

CÉSAR DE OLIVEIRA FERREIRA SILVA

**MODELAGEM ESPACIAL DA RECARGA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
SOB DIFERENTES USOS E COBERTURAS DA TERRA**

Botucatu

2019

CÉSAR DE OLIVEIRA FERREIRA SILVA

**MODELAGEM ESPACIAL DA RECARGA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
SOB DIFERENTES USOS E COBERTURAS DA TERRA**

Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências Agronômicas da Unesp Câmpus de Botucatu, para obtenção do título de Mestre em Agronomia (Irrigação e Drenagem).

Orientador: Rodrigo Lilla Manzione

Coorientador: José Luiz Albuquerque Filho

Botucatu

2019

S586m Silva, César de Oliveira Ferreira
Modelagem espacial da recarga das águas
subterrâneas sob diferentes usos e coberturas da terra /
César de Oliveira Ferreira Silva. -- Botucatu, 2019
199 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual
Paulista (Unesp), Faculdade de Ciências Agrônômicas,
Botucatu

Orientador: Rodrigo Lilla Manzione

Coorientador: José Luiz Albuquerque Filho

1. Sensoriamento Remoto. 2. Hidrogeologia. I. Título.

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

Título: “MODELAGEM ESPACIAL DA RECARGA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
SOB DIFERENTES USOS E COBERTURAS DA TERRA”

AUTOR: CESAR DE OLIVEIRA FERREIRA SILVA
ORIENTADOR: RODRIGO LILLA MANZIONE
COORIENTADOR: JOSÉ LUIZ ALBUQUERQUE FILHO

Aprovado como parte das exigências para obtenção do Título de Mestre em AGRONOMIA
(IRRIGAÇÃO E DRENAGEM), pela Comissão Examinadora:

Prof. Dr. RODRIGO LILLA MANZIONE
FCE / UNESP/Tupã (SP)



Prof. Dr. FERNANDO BRAZ TANGERINO HERNANDEZ
Fitossanidade, Engenharia Rural / Faculdade de Engenharia de Ilha Solteira - SP



Pesquisador Dr. CAMILO DALELES RENNÓ
Divisão de Processamento de Imagens / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais



Botucatu, 02 de setembro de 2019.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP/FCA), pela oportunidade e suporte para a realização do mestrado.

À coordenação do curso de Pós-Graduação em Agronomia (Irrigação e Drenagem), pela dedicação, assim como ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudos (Processos 143127/2017-9 e 133715/2019-1). e à FAPESP (Processos 2014/04524-7 e 2016/09737-4) que foi fundamental para instrumentação da área de estudo e nas etapas anteriores realizadas por outros pesquisadores.

Ao Orientador e amigo Rodrigo Lilla Manzione, pelo exemplo de postura profissional, pela confiança e principalmente pelo constante estímulo a exceder minhas próprias expectativas.

Ao Coorientador José Luiz Albuquerque Filho pelos conselhos e apoio e ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) pela minha participação no programa Novos Talentos, que subsidiou ida a dois eventos científicos.

A Antônio Heriberto de Castro Teixeira e Janice Leivas pelo excelente acompanhamento com o modelo SAFER.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Agronomia (Irrigação e Drenagem) pela confiança, amizade, incentivo, pontualidade e dedicação nas aulas. Assim como aos funcionários da Biblioteca “Professor Paulo de Carvalho Mattos” e Seção Técnica de Pós-Graduação por todo exemplar comprometimento profissional, sempre dando um suporte além do necessário.

Às queridas colegas de “SIG” na Agroicone: Mariane Romeiro e Stella Carvalho, que vivem me ouvindo falar “dos papers”. Aos amigos Roberto Filgueiras e Pedro Jandreice pelos preciosos feedbacks sobre as primeiras versões dessa dissertação.

Aos professores Camilo Daleles Rennó, Fernando Braz Tangerino Hernandez, Diego Augusto de Campos Moraes e Helber Custódio de Freitas pela atenciosa disposição em participar da Banca Examinadora.

A todos os citados os meus mais sinceros agradecimentos.

"O temor de errar introduz uma desconfiança na ciência, que, sem tais escrúpulos, se entrega espontaneamente à sua tarefa, e conhece efetivamente. Entretanto, deveria ser levada em conta a posição inversa: por que não cuidar de introduzir uma desconfiança nessa desconfiança, e não temer que esse temor de errar já seja o próprio erro?".

RESUMO

Quantificar e monitorar os fluxos de energia e água no solo em grandes áreas com suficiente acurácia para subsidiar o gerenciamento de recursos hídricos na agricultura é um desafio que ultrapassa a abordagem tradicional, que é baseada em medições pontuais dos parâmetros de interesse. O sensoriamento remoto, conjuntamente com dados agrometeorológicos, é um instrumento aplicável à geração de informações essenciais ao gerenciamento racional da água. Pode-se fazer um acompanhamento dos impactos das mudanças climáticas e daqueles causados pelas atividades da agropecuária intensiva sobre as condições ambientais e do consumo hídrico incremental das culturas. A presente pesquisa realizou a associação do uso de imagens de satélites e dados climáticos em análises espaciais e temporais dos componentes dos balanços de energia e de água em usos da terra variados para modelar a evolução espaço-temporal dos níveis freáticos de 39 poços localizados em Águas de Santa Bárbara entre os anos de 2014 e 2018, durante o período mais ativo do ENSO (Oscilação Sul-El Niño-Sul) (2016/2017) e seus efeitos posteriores na vegetação (até o início de 2018). O modelo SAFER (*Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving*) foi utilizado para obter a evapotranspiração real por meio de uma implementação construída em ambiente R, que foi publicada oficialmente como o pacote “*agriwater*” no repositório CRAN. O escoamento superficial foi modelado através do Método Racional. Os níveis freáticos foram modelados em escala diária por meio de uma adaptação do método Water Table Fluctuation (WTF). A recarga potencial de água subterrânea para cada uso da terra (pastagem, cultura de cana-de-açúcar, silvicultura e floresta) variou entre 15 e 50% da precipitação. A silvicultura apresentou taxas de evapotranspiração mais altas que as culturas florestais e de cana-de-açúcar. Os níveis de água subterrânea medidos em 46 poços de monitoramento foram analisados para obter dados suficientes para criar os hidrogramas necessários para a validação. 34 poços rasos (que atingiram profundidades menores que 3 metros) obtiveram os melhores resultados ($R^2 > 0,92$), nos quais o termo da raiz do erro médio quadrático absoluto (RMSE) foi inferior a 20% do nível freático, indicando que resposta mais rápida à evapotranspiração real com sensoriamento remