor.

Os valores de Kc estimados pelo METRIC (em formato *raster*) na posição dos sítios experimentais foram comparados também ao Kc estimado a partir dos dados dos sistemas EC. No sítio RECOR o Kc foi superestimado pelo METRIC em 11% (R<sup>2</sup>=0,96, MAE=0,07 e RMSE= 0,08), enquanto para os sítios PDG e USR o teste t indicou que o K<sub>c<sub>METRIC</sub></sub> foi igual ao K<sub>c<sub>ec</sub></sub>, com um nível de confiança de 95%. De acordo com Fuente-Sáiz et al. (2017) os valores de Kc para superfícies heterogêneas dependem da geometria do dossel, densidade de plantas e práticas agrícolas adotadas, o que determina a partição da ET entre evaporação e transpiração. Para a cana-de-açúcar verificou-se que o Kc variou em cada fase fenológica da cultura segundo o aumento no IAF e disponibilidade

hídrica. Os valores de  $K_c$  observados foram inferiores aos sugeridos por Allen (1998), especialmente para a fase de crescimento vegetativo, possivelmente devido à resolução espacial dos *rasters* de  $K_c$  gerados, uma vez que pode existir diferença nas condições da cultura dentro do mesmo *pixel*.

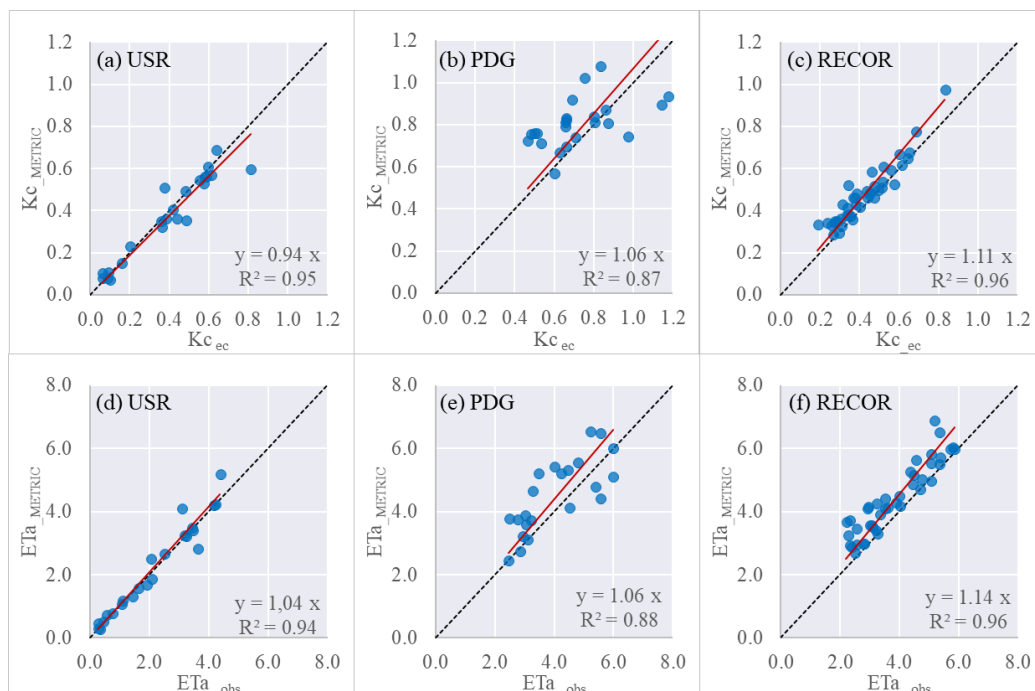
#### 4.6.1.6 Evapotranspiração real diária

A Figura 4.18 mostra a dispersão entre os valores estimados e observados de ET diária nos três sítios experimentais avaliados. Na cana-de-açúcar do sítio USR os valores de  $ET_a$  estão próximos da linha 1:1, com maiores desvios em datas da estação chuvosa. Nesse período a seleção de *pixels* quentes para o processo de calibração interna do METRIC é dificultada, pois as áreas agrícolas na região são quase totalmente ocupadas por lavouras de cana-de-açúcar a pleno desenvolvimento. Ainda assim, de maneira geral o METRIC se mostrou eficaz ao estimar a  $ET_a$  nesse sítio experimental ( $R^2 = 0,94$ ,  $MAE=0,21$  mm  $dia^{-1}$  and  $RMSE=0,35$  mm  $dia^{-1}$ ), conforme indicado pelo teste t ( $b=1$ , com um nível de confiança de 95%). O perfil temporal da  $ET_a$  para a cana-de-açúcar (Figura 4.19a) mostra que durante os dois ciclos da cultura a  $ET_a$  variou de acordo com o grau de desenvolvimento da cultura, indicado pelo perfil temporal de NDVI na Figura 4.10a, pela distribuição da precipitação (Figura 4.1a) e disponibilidade de energia (Figura 4.16a). A  $ET_a$  variou entre  $0,29$  mm  $dia^{-1}$  e  $5,21$  mm  $dia^{-1}$  nas datas de processamento do METRIC, com menores taxas logo após a colheita (quando a  $ET_a$  é dominada pela evaporação da água do solo), um aumento gradual até os maiores valores na fase de máximo crescimento vegetativo da cultura (maior disponibilidade hídrica e IAF), e uma redução na fase de maturação, em que a senescência das folhas reduz a transpiração e aumenta o H (CABRAL et al., 2003).

Na área de Cerrado denso do sítio PDG a  $ET_a$  estimada pelo METRIC variou entre  $2,48$  mm  $dia^{-1}$  e  $6,56$  mm  $dia^{-1}$ , seguindo o mesmo padrão sazonal verificado no sítio USR, embora com taxas mais elevadas durante todo o período de estudo, o que era esperado, devido à maior densidade da vegetação arbórea (a maior parte com sistema radicular mais profundo), que é capaz de obter a água armazenada em camadas mais profundas do solo. Oliveira et al. (2005) reportaram valores médios de  $ET_a$  entre  $1,70$  mm  $dia^{-1}$  durante a

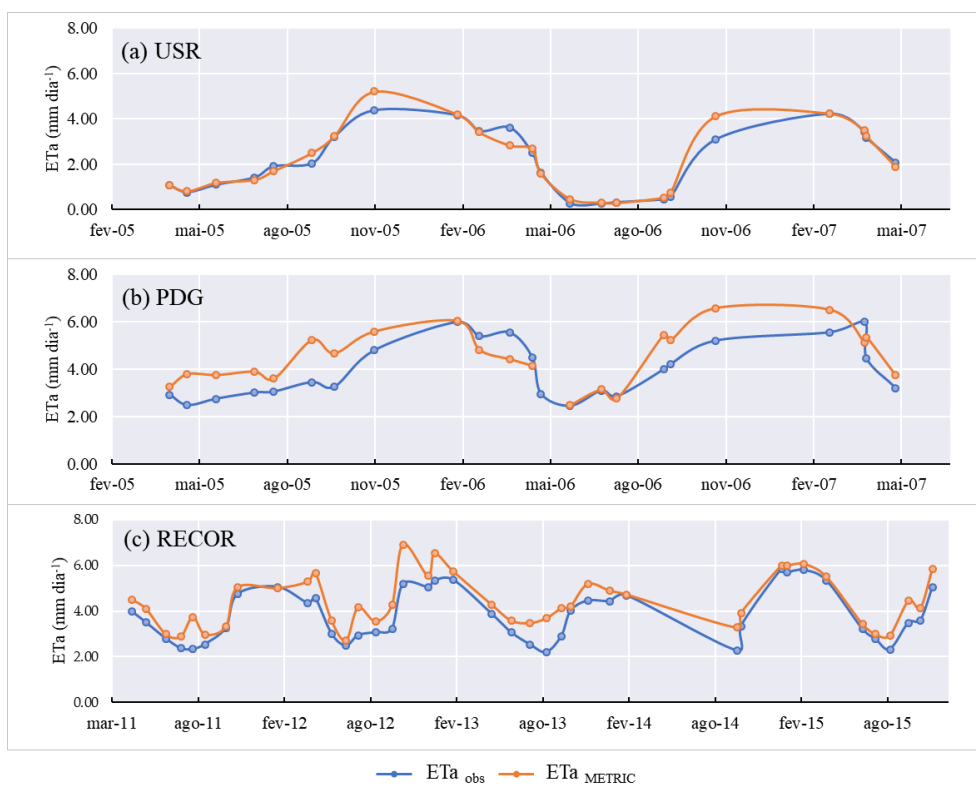
estação seca e  $2,81 \text{ mm dia}^{-1}$  na estação chuvosa entre os anos de 2001 e 2003 (a ET foi estimada a partir de um modelo empírico entre índice de vegetação e a ETr). Segundo os mesmos autores, as camadas mais profundas do solo podem contribuir com até 83% da quantidade total de água utilizada em uma área de Cerrado dominada por vegetação arbórea, fornecendo água para a vegetação em períodos de alta demanda, como na transição entre a estação seca e a úmida. Cabral et al. (2015) observaram que a  $ET_a$  variou entre  $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$  (estação seca) e  $7,1 \text{ mm dia}^{-1}$  (estação chuvosa) entre 2009 e 2012 no sítio PDG, e mostraram que apesar de se observar um aumento de 11% na precipitação anual em um dos anos avaliados, o uso da água aumentou 4%, enquanto uma redução de 16% na precipitação total (no ano seguinte) não afetou diretamente a ET. Os autores também verificaram que nessa área de Cerrado denso a vegetação apresentou uma forte influência sobre a ET, reduzindo seu IAF para controlar a demanda por água frente à gradual diminuição da água disponível no solo, uma evidência do grau de adaptação dessas espécies ao clima sazonal do Cerrado.

Figura 4.18 - Comparação entre o Kc observado ( $Kc_{ec}$ ) e estimado ( $Kc_{METRIC}$ ), e entre a  $ET_a$  observada ( $ET_{a\_obs}$ ) e estimada ( $ET_{a\_METRIC}$ ) nos sítios experimentais USR (a, d), PDG (b, e) e RECOR (c, f).



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.19 - Perfil temporal de  $ET_a$  ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) observada (azul) e estimada pelo METRIC (laranja), durante o período de cada sítio experimental: (a) USR – cana-de-açúcar, (b) PDG – Cerrado denso e (c) RECOR – Cerrado *sensu-stricto*.



Fonte: produção do autor.

No sítio RECOR o METRIC superestimou a  $ET_a$  em 14% ( $R^2= 0,96$ ,  $MAE = 0,62 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $RMSE = 0,75 \text{ mm dia}^{-1}$ ). Os valores estimados de  $ET_a$  estão sempre acima da reta 1:1 na Figura 4.18c, verificando-se que nesse sítio experimental o METRIC apresentou uma tendência a superestimar a ET tanto na estação seca quanto na chuvosa. O perfil temporal de  $ET_a$  apresentado na Figura 4.19c mostra que a  $ET_a$  estimada variou entre 2,71  $\text{mm dia}^{-1}$  e 6,91  $\text{mm dia}^{-1}$ , seguindo o padrão sazonal observado no Cerrado denso do sítio PDG: maiores valores durante a estação chuvosa e menores valores no final da estação seca, acompanhando a disponibilidade de energia na superfície e mostrando-se dependente da disponibilidade hídrica no solo. Diferenças nos valores máximo e mínimo podem ser decorrentes da heterogeneidade espacial na vegetação de savana, ou das diferenças fenológicas das espécies vegetais frente às condições de estresse hídrico (SILVA et al., 2006; GIAMBELLUCA et al., 2009; CABRAL et al., 2015). Comparando

duas fitofisionomias de Cerrado (Cerrado denso e campo sujo) durante as estações seca e úmida, (OLIVEIRA et al., 2005) estimaram valores de  $ET_a$  entre 1,4 e 5,8 mm dia<sup>-1</sup> para o Cerrado denso e entre 0,9 e 4,5 mm dia<sup>-1</sup> para o campo sujo. A diferença nos resultados para esses dois ecossistemas é atribuída não somente a distribuição do sistema radicular, mas também a diferenças na densidade de plantas e na fenologia das mesmas.

Considerando os três sítios experimentais, pode-se dizer que o METRIC (alimentado por dados meteorológicos de superfície e com seleção manual de *pixels* âncora) apresentou um bom desempenho ao estimar a ET, com resultados de  $R^2$  e RMSE dentro da faixa considerada aceitável para modelagem a partir de dados de satélite (KALMA et al., 2008). Glenn et al. (2010) reportaram valores de  $R^2$  variando entre 0,45 e 0,95 e RMSE entre 10 a 30% para estimativas de  $ET_a$  em ecossistemas naturais usando modelos com base no sensoriamento remoto. As incertezas associadas a essas estimativas, segundo os mesmos autores, também dependem da precisão dos dados observados em superfícies, que no caso de torres de fluxo varia entre 10 e 30%.

Para culturas no máximo desenvolvimento, estudos como os de Allen et al. (2007a), Gowda et al. (2007), Kalma et al. (2008) e Carrasco-Benavides et al. (2014) indicam que o METRIC pode apresentar erros absolutos entre 5-30% nas estimativas diárias de ET. Numata et al. (2017) obtiveram  $R^2=0,67$  e  $RMSE= 0,81$  mm dia<sup>-1</sup> para floresta tropical semi-decidual, em que o METRIC superestimou a ET diária em comparação aos dados de sistemas EC. Os autores discutem que o erro pode estar associado com a seleção de *pixels* frios, uma vez que a área de estudo não apresentava superfícies agrícolas ideais para seleção desse *pixel* âncora. A alternativa utilizada pelos autores envolve a aplicação de áreas de pastagem como uma representação de áreas agrícolas conhecidas (como a cobertura mais próxima do que seria o *pixel* frio), parametrizando a fração da  $ET_r$  em função do NDVI, método também aplicado quando o talhão da cultura selecionada como *pixel* frio não é totalmente homogêneo com relação a cobertura vegetal a pleno desenvolvimento. Os mesmos autores afirmam que a utilização da cobertura de floresta como *pixel* frio leva a erros na ET resultante. Neste estudo esse problema foi examinado para os sítios PDG e RECOR na fase inicial de testes de calibração do METRIC, confirmando-se que áreas de vegetação natural de Cerrado não são aplicáveis como *pixel*

frio. Entretanto, não foi necessário aplicar métodos de ajuste como o de Numata et al. (2017), pois as áreas de estudo de SP e DF apresentavam lavouras irrigadas durante todo o período da análise.

#### **4.6.2 METRIC ajustado e alimentado com dados GLDAS**

Após o processamento e validação do METRIC alimentado por dados meteorológicos de superfície e calibrados a partir da seleção manual de *pixels* âncora, o modelo foi novamente aplicado com os ajustes propostos (desagregação da banda termal, seleção automática de *pixels* âncora e  $K_e$  obtido do balanço hídrico espacializado) e com os dados meteorológicos do GLDAS.

##### **4.6.2.1 Saldo de radiação**

Os resultados obtidos para o saldo de radiação (Tabela 4.8) se mostraram similares aos obtidos pelo METRIC alimentado por dados meteorológicos de superfície (Tabela 4.6). O  $R_n$  foi superestimado em 7% no sítio USR ( $R^2=0,93$ ,  $MAE=64,58 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE=80,21 \text{ W m}^{-2}$ ), valores próximos aos obtidos na primeira aplicação do modelo e aos obtidos por Nicácio (2008). A dispersão (Figura 4.20a) em relação à linha 1:1 foi similar à primeira rodada do modelo, porém com MAE e RMSE ligeiramente superiores. Os maiores desvios (superestimativas) ocorrem durante a estação seca, pois nessa época o albedo da superfície tende a ser subestimado na área de cana-de-açúcar (que se encontra em fase de brotação), elevando as estimativas de  $R_n$ .

No Cerrado denso do sítio PDG o  $R_n$  foi superestimado em 7% ( $R^2=0,94$ ,  $MAE=57,94 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE=68,97 \text{ W m}^{-2}$ ), representando uma melhora de 2% com relação à primeira simulação do METRIC para esse sítio experimental. A dispersão entre os valores estimados e observados durante o período de estudo (Figura 4.20b) é muito semelhante à obtida na primeira aplicação do METRIC neste estudo, o que também se verifica para os resultados do sítio RECOR (Figura 4.20c). Neste último sítio experimental, os valores estimados e observados foram considerados iguais pelo teste t ( $R^2=0,97$ ), com um nível de confiança de 95%. Ao aplicar dados GLDAS e imagens MODIS no cálculo de  $R_n$ , Su

et al. (2007) obtiveram MAE de  $79 \text{ W m}^{-2}$  para cobertura de gramíneas,  $127 \text{ W m}^{-2}$  para agricultura e  $54 \text{ W m}^{-2}$  para floresta temperada. Ao estimar o Rn instantâneo com dados MODIS e GLDAS na Amazônia, Oliveira et al. (2016) obtiveram erros entre 12.5% e 16.4% e RMSE entre 68 e  $88 \text{ W m}^{-2}$ , valores próximos aos obtidos neste estudo.

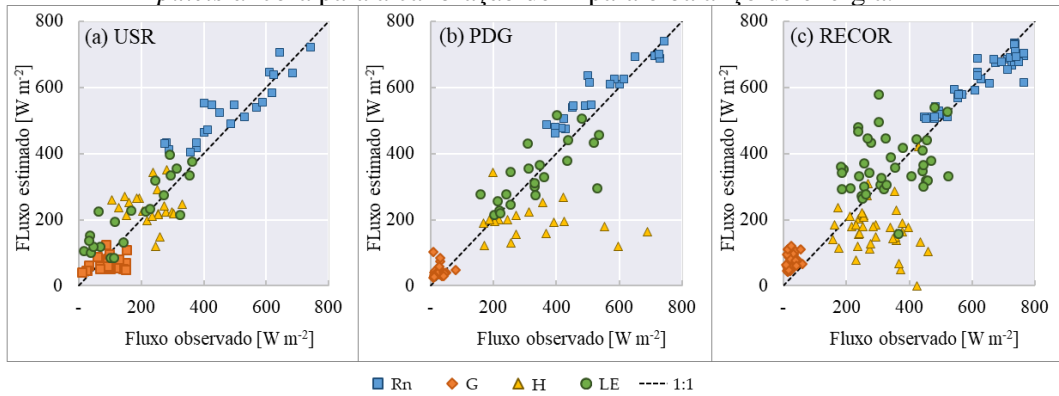
Tabela 4.8 - Análise estatística das estimativas do METRIC para o balanço de energia (Rn, G, H e LE), F e ET<sub>a</sub>, com dados meteorológicos GLDAS, Ts desagregada e seleção automática de *pixels* âncora.

	variável	unidade	b	R <sup>2</sup>	MAE	RMSE	teste-t
USR	Rn	W m <sup>-2</sup>	1,07	0,93	64,58	80,21	f
	G	W m <sup>-2</sup>	0,68	0,76	37,90	44,75	f
	H	W m <sup>-2</sup>	1,00	0,84	73,62	83,01	v
	LE	W m <sup>-2</sup>	1,13	0,86	63,67	78,45	v
	F	-	1,22	0,84	0,19	0,21	v
	ET <sub>a</sub>	mm dia <sup>-1</sup>	1,25	0,86	1,03	1,17	f
PDG	Rn	W m <sup>-2</sup>	1,07	0,94	57,94	68,97	f
	G	W m <sup>-2</sup>	1,44	0,52	29,04	37,20	f
	H	W m <sup>-2</sup>	0,49	0,68	180,74	230,97	f
	LE	W m <sup>-2</sup>	0,99	0,90	58,81	79,28	v
	F	-	1,08	0,91	0,15	0,19	v
	ET <sub>a</sub>	mm dia <sup>-1</sup>	1,09	0,90	0,86	1,10	v
RECOR	Rn	W m <sup>-2</sup>	0,97	0,97	41,19	52,71	v
	G	W m <sup>-2</sup>	3,26	0,66	63,07	67,12	f
	H	W m <sup>-2</sup>	0,55	0,75	125,67	162,86	f
	LE	W m <sup>-2</sup>	1,06	0,87	101,18	126,42	v
	F	-	1,22	0,88	0,26	0,29	f
	ET <sub>a</sub>	mm dia <sup>-1</sup>	1,26	0,89	1,41	1,74	f

Fonte: Produção do autor.

A amplitude do Rn nos três sítios experimentais (Figura 4.21) foi similar à obtida com as simulações do modelo em sua forma padrão (Figura 4.16), e uma vez que a aplicação do METRIC já não dependia da disponibilidade de dados de superfície, foi possível representar de maneira mais detalhada o perfil temporal de cada variável ao longo do período de estudo. Entretanto a ocorrência de nuvens durante a estação chuvosa ainda é um limitador para a aplicação do modelo nessa época, e foi a causa da não realização de simulações nos meses de dezembro de 2006 e janeiro de 2007 (sítios USR e PDG) e em novembro e dezembro de 2014 (sítio RECOR).

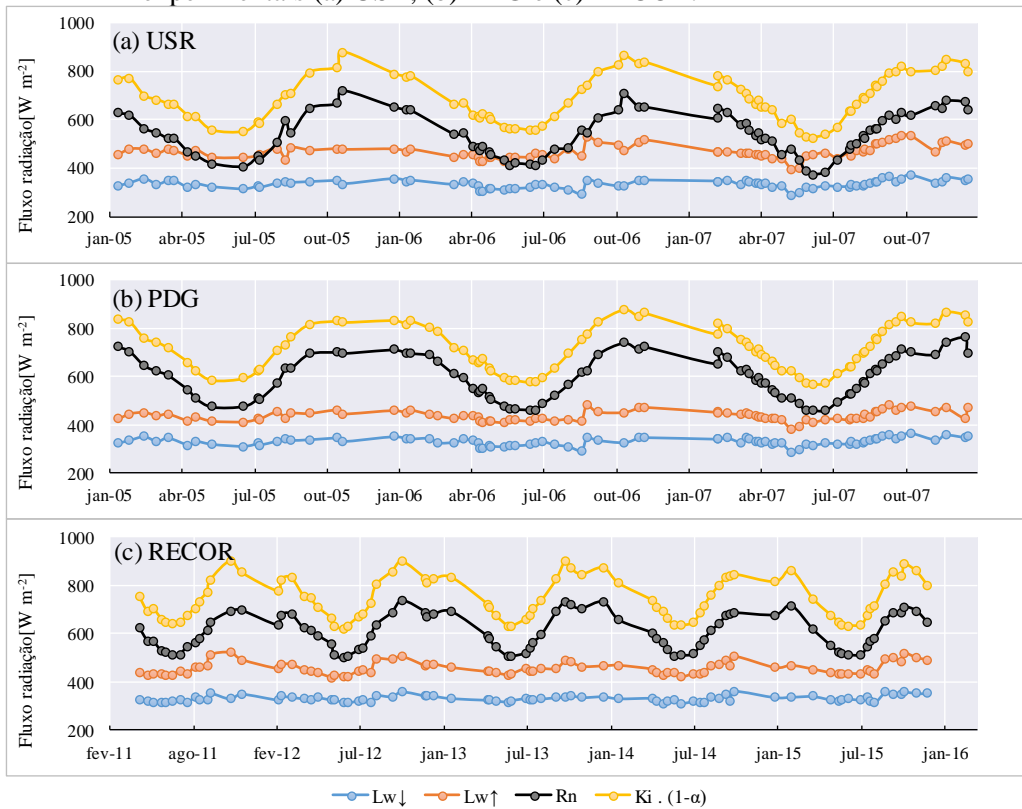
Figura 4.20 - Validação das estimativas do METRIC para o balanço de energia (Rn, G, H e LE) - com dados meteorológicos GLDAS, Ts desagregada e seleção automática de *pixels* âncora para a calibração de H para o balanço de energia.



Estimativas no momento da passagem do satélite nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.21 - Saldo de radiação, componentes de ondas curtas ( $K_i \cdot (1-\alpha)$ ) e componentes de ondas longas ( $L_{w\downarrow}$  e  $L_{w\uparrow}$ ) estimados pelo METRIC durante o período de estudo nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR.



Fonte: Produção do autor.



#### 4.6.2.2 Fluxo de calor no solo

Com a aplicação dos ajustes no METRIC, o fluxo de calor no solo é impactado diretamente pelo processo de desagregação da banda termal do MOD11, e indiretamente pelas incertezas associadas às estimativas do  $R_n$  a com dados do GLDAS. Os valores de  $T_s$  após a desagregação da banda termal (considerando todas as datas de aplicação do METRIC ajustado) apresentaram desvios abaixo de 4% com relação às observações originais do MOD11 ( $R^2 > 0,91$ ), e o  $R_n$ , como discutido acima, apresentou um comportamento muito próximo ao obtido anteriormente. Dessa forma, a aplicação do METRIC ajustado não provocou alterações significativas na estimativa do fluxo de calor no solo, que foi subestimado em 32% no sítio USR e superestimado em 44 e 226% nos sítios PDG e RECOR, respectivamente.

Os altos desvios verificados no sítio RECOR se devem principalmente às superestimativas de albedo da superfície e à diferença entre a  $T_s$  obtida por satélite e a temperatura do solo medida no sítio experimental. Considerando todas as datas de processamento do METRIC nessa área entre 2011 e 2015, os valores de  $T_s$  obtidos do produto MOD11 foram 34% superiores à temperatura do solo observada, pois correspondem à temperatura da camada superficial do solo, enquanto a temperatura observada no sítio experimental corresponde à uma profundidade de 0,1m. Esse desvio também pode ser decorrente da diferença de resolução espacial entre os dados de satélite e as observações em campo. Conforme apresentado na Figura B.15c, o fluxo de calor no solo estimado pela Equação 3.11 (página 52) apresenta alta sensibilidade a esse parâmetro de entrada, portanto erros na  $T_s$  desagregada tendem causar maiores desvios na estimativa de  $G$ . A equação também apresenta relativa sensibilidade ao albedo da superfície, que foi superestimado em 21% nesse sítio experimental. Entretanto, nas duas aplicações do METRIC o albedo foi estimado pelo modelo ajustado neste estudo (item 4.4), não sendo então essa variável a responsável pelo incremento dos erros na estimativa de  $G$ .

#### 4.6.2.3 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível no sítio USR, diferente da primeira aplicação do modelo, foi equivalente ao observado ( $R^2=0,84$ ), com um nível de confiança de 95%. Entretanto, nos sítios PDG e RECOR o H foi subestimado em 51% e 45%, respectivamente, com altos valores de MAE e RMSE, o que torna essas estimativas descartáveis. O H depende diretamente da  $T_s$  obtida do produto MOD11, que em comparação aos dados de temperatura do solo observados nos sítios experimentais se mostrou superior em 10%, 18% e 34% nos sítios experimentais USR, PDG e RECOR, respectivamente. Pelos valores superestimados de  $T_s$ , seria esperado que o H também fosse superestimado, o que mostra que os desvios obtidos na estimativa dessa variável se devem muito mais à absorção dos erros de  $R_n$  e  $G$  (como foi observado na primeira aplicação do METRIC nesse estudo), do que à acurácia das estimativas de  $T_s$  do produto de satélite.

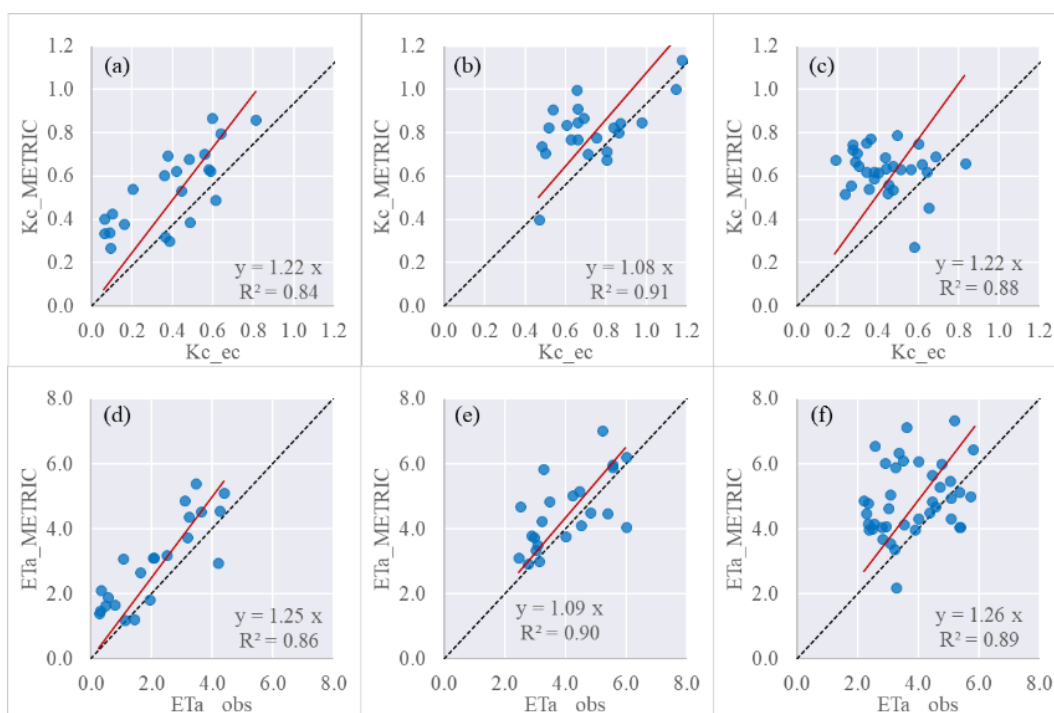
#### 4.6.2.4 Fluxo de calor latente

Os resultados de fluxo de calor latente se mostraram consistentes com as observações em campo nos três sítios experimentais, de acordo com o teste t (com um nível de confiança de 95%). A aplicação dos *pixels* âncora selecionados automaticamente na calibração interna permitiu ao modelo reproduzir os resultados de LE obtidos a partir da seleção manual, porém com perda de qualidade no ajuste entre valores estimados e observados. No sítio USR foram obtidos  $R^2=0,86$ ,  $MAE=63,67 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE=78,45 \text{ W m}^{-2}$ , sendo possível verificar na Figura 4.20a que a dispersão dos pontos de LE com relação à reta 1:1 é maior do que a da Figura 4.15a. No sítio PDG obteve-se  $R^2=0,90$ ,  $MAE=58,81 \text{ W m}^{-2}$  e  $RMSE=79,28 \text{ W m}^{-2}$ , valores inferiores aos obtidos na primeira aplicação do modelo. Já para o sítio RECOR a perda de precisão na estimativa de LE foi maior, com o  $R^2$  diminuindo de 0,96 para 0,87 e os valores de MAE e RMSE aumentando para  $101,18 \text{ W m}^{-2}$  e  $126,42 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Su et al. (2007) ao aplicar dados GLDAS e imagens MODIS no modelo SEBS obtiveram RMSE de até  $140 \text{ W m}^{-2}$  para essa variável em áreas agrícolas e valores em torno de  $80 \text{ W m}^{-2}$  para gramíneas e floresta. Li et al. (2008) obtiveram valores de RMSE próximos a  $100 \text{ W m}^{-2}$  para esse fluxo de energia aplicando o modelo SEBAL em uma região semiárida.

#### 4.6.2.5 Fração da ETr e ETa

As estimativas de fração da ETr (ou Kc) realizadas pelo METRIC para os sítios USR e PDG foram consideradas equivalentes aos valores observados (Tabela 4.8 – Figura 4.22), com  $R^2=0,84$ ,  $MAE=0,19$  e  $RMSE =0,21$  no sítio USR e  $R^2=0,91$ ,  $MAE=0,15$  e  $RMSE=0,19$  no Cerrado denso do sítio PDG. No sítio RECOR a fração da ETr foi superestimada em 22%, com  $R^2=0,88$ ,  $MAE=0,26$  e  $RMSE=0,29$ . Embora os resultados para os sítios USR e PDG sejam positivos, os desvios verificados na análise estatística são altos. Possivelmente isso se deve à incerteza associada ao cálculo da ETr instantânea a partir dos dados GLDAS, uma vez que o valor de cada variável aplicada no método Penman-Monteith, para o momento da passagem do satélite (~10:30), é estimado a partir da média dos dados das 9h e 12h.

Figura 4.22 - Comparação entre o Kc observado ( $Kc_{ec}$ ) e estimado ( $Kc_{METRIC}$ ), e entre a  $ET_a$  observada ( $ET_{a\_obs}$ ) e estimada ( $ET_{a\_METRIC}$ ) pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos do GLDAS) nos sítios experimentais USR (a, d), PDG (b, e) e RECOR (c, f).



Fonte: Produção do autor.

A  $ET_a$  foi superestimada em 25% pelo METRIC ajustado no sítio USR, com  $R^2=0,86$ ,  $MAE=1,03 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $RMSE=1,17 \text{ mm dia}^{-1}$ , mostrando um desempenho inferior do modelo em comparação à sua aplicação com dados meteorológicos de superfície. Porém esse resultado ainda está dentro do limiar reportado na literatura para estimativas da  $ET_a$  a partir de dados de sensoriamento remoto (GLENN et al., 2007, ANDERSON et al., 2012, GOWDA et al., 2008). No sítio PDG a  $ET_a$  estimada foi considerada equivalente à observada em superfície ( $R^2=0,90$ ,  $MAE=0,86 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $RMSE=1,10 \text{ mm dia}^{-1}$ ), com desvios pouco maiores do que os obtidos na aplicação do METRIC com dados meteorológicos de superfície (Tabela 4.7).

No sítio experimental RECOR a  $ET_a$  foi superestimada em 26% superfície ( $R^2=0,89$ ,  $MAE=1,41 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $RMSE=1,74 \text{ mm dia}^{-1}$ ), sendo esse sítio experimental que trouxe maiores dificuldades para o modelo ajustado. As superestimativas estão associadas com a seleção dos *pixels* frios selecionados automaticamente para a calibração interna de H. Segundo Numata et al. (2017) e Long et al. (2013), existe uma forte correlação entre os desvios da ET do *pixel* frio e os erros da  $ET_a$  obtida para vegetação natural. Portanto, como o algoritmo de seleção automática procura escolher *pixels* frios em áreas irrigadas tanto na estação seca quanto na úmida, é possível que o fator de ajuste de 1,05 atribuído a esse *pixel* âncora na determinação de A e B não represente adequadamente as condições de ET dessas áreas na região do Distrito Federal. O *pixel* quente, por outro lado, determina a ET no extremo seco do espectro de ET presente na imagem, então é possível que para esses *pixels* âncora selecionados automaticamente pelo algoritmo, a evaporação residual (determinada pelo balanço hídrico para o solo exposto) seja superestimada, levando a um aumento da ET em toda a área de interesse.

A Figura 4.23 apresenta o perfil temporal da  $ET_a$  estimada pelo METRIC nas duas abordagens adotadas neste estudo (forma padrão e modelo ajustado e alimentado por dados meteorológicos do GLDAS). No sítio USR (Figura 4.23a) os valores estimados de  $ET_a$  pelo METRIC em sua forma padrão se aproximam dos valores observados durante os dois ciclos da cana-de-açúcar, conforme discutido no item 4.6.1, enquanto os resultados do METRIC ajustado e alimentado com dados do GLDAS tendem a superestimar a  $ET_a$  (principalmente durante a estação seca), embora acompanhem a

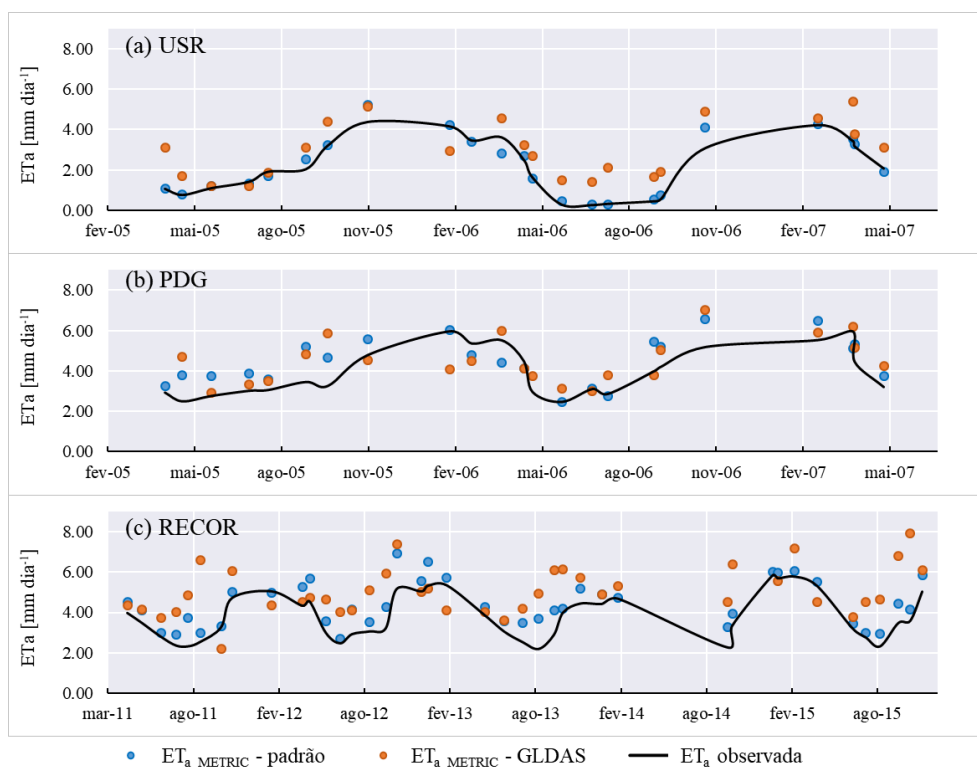
variação sazonal observada. Para as datas referentes ao crescimento vegetativo da cultura, o desempenho do METRIC ajustado é similar ao obtido em sua primeira aplicação, mostrando que os ajustes incorporados ao modelo e a seleção automática de *pixels* âncora permitiram representar a calibração realizada por um usuário com experiência na aplicação do modelo nessa área de estudo. Foolad et al. (2018) compararam os resultados do modelo EEFlux (similar ao METRIC) calibrado automaticamente com simulações do METRIC calibrado por especialistas, verificando que os melhores resultados do modelo calibrado automaticamente ocorrem para áreas agrícolas, enquanto para áreas não agrícolas os maiores desvios estão relacionados com as incertezas associadas à componente de evaporação do *pixel* quente. Áreas não agrícolas podem apresentar taxas de ET menores do que áreas agrícolas a pleno desenvolvimento, portanto são mais sensíveis a erros no balanço de energia e na calibração do modelo. Este pode ser o motivo dos altos desvios obtidos para a ET da cana-de-açúcar no início do ciclo vegetativo, além da dificuldade que a região proporciona para seleção de *pixels* âncora (o que foi observado tanto na seleção automática quanto na manual).

No Cerrado denso do sítio PDG observa-se que as estimativas do METRIC ajustado em geral estão próximas às realizadas pelo modelo em sua primeira aplicação, com maiores desvios entre dezembro de 2005 e março de 2006. Embora as estimativas se distanciem dos valores observados na transição da estação seca para a chuvosa, é possível afirmar que o modelo ajustado e calibrado com *pixels* âncora selecionados automaticamente foi capaz de reproduzir a  $ET_a$  simulada pela calibração manual ao longo do período de estudo para esse tipo de cobertura. Esse resultado mostra que os critérios de seleção dos *pixels* quente e frio adotados neste estudo permitem estimar a  $ET_a$  tanto em áreas agrícolas quanto de vegetação natural nessa região de Cerrado do Estado de São Paulo.

No Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR o desempenho do METRIC ajustado e alimentado com dados GLDAS foi pior do que nos demais sítios experimentais, mostrando uma maior tendência a superestimar a  $ET_a$  no período de transição da estação seca para a chuvosa. É possível que os problemas descritos por Foolad et al. (2018) relacionados com a calibração do modelo para áreas não agrícolas ocorram para essa área de estudo, existindo uma dificuldade do modelo em simular a condição de evaporação do

*pixel* quente no modelo de balanço hídrico para o solo exposto. Nessa região, no período entre agosto e outubro a maior parte das áreas agrícolas utilizadas para calibração do modelo estão sem cobertura vegetal, o que pode ter gerado dificuldade do algoritmo de seleção automática de pixels âncora em obter pontos adequados para utilização como *pixel* frio (culturas em pleno desenvolvimento vegetal). Os critérios de seleção dos pixels âncora, adaptados de Allen et al. (2013) e Tasumi (2003) e das calibrações manuais realizadas na primeira aplicação do METRIC, mostraram resultados mais consistentes para os sítios experimentais na área de estudo de São Paulo, porém um pior desempenho na região de Brasília, o que exige que em estudos futuros os critérios sejam refinados, e que novas variáveis sejam incluídas para “filtrar” os candidatos a *pixel* âncora utilizando novas variáveis, como a umidade do solo e índices de vegetação que relacionem o conteúdo de água da planta (como NDWI – *Normalized Difference Water Index*).

Figura 4.23 – Perfil temporal de  $ET_a$  nos sítios experimentais (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR, estimada pelo METRIC em sua forma padrão (alimentado por dados meteorológicos de superfície) e ajustado (alimentado por dados meteorológicos de reanálise do GLDAS).



Fonte: Produção do autor.

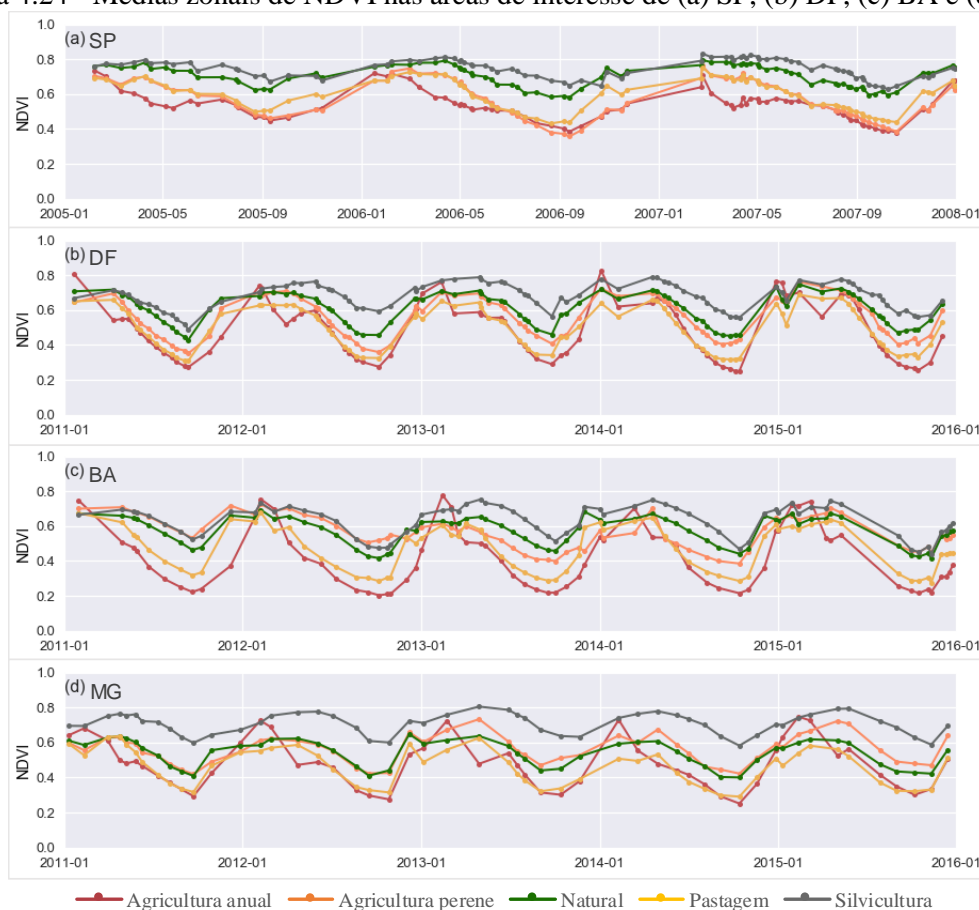
#### **4.7 Caracterização do padrão sazonal do NDVI, balanço de energia e ET em diferentes tipos de cobertura da terra do Cerrado**

Após a verificação do desempenho do METRIC ajustado e alimentado com dados meteorológicos GLDAS nas áreas de estudo de São Paulo e Distrito Federal (na etapa de validação) o modelo foi aplicado para as regiões do Oeste da Bahia e Minas Gerais. Para caracterizar o comportamento da ET e das componentes do balanço de energia, foram extraídas as médias zonais para as classes de cobertura da terra descritas no item 3.7. É importante destacar que as médias zonais foram calculadas para os *pixels* totalmente preenchidos pela mesma classe (*pixels* puros), assim como realizado por Oliveira (2014).

Com relação ao NDVI nota-se, na Figura 4.24, que a variabilidade sazonal do índice é comum a todas as classes de cobertura da terra, pois o vigor da vegetação acompanha a disponibilidade de água e a energia disponível na superfície, assim como verificado por Nicácio (2008) para áreas de savana e fruticultura na região do Oeste da Bahia. A distribuição da precipitação nas áreas de interesse (Figura B.16) segue a climatologia mostrada na Figura 3.2 (página 30), que é o padrão na região do Cerrado brasileiro. A classe de silvicultura apresenta os valores mais altos de NDVI (Figura 4.24), com variação entre 0,45 e 0,83, considerando todas as áreas de estudo. Esse tipo de cobertura é caracterizado pela grande quantidade de biomassa, que se mantém com alto vigor durante todo o ano. Os valores mínimos ocorrem no final da estação seca, quando o déficit hídrico acumulado induz a perda do vigor vegetativo nessa classe. A vegetação natural também mantém valores relativamente altos de NDVI durante o ano, com variação entre 0,40 e 0,75 nos recortes DF, BA e MG, faixa de variação próxima à verificada para o Cerrado *stricto sensu-stricto* do sítio experimental RECOR (entre 0,50 e 0,75 – Figura 4.10c). Esse resultado é coerente principalmente para a área de interesse do DF, uma vez que essa fisionomia é bem representada em extensas áreas de Cerrado preservado (Reserva Ecológica do IBGE, Estação Ecológica Águas Emendadas e Parque Nacional de Brasília). No recorte de SP a amplitude da média zonal de NDVI para vegetação Natural segue o padrão verificado para o Cerrado denso do sítio PDG (entre 0,60 e 0,80), sendo de fato essa a fisionomia de Cerrado mais representada nessa área de estudo. A pastagem apresenta uma variação de NDVI semelhante nos recortes do DF, BA e MG, variando

entre 0,27 e 0,68, enquanto para SP o índice (em média) é mais alto para essa classe, variando entre 0,45 e 0,75. A diferença nos valores para esse tipo de cobertura (em especial durante a estação seca) podem ser atribuídos à intensidade da condição de estresse hídrico imposta à vegetação durante esse período. Conforme apresentado na Figura 3.2, durante os meses da estação seca as médias de precipitação no recorte de SP são superiores às das demais áreas de estudo, enquanto que as médias de temperatura são menores. Assim, para essa região a disponibilidade de água no solo é maior e a demanda evaporativa para a atmosfera tende a ser menor, impondo à vegetação uma condição de estresse hídrico menos severa do que nas demais áreas de estudo, condições estas que influenciam diretamente nos valores do índice de vegetação.

Figura 4.24 - Médias zonais de NDVI nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



Fonte: Produção do autor.



Para a agricultura perene o padrão de NDVI é similar entre as diferentes regiões, com variação entre 0,35 e 0,77. Na região do Oeste da Bahia os valores mínimos para esse tipo de cobertura são ligeiramente superiores durante a estação seca, em comparação às demais culturas, uma vez que na região há lavouras de café irrigadas por pivô central, o que mantém a cultura em alto vigor vegetativo mesmo durante a estação seca. No recorte de São Paulo, a cana-de-açúcar é considerada como agricultura perene no mapa do TerraClass e sua colheita com corte raso deveria levar as médias zonais de NDVI a valores menores do que os verificados na Figura 4.24a. No entanto, deve-se considerar que a colheita da cana-de-açúcar é realizada de forma gradual durante os meses da estação seca, por esse motivo, a estatística zonal do NDVI avalia áreas colhidas e não colhidas, o que suaviza a série temporal do índice em termos de amplitude.

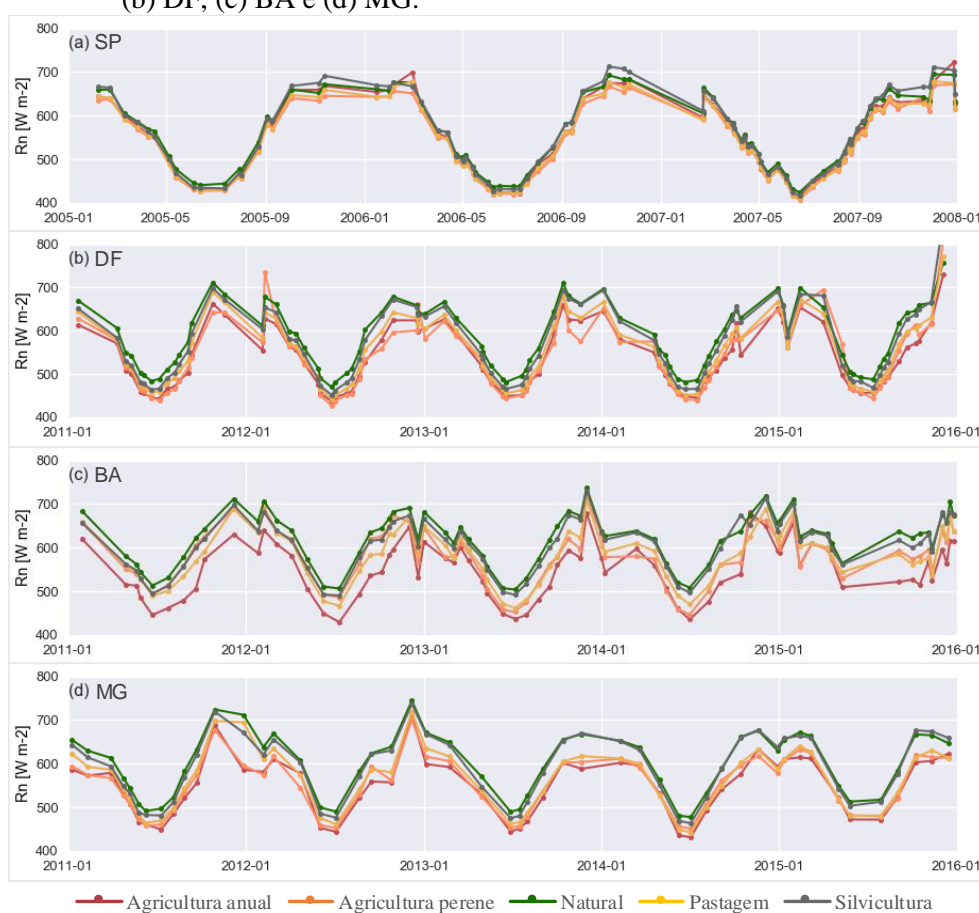
A agricultura anual é a classe de cobertura da terra que apresenta maior amplitude nos valores de NDVI (entre 0,20 e 0,82, considerando todas as áreas de estudo). Na área de estudo de SP o mínimo de NDVI é próximo de 0,40, mas nessa região a representatividade dessa classe é baixa, uma vez que a cana-de-açúcar (que ocupa quase totalmente as áreas agrícolas) é considerada como agricultura perene. Na região do DF, nota-se que a curva de NDVI para agricultura anual apresenta dois picos por ano, representando as culturas de verão (com máximo vigor vegetativo em fevereiro) e as culturas de inverno (máximo entre maio e junho). No recorte da Bahia, por sua vez, os picos de NDVI ocorrem entre janeiro e fevereiro, reflexo do crescimento de culturas em sequeiro (principalmente soja).

O saldo de radiação (Figura 4.25) apresenta um comportamento semelhante nas quatro áreas de estudo avaliadas, acompanhando diretamente a variação de  $K_i$ . As classes de vegetação natural e silvicultura apresentam maiores valores de  $R_n$  durante todo o período de estudo para as quatro regiões avaliadas. Em geral o albedo e a  $T_s$  são menores nesses tipos de cobertura (Figuras B.18 e B.19), o que reduz a radiação de ondas curtas refletida e a radiação de ondas longas emitida pela superfície, elevando, conseqüentemente, o  $R_n$ .

Em algumas datas ocorrem variações abruptas no  $R_n$ , devido às flutuações na  $T_s$  (Figura B.17) e no albedo (Figura B.18). As maiores variações no albedo ocorrem durante a estação chuvosa nas regiões de DF, BA e MG (Figura B.18 b, c e d), com impacto direto no  $R_n$ , que nesse período apresenta picos ou depressões em sua série temporal. A  $T_s$

apresenta alta variabilidade dentro das classes de agricultura e pastagem, principalmente, durante a transição da estação seca para a chuvosa. Nas áreas agrícolas da região de SP (Figura B.17a) boa parte das áreas de cana-de-açúcar já foi colhida nessa época (OLIVEIRA, 2014), fato que provoca uma grande diferença entre a Ts da área colhida e não colhida, ocasionando, assim, valores de desvio padrão de até 5°C. Apesar desse comportamento da Ts o impacto no Rn não é tão intenso como o decorrente das variações no albedo.

Figura 4.25 - Médias zonais de Saldo de Radiação (Rn) estimado pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



Fonte: Produção do autor.

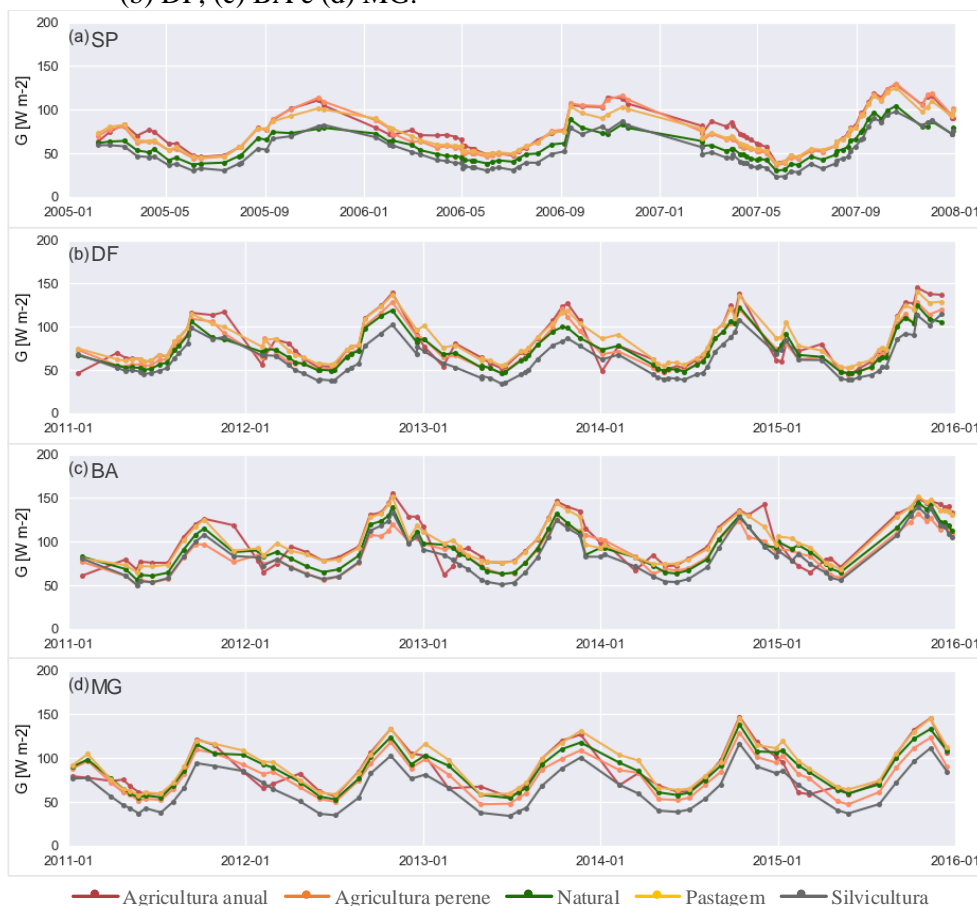
No recorte de SP os valores de Rn são bastante próximos entre as classes, com mínimo de  $406 W m^{-2}$  durante a estação seca e máximo de  $722 W m^{-2}$  durante a estação chuvosa.

Na região do DF (Figura 4.25b) o Rn nas classes de pastagem e agricultura é menor do que na vegetação natural e silvicultura, efeito do maior albedo e  $T_s$ , que reduzem o Rn ao aumentar a radiação solar de ondas curtas refletida e a radiação de ondas longas emitida pela superfície. O mesmo ocorre para a região do Oeste da Bahia (Figura 4.25c), principalmente para a classe de agricultura anual, que apresenta os maiores valores de  $T_s$  e albedo durante a estação seca (Figuras B.18c e B.19c). Para essa classe o Rn varia entre 428 e 688  $W m^{-2}$  no Oeste da Bahia, enquanto nas outras áreas de estudo o valor máximo chega a 730  $W m^{-2}$ . Nicácio (2008) obteve o Rn variando entre 590 e 730  $W m^{-2}$  em áreas de fruticultura nessa mesma região, enquanto para as classes savana estépica densa e savana estépica aberta o Rn variou entre 675 - 720  $W m^{-2}$  e 577 - 687  $W m^{-2}$  (considerando a transição da estação seca para a chuvosa). Na região de MG os valores de Rn para agricultura (anual e perene) e pastagem são próximos em toda a série temporal, sendo sempre inferiores aos valores observados para vegetação natural e silvicultura.

O fluxo de calor no solo (Figura 4.26) apresenta variação sazonal, com maiores valores ocorrendo para as classes de pastagem, agricultura anual e agricultura perene (em todas as áreas de estudo), e menores valores para a classe de silvicultura. Para agricultura perene esse resultado diverge do obtido por Nicácio (2008) para fruticultura, que em geral apresentou valores de G menores do que os das classes de vegetação natural. Ainda que as estimativas realizadas pelo METRIC para este fluxo de energia apresentem altos desvios (conforme verificado na validação), o comportamento observado na Figura 4.26 é coerente com as condições reais das superfícies vegetais ao longo das estações seca e chuvosa. Durante a estação seca o albedo da superfície diminui (Figura 4.10), o que combinado aos menores valores de  $T_s$  tende a diminuir os valores de G. Para agricultura anual, nota-se nas regiões do DF e BA uma queda desse fluxo de energia nos meses de janeiro ou fevereiro em cada ano, que ocorre devido ao crescimento das culturas de verão e, conseqüentemente, ao aumento rápido de NDVI e reduções do albedo e da  $T_s$ , os quais tendem a reduzir a quantidade de energia aplicada no aquecimento do solo. O pico do fluxo de calor no solo ocorre em geral no mês de novembro, com valores próximos aos obtidos por Nicácio (2008) para fruticultura (entre 96 e 105  $W m^{-2}$ ) para essa fase de transição entre estação seca e chuvosa. Essa característica reflete o comportamento da temperatura da superfície (Figura B.17), do albedo (que também aumenta nesse período

em áreas naturais e agrícolas – Figura 4.10) e da relação inversa entre G e NDVI, uma vez que o índice tem seus menores valores ao final da estação seca, com redução no vigor vegetativo devido ao déficit hídrico acumulado ao longo da estação.

Figura 4.26 - Médias zonais de Fluxo de calor no solo (G) estimado pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.

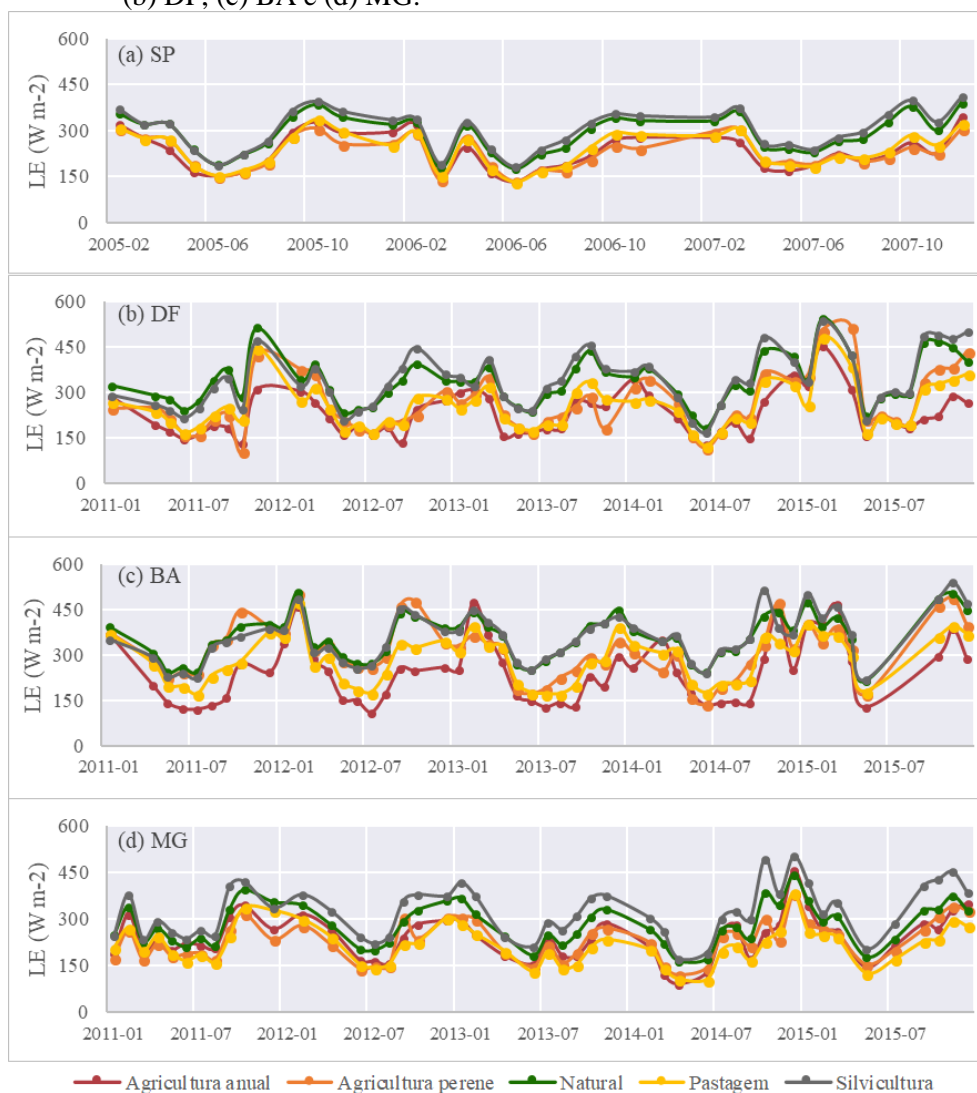


Fonte: Produção do autor.

As médias zonais de fluxo de calor latente estimado pelo METRIC para os diferentes tipos de cobertura da terra são apresentadas na Figura 4.27. Embora as curvas de LE não apresentem a mesma estabilidade verificada na estimativa desse fluxo para os sítios experimentais (Figura 4.17), é possível notar a variabilidade sazonal desse fluxo de energia ao longo do tempo. Na área de estudo de SP as estimativas do METRIC apresentam um padrão sazonal similar ao observado nos sítios USR e PDG, com maiores

valores durante a estação chuvosa, em que há maior disponibilidade de água e de energia, e maior quantidade de vegetação verde (maior NDVI).

Figura 4.27 - Médias zonais de Fluxo de calor latente (LE) estimado pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



Fonte: Produção do autor.

As classes de agricultura e pastagem no recorte de SP apresentam valores de LE mais baixos do que as outras classes durante toda série temporal. Na estação seca ocorrem os menores valores (em torno de  $150 W m^{-2}$ ), enquanto na estação chuvosa o LE alcança

valores próximos de  $400 \text{ W m}^{-2}$ , valores similares aos obtidos por Cuenca et al. (2013) para pastagem não irrigada (entre  $179$  e  $410 \text{ W m}^{-2}$ ). Em março de 2006 nota-se uma queda abrupta da curva de LE, o que é resultado da dificuldade do METRIC em encontrar *pixels* quentes adequados na área de estudo para sua calibração interna de H. O balanço hídrico para o solo exposto mostrou que para essa data havia umidade residual no solo em grande parte da área de estudo, o que reduziu a  $T_s$  de *pixels* de solo exposto selecionados automaticamente pelo algoritmo, e prejudicou o contraste hidrológico representado pela relação linear entre  $dT$  e  $T_s$ . A consequência disso foram valores mais altos de H estimados (incorretamente) pelo modelo e, conseqüentemente, valores menores de LE obtidos como termo residual do balanço de energia.

Na área de estudo do DF o LE varia entre  $150 \text{ W m}^{-2}$  (classes de agricultura e pastagem)  $556 \text{ W m}^{-2}$  (classe de floresta), com um comportamento similar ao observado no Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR. Para a pastagem os valores de LE variam entre  $150$  e  $460 \text{ W m}^{-2}$ , valores similares aos obtidos por Cuenca et al. (2013) para esse tipo de cobertura. Diferente da série de LE apresentada na Figura 4.17, a abordagem de aplicação do METRIC independente de dados de superfície permitiu estimar esse fluxo de energia para praticamente todo o período de estudo (lembrando que com os dados do sítio RECOR houve ausência de dados meteorológicos por mais de 6 meses durante o ano de 2014). Os valores de LE das classes de vegetação natural e silvicultura são superiores aos das demais classes durante todo o período de estudo, mesmo durante a estação seca. Nesse sentido, as simulações do METRIC foram capazes de reproduzir esse padrão verificado e discutido anteriormente para o Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR e do Cerrado denso do sítio PDG. Esse resultado mostra que a resistência da vegetação natural ao estresse hídrico imposto pelo clima do Cerrado, e que essa é uma característica espacialmente uniforme nas áreas avaliadas neste estudo, uma vez que esse comportamento da vegetação natural foi verificado também nas regiões do Oeste da Bahia e Minas Gerais.

As classes de agricultura (anual e perene) apresentam valores similares ao longo do tempo na região do DF, com valores médios entre  $150 \text{ W m}^{-2}$  e  $350 \text{ W m}^{-2}$ . Era esperado que a agricultura anual apresentasse valores menores durante a estação seca, pois nesse período as áreas cultivadas em sequeiro permanecem em repouso até a transição para a estação

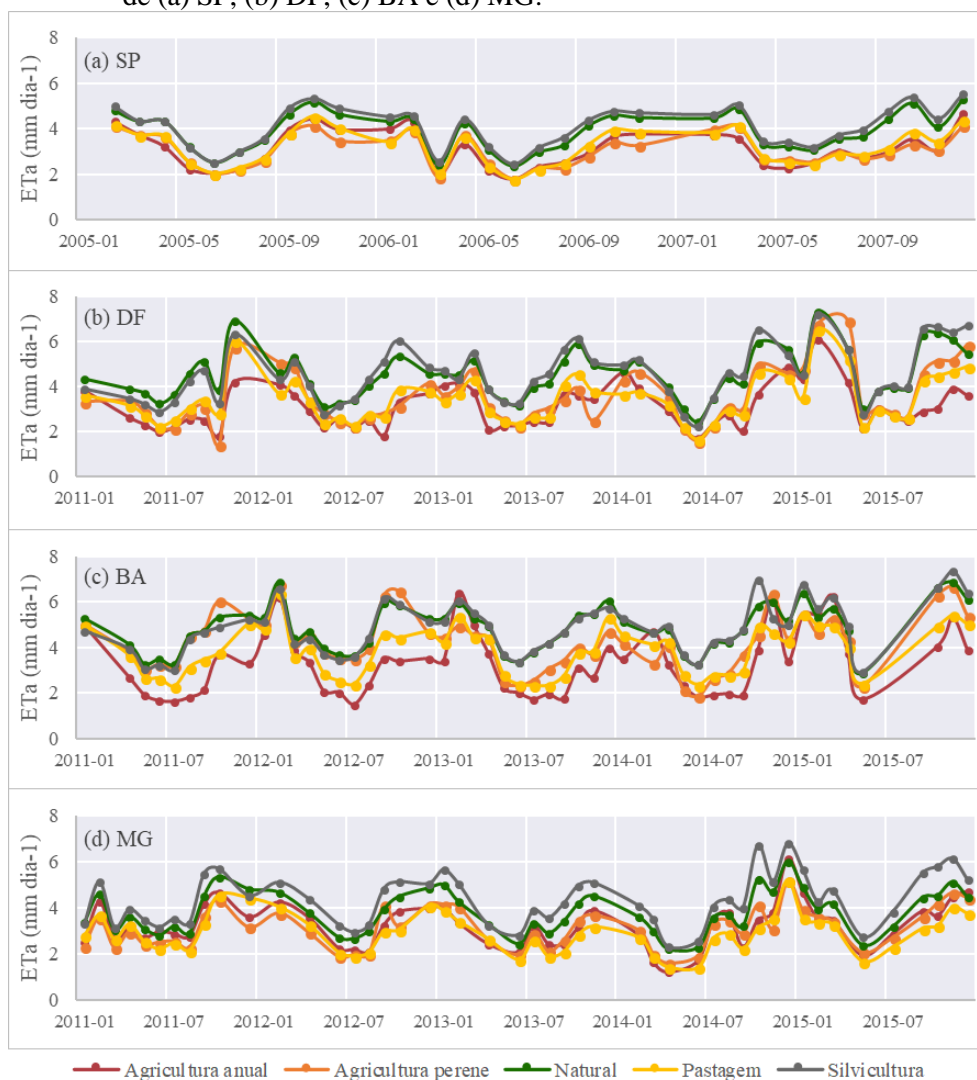
chuvosa. Entretanto, a presença de áreas agrícolas irrigadas contribui na determinação da média zonal aumentando o valor LE durante a estação seca. Na área de estudo da BA há um maior contraste entre agricultura anual e perene durante a estiagem, uma vez que a maior parte das lavouras é cultivada em sequeiro, enquanto culturas perenes como o café são cultivadas com irrigação por pivô central. Assim, para agricultura perene os valores de LE são mais elevados do que para agricultura anual, assim como verificado por Nicácio (2008) para a classe fruticultura, embora os valores obtidos pelo METRIC neste estudo sejam inferiores (a autora obteve LE médio de  $500 \text{ W m}^{-2}$  na transição da estação seca para chuvosa, enquanto o valor máximo estimado pelo METRIC não passou de  $410 \text{ W m}^{-2}$  para essa classe de cobertura da terra).

As curvas de  $ET_a$  estimada pelo METRIC (Figura 4.28) espelham o comportamento verificado para o LE nas áreas de estudo. Para a região de SP, a  $ET_a$  varia entre 2,37 e 5,53  $\text{mm dia}^{-1}$  nas classes de vegetação natural e silvicultura, que apresentam os maiores valores de ET durante toda a série (média de 4,10  $\text{mm dia}^{-1}$  para silvicultura e 3,92  $\text{mm dia}^{-1}$  para vegetação natural). Para a classe pastagem a  $ET_a$  varia entre 1,9 e 4,1  $\text{mm dia}^{-1}$ , valores abaixo aos apresentados por Cuenca et al. (2013), entre 3,3 e 5,6  $\text{mm dia}^{-1}$ . A  $ET_a$  da agricultura perene (cana-de-açúcar) na mesma área de estudo acompanha os valores de ET observados na pastagem, principalmente até o mês de setembro em cada ano. A partir desse mês, a maior parte das áreas de cana-de-açúcar na região estão colhidas (indicado pelo menor NDVI na Figura 4.24a), o que reduz em média as taxas de  $ET_a$  da cultura (OLIVEIRA, 2014). Com o início da estação chuvosa, a cultura entra na fase de crescimento vegetativo, aumentando a quantidade de biomassa sobre o solo até o pico de NDVI entre os meses de janeiro e fevereiro, quando a ET da cultura alcança novamente as taxas de ET da pastagem.

O comportamento verificado para os padrões do LE das classes de agricultura nas áreas de estudo DF e BA também ocorre para a  $ET_a$  (Figura 4.28 b e c). Para essas áreas de estudo a ET nas classes de agricultura geralmente varia entre 1,50 e 6,94  $\text{mm dia}^{-1}$ . A agricultura perene mostra taxas de ET sempre maiores do que a agricultura anual, embora para a região do DF a alta concentração das culturas de soja (durante o verão) e milho

safrinha (durante o inverno) proporcionem médias zonais próximas às da agricultura perene.

Figura 4.28 - Médias zonais de Evapotranspiração real diária ( $ET_a$ ) estimada pelo METRIC (ajustado e alimentado por dados meteorológicos GLDAS) nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



Fonte: Produção do autor.

Na região do Oeste da Bahia, por sua vez, a ET da agricultura perene alcança os valores de ET da vegetação natural e silvicultura nos anos de 2011, 2012 e final de 2015, o que era esperado, uma vez que as culturas perenes na região (representadas principalmente pelo café irrigado e fruticultura) apresentam alto vigor vegetativo nessa região, com



NDVI superior ao da vegetação natural em alguns períodos. Esse resultado está de acordo com a ET real obtida por Nicácio (2008), que para fruticultura obteve valores de  $6,31 \pm 1,37 \text{ mm dia}^{-1}$  entre os meses de outubro e novembro. A agricultura anual apresenta taxas de ET relativamente baixas nessa região principalmente na transição da estação seca para a chuvosa, refletindo o comportamento do LE na região, discutido anteriormente.

É importante destacar que em algumas datas do período chuvoso (como em fevereiro de 2012 na região da BA) o METRIC estima valores altos de ET para todas as classes, o que é uma consequência da aplicação do modelo calibrado a partir dos os *pixels* quente e frio selecionados automaticamente. Os valores de ET entre as classes são próximos nessa data, pois em todas as classes de cobertura a  $ET_a$  alcança o valor máximo de  $1,05 E_{Tr}$ , atribuído ao *pixel* frio. Isso significa que pelo balanço hídrico para o solo exposto o fator  $K_e$  aplicado para contabilizar a umidade no *pixel* quente foi demasiadamente alto, o que inviabilizou a correta estimativa de LE pelo modelo. O padrão do algoritmo seria ignorar os valores altos de  $K_e$  e selecionar outro *pixel* quente, e caso não fosse possível obter pares de *pixels* âncora adequados para calibração interna, a data deveria ser descartada, partindo-se para a data seguinte de aplicação do modelo. No entanto essa data foi mantida na série temporal da ET na região da BA para mostrar esse possível problema que a abordagem proposta neste estudo pode apresentar.

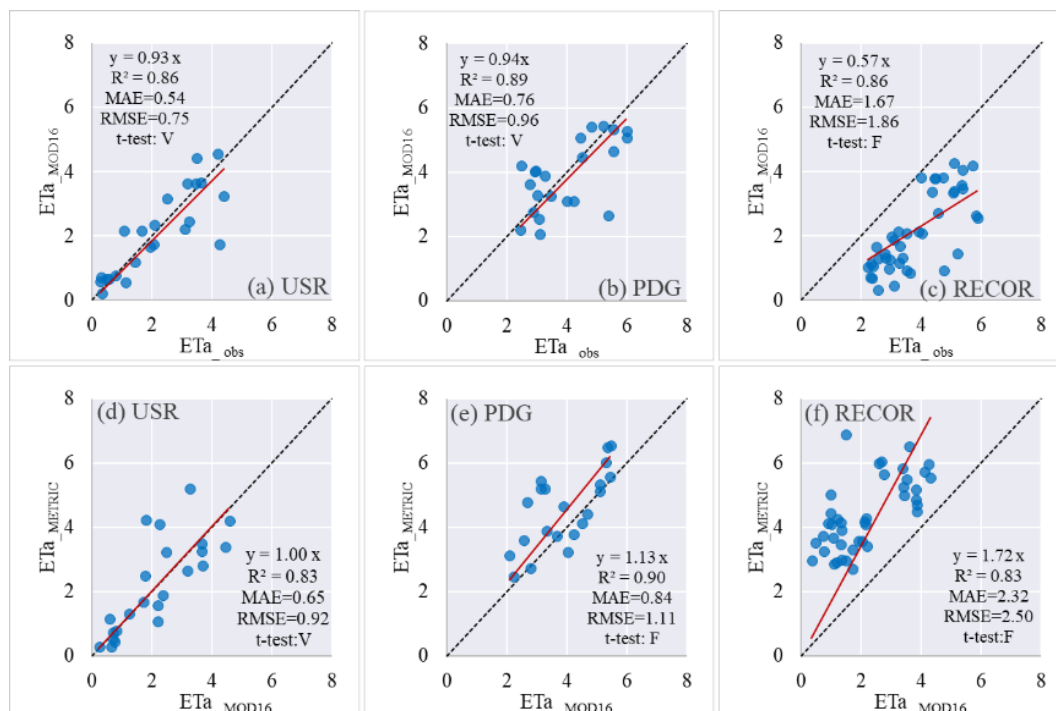
Na área de estudo de MG a sazonalidade da  $ET_a$  é mais perceptível nas curvas obtidas para cada classe de cobertura da terra. Para o período entre janeiro e julho de 2011 era esperado que os valores de ET fossem mais altos (em torno de  $5 \text{ mm dia}^{-1}$ ), mas nessas datas é possível que o algoritmo tenha encontrado dificuldades em selecionar *pixels* quentes adequados, visto que na região não há forte presença de áreas agrícolas, e as mesmas nesse período tendem a estar ocupadas por culturas anuais. Assim, a relação linear entre  $T_s$  e  $dT$  leva a superestimativas de  $H$ , o que reduz o espectro de ET gerado para essas datas. Os valores de ET obtidos pelo METRIC para essa área de estudo estão relativamente próximos aos estimados por Veloso et al. (2017) com o modelo SEBAL e dados Landsat em uma área no norte do Estado (entre  $2,2$  e  $6,85 \text{ mm dia}^{-1}$ ), seguindo a mesma variabilidade sazonal. Para pastagem e vegetação rala os autores obtiveram valores de ET menores do que para áreas de agricultura irrigada, porém nos resultados

deste estudo não foi verificada grande diferença entre a ET dessas classes, pois no recorte utilizado não há presença significativa de áreas agrícolas irrigadas.

Os mapas de ET gerados pelo METRIC ajustado e alimentado por dados GLDAS e imagens MODIS foram comparados aos dados do produto MOD16A2, que é fornecido em valores acumulados em 8 dias ( $\text{mm } 8 \text{ dias}^{-1}$ ), mas foi compatibilizado para  $\text{mm dia}^{-1}$ , considerando-se que a ET estimada pelo produto não varia significativamente no período. A precisão do produto nas áreas de Cerrado foi avaliada por comparação com os dados dos sistemas EC dos sítios experimentais USR, PDG e RECOR (Figura 4.29). Com um nível de confiança de 95%, pode-se dizer que o MOD16 estima a ET com precisão nas coberturas de cana-de-açúcar do sítio USR ( $R^2=0,86$ ,  $\text{MAE}=0,54 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $\text{RMSE}=0,75 \text{ mm dia}^{-1}$ ) e Cerrado denso do sítio PDG ( $R^2=0,89$ ,  $\text{MAE}=0,76 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $\text{RMSE}=0,96 \text{ mm dia}^{-1}$ ). Para o Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR o produto mostrou uma tendência a subestimar a ET em 43% ( $R^2=0,86$ ,  $\text{MAE}=1,67 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $\text{RMSE}=1,86 \text{ mm dia}^{-1}$ ). Esses resultados sugerem que as estimativas do produto para a área de estudo de SP são mais confiáveis para se utilizar como referência na comparação espacial da ET estimada pelo METRIC.

A comparação seguinte (Figura 4.29 d-f) foi entre as estimativas do METRIC (alimentado por dados meteorológicos de superfície e seleção manual de *pixels* âncora para calibração interna) e a ET do MOD16. Foi verificado que somente para a cana-de-açúcar do sítio USR (Figura 4.29d) as estimativas do METRIC foram equivalentes aos dados de ET do MOD16, com um nível de confiança de 95%. No sítio PDG as estimativas do METRIC são em média 13% superiores às desse produto ( $R^2=0,90$ ) o que pode ser considerado um desvio relativamente baixo (GLENN et al., 2007). Para o Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR, entretanto, há grande discordância entre as estimativas do METRIC e do MOD16. A ET do METRIC é em média 72% superior à do produto MODIS, entretanto deve-se levar em conta que os dados desse produto em geral subestimam a ET nesse sítio experimental, conforme verificado na Figura 4.29c. Portanto, a utilização desse produto como referência para avaliar as estimativas do METRIC deve ser feita com cautela, considerando as limitações do produto.

Figura 4.29 – Comparação entre a ET fornecida pelo produto MOD16 e a observada pelos sistemas EC nos sítios (a) USR, (b) PDG e (c) RECOR; e comparação entre a ET estimada pelo METRIC com a fornecida pelo MOD16 nos mesmos sítios experimentais (d, e, f), respectivamente.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 4.9 apresenta os resultados da comparação entre a ET obtida pelo METRIC ajustado (alimentado por dados meteorológicos GLDAS) com a ET do MOD16. Os valores relativos a cada classe de cobertura da terra foram extraídos dos *pixels* puros, assim como realizado para o cálculo das médias zonais. Considerando todas as áreas de estudo, em média as estimativas do METRIC são 36% superiores aos valores de ET do MOD16. Na região de SP o MOD16 estima a ET variando entre 3 e 6 mm dia<sup>-1</sup> para a classe silvicultura, mostrando um comportamento mais próximo do estimado pelo METRIC para essa área de estudo. Para as demais classes o MOD16 fornece valores de ET entre 1 e 4 mm dia<sup>-1</sup>, que diferem das estimativas do METRIC principalmente durante a estação seca, resultando em desvios de até 31% (para agricultura anual), e erros máximos de MAE=1,18 mm dia<sup>-1</sup> e RMSE=1,41 mm dia<sup>-1</sup> (para vegetação natural).

Para a área de estudo do DF a maior concordância ocorre na classe de agricultura perene, mas os valores estimados pelo modelo ainda são 20% superiores aos fornecidos pelo

MOD16 ( $R^2=0,79$ ,  $MAE=1,38 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $RMSE=1,76 \text{ mm dia}^{-1}$ ). O maior desvio ocorre para a classe de vegetação natural, para a qual o METRIC superestima em 55% os valores da ET, em comparação ao MOD16.

Na região do oeste da BA as estimativas de ET do METRIC também apresentam valores mais altos do que o produto MOD16, principalmente para vegetação natural, para a qual se obteve os maiores valores de MAE e RMSE (Tabela 4.9). Para a agricultura anual, as estimativas do METRIC superestimam a ET em 31%. Para essa classe o METRIC estima valores de ET de até  $4 \text{ mm dia}^{-1}$ , valores próximos aos máximos de ET do MOD16, porém é na estação seca que o METRIC apresenta maiores erros, estimando a ET em torno de  $2 \text{ mm dia}^{-1}$ , em média, enquanto o MOD16 estima valores em torno de  $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$ . Esse comportamento reflete o que foi verificado para a cana-de-açúcar na Figura 4.22d, que o METRIC tende a superestimar a ET da agricultura em fase de emergência ou logo após a colheita. Na área de estudo de MG o mesmo problema é verificado para a agricultura anual, que é superestimada em 36% ( $R^2=0,74$ ,  $MAE=1,53 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $RMSE=1,82 \text{ mm dia}^{-1}$ ).

Tabela 4.9 – Análise estatística entre as estimativas do METRIC adaptado e alimentado com dados meteorológicos do GLDAS e os dados de ET do MOD16.

Área estudo	Cobertura da terra	b	R <sup>2</sup>	MAE (mm dia <sup>-1</sup> )	RMSE (mm dia <sup>-1</sup> )	teste-t
SP	Agricultura anual	1,31	0,89	1,01	1,18	f
	Agricultura perene	1,27	0,86	1,04	1,21	f
	Natural	1,25	0,88	1,18	1,41	f
	Pastagem	1,18	0,88	0,89	1,10	f
	Silvicultura	1,12	0,93	0,71	0,95	f
	Todas	1,23	0,90	0,95	1,15	f
DF	Agricultura anual	1,24	0,82	1,14	1,41	f
	Agricultura perene	1,20	0,79	1,38	1,76	f
	Natural	1,55	0,78	2,08	2,54	f
	Pastagem	1,30	0,78	1,35	1,75	f
	Silvicultura	1,40	0,79	1,84	2,37	f
	Todas	1,34	0,79	1,52	1,93	f

(Continua)

Tabela 4.9 – Conclusão.

BA	Agricultura anual	1,31	0,81	1,36	1,67	f
	Agricultura perene	1,40	0,83	1,68	2,06	f
	Natural	1,68	0,83	2,33	2,65	f
	Pastagem	1,41	0,80	1,66	1,98	f
	Silvicultura	1,40	0,82	1,90	2,36	f
	Todas	1,45	0,83	1,76	2,10	f
MG	Agricultura anual	1,36	0,74	1,53	1,82	f
	Agricultura perene	1,79	0,82	1,57	1,84	f
	Natural	1,63	0,81	1,81	2,11	f
	Pastagem	1,40	0,80	1,27	1,51	f
	Silvicultura	1,26	0,82	1,53	1,95	f
	Todas	1,48	0,82	1,48	1,80	f
Total		1,36	0,83	1,51	1,89	f

Fonte: Produção do autor.

Embora se tenha aplicado o produto MOD16 como referência para avaliar as estimativas do METRIC, é importante considerar que o produto também apresenta limitações que introduzem incertezas nas estimativas de ET, como a classificação do uso e cobertura da terra (MOD12Q1) e o índice de área foliar (RAMOELO et al., 2014, SOUZA et al., 2016). Além disso, seu algoritmo não envolve parâmetros como a resistência da camada limite para evaporação do solo (RUHOFF, 2011), e atribui propriedades constantes para a cobertura da terra dentro de um mesmo bioma, desconsiderando diferenças estruturais e fenológicas da vegetação, o que tem um impacto direto na ET (AGUILAR et al., 2018). O produto foi avaliado por Aguilar et al. (2018) em regiões áridas e semiáridas do norte do México (com dados de sistemas EC), obtendo-se que o produto subestima a ET em culturas agrícolas (bias=-0,44 mm dia<sup>-1</sup>, RMSE=1,22 mm dia<sup>-1</sup>), vegetação arbustiva densa (bias=-0,46 mm dia<sup>-1</sup>, RMSE=0,77 mm dia<sup>-1</sup>) e vegetação arbustiva esparsa (bias=-0,11 mm dia<sup>-1</sup>, RMSE=0,40 mm dia<sup>-1</sup>). Em áreas de savana e floresta na África do Sul o MOD16 também subestima a ET com erros de até 7 mm 8 dias<sup>-1</sup> e 3 mm 8 dias<sup>-1</sup>, respectivamente (RAMOELO et al., 2011). Os autores atribuem os desvios à parametrização do modelo de Penman-Monteith, erros no fechamento do balanço de energia dos dados das torres de fluxo, ou à diferença espacial entre o *footprint* da torre e o *pixel* MODIS.

#### 4.8 Distribuição espacial do balanço de energia e da $ET_a$

Os mapas resultantes da aplicação do METRIC ajustado foram integrados mensalmente para comparar o comportamento espacial e temporal das componentes do balanço de energia e a  $ET$  nas diferentes áreas de estudo. A Figura 4.30 mostra que em todas as áreas de estudo os menores valores de  $R_n$  estão relacionados com os tipos de cobertura da terra que apresentam maior albedo e  $T_s$ , como na porção oeste do recorte da Bahia (agricultura anual), em que os menores valores de  $R_n$  destacam-se entre os meses de maio e outubro (coloração mais escura). Na região do DF em geral os maiores valores de  $R_n$  ocorrem nas áreas de vegetação natural de Cerrado, como o Parque Nacional de Brasília, a Estação Ecológica de Águas Emendadas e a Reserva Ecológica do IBGE. Temporalmente o  $R_n$  varia de acordo com o que foi verificado no item 4.7, com valores mínimos no mês de junho e máximos em dezembro para todos os tipos de cobertura da terra. Na porção centro-leste desse recorte se localiza a área de maior concentração de agricultura nessa região (Figura 3.8), que se destaca com menores valores de  $R_n$  entre a estação seca e o início da estação chuvosa, o que se deve ao maior albedo (das áreas agrícolas colhidas ou com solo preparado) e maiores temperaturas da superfície. O comportamento do  $R_n$  na região de MG é similar ao verificado para o DF, com pouca variação entre os valores de um mesmo mês (destacando-se somente as áreas de vegetação natural), mas variando ao longo dos meses do ano em função de  $K_i$ .

A região de SP, que devido a sua latitude recebe uma menor quantidade de radiação solar, nos meses de inverno apresenta valores de  $R_n$  inferiores aos obtidos nas demais regiões, o que se nota na Figura 4.30 pela coloração mais escura para os meses de junho e julho. Nesses meses o  $R_n$  médio na região foi de 430 e 444  $W m^{-2}$ , respectivamente. No fim da estação seca (mês de agosto) o  $R_n$  apresenta média de 527  $W m^{-2}$  na região, valor próximo da estimativa obtida por Oliveira et al. (2014a) para áreas de cana-de-açúcar no Estado de São Paulo com o modelo SEBAL para o mês de agosto de 2007 ( $R_n=556,2 W m^{-2}$  em agosto de 2007).

O fluxo de calor no solo (Figura 4.31) acompanha a dinâmica temporal do saldo de radiação, mostrando-se também fortemente influenciado pela temperatura da superfície e pela quantidade de vegetação verde. Na área de estudo da BA os maiores valores de  $G$

ocorrem em outubro e novembro chegando a  $155 \text{ W m}^{-2}$ , sem significativa diferenciação entre o G calculado para as diferentes classes de cobertura da terra, assim como descrito por Lima et al. (2014), que obtiveram valores homogêneos de G (entre  $50$  e  $150 \text{ W m}^{-2}$ ) em uma região entre Minas Gerais e Goiás aplicando o modelo SEBAL com dados MODIS. No mês de dezembro, entretanto, os maiores valores ocorrem na porção oeste do recorte (região agrícola), que apresentam maior temperatura, enquanto na porção leste as áreas de vegetação natural aumentam seu vigor vegetativo ao longo da estação chuvosa e mantém valores relativamente baixos de G até a estação seca do ano seguinte. A mesma dinâmica ocorre nas demais regiões, com diferença somente no recorte de MG, que apresentam valor mínimo no mês de julho e máximo em novembro (em resposta ao menor NDVI verificado nesse mês para a região – Figura B.19).

Os mapas de H (Figura 4.32) mostram que esse fluxo de energia não apresenta uma amplitude tão grande quanto o LE (Figura 4.33), raramente ultrapassando  $300 \text{ W m}^{-2}$ . Isso mostra que durante a estação chuvosa, a maior energia disponível na superfície é utilizada em sua maior parte no fluxo de calor latente. De maneira geral o H apresenta menores valores durante a estação chuvosa (exceto na área de estudo de SP), aumentando gradualmente na transição da estação chuvosa para a seca. No recorte da BA destacam-se os meses de fevereiro, outubro e novembro com baixos valores de H, o que pode ser decorrente da calibração interna do METRIC nas simulações realizadas para os respectivos meses. Por casos como esses, deve-se enfatizar que essa componente do balanço de energia deve ser desconsiderada, pois absorve os erros de  $R_n$  e G no processo de calibração interna.

Os mapas de LE (Figura 4.33) e  $ET_a$  (Figura 4.34) por outro lado, mostram que o METRIC ajustado e independente de dados meteorológicos de superfície foi capaz de representar a dinâmica espacial e temporal dessas variáveis nas áreas de estudo. Para o recorte do oeste da Bahia é possível notar os maiores valores de LE e  $ET_a$  nas áreas de vegetação natural, enquanto as áreas agrícolas mostram baixos valores de LE ( $< 100 \text{ W m}^{-2}$ ) entre os meses de maio e setembro, assim como verificado por Nicácio (2008) para áreas de solo exposto no final da estação chuvosa ( $LE \sim 80 \text{ W m}^{-2}$ ). Destaca-se para essa área que no mês de fevereiro os valores de até  $600 \text{ W m}^{-2}$  são um efeito das

superestimativas do METRIC para esse mês no ano de 2012, o que é visível no perfil temporal de LE apresentado na Figura 4.27c.

Na região do DF, entre os meses de dezembro e fevereiro as culturas anuais estão em acelerado crescimento (principalmente a cultura da soja), com valores de NDVI e  $ET_a$  próximos de 0,90 (Figura B.19) e  $5 \text{ mm dia}^{-1}$  (Figura 4.34), respectivamente. Nessa região há presença de lavouras irrigadas e de sequeiro, o que causa variabilidade na  $ET_a$  estimada pelo METRIC para essa classe de cobertura da terra. Nas áreas irrigadas a disponibilidade de água no solo é maior, o que associado com a alta demanda evaporativa (característica dessa região) leva a taxas de ET de até  $6 \text{ mm dia}^{-1}$ . Valores de ET entre 1 e  $6 \text{ mm dia}^{-1}$  também foram verificados para a área de estudo de Minas Gerais, mostrando concordância com os resultados apresentados por Lima et al. (2014) para sub-bacias do Paracatu entre Minas Gerais e Goiás, entre os meses de julho e outubro (ET entre  $\sim 0$  e  $6 \text{ mm dia}^{-1}$ ), por Costa (1997) para a região de Ponte Alta-MG no mês de julho (média de  $2,1 \text{ mm dia}^{-1}$  e máxima ET de  $6,0 \text{ mm dia}^{-1}$ ), porém um pouco abaixo das estimativas obtidas por Veloso et al. (2017) no norte do mesmo Estado (entre 2,2 e  $6,85 \text{ mm dia}^{-1}$ ).

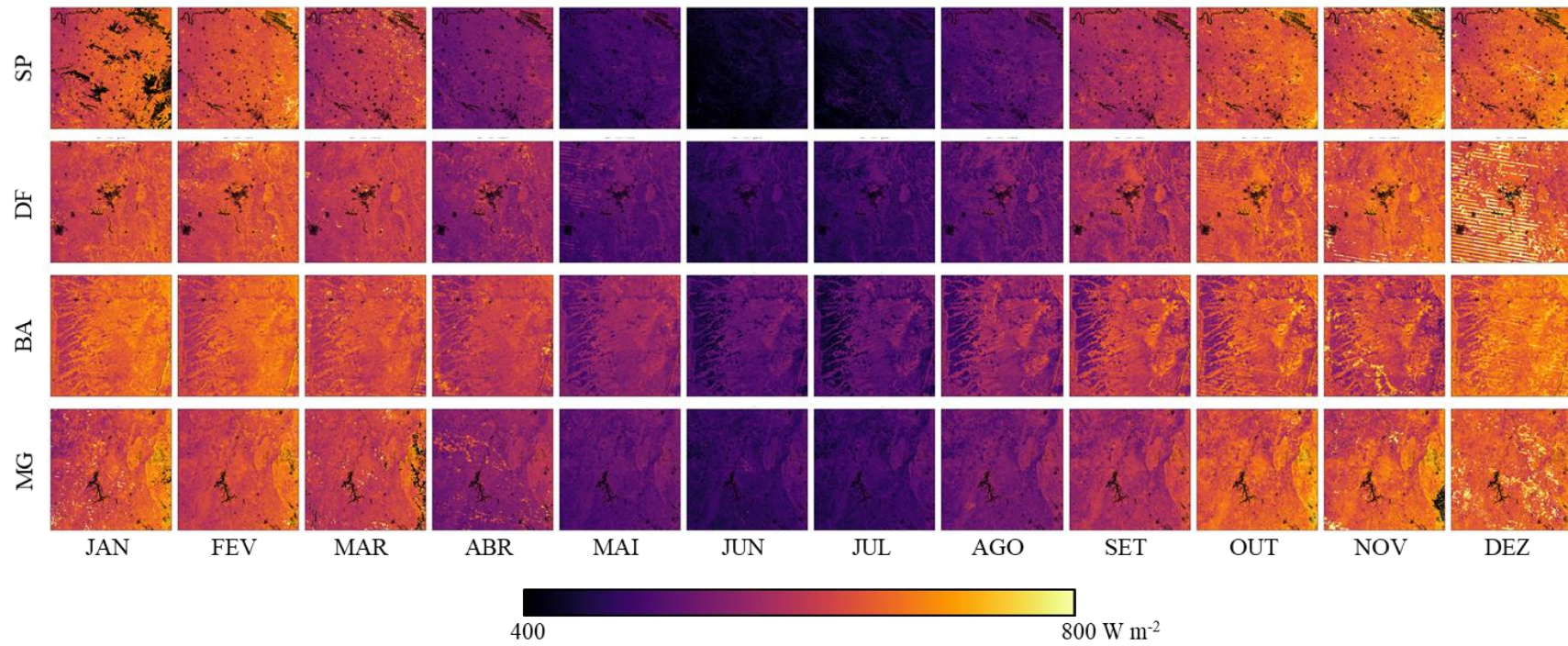
Os valores de NDVI na região do DF (Figura B.19) permanecem baixos de julho até o mês de outubro, porém nota-se na Figura 4.34 que a ET volta a crescer a partir de setembro, com o início das chuvas, o que mostra que há um atraso do NDVI em detectar o aumento da ET em campo. Nesse sentido os modelos LSEB apresentam uma grande vantagem com relação aos modelos empíricos baseados em índices de vegetação, pois as respostas da evaporação e da transpiração são temporalmente distintas. A evaporação é muito maior logo após o evento de chuva (quando solo e folhas estão molhados), enquanto a resposta da transpiração é mais lenta (GLENN et al., 2007). Então os modelos empíricos falham por combinar os efeitos das duas componentes da ET, e tendem negligenciar eventos de precipitação ou a irrigação na fase de pré-emergência das plantas, onde o IV é baixo e a ET é dominada pela evaporação (ANDERSON et al., 2012).

Na área de estudo de São Paulo a ET mostra uma evidente variação entre a estação seca e chuvosa, refletindo as condições de disponibilidade de água no solo, distribuição da precipitação (Figura B.16) e vigor da vegetação (Figura B.19), notando-se um aumento da  $ET_a$  a partir de outubro, quando a cana-de-açúcar está em crescimento vegetativo



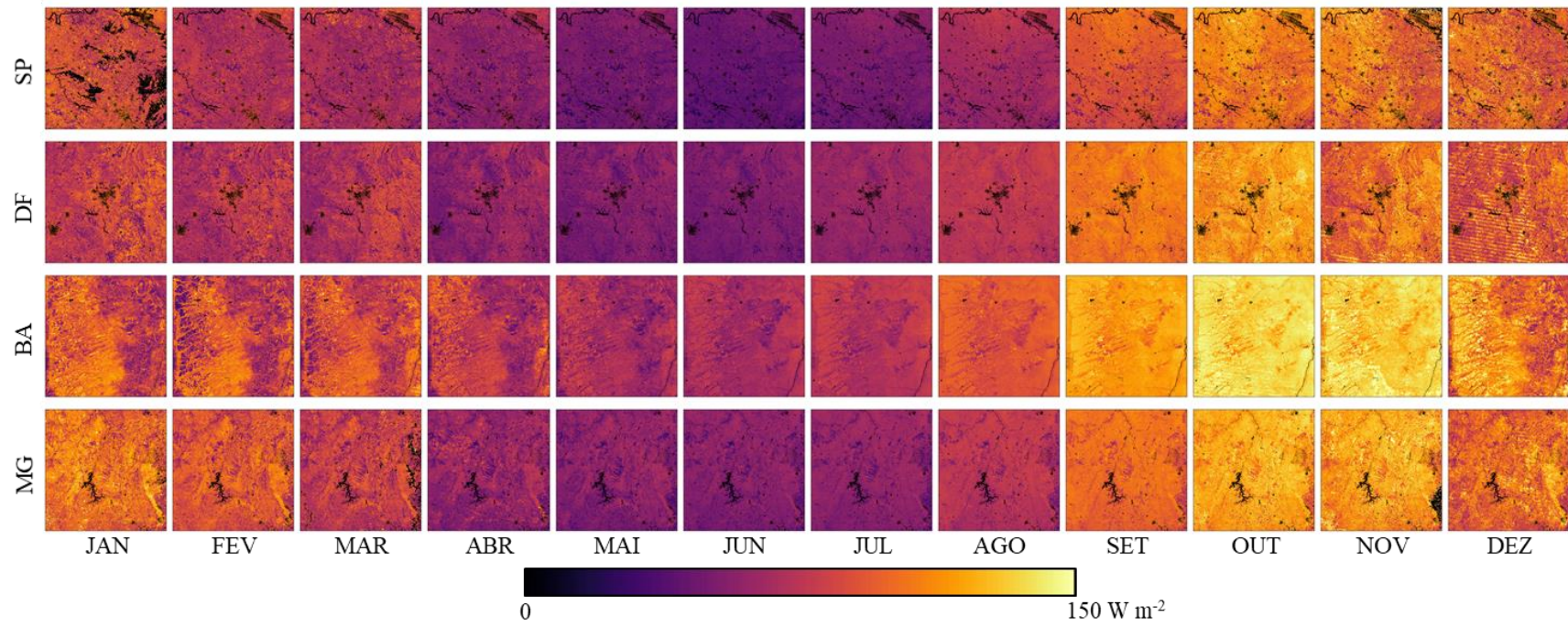
(RUHOFF et al. 2012; CABRAL et al., 2012). Até o mês de outubro ocorrem áreas correspondentes à classe agricultura perene com valores baixos de ET. Nessa época de transição entre a estação seca e a chuvosa, a cana-de-açúcar ainda está em fase de colheita, com diversas áreas colhidas em condição de solo exposto ou com palha sobre o solo, que apresentam menores taxas de ET. Nessas mesmas áreas a ET volta a subir no decorrer da estação chuvosa, até que a cultura alcance o máximo vigor vegetativo (e alcance valores de ET acima de  $5 \text{ mm dia}^{-1}$  em fevereiro), voltando a diminuir quando a cultura entra em fase de senescência (em maio), assim como verificado no sítio USR e nos resultados apresentados por Gomes (2009), Tatsch (2006) e Ruhoff et al. (2012).

Figura 4.30 - Mapas mensais de Saldo de radiação ( $\text{W m}^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais.



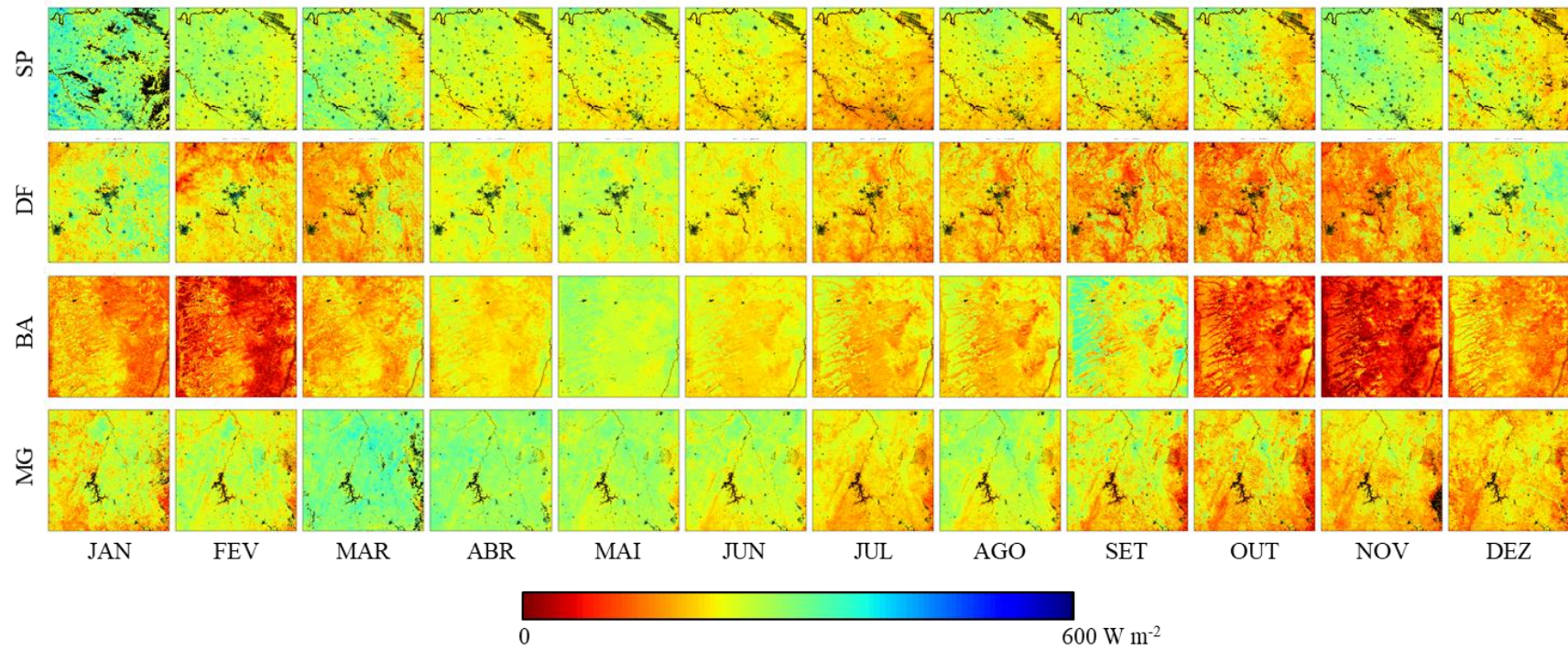
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.31 - Mapas mensais de fluxo de calor no solo ( $\text{W m}^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais.



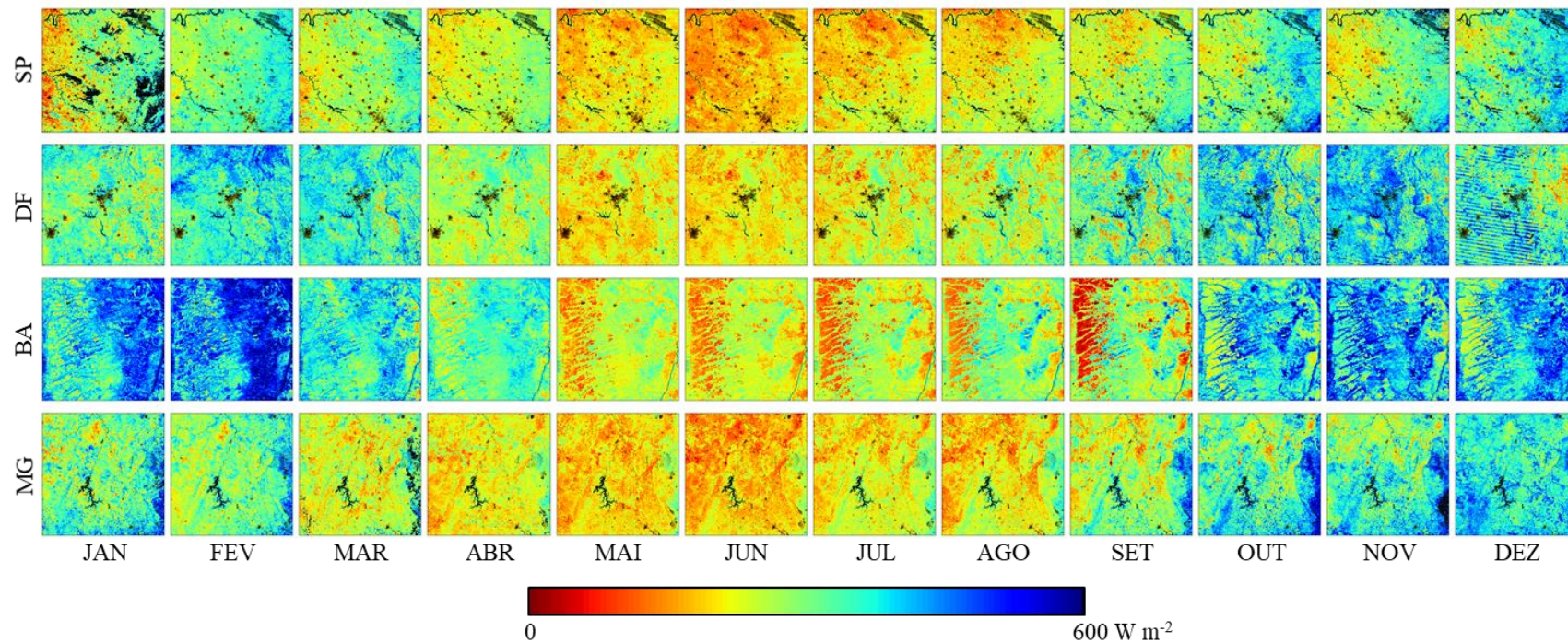
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.32 - Mapas mensais de fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais.



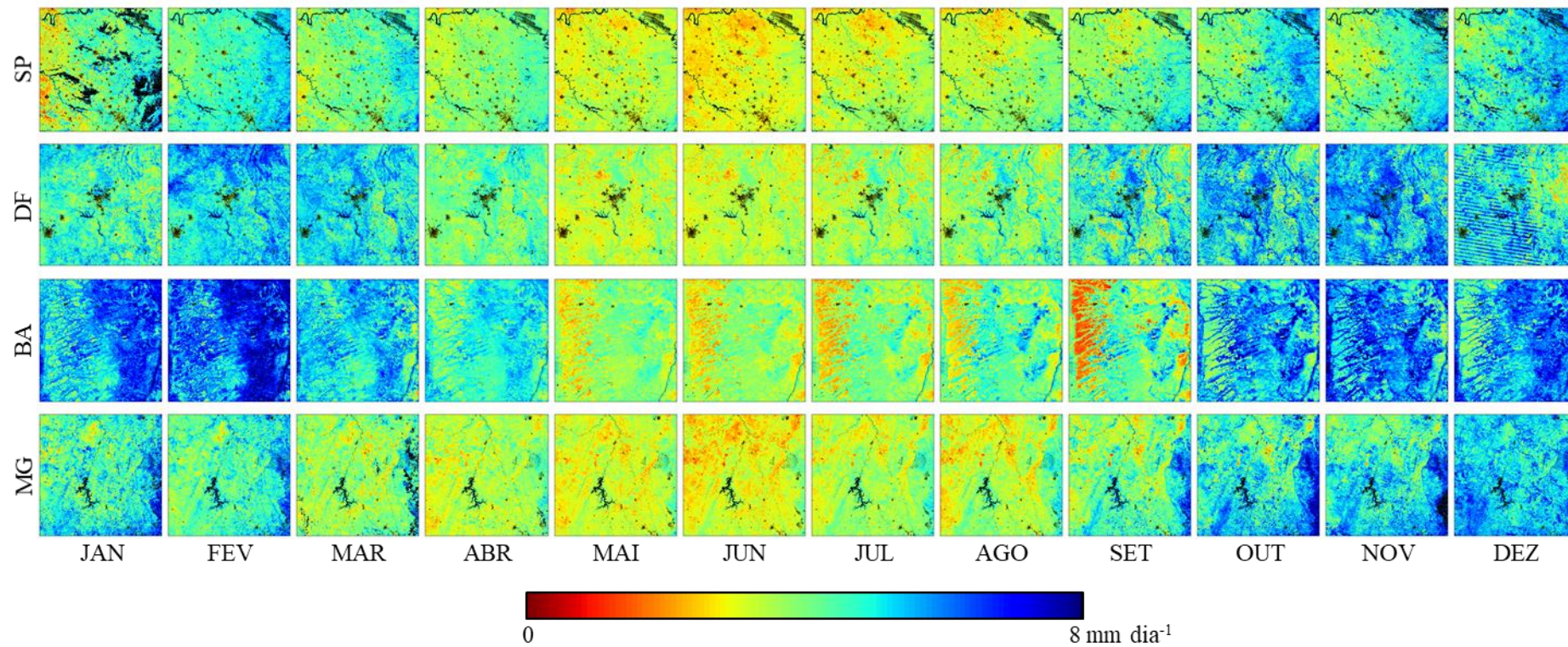
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.33 - Mapas mensais de fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.34 - Mapas mensais de evapotranspiração real diária (mm dia<sup>-1</sup>) para as regiões de São Paulo, Distrito Federal, Oeste da Bahia e Minas Gerais.



Fonte: Produção do autor.

## 5 CONCLUSÕES

Buscando atingir os objetivos específicos estabelecidos, foi possível chegar às conclusões descritas abaixo:

- Conforme discutido na literatura, é impossível desenvolver uma fórmula universal para o albedo baseada somente em dados de campo, pois seria necessário coletar uma grande quantidade de dados em diferentes condições de atmosfera e de superfície. Assim, simulações de espectros da irradiância solar sob diferentes condições e dados de radiometria coletados em campo foram utilizados no ajuste do submodelo de albedo do METRIC, obtendo-se por fim os coeficientes de ponderação  $w_b$  para aplicação com dados MODIS. Em comparação aos dados observados nos sítios experimentais, o submodelo ajustado subestimou o albedo em 10% e em 15% para a cana-de-açúcar e para o Cerrado denso ( $RMSE \leq 0,03$ ), respectivamente, e superestimou em 21% para o Cerrado *sensu-stricto* ( $RMSE = 0,03$ ). Ainda que os desvios obtidos sejam relativamente altos, o ajuste proporcionou uma melhora para a estimativa do albedo quando comparado aos modelos de Liang e Tasumi (tradicionalmente utilizados no METRIC), que em estudos prévios apresentaram um desempenho inferior.
- A implementação da desagregação da banda termal permitiu caracterizar a variabilidade espacial da  $T_s$  em escala local com erros da ordem de  $2^\circ\text{C}$ , melhorando o nível de detalhe de áreas agrícolas nos mapas de ET. A correlação inversa entre NDVI e  $T_s$  foi verificada em todas regiões do Cerrado avaliadas, tanto na estação seca quanto na chuvosa. Entretanto, a aplicação desse método exige que essa relação linear seja estabelecida sobre áreas agrícolas e de vegetação natural, o que torna necessária a utilização de máscaras de cobertura da terra e de nuvens.
- A automatização da seleção de pixels âncora permitiu uma drástica redução no tempo de processamento do modelo, com a possibilidade de testar muitos pares de *pixels* âncora no processo de calibração. Esse é um resultado importante dessa pesquisa, uma vez que o tempo de processamento e a disponibilização dos mapas

de ET são questões essenciais no monitoramento operacional da ET para agricultura irrigada.

- Com relação aos dados de entrada do METRIC, os dados meteorológicos observados nos sítios experimentais se mostraram representativos (para as áreas de estudo em SP e DF) para a umidade relativa e temperatura do ar. A precipitação, entretanto, não teve sua variabilidade espacial representada pelas medidas de superfície, o que atribui incerteza na determinação do coeficiente de evaporação residual para o *pixel* quente no processo de calibração interna do modelo. A representatividade dos dados meteorológicos do GLDAS e de precipitação do CHIRPS nas quatro áreas de estudo foi avaliada por comparação com as observações de superfície (estações do INMET e sítios experimentais). Os dados do CHIRPS subestimaram em 6% a precipitação na região de MG, mas se mostraram equivalentes às observações nas regiões de SP, DF e BA, sendo então utilizados no cálculo do balanço hídrico para o solo exposto espacializado. Os dados do GLDAS também mostraram concordância com as medidas de superfície para temperatura do ar (RMSE < 2,09°C e R<sup>2</sup> entre 0,60 e 0,81) e K<sub>i</sub> (RMSE < 42W m<sup>-2</sup> e R<sup>2</sup> entre 0,57 e 0,59), sendo então aplicados como *input* no cálculo da ET<sub>r</sub> espacializada no METRIC.
- Na primeira aplicação (dados meteorológicos de superfície e sem ajustes), o METRIC se mostrou efetivo ao simular a variabilidade espacial e temporal das componentes do balanço de energia e a ET em áreas de agricultura e vegetação natural de Cerrado com relativa acurácia. De maneira geral, o modelo obteve melhores resultados para o R<sub>n</sub> (R<sup>2</sup>>0,94) e LE (R<sup>2</sup>>0,93), levando a estimativas precisas da ET<sub>a</sub> para os sítios USR e PDG (R<sup>2</sup>=0,94 e R<sup>2</sup>=0,88, respectivamente). Para o Cerrado *sensu-stricto* do sítio RECOR o modelo superestimou a ET<sub>a</sub> em 14%, porém o erro obtido está abaixo dos padrões reportados na literatura para estimativas de ET a partir de dados de sensoriamento remoto (até 30%). Os fluxos do balanço de energia e a ET da cana-de-açúcar variaram durante os ciclos da cultura, mostrando-se diretamente relacionado com a energia disponível, a precipitação, o albedo e o NDVI. Para a vegetação natural de Cerrado, a ET se



mostrou controlada principalmente pela variação sazonal de Rn, precipitação, e disponibilidade hídrica. Os resultados obtidos reproduzem o típico padrão da ET para o Cerrado brasileiro, que é marcado pela sazonalidade no IAF e biomassa verde.

Após os ajustes no METRIC e aplicando os dados meteorológicos alternativos (CHIRPS e GLDAS), foi verificado que o modelo foi capaz de reproduzir os resultados de Rn obtidos em sua primeira aplicação. Neste caso, o Rn foi estimado corretamente no Cerrado *sensu-stricto* ( $R^2=0,93$ ) e superestimado em 7% na cana-de-açúcar e no Cerrado denso, o que mostra que os possíveis desvios (de até 2°C) na Ts desagregada não interferiram significativamente nesses resultados, enquanto para G o modelo empírico mostrou uma forte sensibilidade a esses desvios. A  $ET_a$  foi superestimada na cana-de-açúcar (em 25%, com  $R^2=0,86$ ) e no Cerrado *sensu-stricto* (em 26%, com  $R^2=0,89$ ), com desvios superiores aos obtidos na primeira aplicação do modelo, porém ainda abaixo dos limites normalmente relatados na literatura. Esses resultados mostram que a seleção automática de *pixels* âncora fornece resultados que se aproximam do comportamento real das componentes do balanço de energia e ET, porém é necessário ajustar os limiares do algoritmo e incluir novas variáveis. Desse modo, será possível reproduzir com maior fidelidade as decisões de um usuário experiente com o modelo e com a área de estudo.

Além disso, os dados meteorológicos de reanálise do GLDAS se mostraram valiosos para aplicação como *input* no METRIC, sendo uma alternativa viável em períodos com falhas ou ausência de medidas, ou mesmo para aplicação em regiões com falta de estações meteorológicas. Entretanto, é recomendável que seja feita uma análise comparativa entre os dados de reanálise e as estações mais próximas, para verificar se é necessário aplicar um coeficiente de ajuste a alguma das variáveis.

- Para avaliar o comportamento do balanço de energia e ET em diferentes tipos de cobertura da terra, o METRIC ajustado e alimentado por dados GLDAS foi aplicado para mais datas nas áreas de estudo de SP e DF, além da aplicação em

mais duas regiões: MG e BA. O comportamento das estimativas do METRIC para cada classe de cobertura da terra se mostrou similar entre as quatro áreas de estudo avaliadas, tanto em magnitude quanto em variabilidade sazonal. As classes de floresta e silvicultura apresentaram maiores valores de  $R_n$  e  $ET_a$  durante todo o período de estudo, mostrando uma relação direta com o  $K_i$  e albedo da superfície. Os menores valores de  $R_n$  foram observados para a classe de agricultura anual, que durante a estação seca (solo exposto) tende a apresentar maior albedo e  $T_s$ , o que reduz as componentes de ondas curtas e longas do  $R_n$ . O fluxo de calor no solo se comportou de acordo com a variação sazonal do  $R_n$ , com maiores valores para as classes de agricultura anual, agricultura perene e pastagem. Os resultados de LE e  $ET_a$  mostraram que com o processo de seleção automática de *pixels* âncora o METRIC foi capaz de reproduzir o comportamento sazonal dessas variáveis durante o período de estudo, porém com altos desvios em algumas datas, o que mostra que o método deve ser refinado.

A  $ET_a$  estimada pelo METRIC foi comparada aos dados do produto MOD16 pontualmente nos pixels dos sítios experimentais e espacialmente (médias zonais) para as diferentes classes de cobertura da terra. No sítio USR as estimativas do METRIC foram iguais às do MOD16, porém o modelo superestimou a  $ET_a$  em 13% no sítio PDG e 72% no sítio RECOR. Deve-se destacar que para o sítio RECOR o MOD16 subestimou a  $ET_a$  em 43%, o que reduz a confiabilidade desse produto para representar a ET do Cerrado *sensu-stricto*. Com relação às médias zonais, o METRIC mostrou tendência a superestimar a  $ET_a$  em comparação ao MOD16 em todas as classes de cobertura da terra, com melhores resultados para a área de estudo de SP ( $R^2=0,90$  e  $RMSE=1,15 \text{ mm dia}^{-1}$ ). Entretanto, é importante enfatizar que esse produto apresenta limitações que introduzem incertezas na estimativa da  $ET_a$ , portanto sua utilização como dado de referência deve ser feita com cuidado.

## Recomendações

Os padrões sazonais e a variabilidade regional da ET em diferentes paisagens vem sendo estudados em diversos ecossistemas, porém mais estudos devem ser realizados para regiões com alta fragmentação da paisagem no Cerrado e na transição deste com outros biomas, uma vez que essas áreas apresentam diferentes condições de cobertura da terra, tipos de solo, vegetação e hidrometeorologia. Nesse sentido, os mapas de ET com abrangência regional e com resolução espacial refinada têm o potencial de melhorar a compreensão dos impactos da conversão de uso e cobertura da terra, avaliar o balanço hídrico regional, bem como mapear o vigor vegetativo de culturas agrícolas e vegetação natural.

Muitas espécies vegetais do Cerrado denso e Cerrado *stricto-sensu* apresentam sistema radicular profundo, o que permite que a transpiração se mantenha mesmo durante a estação seca. Assim, a conversão do Cerrado natural para pastagem ou culturas agrícolas (combinado a uma maior frequência nas queimadas) tem o potencial de mudar o balanço de energia ao aumentar o albedo e a temperatura, além de alterar o balanço hídrico, ao aumentar o escoamento superficial e a infiltração no solo, ao se reduzir a interceptação pelo dossel a ET devido à menor quantidade de água obtida das camadas mais profundas (especialmente durante a estação seca). Portanto, assumindo que a precipitação local é dependente das taxas regionais de ET, o clima no Cerrado pode se tornar ainda mais seco (OLIVEIRA et al., 2005; OLIVEIRA et al., 2014b; CABRAL et al., 2015; OLIVEIRA et al., 2015b).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGAM, N.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; LI, F.; NEALE, C. M. U. A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery. **Remote Sensing of Environment**, v.107, n. 4, p. 545-558, 2007.
- ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J. M. H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**, v.25, n. 26, p. 4011-4027, 2011.
- ALLEN, R. G. Skin layer evaporation to account for small precipitation events—an enhancement to the FAO-56 evaporation model. **Agricultural Water Management**, v.99, n. 1, p. 8-18, 2011.
- ALLEN, R. G.. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**, Rome: FAO, 1998.
- ALLEN, R. G.; BURNETT, B.; KRAMBER, W.; HUNTINGTON, J.; KJAERGAARD, J.; KILIC, A.; KELLY, C.; TREZZA, R. Automated calibration of the METRIC-Landsat evapotranspiration process. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v.49, n. 3, p. 563-576, 2013.
- 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, 2007a.
- 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, 2007b.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; KJAERGAARD, J. H. **METRIC - Mapping EvapoTranspiration at High Resolution - applications manual**. Kimberly, Idaho: University of Idaho, 2010, 175 p.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**; v.22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2017** : relatório pleno. Brasília-DF, 2017.
- ANDERSON, M. C.; ALLEN, R. G.; MORSE, A.; KUSTAS, W. P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, v.122, p. 50-65, 2012.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**; v.229, n. 1-2, p. 87-100, 2000.

BHATTARAI, N.; SHAW, S. B.; QUACKENBUSH, L. J.; IM, J.; NIRLAULA, R. Evaluating five remote sensing based single-source surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in a humid subtropical climate. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.49, n., p. 75-86, 2016.

BRASIL. Decreto nº 44.121, de 29 de Setembro de 2005. Cria o Parque Estadual da Serra do Cabral, localizado nos Municípios de Joaquim Felício; Buenópolis. **Diário do Executivo**, Minas Gerais, 2005.

BRASIL, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Mapeamento do Uso e Cobertura do Cerrado**: Projeto TerraClass Cerrado - 2013. Brasília: MMA, 2015.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Relatório parametrizado – Unidade de Conservação: Parque Nacional das Sempre Vivas**. Disponível em: <http://sistemas.mma.gov.br/cnuc/index.php?ido=relatorioparametrizado.exibeRelatorio&relatorioPadrao=true&idUc=157>. Acesso em: 27 ago. 2015.

CABRAL, O. M.; ROCHA, H. R.; LIGO, M. A.; BRUNINI, O.; DIAS, M. A. F. S. Fluxos Turbulentos de calor sensível, vapor de água e CO<sub>2</sub> sobre plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum sp.*) em Sertãozinho-SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n. 1, p. 10, 2003.

CABRAL, O. M. R.; DA ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; FREITAS, H. C.; LIGO, M. A. V. Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v.4, p. 22-40, 2015.

CABRAL, O. M. R.; ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; LIGO, M. A. V.; TATSCH, J. D.; FREITAS, H. C.; BRASILIO, E. Water use in a sugarcane plantation. **GCB Bioenergy**, v.4, n. 5, p. 555-565, 2012.

CAMPBELL SCIENTIFIC, I. **Instruction Manual - LI200X Pyranometer**. Logan, Utah: Campbell Scientific, 2015. (Revision 1/15).

CARDOZO, F. d. S. **Estimativas de áreas queimadas para o Estado de Rondônia e suas implicações na modelagem do balanço de radiação**. 2014. 133 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

CARRASCO-BENAVIDES, M.; ORTEGA-FARÍAS, S.; LAGOS, L.; KLEISSL, J.; MORALES-SALINAS, L.; KILIC, A. Parameterization of the Satellite-Based Model

(METRIC) for the estimation of instantaneous surface energy balance components over a drip-irrigated vineyard. **Remote Sensing**, v.6, n. 11, p. 11342-11371, 2014.

CARRASCO-BENAVIDES, M.; ORTEGA-FARÍAS, S.; LAGOS, L. O.; KLEISSL, J.; MORALES, L.; POBLETE-ECHEVERRÍA, C.; ALLEN, R. G. Crop coefficients and actual evapotranspiration of a drip-irrigated Merlot vineyard using multispectral satellite images. **Irrigation Science**, v.30, n. 6, p. 485-497, 2012.

CATTANI, E.; MERINO, A.; GUIJARRO, J.; LEVIZZANI, V. East Africa rainfall trends and variability 1983–2015 using three long-term satellite products. **Remote Sensing**, v.10, n. 6, p. 931, 2018.

COSTAS, M. C. **Estimativa da evapotranspiração regional pr meio de imagens orbitais**. 1997. 66 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 1997.

COUTINHO, L. M. O cerrado e a ecologia do fogo. **Ciência Hoje**, v.12. n.68, p22-30, 1990.

CUENCA, R.; CIOTTI, S.; HAGIMOTO, Y. Application of Landsat to Evaluate Effects of Irrigation Forbearance. **Remote Sensing**, v.5, n. 8, p. 3776-3802, 2013.

DELGADO, M. N. **Variações Fenotípicas nas defesas anti-herbivoria de espécies de Cerrado: Efeitos de diferentes condições ambientais**. 2011. 129 p. Tese (Doutorado em Ecologia) - Universidade de Brasília, Brasília-BR, 2011.

DIAK, G. R.; MECIKALSKI, J. R.; ANDERSON, M. C.; NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; TORN, R. D.; DEWOLF, R. L. Estimating land surface energy budgets from space: review and current efforts at the University of Wisconsin—Madison and USDA—ARS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.85, n. 1, p. 65-78, 2004.

DOMINGUES, L. M.; ROCHA, H. R.; CABRAL, O. M.; TATSCH, J. D.; FREITAS, H. C. Padrões micrometeorológicos da plantação de cana-de-açúcar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 2011, Guarapari. **Anais...** Incaper, 2011. Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/54120/1/2011A A16.pdf> Acesso em: 28 out. 2016.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Projeto GeoIndica: Geotecnologias para aplicações de indicadores agrometeorológicos no Estado de Minas Gerais**, 2014. Disponível em < <https://www.embrapa.br/monitoramento-por-satelite/busca-de-projetos/-/projeto/208768/geoindica--geotecnologias-para-aplicacoes-de-indicadores-agrometeorologicosno-estado-de-minas-gerais> > Acesso em: 17 jul. 2015.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Bioma Cerrado**. 2015. Disponível em: [http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/Agencia16/AG01/arvore/AG01\\_23\\_911200585232.html](http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/Agencia16/AG01/arvore/AG01_23_911200585232.html) Acesso em: 12 maio 2017.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema de observação e monitoramento da agricultura no Brasil: SOMABrasil**. 2017. Disponível em: <http://mapas.cnpm.embrapa.br/somabrasil>. Acesso em: 01 ago. 2017.

ENVIRONMENTAL AND WATER RESOURCES INSTITUTE OF THE AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. [S.l.]: EWRI; ASCE, 2005.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS (FAO). **Towards a water and food secure future: critical perspectives for policy-makers**. 2017. Disponível em: <http://www.fao.org/3/a-i4560e.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2017.

FAOSTAT. (2017). **The agricultural production domain covers**. Disponível em: <http://www.fao.org/faostat/en/#data/QC>, Acesso em: 12 jun. 2017.

FLORES, F.; LILLO, M. Simple air temperature estimation method from MODIS satellite images on a regional scale. **Chilean journal of agricultural research**, v.70, n. 3, p. 10, 2010.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 2007. 186 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

FOOLAD, F.; BLANKENAU, P.; KILIC, A.; ALLEN, R. G.; HUNTINGTON, J. L.; ERICKSON, T. A.; OZTURK, D.; MORTON, C. G.; ORTEGA, S.; RATCLIFFE, I.; FRANZ, T. E.; THAU, D.; MOORE, R.; GORELICK, N.; KAMBLE, B.; REVELLE, P.; TREZZA, R.; ZHAO, W.; ROBISON, C. W. Comparison of the automatically calibrated google evapotranspiration application - EEFlux and the manually calibrated METRIC Application. **Preprint**, 2018.

FRENCH, A. N.; HUNSAKER, D. J.; THORP, K. R. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. **Remote Sensing of Environment**, v.158, p. 281-294, 2015.

FRENCH, A. N.; JACOB, F.; ANDERSON, M. C.; KUSTAS, W. P.; TIMMERMANS, W.; GIESKE, A.; SU, Z.; SU, H.; MCCABE, M. F.; LI, F.; PRUEGER, J.; BRUNSELL, N. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**, v.99, n. 1-2, p. 55-65, 2005.

FUENTE-SÁIZ, D. D. L.; ORTEGA-FARIÁS, S.; FONSECA, D.; ORTEGA-SALAZAR, S.; KILIC, A.; ALLEN, R. Calibration of METRIC Model to Estimate Energy Balance over a Drip-Irrigated Apple Orchard. **Remote Sensing**, v.9, n. 7, p. 670, 2017.

FUNK, C. C.; PETERSON, P. J.; LANDSFELD, M. F.; PEDREROS, D. H.; VERDIN, J. P.; ROWLAND, J. D.; ROMERO, B. E.; HUSAK, G. J.; MICHAELSEN, J. C.; VERDIN, A. P. **A quasi-global precipitation time series for drought monitoring**. Washington: U. S. Geological Survey Science Data Service, 2014.

FURLEY, P. A. The nature and diversity of neotropical savanna vegetation with particular reference to the Brazilian cerrados. **Global Ecology and Biogeography**, v.8, n. 3-4, p. 223-241, 1999.

GAO, F.; KUSTAS, W.; ANDERSON, M. A data mining approach for sharpening thermal satellite imagery over land. **Remote Sensing**, v.4, n. 11, p. 3287-3319, 2012.

GAO, Z.; LIU, H.; KATUL, G. G.; FOKEN, T. Non-closure of the surface energy balance explained by phase difference between vertical velocity and scalars of large atmospheric eddies. **Environmental Research Letters**, v.12, n. 3, p. 034025, 2017.

GAO, Z. Q.; LIU, C. S.; GAO, W.; CHANG, N. B. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.15, n. 1, p. 119-139, 2011.

GEORGESCU, M.; LOBELL, D. B.; FIELD, C. B.; MAHALOV, A. Simulated hydroclimatic impacts of projected Brazilian sugarcane expansion. **Geophysical Research Letters**, v.40, n. 5, p. 972-977, 2013.

GIAMBELLUCA, T. W.; SCHOLZ, F. G.; BUCCI, S. J.; MEINZER, F. C.; GOLDSTEIN, G.; HOFFMANN, W. A.; FRANCO, A. C.; BUCHERT, M. P. Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, n. 8, p. 1365-1376, 2009.

GIBBS, H. K.; RUESCH, A. S.; ACHARD, F.; CLAYTON, M. K.; HOLMGREN, P.; RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A. Tropical forests were the primary sources of new agricultural land in the 1980s and 1990s. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.107, n. 38, p. 16732-16737, 2010.

GIONGO, P. R. **Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto**. 2011. 123 p. Tese (Doutorado em Ciências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.



GLENN, E. P.; HUETE, A. R.; NAGLER, P. L.; HIRSCHBOECK, K. K.; BROWN, P. Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration. **Critical Reviews in Plant Sciences**, v.26, n. 3, p. 139-168, 2007.

GLENN, E. P.; NAGLER, P. L.; HUETE, A. R. Vegetation index methods for estimating evapotranspiration by remote sensing. **Surveys in Geophysics**, v.31, n. 6, p. 531-555, 2010.

GOMES, H. B. **Balanços de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e Cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. 108 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - PB, 2009.

GONZALEZ-DUGO, M. P.; NEALE, C. M. U.; MATEOS, L.; KUSTAS, W. P.; PRUEGER, J. H.; ANDERSON, M. C.; LI, F. A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, n. 11, p. 1843-1853, 2009.

GOWDA, P. H.; CHAVEZ, J. L.; COLAIZZI, P. D.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A.; TOLK, J. A. Remote sensing based energy balance algorithms for mapping ET: current status and future challenges. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v.50, n. 5, p. 6, 2007.

GOWDA, P. H.; CHAVEZ, J. L.; COLAIZZI, P. D.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A.; TOLK, J. A. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. **Irrigation Science**, v.26, n. 3, p. 223-237, 2008.

GRECCHI, R. C.; GWYN, Q. H. J.; BÉNIÉ, G. B.; FORMAGGIO, A. R.; FAHL, F. C. Land use and land cover changes in the Brazilian Cerrado: a multidisciplinary approach to assess the impacts of agricultural expansion. **Applied Geography**, v.55, n., p. 300-312, 2014.

GUEYMARD, C. **SMARTS2, A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine**: algorithms and performance assessment, Cocoa, Florida: Florida Solar Energy Center, 1995. 85p.

HE, R.; JIN, Y.; KANDELOUS, M.; ZACCARIA, D.; SANDEN, B.; SNYDER, R.; JIANG, J.; HOPMANS, J. Evapotranspiration estimate over an almond orchard using Landsat satellite observations. **Remote Sensing**, v.9, n. 5, p. 436, 2017.

HOOK, M. A. S.; RAMACHANDRAN, B. **ASTER user handbook**. Version 2. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory/NASA, 1999, 133 p.

HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, n. 3, p. 295-309, 1988.

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS (IBAMA). **Monitoramento do desmatamento nos biomas**

**Brasileiros por satélite**. 2011. Disponível em:

[http://siscom.ibama.gov.br/monitora\\_biomass/](http://siscom.ibama.gov.br/monitora_biomass/). Acesso em: 21 jan. 2017.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Reserva ecológica do IBGE: ambiente e plantas vasculares**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2004.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP)**. 2017. Disponível em:

<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Normais climatológicas do Brasil 1981-2010**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisclimatologicas>. 2018. Acesso em: 13 jan. 2018.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New York, USA: Academic Press, 1983. 409p. ISBN 9780323151818.

IRMAK, S.; PAYERO, J. O.; KILIC, A.; ODHIAMBO, L. O.; RUDNICK, D.; SHARMA, V.; BILLESBACH, D. On the magnitude and dynamics of eddy covariance system residual energy (energy balance closure error) in subsurface drip-irrigated maize field during growing and non-growing (dormant) seasons. **Irrigation Science**, v.32, n. 6, p. 471-483, 2014.

JASECHKO, S.; SHARP, Z. D.; GIBSON, J. J.; BIRKS, S. J.; YI, Y.; FAWCETT, P. J. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. **Nature**, v.496, n. 7445, p. 347-350, 2013.

JEGANATHAN, C.; HAMM, N. A. S.; MUKHERJEE, S.; ATKINSON, P. M.; RAJU, P. L. N.; DADHWAL, V. K. Evaluating a thermal image sharpening model over a mixed agricultural landscape in India. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.13, n. 2, p. 178-191, 2011.

JL, L.; SENAY, G. B.; VERDIN, J. P. Evaluation of the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) air temperature data products. **Journal of Hydrometeorology**, v.16, n. 6, p. 2463-2480, 2015.

JIMÉNEZ CISNEROS, B. E.; OKI, T.; ARNELL, N. W.; BENITO, G.; COGLEY, J. G.; DÖLL, P.; JIANG, T.; MWAKALILA, S. S. Freshwater resources. In: FIELD, C. B.; BARROS, V. R.; DOKKEN, D. J. (Eds.). **Climate Change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects**. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. p.229-269.

JUNG, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; SENEVIRATNE, S. I.; SHEFFIELD, J.; GOULDEN, M. L.; BONAN, G.; CESCATTI, A.; CHEN, J.; DE JEU, R.; DOLMAN, A. J.; EUGSTER, W.; GERTEN, D.; GIANELLE, D.; GOBRON, N.; HEINKE, J.; KIMBALL, J.; LAW, B. E.; MONTAGNANI, L.; MU, Q.; MUELLER, B.; OLESON, K.; PAPALE, D.; RICHARDSON, A. D.; ROUPSARD, O.; RUNNING, S.; TOMELLERI, E.; VIOVY, N.; WEBER, U.; WILLIAMS, C.; WOOD, E.; ZAEHLE, S.; ZHANG, K. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, v.467, n. 7318, p. 951-954, 2010.

KALMA, J. D.; MCVICAR, T. R.; MCCABE, M. F. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Surveys in Geophysics**, v.29, n. 4-5, p. 421-469, 2008.

KARNIELI, A.; AGAM, N.; PINKER, R. T.; ANDERSON, M.; IMHOFF, M. L.; GUTMAN, G. G.; PANOV, N.; GOLDBERG, A. Use of NDVI and land surface temperature for drought assessment: merits and limitations. **Journal of Climate**, v.23, n. 3, p. 618-633, 2010.

KE, Y.; IM, J.; PARK, S.; GONG, H. Downscaling of MODIS one kilometer evapotranspiration using Landsat-8 data and machine learning approaches. **Remote Sensing**, v.8, n. 3, p. 215, 2016.

KHAND, K.; NUMATA, I.; KJAERGAARD, J.; VOURLITIS, G. Dry season evapotranspiration dynamics over human-impacted landscapes in the southern Amazon using the Landsat-based METRIC model. **Remote Sensing**, v.9, n. 7, p. 706, 2017.

KIDSTON, J.; BRÜMMER, C.; BLACK, T. A.; MORGENSTERN, K.; NESIC, Z.; MCCAUGHEY, J. H.; BARR, A. G. Energy balance closure using eddy covariance above two different land surfaces and implications for CO<sub>2</sub> flux measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v.136, n. 2, p. 193-218, 2010.

KJAERGAARD, J. H.; ALLEN, R. G.; GARCIA, M.; KRAMBER, W.; TREZZA, R. Automated selection of anchor *pixels* for Landsat based evapotranspiration estimation. In: WORLD ENVIRONMENTAL AND WATER RESOURCES CONGRESS, 2009, Great Rivers. **Proceedings...** 2009. Disponível em: <https://ascelibrary.org/doi/10.1061/41036%28342%29442>. Acesso em: 12 maio 2017.

KOSTER, R. D.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z.; BONAN, G.; CHAN, E.; COX, P.; GORDON, C. T.; KANAE, S.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; LU, C. H.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, K.; MOCKO, D.; OKI, T.; OLESON, K.; PITMAN, A.; SUD, Y. C.; TAYLOR, C. M.; VERSEGHY, D.; VASIC, R.; XUE, Y.; YAMADA, T.; TEAM, G. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. **Science**, v.305, n. 5687, p. 1138-1140, 2004.

LARGE-SCALE BIOSPHERE-ATMOSPHERE EXPERIMENT IN AMAZONIA (LBA). **LBA Project - Federal District Tower**. Disponível em: <http://lba2.inpa.gov.br/index.php/torres/distrito-federal.html>. Acesso em: 28 maio 2017.

LI, F.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; PRUEGER, J. H.; SCOTT, R. L. Effect of remote sensing spatial resolution on interpreting tower-based flux observations. **Remote Sensing of Environment**, v.112, n. 2, p. 337-349, 2008.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface Albedo I. **Remote Sensing of Environment**, v.76, n. 2, p. 213-238, 2000.

LIANG, S.; FANG, H.; CHEN, M.; SHUEY, C. J.; WALTHALL, C.; DAUGHTRY, C.; MORISETTE, J.; SCHAAF, C.; STRAHLER, A. Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results. **Remote Sensing of Environment**, v.83, n. 1-2, p. 149-162, 2002.

LIMA, E. D. P.; SEDIYAMA, G. C.; ANDRADE, R. G.; LOPES, V. D.; SILVA, B. B. D. Evapotranspiração real diária em sub-bacias do Paracatu, utilizando produtos do sensor Modis. **Revista Ceres**, v.61, n. 1, p. 17-27, 2014.

LIU, Y.; KAR, S. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms—a review. **Energies**, v.7, n. 5, p. 2821-2849, 2014.

LOARIE, S. R.; LOBELL, D. B.; ASNER, G. P.; MU, Q.; FIELD, C. B. Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. **Nature Climate Change**, v.1, n. 2, p. 105-109, 2011.

LOSGEDARAGH, S.Z.; RAHIMZADEGAN, M. Evaluation of SEBS, SEBAL, and METRIC models in estimation of the evaporation from the freshwater lakes (Case study: Amirkabir dam, Iran). **Journal of Hydrology**, v.561, p.523-531, 2018.

MAPBIOMAS. **Collection 2.3 of annual series of land cover and land use in Brazil, 2000-2016**. Disponível em: <http://mapbiomas.org/map#transitions>. Acesso em: 01 fev. 2018.

MARIANO, D. A.; SANTOS, C. A. C. d.; WARDLOW, B. D.; ANDERSON, M. C.; SCHILTMAYER, A. V.; TADESSE, T.; SVOBODA, M. D. Use of remote sensing indicators to assess effects of drought and human-induced land degradation on ecosystem health in Northeastern Brazil. **Remote Sensing of Environment**, v.213, n. 1, p. 129-143, 2018.

MATTAR, C.; FRANCH, B.; SOBRINO, J. A.; CORBARI, C.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIVERA-GUERRA, L.; SKOKOVIC, D.; SÓRIA, G.; OLTRA-CARRIÒ, R.; JULIEN, Y.; MANCINI, M. Impacts of the broadband albedo on actual

evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area. **Remote Sensing of Environment**, v.147, n., p. 23-42, 2014.

MAYER, D. G.; BUTLER, D. G. Statistical validation. **Ecological Modelling**, v.68, n. 1-2, p. 21-32, 1993.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5-TM na bacia do Acaraú-CE**. 2007. 131 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia)- Universidade Federal do Ceará, Fortaleza/CE, 2007.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **PPCerrado – Plano de Ação para prevenção e controle do desmatamento e das queimadas no Cerrado: 2ª fase (2014-2015)**. Brasília – DF: Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 2014. Disponível em: [http://www.mma.gov.br/images/arquivos/florestas/control\\_e\\_prevencao/PPCerrado/PPCerrado\\_2fase.pdf](http://www.mma.gov.br/images/arquivos/florestas/control_e_prevencao/PPCerrado/PPCerrado_2fase.pdf). Acesso em 15 ago. 2015.

MORTON, C. G.; HUNTINGTON, J. L.; POHLL, G. M.; ALLEN, R. G.; MCGWIRE, K. C.; BASSETT, S. D. Assessing calibration uncertainty and automation for estimating evapotranspiration from agricultural areas using METRIC. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v.49, n. 3, p. 549-562, 2013.

MU, Q.; ZHAO, M.; HEINSCH, F. A.; LIU, M.; TIAN, H.; RUNNING, S. W. Evaluating water stress controls on primary production in biogeochemical and remote sensing based models. **Journal of Geophysical Research**, v.112, n. G1, 2007.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v.115, n. 8, p. 1781-1800, 2011.

NASA. JET PROPULSION LABORATORY. **NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) United States 1 arc second**. Sioux Falls, South Dakota: USGS, 2013.

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 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

NOGUEIRA, S. C.; MOREIRA, M.; LORDELO VOLPATO, M. Evaluating precipitation estimates from Eta, TRMM and CHRIPS data in the south-southeast region of Minas Gerais State—Brazil. **Remote Sensing**, v.10, n. 3, p. 313, 2018.

NUMATA, I.; KHAND, K.; KJAERGAARD, J.; COCHRANE, M.; SILVA, S. Evaluation of Landsat-based METRIC modeling to provide high-spatial resolution evapotranspiration estimates for Amazonian Forests. **Remote Sensing**, v.9, n. 1, p. 46, 2017.

OLIVEIRA, B. S. **Estimativa da evapotranspiração da cana-de-açúcar por meio de modelagem do balanço de energia**. 2014. 107 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

OLIVEIRA, G. **Modelagem do balanço de energia e evapotranspiração na Amazônia brasileira com uso de imagens MODIS e ASTER**. 2012. 227 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

OLIVEIRA, G. d.; BRUNSELL, N. A.; MORAES, E. C.; BERTANI, G.; DOS SANTOS, T. V.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAGÃO, L. E. Use of MODIS sensor images combined with reanalysis products to retrieve net radiation in Amazonia. **Sensors** (Basel), v.16, n. 7, 2016.

OLIVEIRA, G.; MORAES, E.C.; RUDORFF, B.F.T. Balanço de radiação em áreas de expansão da cana-de-açúcar no Estado de São Paulo com uso de dados orbitais MODIS/Aqua. **Revista Brasileira de Cartografia**, v.66/3, p.419-431, 2014a.

OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; MORAN, M. S.; GOODRICH, D. C.; WENDLAND, E.; GUPTA, H. V. Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado. **Water Resources Research**, v.50, n. 9, p. 7100-7114, 2014b.

OLIVEIRA, B. S.; MORAES, E. C.; RUDORFF, B. F. T. R.; MATAVELI, G. A. V. Análise do desempenho de modelos de Albedo da superfície em áreas de cana-de-açúcar com dados do sensor MODIS/Terra. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.67, n. 3, p. 13, 2015a.

OLIVEIRA, P. T. S.; WENDLAND, E.; NEARING, M. A.; SCOTT, R. L.; ROSOLEM, R.; DA ROCHA, H. R. The water balance components of undisturbed tropical woodlands in the Brazilian cerrado. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.19, n. 6, p. 2899-2910, 2015b.

OLIVEIRA, R. S.; BEZERRA, L.; DAVIDSON, E. A.; PINTO, F.; KLINK, C. A.; NEPSTAD, D. C.; MOREIRA, A. Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil. **Functional Ecology**, v.19, n. 4, p. 574-581, 2005.

ORTEGA-FARIAS, S.; POBLETE-ECHEVERRÍA, C.; BRISSON, N. Parameterization of a two-layer model for estimating vineyard evapotranspiration using meteorological measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.150, n. 2, p. 276-286, 2010.

PAIVA, C. M.; TSUKAHARA, R. Y.; FRANÇA, G. B.; NICACIO, R. M. Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto para fins de manejo de irrigação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba,

PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p.7.. Disponível em: <http://urlib.net/3ERPFQRTRW/39UL4E2>. Acesso em: 15 abr. 2015.

PARK, J.; CHOI, M. Estimation of evapotranspiration from ground-based meteorological data and Global Land Data Assimilation System (GLDAS). **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v.29, n. 8, p. 1963-1992, 2014.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.11, n. 5, p. 1633-1644, 2007.

PINTO, C. T. **Uncertainty evaluation for in-flight radiometric calibration of earth observation sensors**. 2016. 163 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 2016.

PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS (PBMC). **Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao primeiro relatório da avaliação nacional sobre mudanças climáticas**. Rio de Janeiro, RJ, Brasil: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014.

QUESADA, C. A.; HODNETT, M. G.; BREYER, L. M.; SANTOS, A. J. B.; ANDRADE, S.; MIRANDA, H. S.; MIRANDA, A. C.; LLOYD, J. Seasonal variations in soil water in two woodland savannas of central Brazil with different fire histories. **Tree Physiology**, v.28, n. 3, p. 405-415, 2008.

RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A.; OLEJNICZAK, N. J. People on the Land: changes in global population and croplands during the 20th Century. **AMBIO: A Journal of the Human Environment**, v.31, n. 3, p. 251-257, 2002.

RICHARDSON, A. D.; HOLLINGER, D. Y.; BURBA, G. G.; DAVIS, K. J.; FLANAGAN, L. B.; KATUL, G. G.; WILLIAM MUNGER, J.; RICCIUTO, D. M.; STOY, P. C.; SUYKER, A. E.; VERMA, S. B.; WOFSY, S. C. A multi-site analysis of random error in tower-based measurements of carbon and energy fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.136, n. 1-2, p. 1-18, 2006.

ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; ROSOLEM, R.; JUAREZ, R. I. N.; TANNUS, R. N.; LIGO, M. A.; CABRAL, O. M. R.; DIAS, M. A. F. S. Measurements of CO<sub>2</sub> exchange over a woodland savanna (Cerrado Sensu stricto) in southeast Brasil. **Biota Neotropica**, v.2, n. 1, p. 11, 2002.

ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; R.-COUPE, N.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v.114, n., 2009.

RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C. J.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADAKOVICH, J.; BOSILOVICH, M.; ENTIN, J. K.; WALKER, J. P.; LOHMANN, D.; TOLL, D. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.85, n. 3, p. 381-394, 2004.

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. d. A.; DE OLIVEIRA, R. G.; NOGUEIRA, J. d. S. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v.119, n. 1, p. 1-13, 2014.

ROERINK, G. J.; 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.

ROUSE, J. W.; HASS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. **Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS**. Washington: NASA, 1973. p.309-317.

ROZENSTEIN, O.; DEVIR, A.; KARNIELI, A. In-field absolute calibration of ground and airborne VIS-NIR-SWIR hyperspectral point spectrometers. **Remote Sensing**, v.6, n. 2, p. 1158-1170, 2014.

RUDORFF, B. F. T.; DE AGUIAR, D. A.; DA SILVA, W. F.; SUGAWARA, L. M.; ADAMI, M.; MOREIRA, M. A. Studies on the rapid expansion of sugarcane for ethanol production in São Paulo State (Brazil) Using Landsat data. **Remote Sensing**, v.2, n. 4, p. 1057-1076, 2010.

RUHOFF, A. L. **Sensoriamento Remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. 2011. 162 p. Tese (Doutorado em Recursos hídricos) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, 2011.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGAO, L. E. O. C.; ROCHA, H. R.; MALHI, Y. S. A MODIS-based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in brazilian tropical savannas. **Remote Sensing**, v.4, n. 12, p. 703-725, 2012.

SANO, E. E.; ROSA, R.; BRITO, J. L. S.; FERREIRA, L. G. **Mapeamento de cobertura vegetal do bioma Cerrado: estratégias e resultados**. Planaltina-DF: Embrapa Cerrados, 2007a.

SANO, E. E.; ROSA, R.; BRITO, J. L. S.; FERREIRA, L. G. **Mapeamento de cobertura vegetal do bioma Cerrado: relatório final**. Planaltina-DF: Embrapa Cerrados, 2007b.



SANTOS, H. **Novo mapa de solos do Brasil**: legenda atualizada - escala 1:500.000. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 130 p.

SANTOS, P. S.; SANTOS, C. A. P. O Oeste da Bahia e o Sudoeste Goiano: transformações no bioma Cerrado. **Entre-Lugar**, v.11, n. 1, p. 18, 2015.

SCHERER-WARREN, M. **Metodologia para a construção de séries temporais de evapotranspiração por técnicas de sensoriamento remoto**. 2011. 168 p. Tese (Doutorado em Tecnologia ambiental e recursos hídricos) - Universidade de Brasília, Brasília-DF, 2011.

SCHERER-WARREN, M.; RODRIGUES, L. N.; CAMPANA, N. A. Métodos para desagregação espacial da temperatura da superfície terrestre (Thermal Sharpening) obtida pelo sensor MODIS. **Revista Brasileira de Cartografia**, v.65, n. 5, p. 15, 2013.

SCHERER-WARREN, M.; TEIXEIRA, A. H. D. C.; RODRIGUES, L. N.; HERNANDEZ, F. B. T. Utilização do sensoriamento remoto termal na gestão de recursos hídricos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.07, n. 1, p. 18, 2014.

SCHUEPP, P. H.; LECLERC, M. Y.; MACPHERSON, J. I.; DESJARDINS, R. L. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. **Boundary-Layer Meteorology**, v.50, n. 1-4, p. 355-373, 1990.

SCHWIEDER, M.; LEITÃO, P. J.; DA CUNHA BUSTAMANTE, M. M.; FERREIRA, L. G.; RABE, A.; HOSTERT, P. Mapping Brazilian savanna vegetation gradients with Landsat time series. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.52, p. 361-370, 2016.

SELLERS, P. J.; DICKINSON, R. E.; RANDALL, D. A.; BETTS, A. K.; HALL, F. G.; BERRY, J. A.; COLLATZ, G. J.; DENNING, A. S.; MOONEY, H. A.; NOBRE, C. A.; SATO, N.; FIELD, C. B.; HENDERSON-SELLERS, A. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. **Science**, v.275, n. 5299, p. 502-509, 1997.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; COLLELO, G. D.; BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMS. Part I: model formulation. **Journal of Climate**, v.9, n. 2, p. 30, 1996.

SILVA, B. B. D.; WILCOX, B. P.; DA SILVA, V. D. P. R.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; DE OLIVEIRA, L. M. M. 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, 2014.

SILVA, J. F.; FARINAS, M. R.; FELFILI, J. M.; KLINK, C. A. Spatial heterogeneity, land use and conservation in the cerrado region of Brazil. **Journal of Biogeography**, v.33, n. 3, p. 536-548, 2006.

SILVA, J. M. C. D.; BATES, J. M. Biogeographic patterns and conservation in the South American Cerrado: a tropical savanna hotspot. **BioScience**, v.52, n. 3, p. 225-234, 2002.

SIMÕES DE CASTRO, S.; ABDALA, K.; APARECIDA SILVA, A.; BORGES, V. M. S. A expansão da cana-de-açúcar no Cerrado e no Estado de Goiás: elementos para uma análise espacial do processo. **Boletim Goiano de Geografia**, v.30, n. 1, 2010.

SINGH, R. K., SENAY, G. B. Comparison of four different energy balance models for estimating evapotranspiration in the Midwestern United States. **Water**, v.8, n.9, 2016.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA–AVHRR images for the Iberian Peninsula. **Remote Sensing of Environment**, v.110, n. 2, p. 139-148, 2007.

STEINKE, V.; PALHARES DE MELO, L.; TORRES STEINKE, E. Rainfall variability in January in the Federal District of Brazil from 1981 to 2010. **Climate**, v.5, n. 3, p. 68, 2017.

SU, H.; WOOD, E. F.; MCCABE, M. F.; SU, Z. Evaluation of remotely sensed evapotranspiration over the CEOP EOP-1 reference sites. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.85A, p. 439-459, 2007.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.6, n. 1, p. 85-100, 2002.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 2003. 379 p. Tese (Doutorado) - University of Idaho, Moscow, 2003.

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, 2008.

TATSCH, J. D. **Uma análise dos fluxos de superfície e do microclima sobre cerrado, cana-de-açúcar e eucalipto, com implicações para mudanças climáticas regionais**. 2006. 132 p. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

TEIXEIRA, A. H. d. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco River Basin (Brazil) using remote

sensing and Penman-Monteith Equation. **Remote Sensing**, v.2, n. 5, p. 1287-1319, 2010.

TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v.108, n. 4, p. 369-384, 2007.

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. Earth's global energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.90, n. 3, p. 311-323, 2009.

TREZZA, R.; ALLEN, R.; TASUMI, M. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and Landsat imagery with the METRIC model. **Remote Sensing**, v.5, n. 10, p. 5397-5423, 2013.

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, n. 3, p. 279-300, 2000.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife, PE: [S.n.], 2006. 436p.

VELOSO, G. A.; FERREIRA, M. E.; DA SILVA, B. B. Determinação da evapotranspiração real diária em áreas irrigadas do projeto Jaíba (Minas Gerais, Brasil), mediante imagens Landsat 5 - TM. **Revista Cerrados**, v.15, n. 1, p. 53, 2017.

VERMOTE, E. F.; VERMEULEN, A. **Atmospheric correction algorithm**: spectral reflectances (MOD09). College Park, MD: University of Maryland, 1999.

WAN, Z. **MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document**. Santa Barbara: University of California, 1999.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.113, n. 1-4, p. 223-243, 2002.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide to meteorological observing and information distribution systems for aviation weather services**. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization, 2014.

WORLD WIDE FUND FOR NATURE (WWF). **The growth of soy: impacts and solutions**. Gland, Switzerland: World Wildlife Fund International, 2014.

YEBRA, M.; VAN DIJK, A.; LEUNING, R.; HUETE, A.; GUERSCHMAN, J. P.  
Evaluation of optical remote sensing to estimate actual evapotranspiration and canopy  
conductance. **Remote Sensing of Environment**, v.129, n., p. 250-261, 2013.

## APÊNDICE A - TABELAS

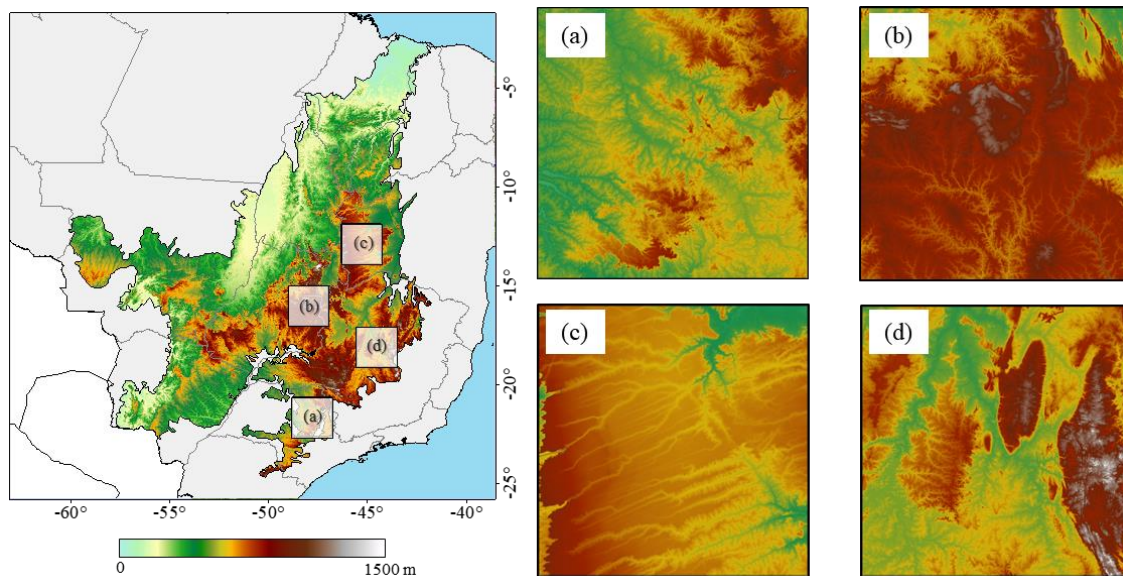
Tabela A.1 - Datas de processamento do METRIC nas áreas de estudo de São Paulo (SP), Distrito Federal (DF), Oeste da Bahia (BA) e Minas Gerais (MG).

SP					DF				
07/02/2005	13/11/2005	11/07/2006	14/04/2007	07/09/2007	21/01/2011	04/02/2012	03/01/2013	04/01/2014	09/01/2015
21/02/2005	16/01/2006	20/07/2006	18/04/2007	09/09/2007	11/04/2011	09/02/2012	11/02/2013	07/02/2014	18/01/2015
11/03/2005	01/02/2006	03/08/2006	23/04/2007	16/09/2007	29/04/2011	03/03/2012	08/03/2013	19/04/2014	13/02/2015
27/03/2005	06/02/2006	21/08/2006	02/05/2007	23/09/2007	11/05/2011	30/03/2012	30/04/2013	28/04/2014	01/04/2015
10/04/2005	01/03/2006	06/09/2006	04/05/2007	02/10/2007	29/05/2011	13/04/2012	02/05/2013	12/05/2014	10/05/2015
17/04/2005	12/03/2006	13/09/2006	13/05/2007	09/10/2007	05/06/2011	29/04/2012	18/05/2013	21/05/2014	26/05/2015
05/05/2005	01/04/2006	27/09/2006	25/05/2007	20/10/2007	21/06/2011	29/05/2012	12/06/2013	06/06/2014	02/06/2015
14/05/2005	13/04/2006	22/10/2006	05/06/2007	21/11/2007	07/07/2011	02/06/2012	19/06/2013	22/06/2014	16/06/2015
04/06/2005	24/04/2006	29/10/2006	12/06/2007	28/11/2007	23/07/2011	25/06/2012	21/07/2013	17/07/2014	13/07/2015
13/06/2005	01/05/2006	16/11/2006	21/06/2007	03/12/2007	08/08/2011	02/07/2012	30/07/2013	31/07/2014	27/07/2015
13/07/2005	03/05/2006	23/11/2006	07/07/2007	28/12/2007	17/08/2011	27/07/2012	06/08/2013	09/08/2014	03/08/2015
31/07/2005	06/05/2006	22/02/2007	21/07/2007	30/12/2007	04/09/2011	05/08/2012	24/08/2013	25/08/2014	12/08/2015
02/08/2005	15/05/2006	23/02/2007	06/08/2007		11/09/2011	21/08/2012	25/09/2013	10/09/2014	04/09/2015
23/08/2005	17/05/2006	06/03/2007	08/08/2007		25/10/2011	02/09/2012	14/10/2013	26/09/2014	20/09/2015
03/09/2005	02/06/2006	24/03/2007	15/08/2007		18/11/2011	06/10/2012	25/10/2013	05/10/2014	08/10/2015
10/09/2005	09/06/2006	31/03/2007	22/08/2007			29/10/2012	19/11/2013	14/10/2014	15/10/2015
03/10/2005	16/06/2006	02/04/2007	24/08/2007			18/12/2012		29/12/2014	09/11/2015
06/11/2005	04/07/2006	11/04/2007	31/08/2007			20/12/2012			04/12/2015
BA					MG				
30/01/2011	26/01/2012	01/01/2013	01/01/2014	02/01/2015	09/01/2011	06/02/2012	05/01/2013	09/02/2014	11/01/2015
29/04/2011	07/02/2012	13/02/2013	08/01/2014	30/01/2015	10/02/2011	27/02/2012	22/02/2013	20/03/2014	12/02/2015
22/05/2011	05/03/2012	03/03/2013	13/03/2014	12/02/2015	30/03/2011	22/04/2012	29/04/2013	30/04/2014	07/03/2015
29/05/2011	04/04/2012	17/03/2013	19/04/2014	09/03/2015	24/04/2011	02/06/2012	28/06/2013	08/06/2014	03/05/2015
23/06/2011	06/05/2012	02/04/2013	14/05/2014	10/04/2015	08/05/2011	04/07/2012	16/07/2013	03/07/2014	26/05/2015
25/07/2011	09/06/2012	02/05/2013	06/06/2014	19/04/2015	26/05/2011	21/08/2012	01/08/2013	04/08/2014	29/07/2015
26/08/2011	11/07/2012	11/05/2013	01/07/2014	10/05/2015	09/06/2011	15/09/2012	02/09/2013	05/09/2014	01/09/2015
20/09/2011	21/08/2012	12/06/2013	09/08/2014	04/09/2015	11/07/2011	26/10/2012	13/10/2013	14/10/2014	08/10/2015
08/10/2011	13/09/2012	07/07/2013	01/09/2014	01/10/2015	05/08/2011	07/12/2012	21/11/2013	19/11/2014	11/11/2015
07/12/2011	06/10/2012	30/07/2013	14/10/2014	17/10/2015	28/08/2011			28/12/2014	15/12/2015
	22/10/2012	24/08/2013	01/11/2014	04/11/2015	22/09/2011				
	29/10/2012	16/09/2013	04/12/2014	11/11/2015	29/10/2011				
	02/12/2012	02/10/2013	28/12/2014	02/12/2015	27/12/2011				
	20/12/2012	25/10/2013		11/12/2015					
		19/11/2013		18/12/2015					
		01/12/2013		25/12/2015					

As células sombreadas indicam as datas de aplicação do METRIC com dados meteorológicos de superfície. Para todas as datas da tabela o modelo foi aplicado com dados meteorológicos de reanálise do GLDAS. Fonte: Produção do autor.

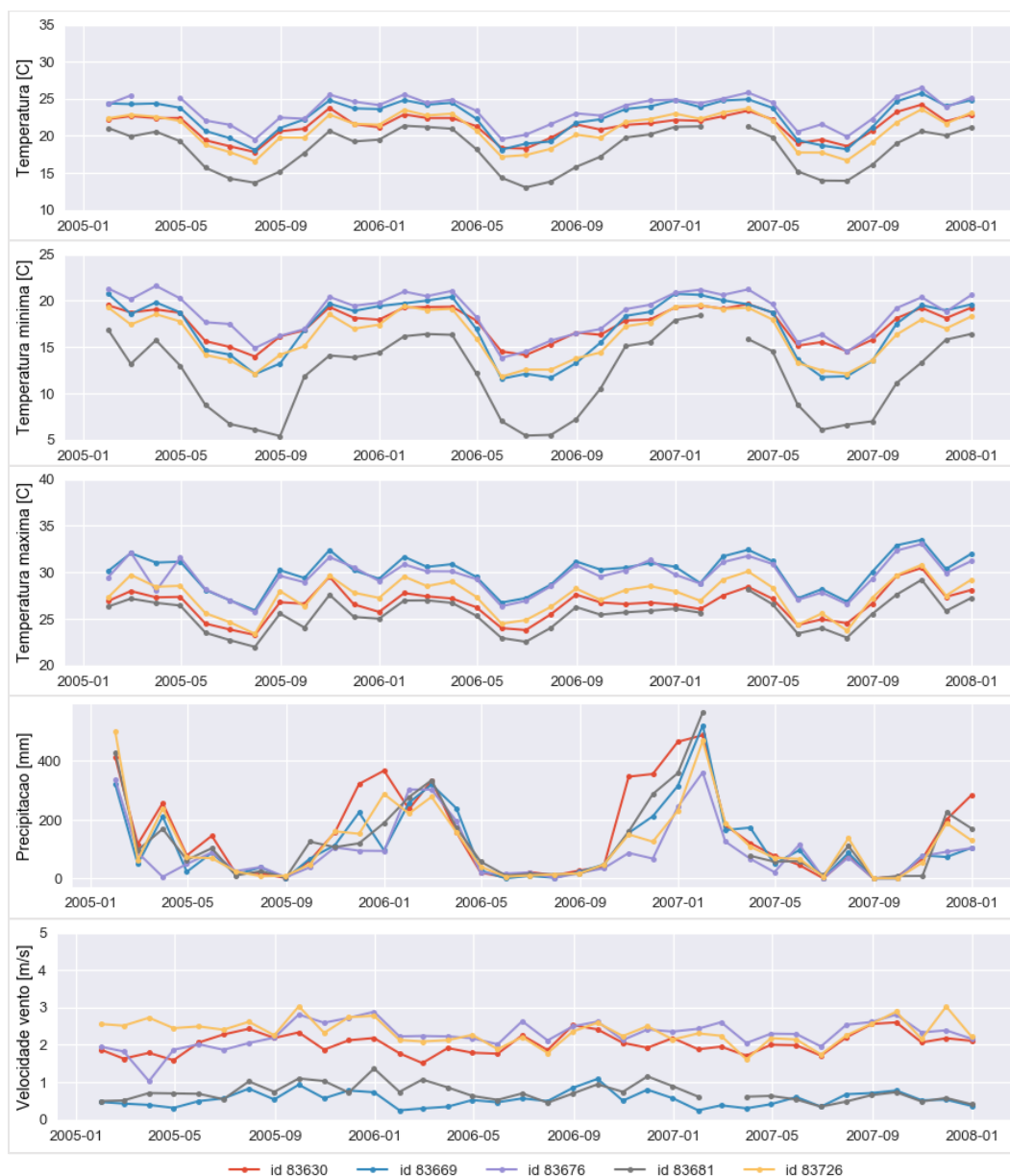
## APÊNDICE B - FIGURAS

Figura B.1 - Modelo Digital de Elevação do SRTM para o Bioma Cerrado e para as quatro áreas de estudo avaliadas.



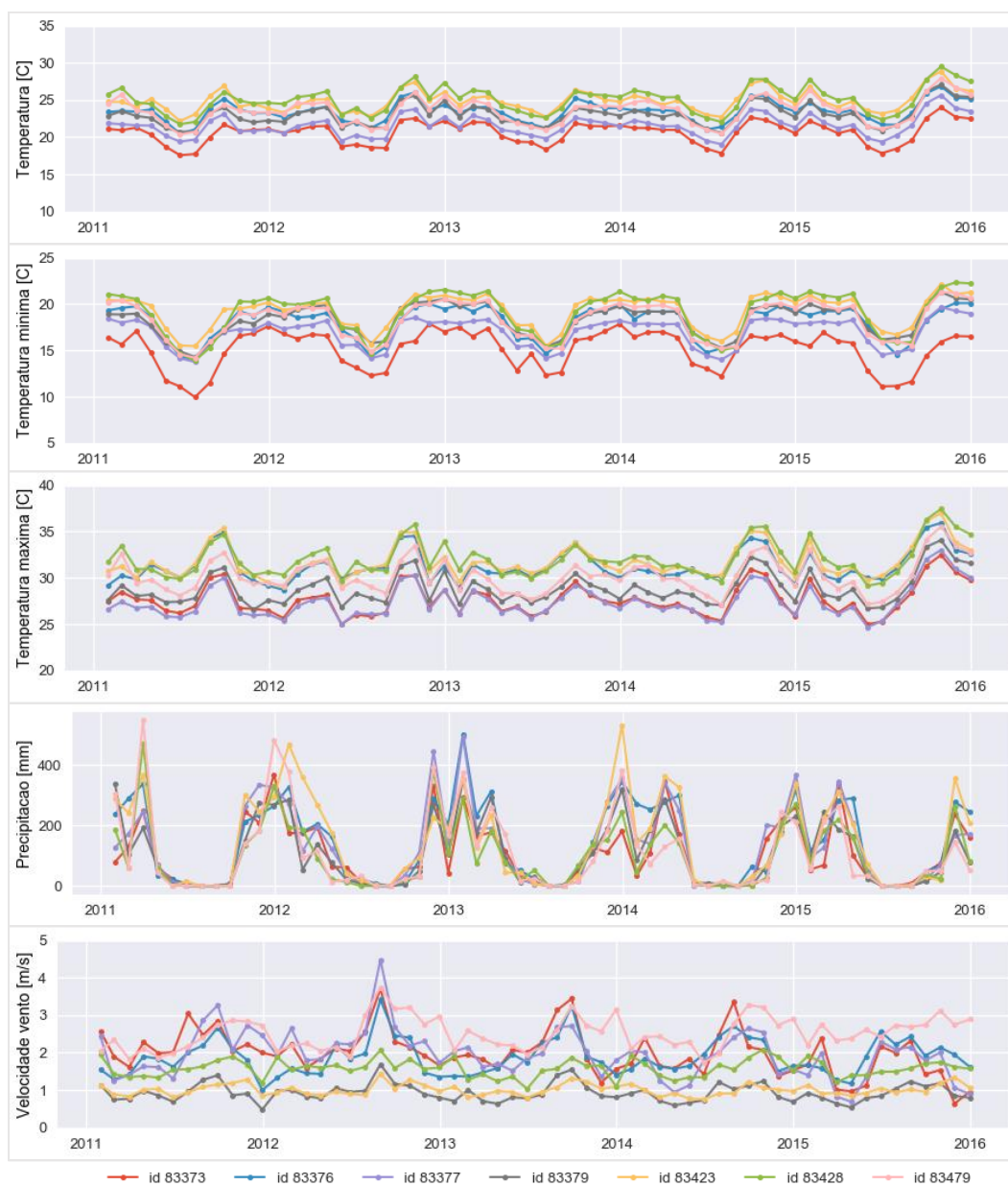
Os retângulos indicam as áreas de interesse em (a) São Paulo, (b) Distrito Federal, (c) Oeste da Bahia e (d) Minas Gerais. Fonte: Produção do autor

Figura B.2 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte de São Paulo entre os anos de 2005 e 2007.



Fonte: Produção do autor.

Figura B.3 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte do Distrito Federal entre os anos de 2011 e 2015.



Fonte: Produção do autor.

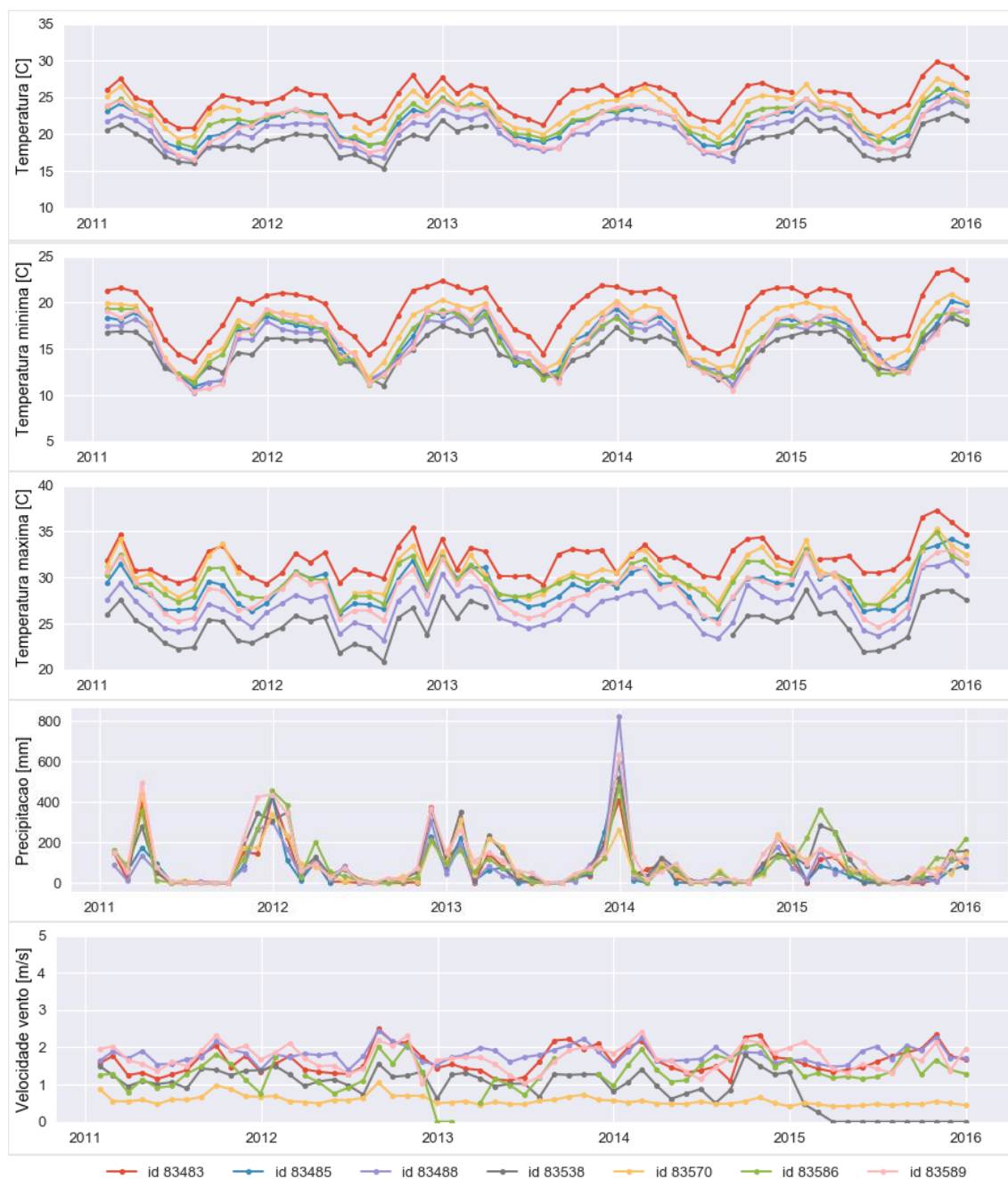


Figura B.4 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte do Oeste da Bahia entre os anos de 2011 e 2015.



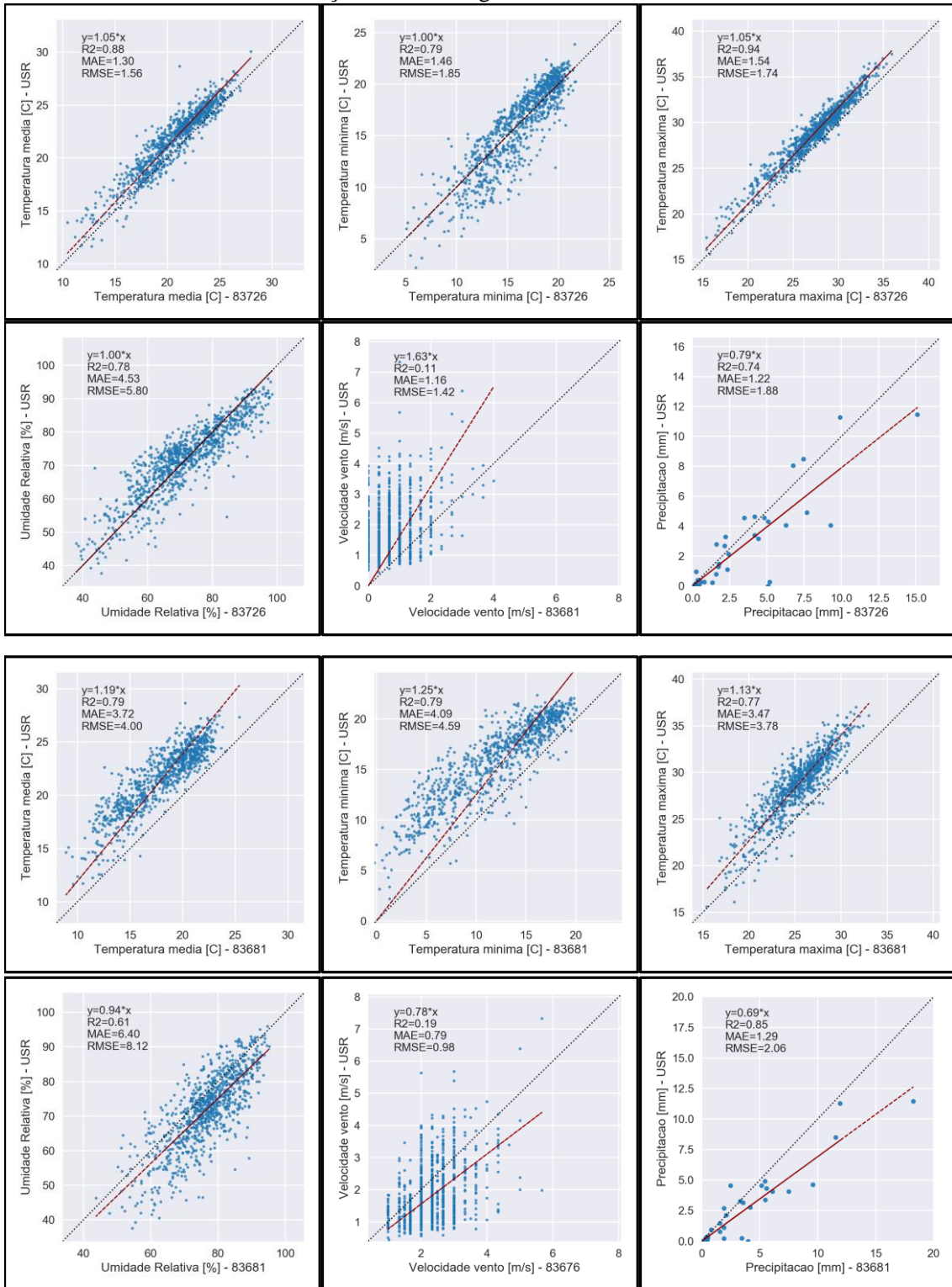
Fonte: Produção do autor.

Figura B.5 - Valores mensais das variáveis meteorológicas obtidas das estações meteorológicas do INMET no recorte de Minas Gerais entre os anos de 2011 e 2015.



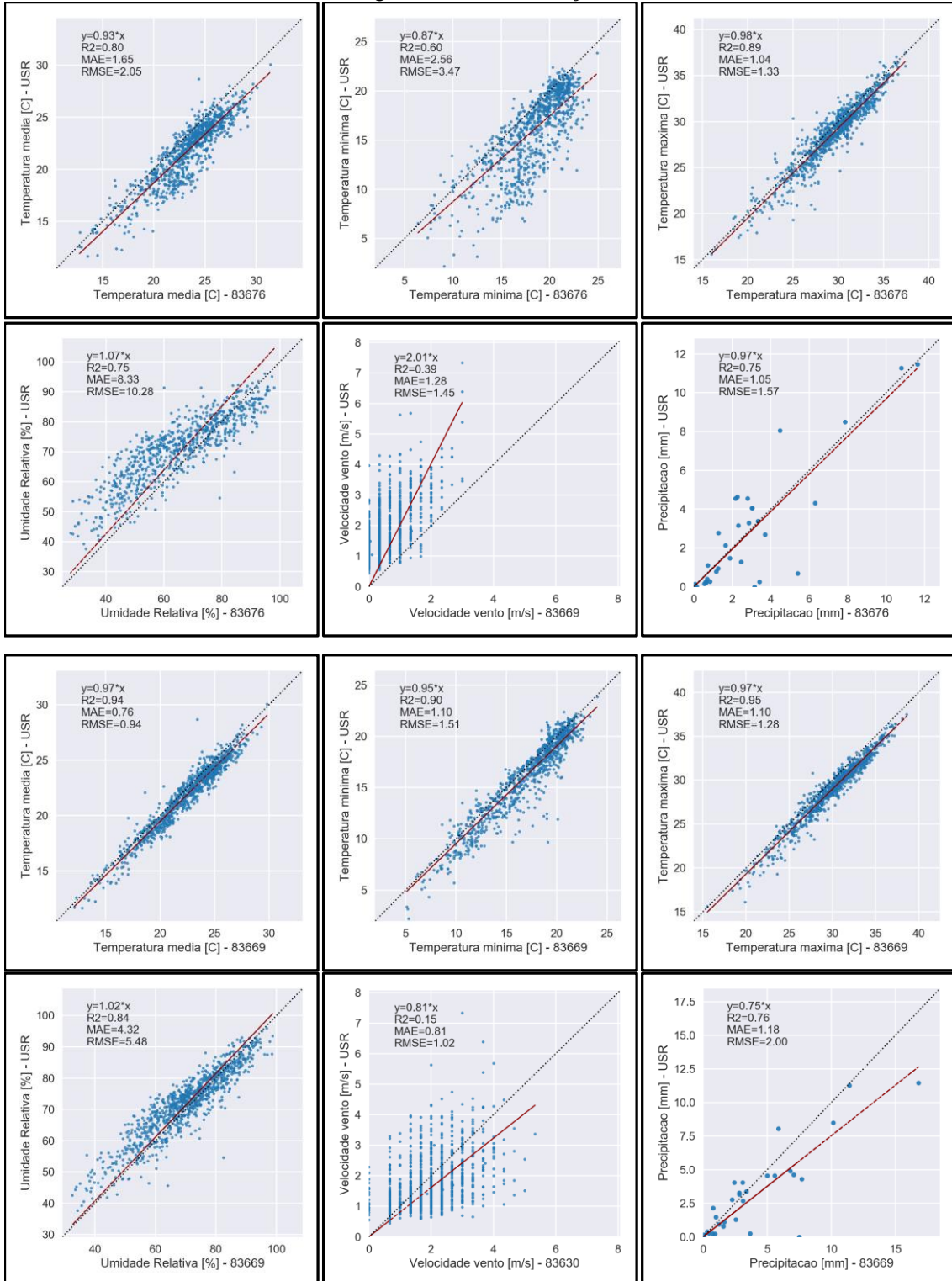
Fonte: Produção do autor.

Figura B.6 - Comparação entre os dados meteorológicos do sítio experimental USR e os dados medidos nas estações meteorológicas convencionais do INMET.



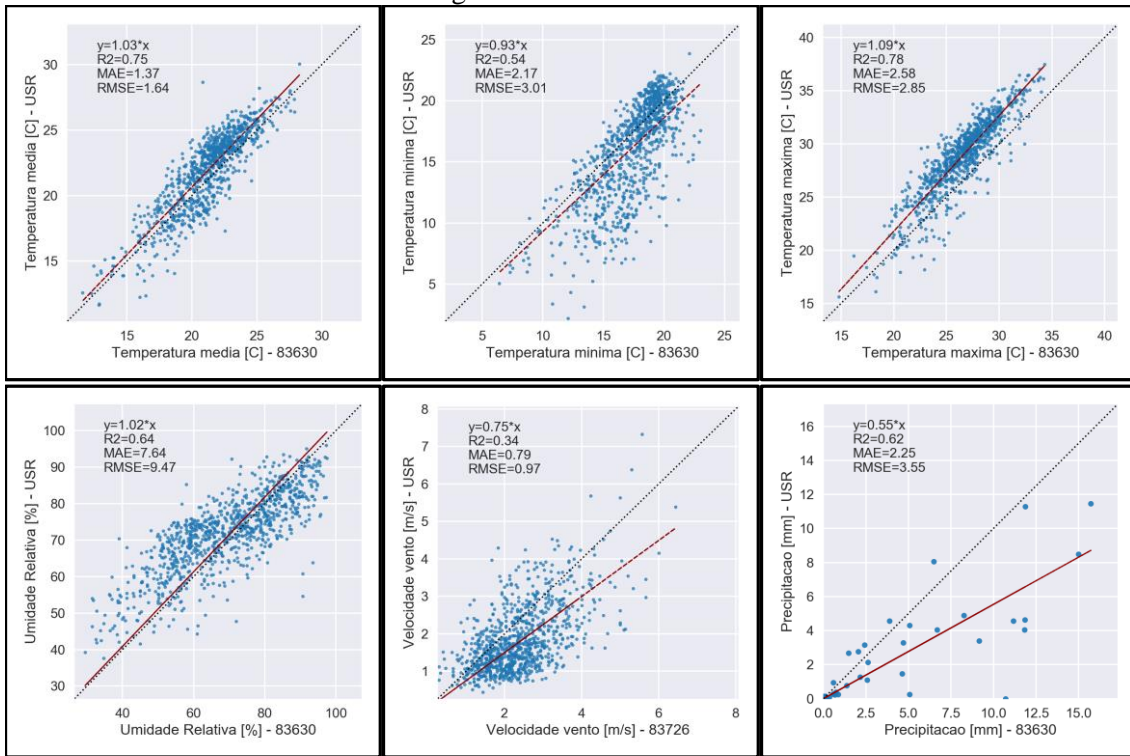
(Continua)

Figura B.6 - Continuação



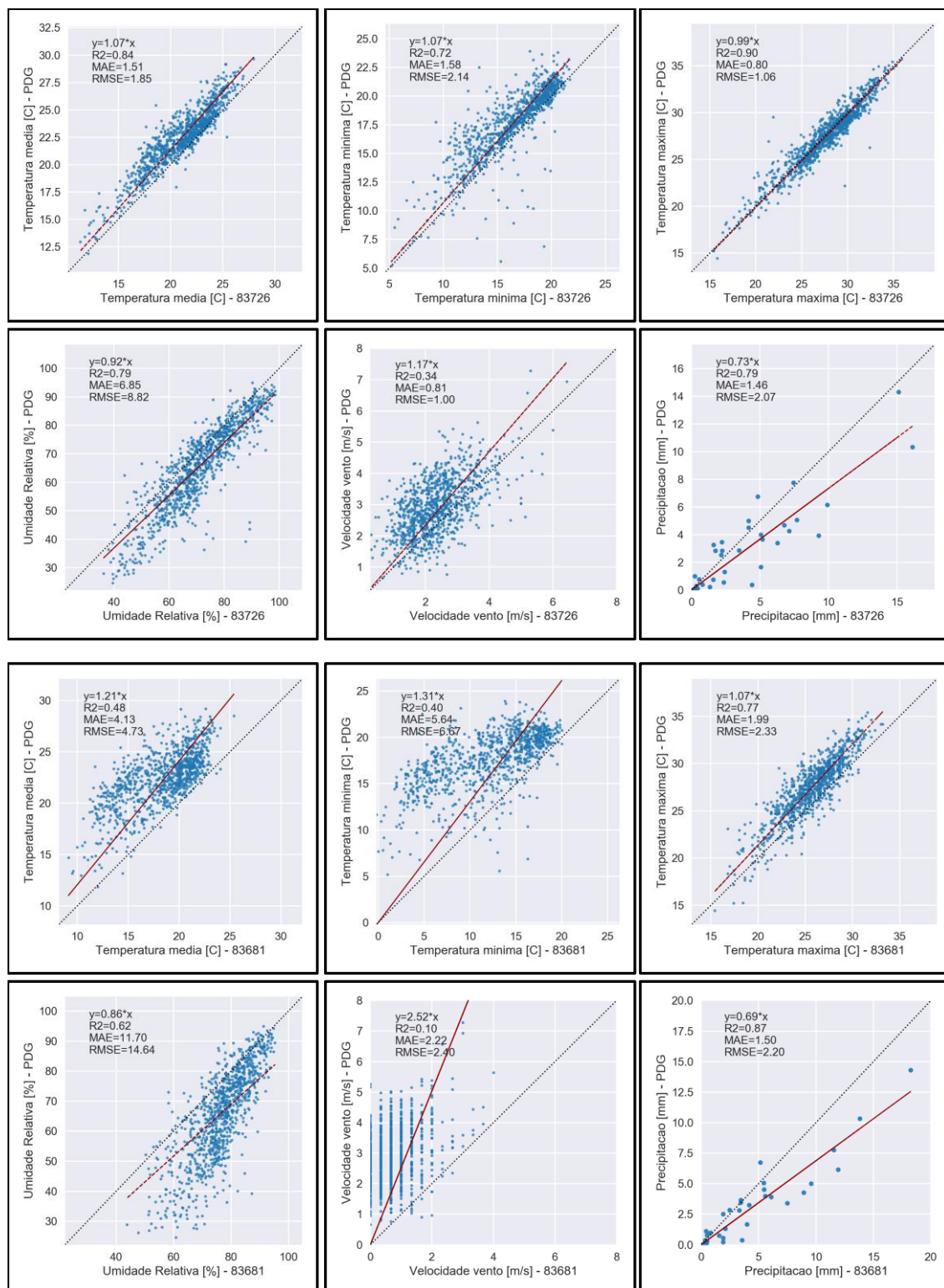
(Continua)

Figura B.6 – Conclusão.



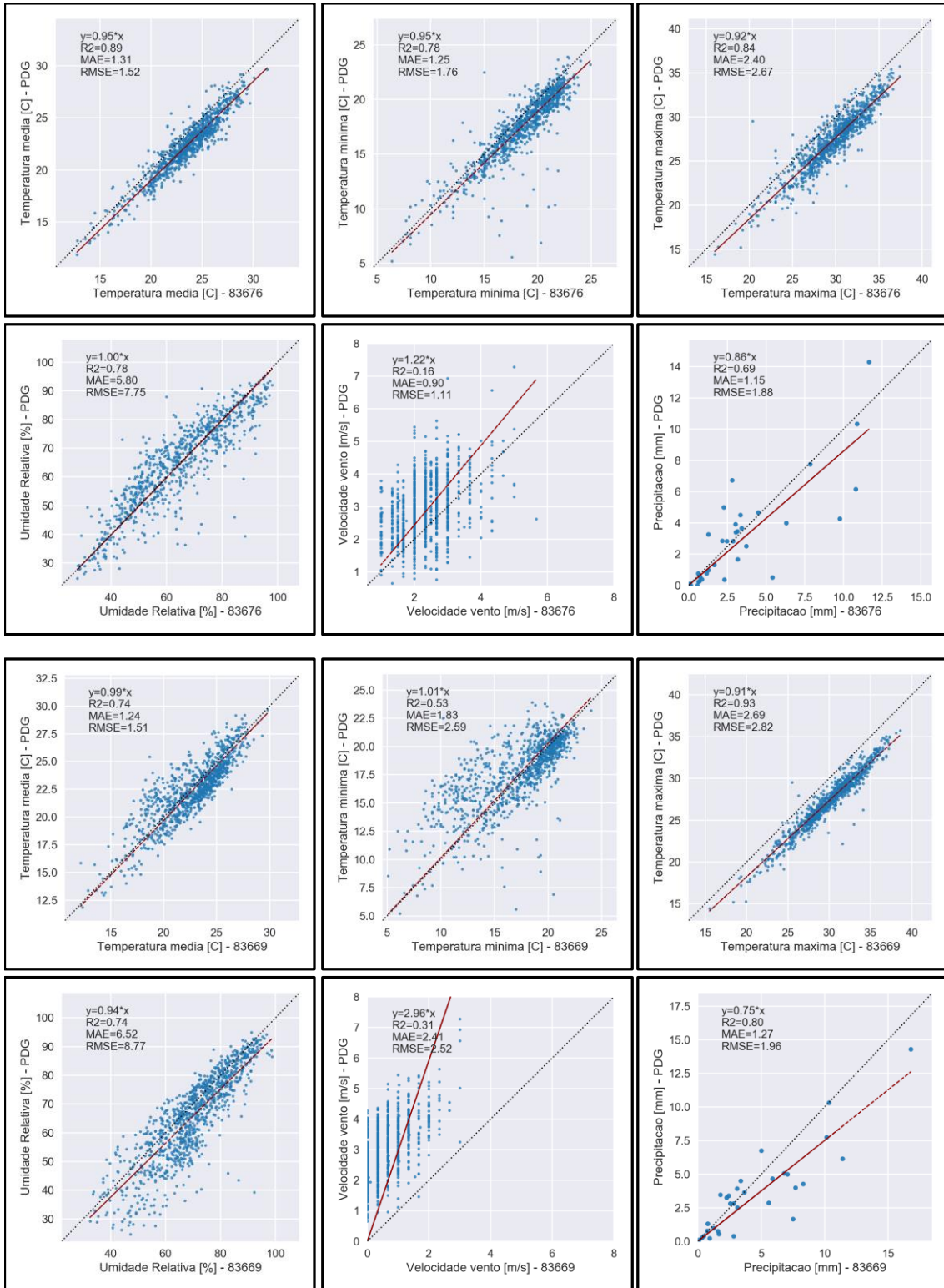
Fonte: Produção do autor.

Figura B.7 - Comparação entre os dados meteorológicos do sítio experimental PDG e os dados medidos nas estações meteorológicas convencionais do INMET.



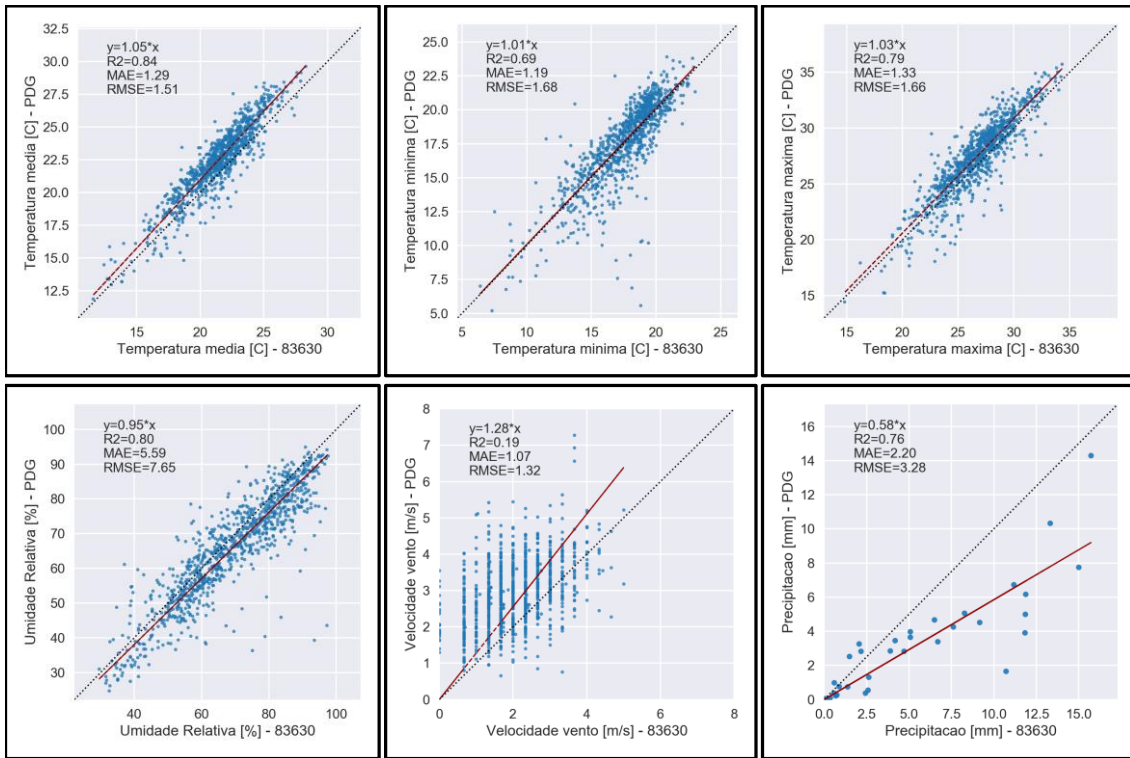
(Continua)

Figura B.7 – Continuação.



(Continua)

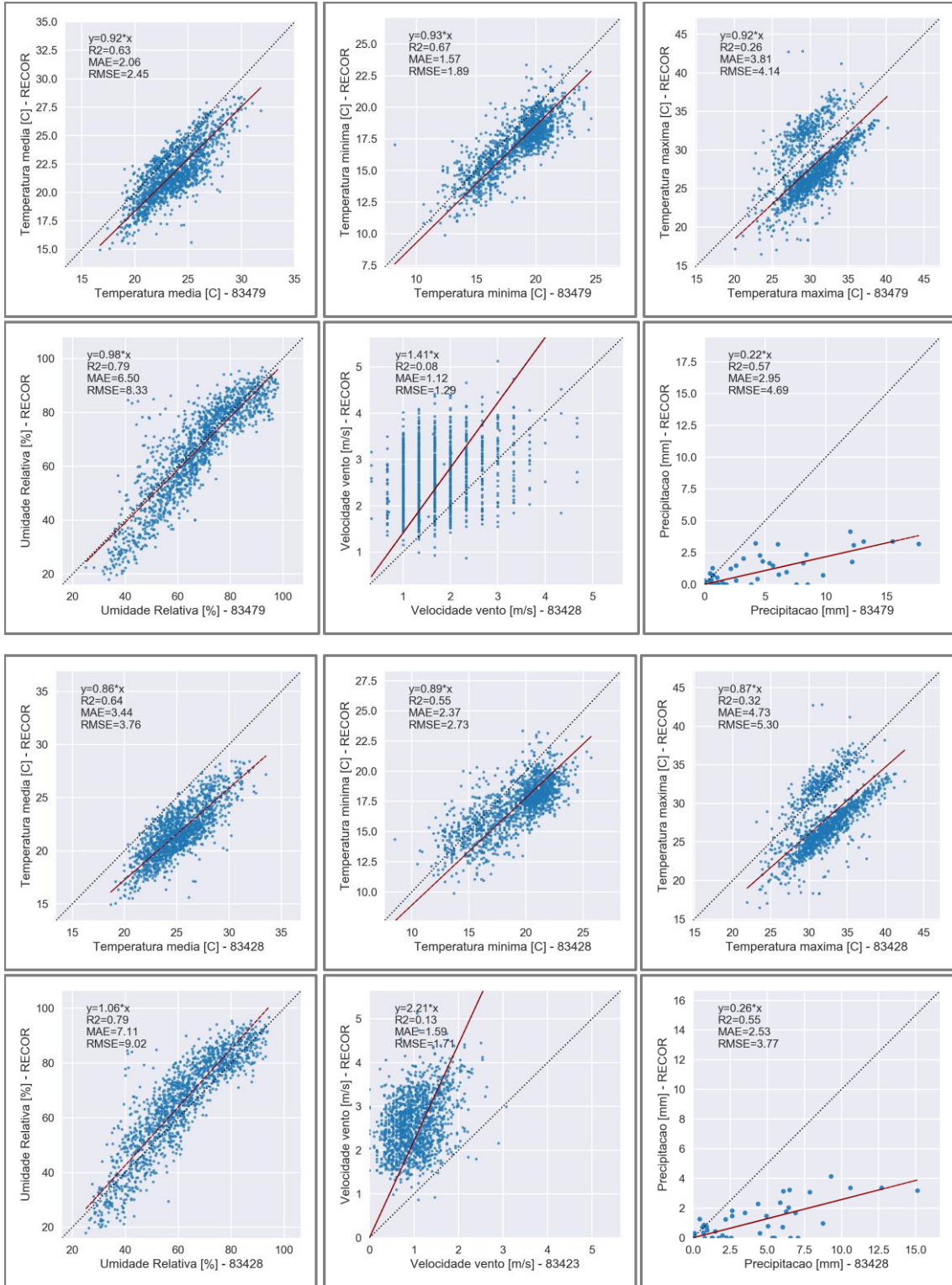
Figura B.7 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

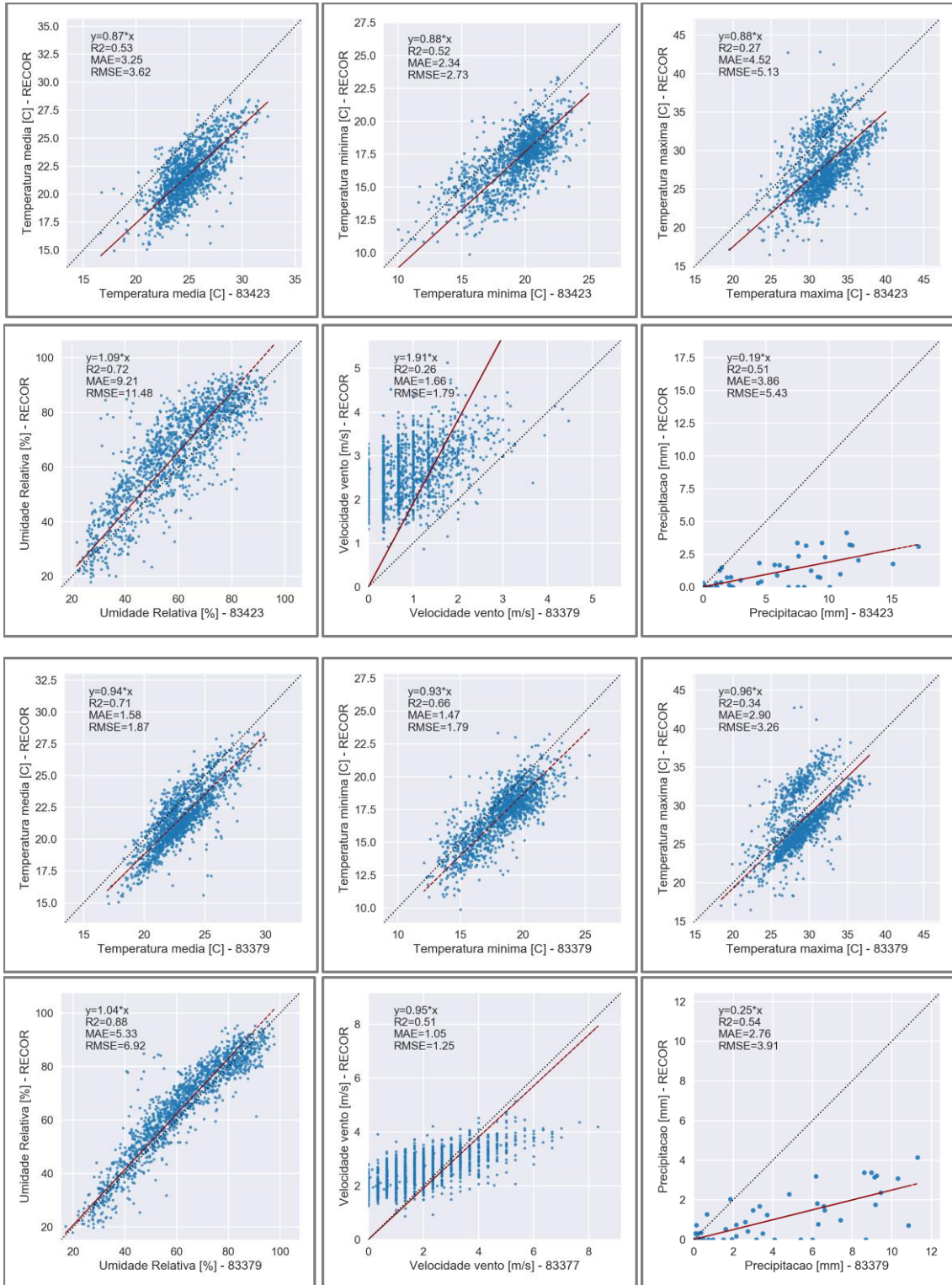


Figura B.8 - Comparação entre os dados meteorológicos do sítio experimental RECOR e os dados medidos nas estações meteorológicas convencionais do INMET.



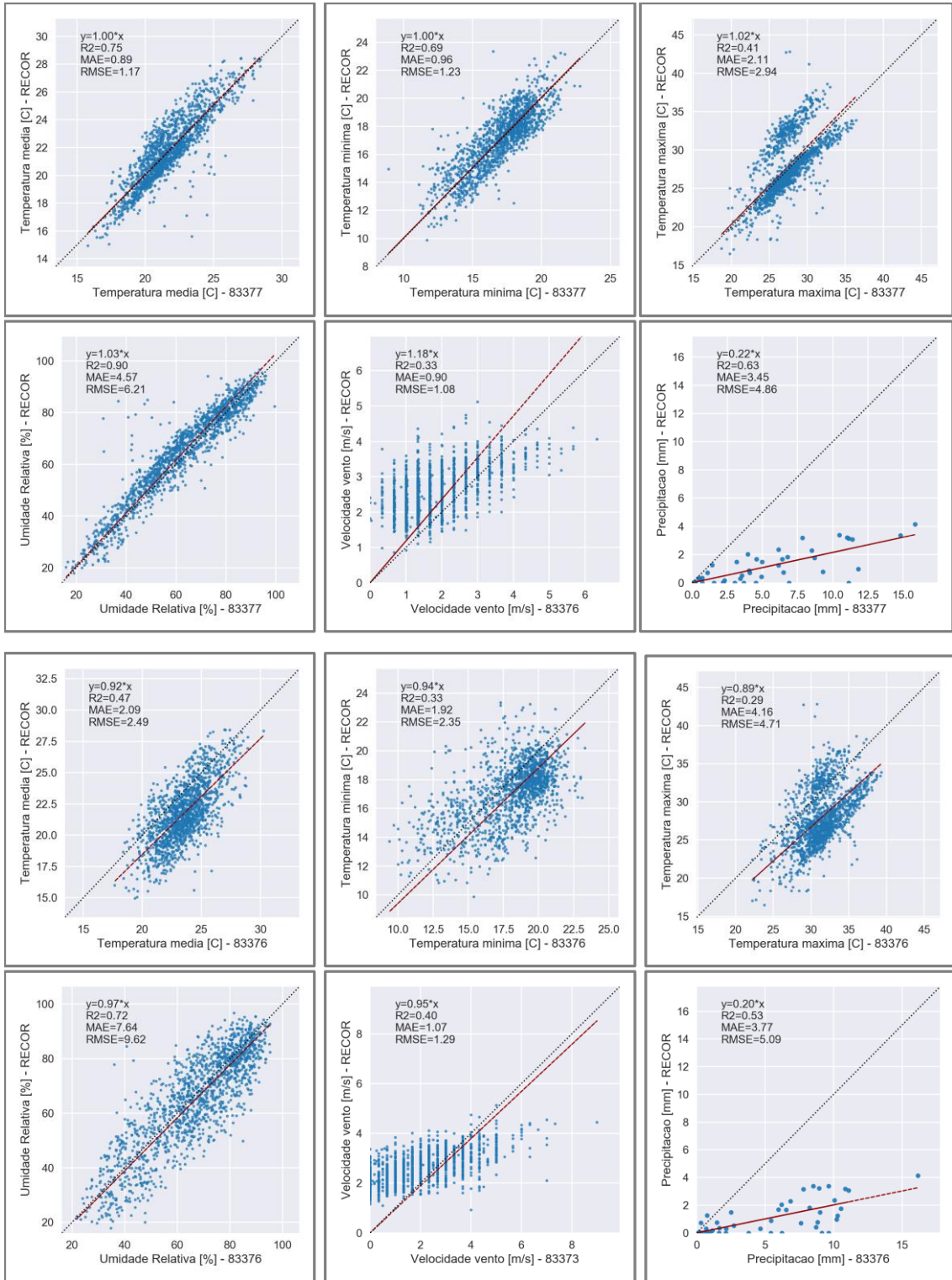
(Continua)

Figura B.8 – Continuação.



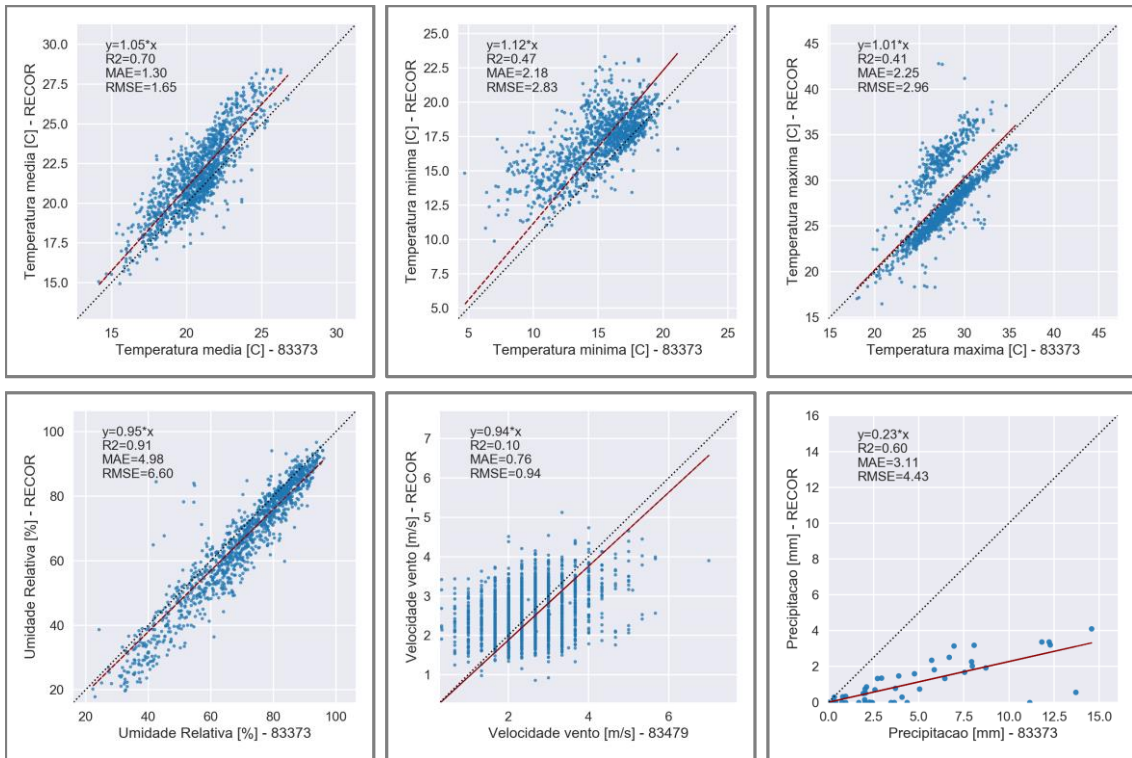
(Continua)

Figura B.8 – Continuação.



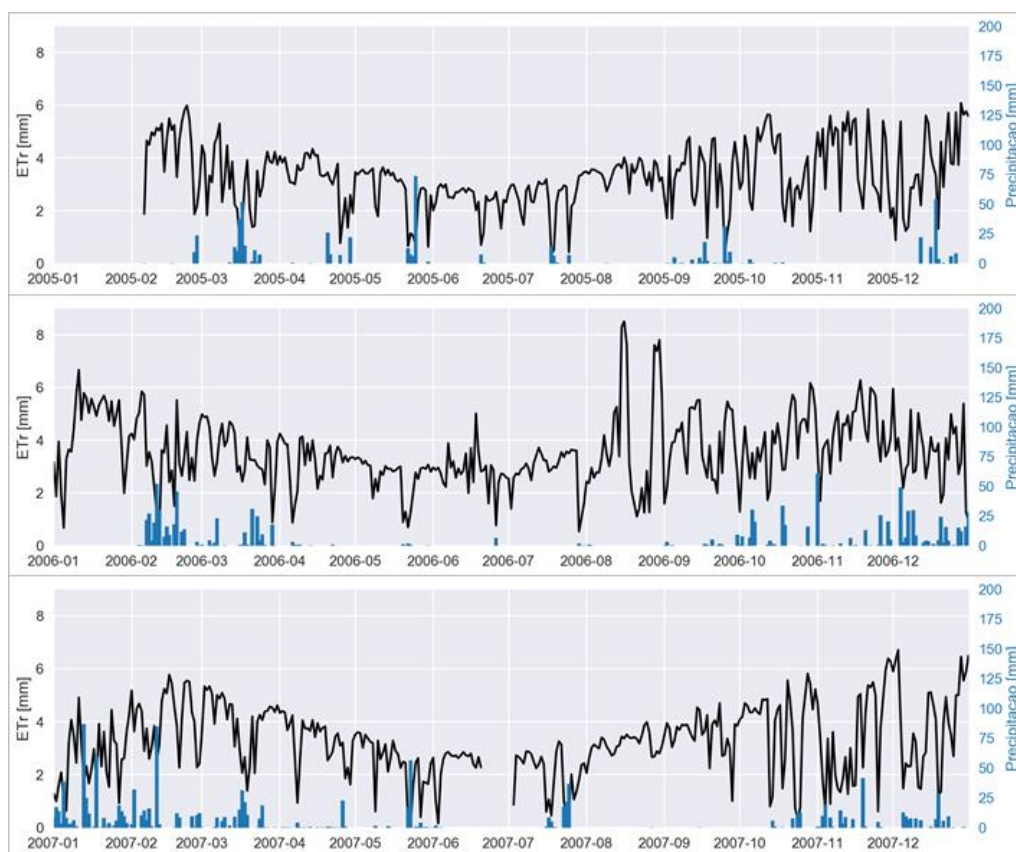
(Continua)

Figura B.8 – Conclusão.



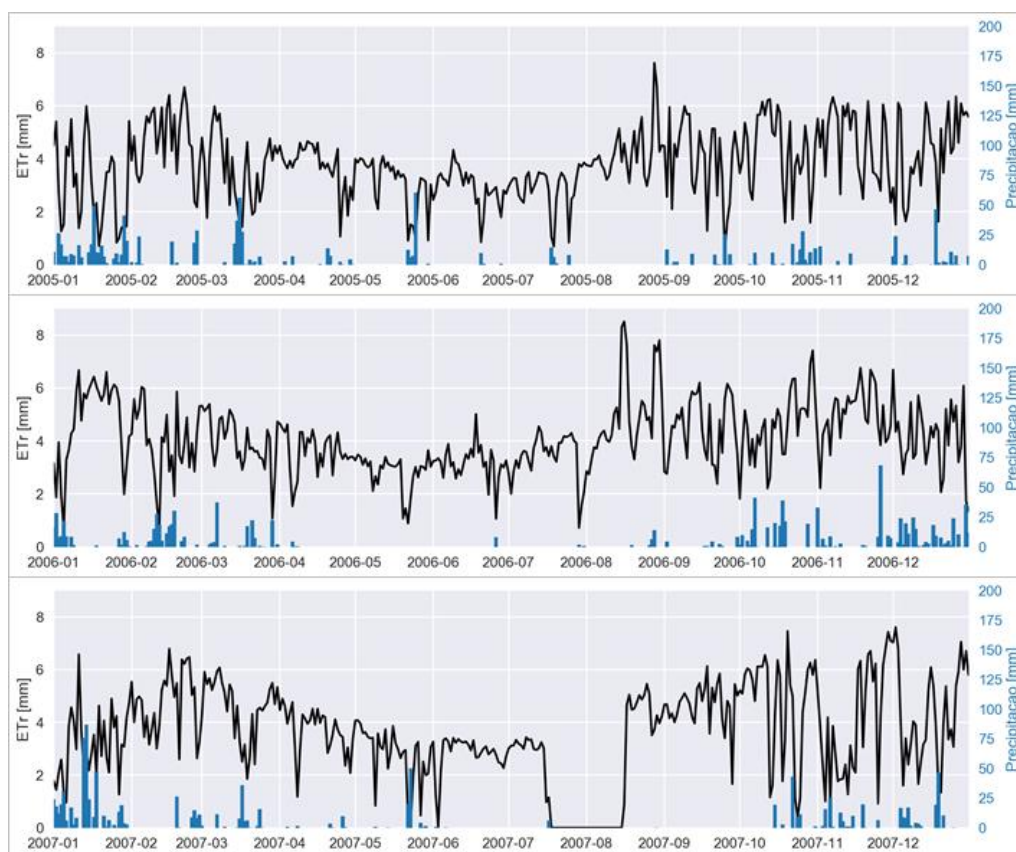
Fonte: Produção do autor.

Figura B.9 - Perfil temporal da ETr calculada com dados meteorológicos do sítio experimental USR (cana-de-açúcar) para os anos de 2005 a 2007.



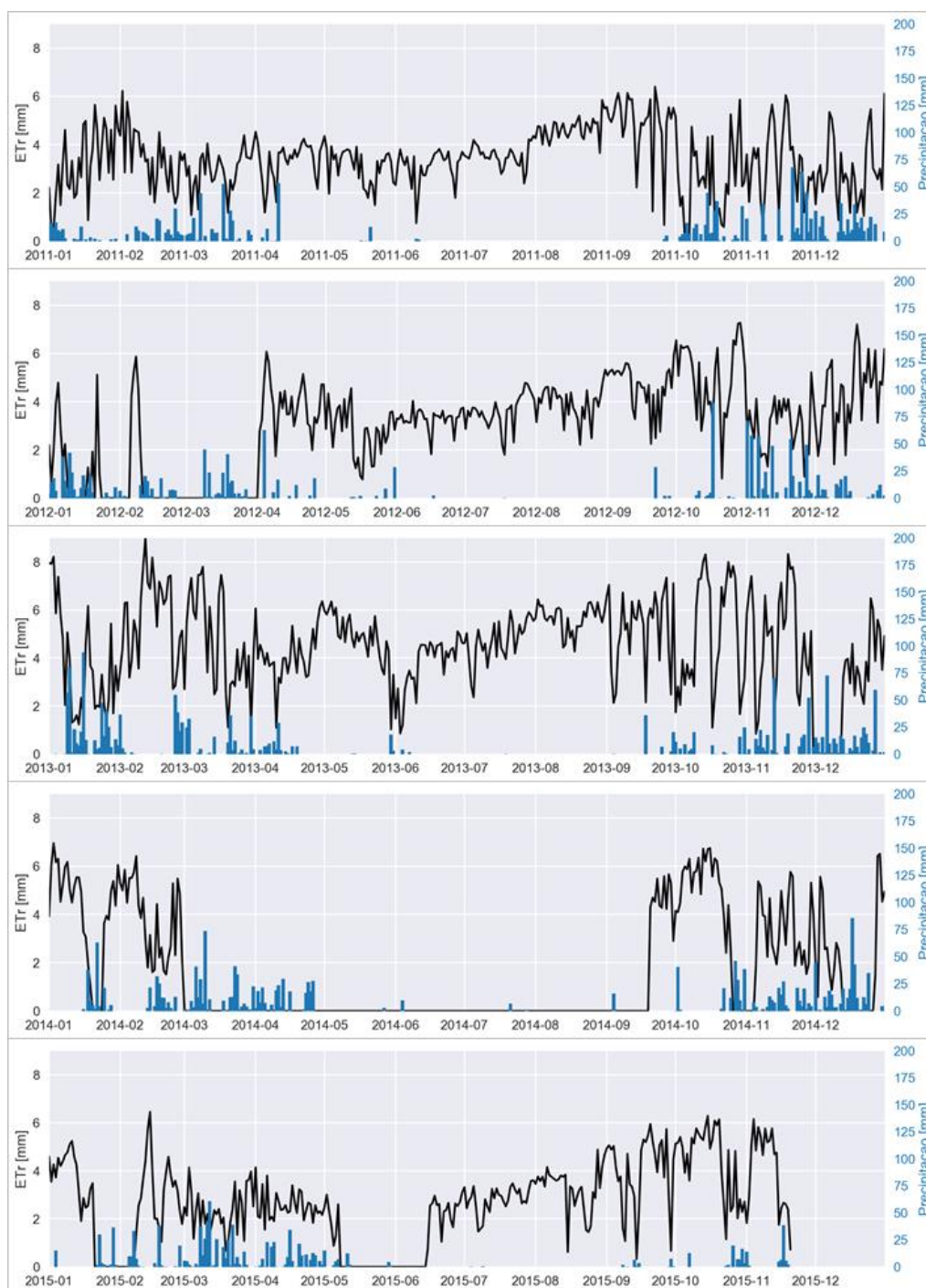
Fonte: Produção do autor.

Figura B.10 - Perfil temporal da ETr calculada com dados meteorológicos do sítio experimental PDG (Cerrado denso) para os anos de 2005 a 2007.



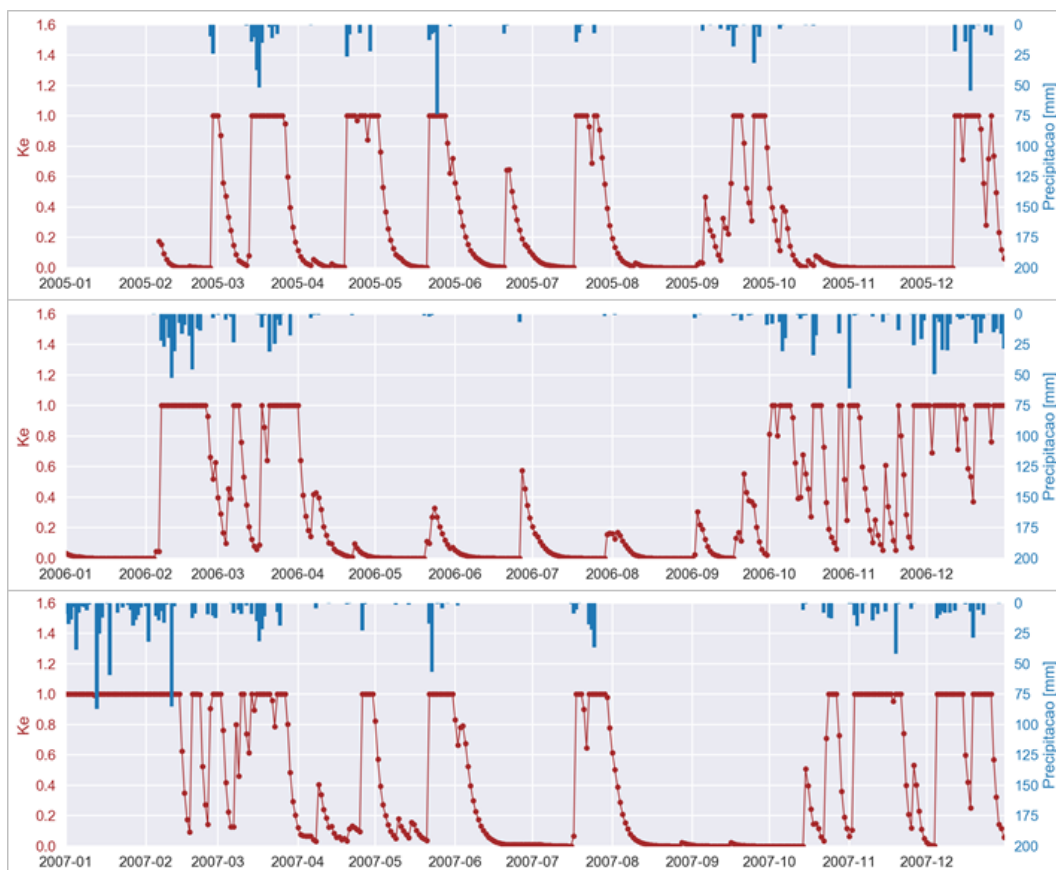
Fonte: Produção do autor.

Figura B.11 - Perfil temporal da ETr calculada com dados meteorológicos do sítio experimental RECOR (Cerrado *stricto-sensu*) para os anos de 2011 a 2015.



Fonte: Produção do autor.

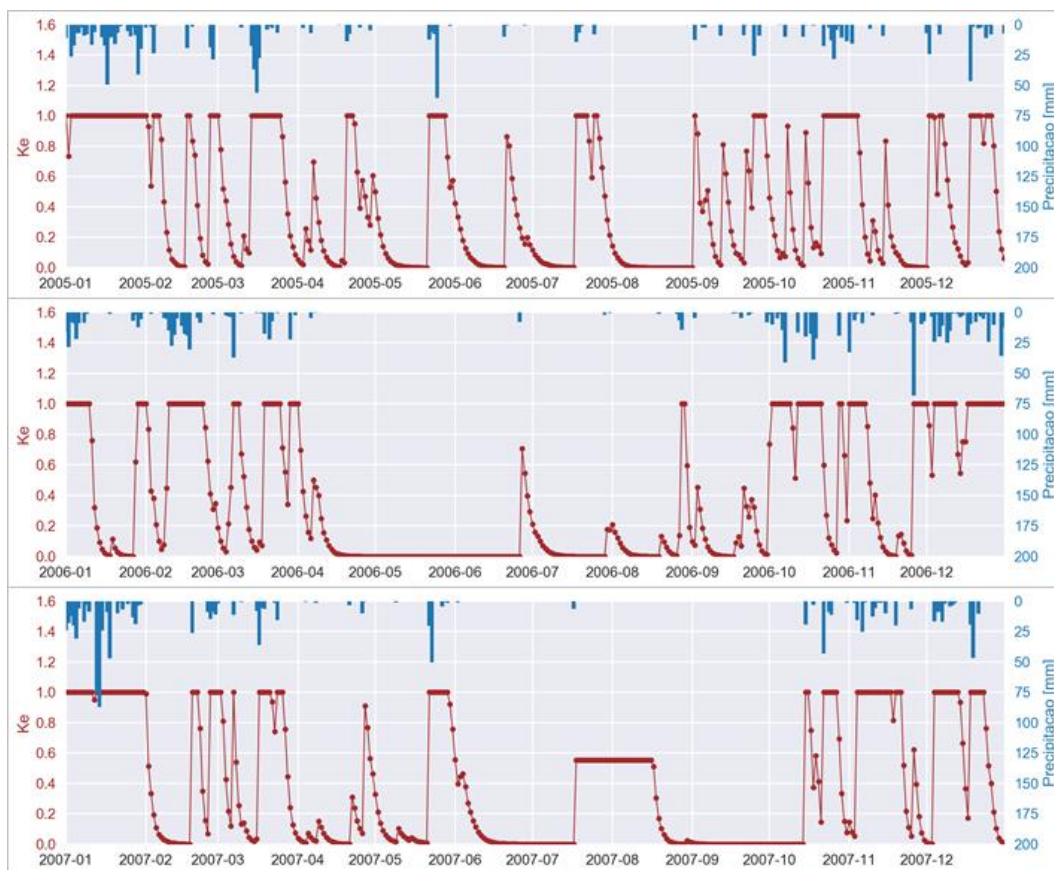
Figura B.12 - Aplicação do modelo de balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir de dados meteorológicos do sítio USR (cana-de-açúcar) durante os anos de 2005 a 2007.



Fonte: Produção do autor.

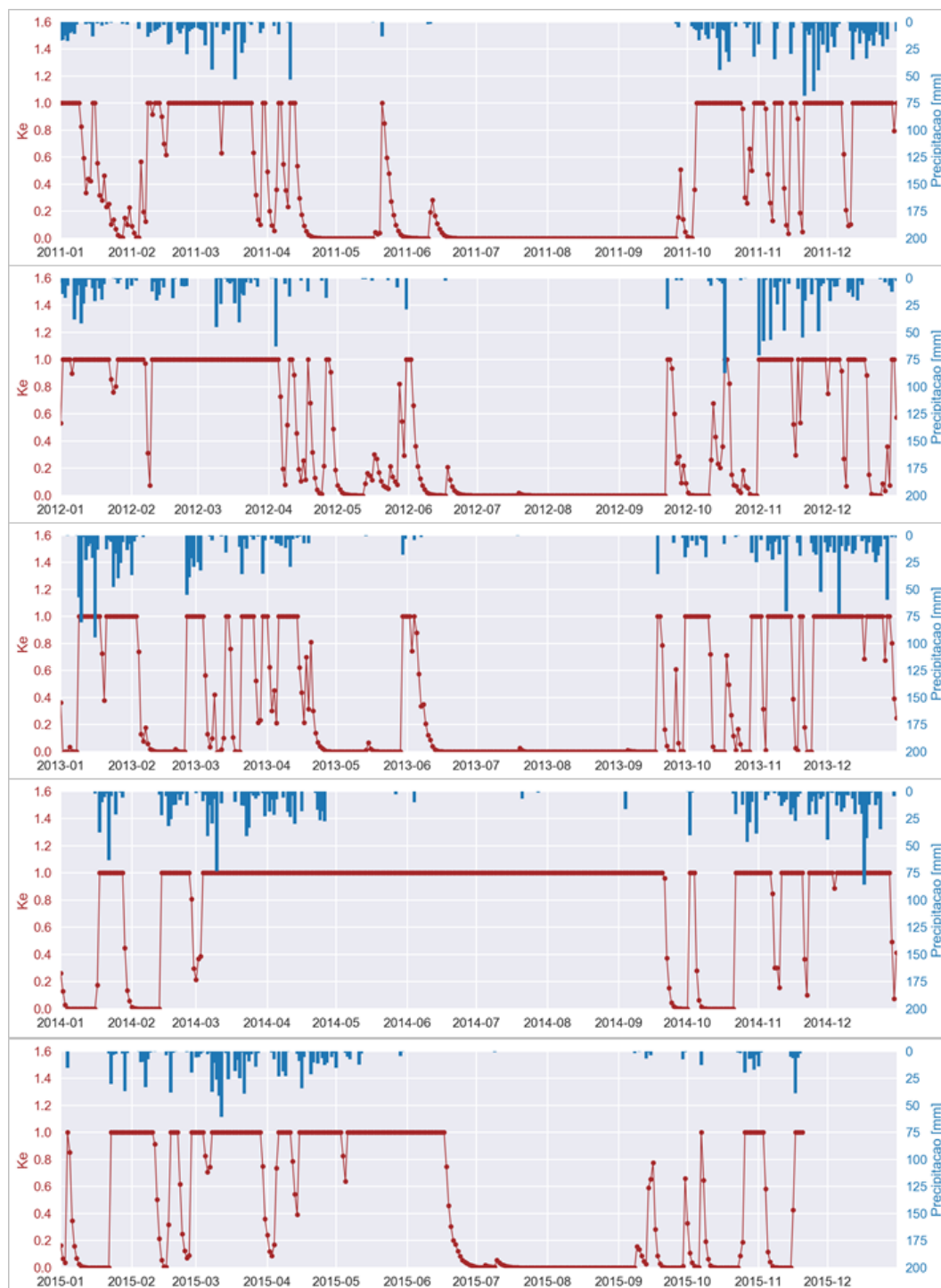


Figura B.13 - Aplicação do modelo de balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir de dados meteorológicos do sítio PDG (Cerrado denso) durante os anos de 2005 a 2007.



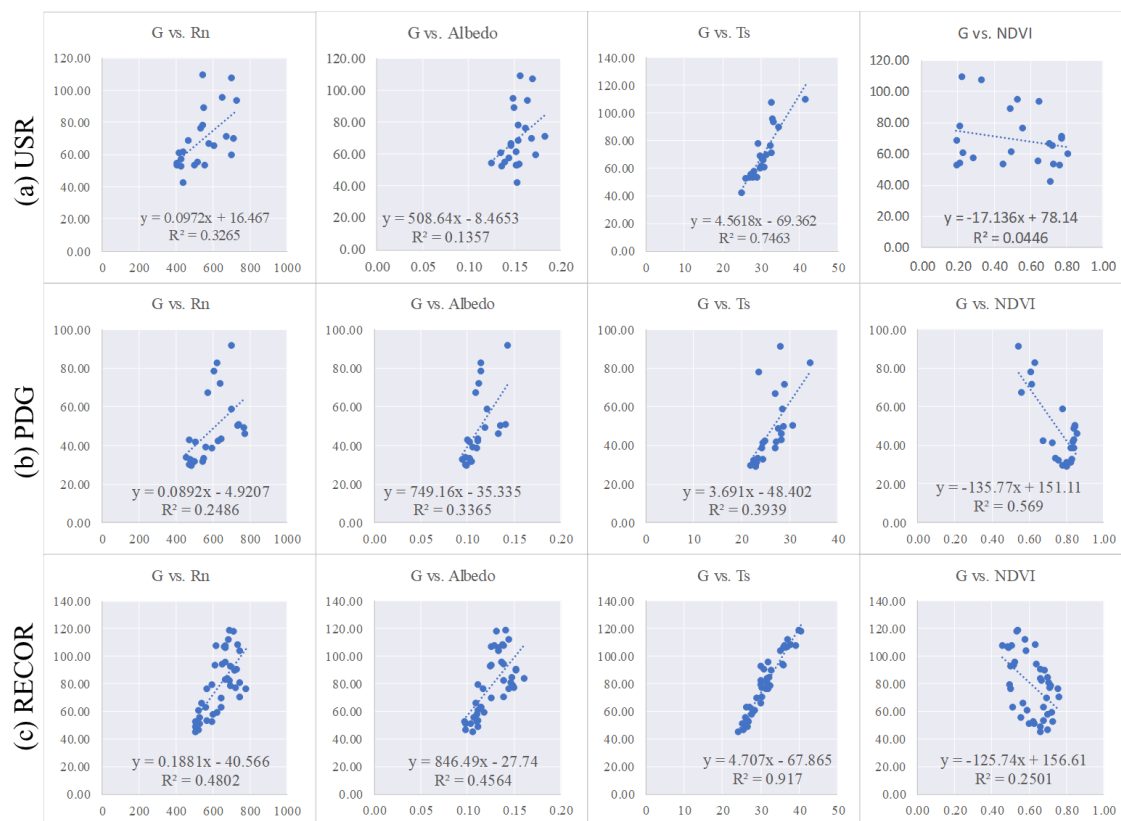
Fonte: Produção do autor.

Figura B.14 - Aplicação do modelo de balanço hídrico para o solo exposto calculado a partir de dados meteorológicos do sítio PDG (Cerrado *sensu-stricto*) durante os anos de 2011 a 2015.



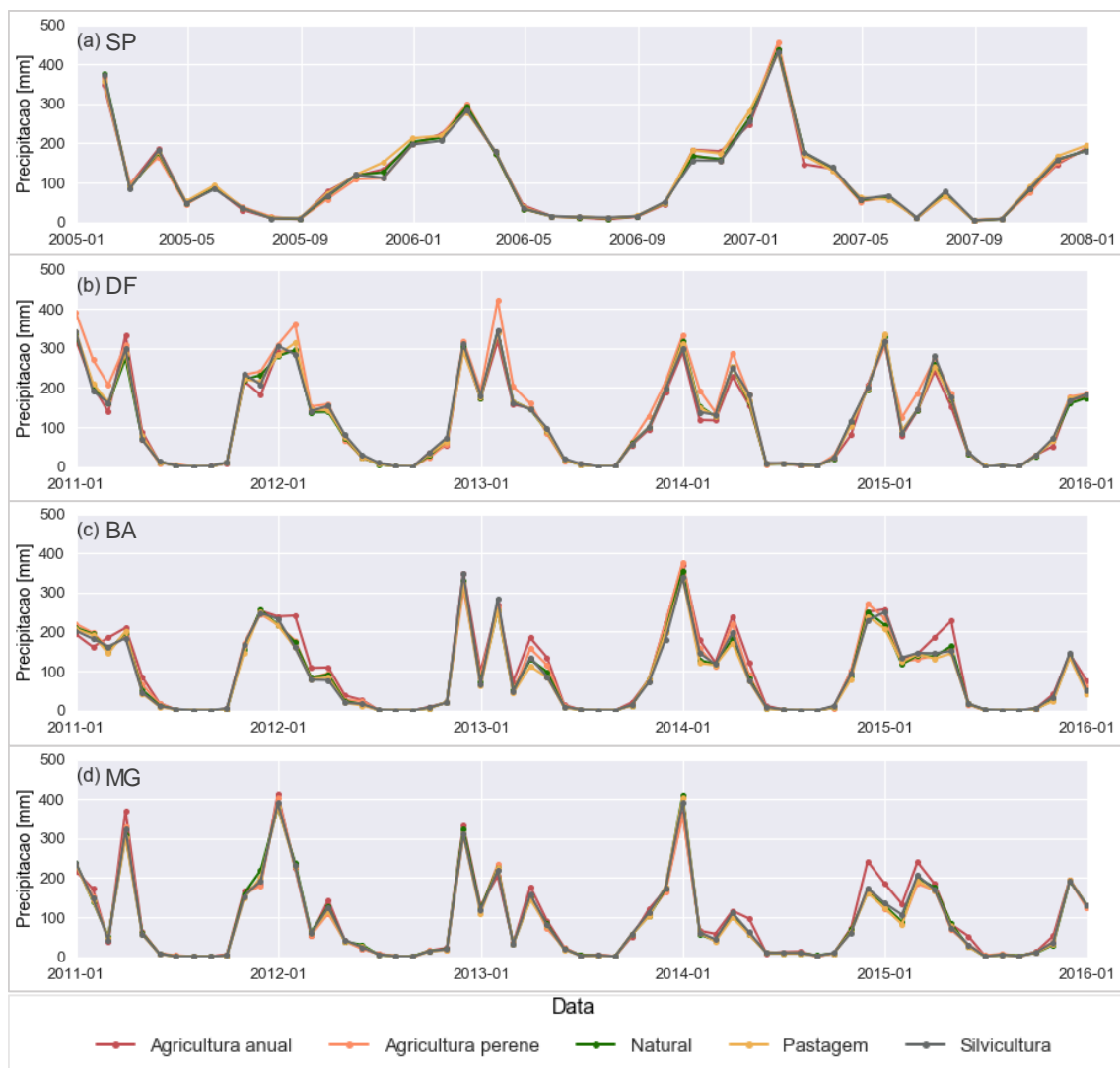
Fonte: Produção do autor.

Figura B.15 - Sensibilidade do fluxo de calor no solo aos parâmetros de entrada.



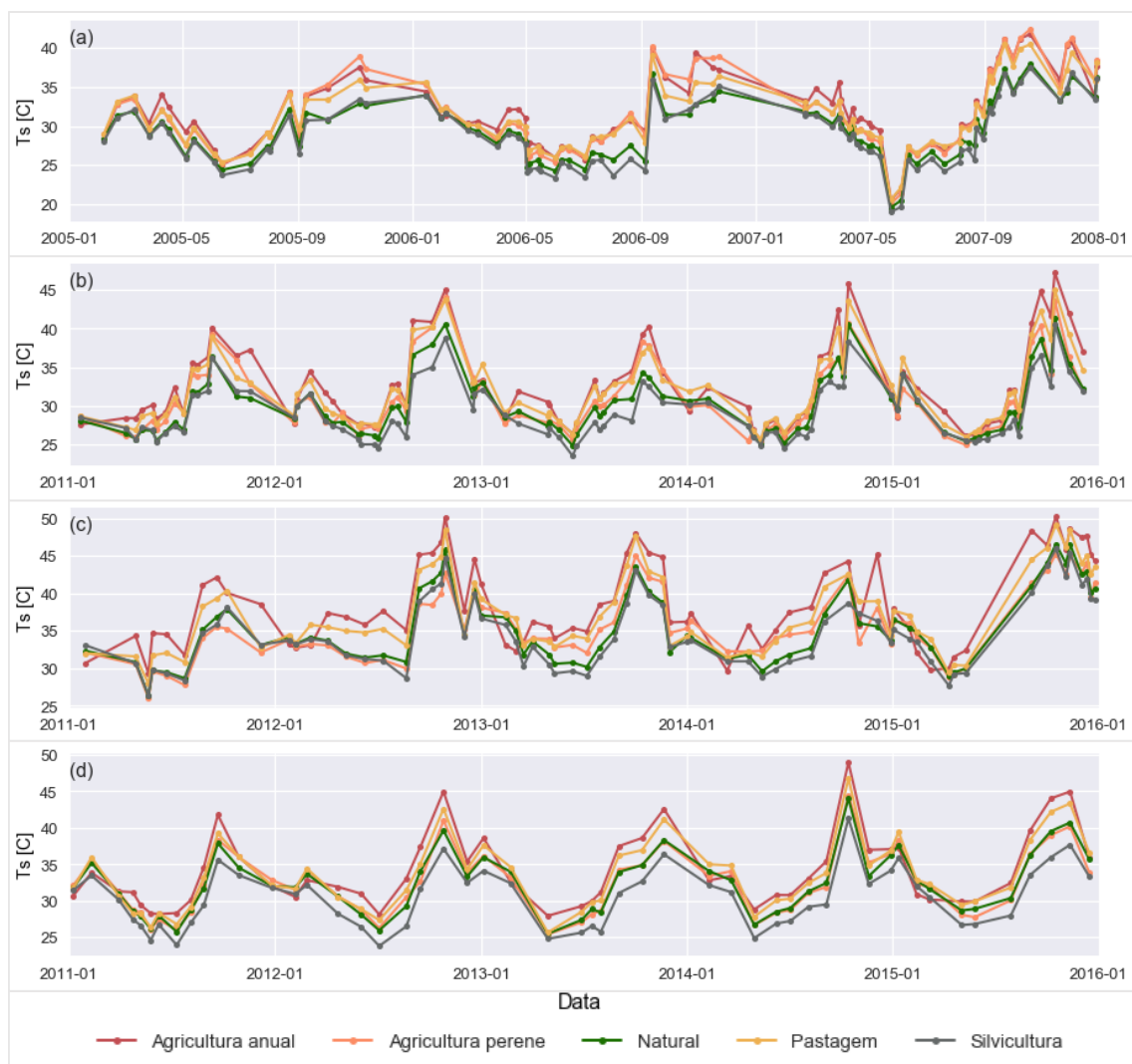
Fonte: Produção do autor.

Figura B.16 - Médias zonais de precipitação acumulada mensal (mm mês<sup>-1</sup>) do produto CHIRPS v2.0 nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



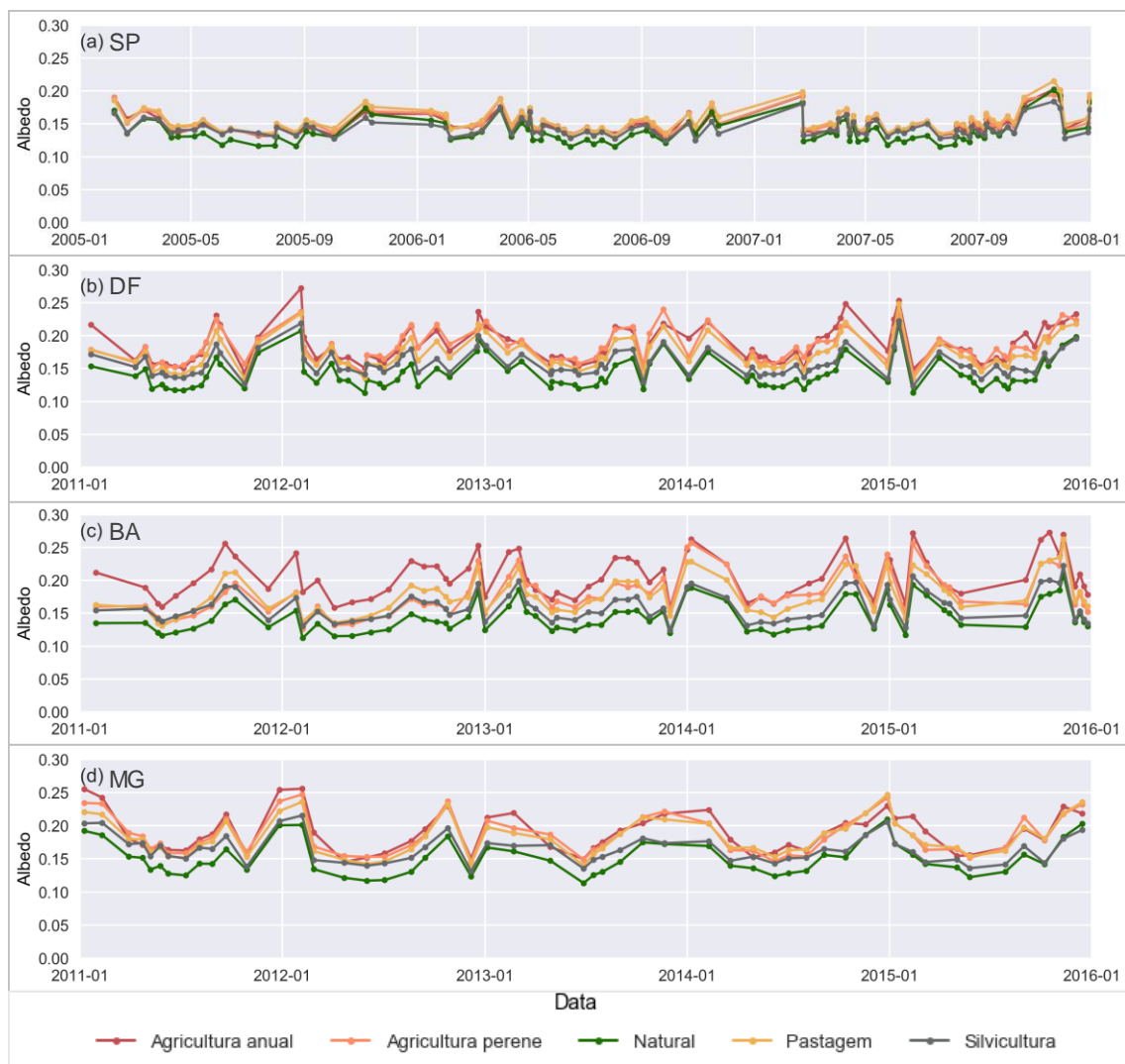
Fonte: Produção do autor.

Figura B.17 - Médias zonais de temperatura da superfície (K) do produto MOD11 nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



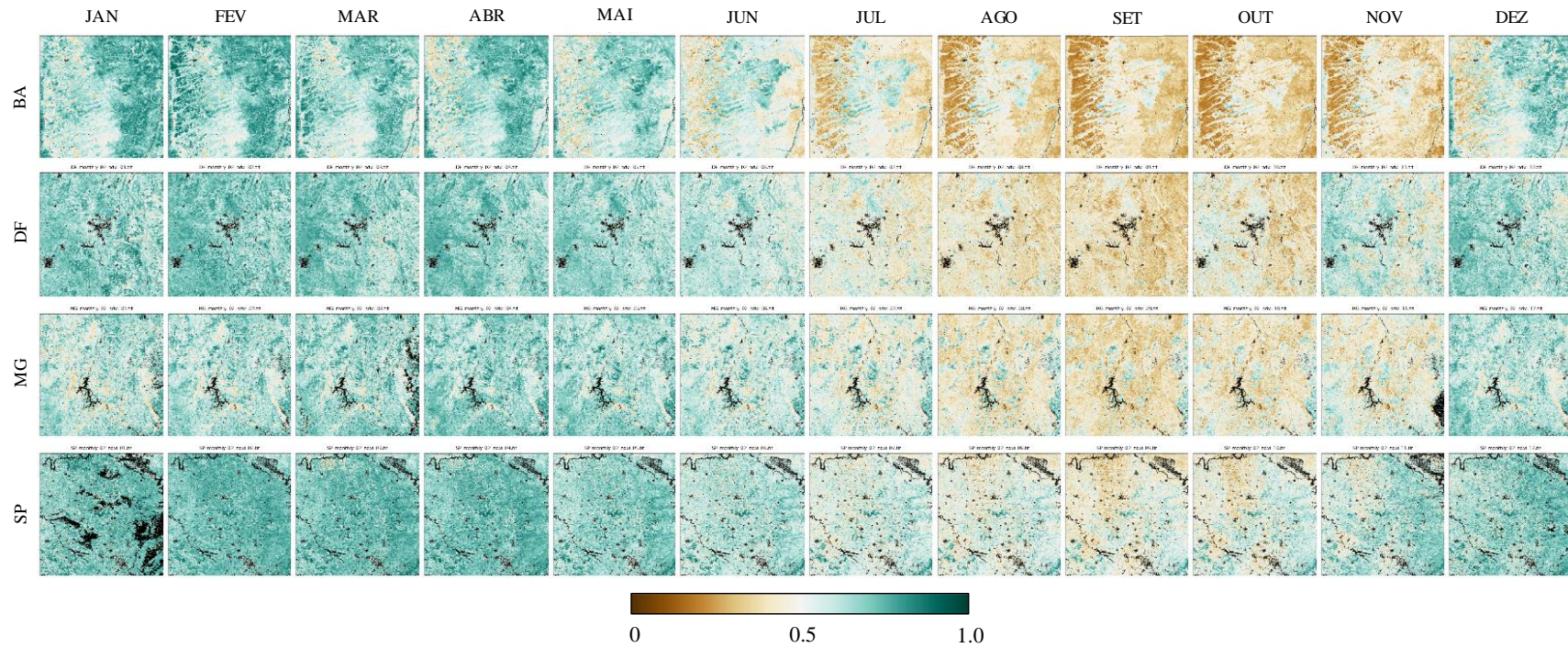
Fonte: Produção do autor.

Figura B.18 - Médias zonais de albedo da superfície nas áreas de interesse de (a) SP, (b) DF, (c) BA e (d) MG.



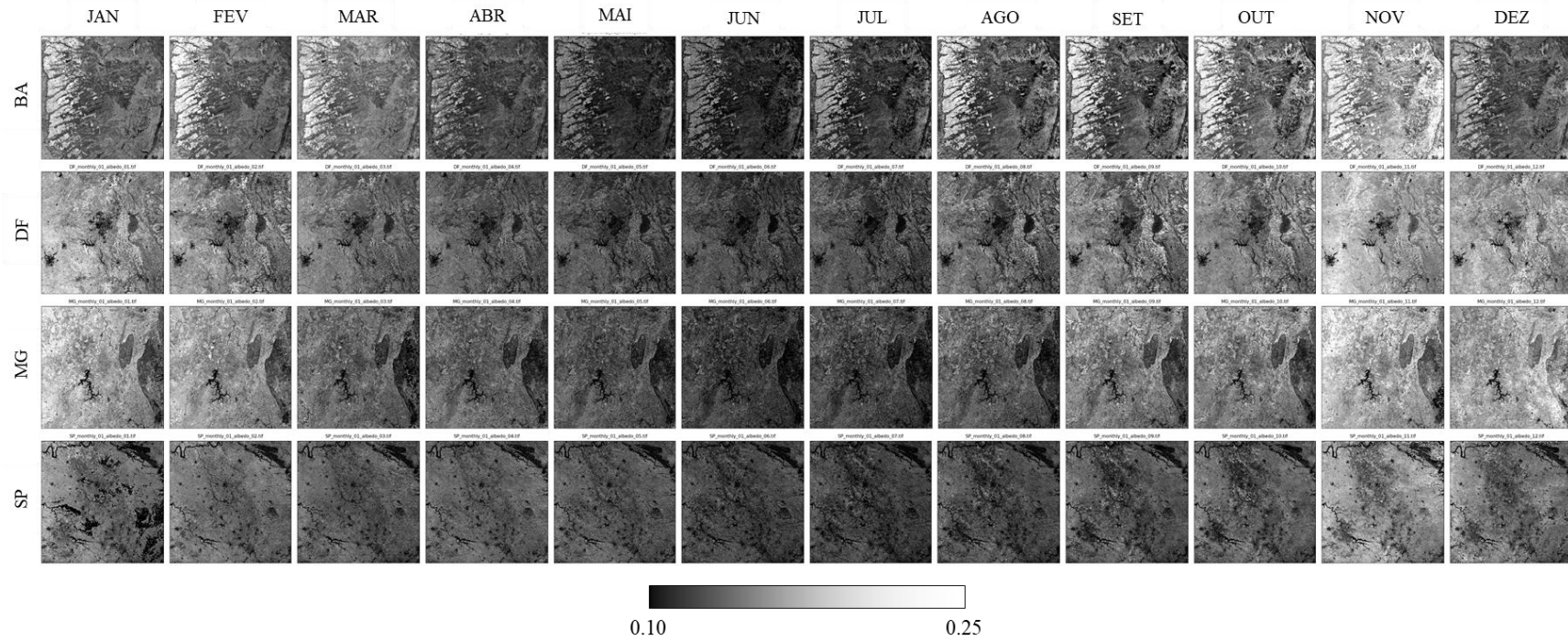
Fonte: Produção do autor.

Figura B.19 - Mapas mensais de NDVI para as regiões da Bahia, Distrito Federal, Minas Gerais e São Paulo.



Fonte: Produção do autor.

Figura B.20 - Mapas mensais de albedo da superfície para as regiões da Bahia, Distrito Federal, Minas Gerais e São Paulo.



Fonte: Produção do autor.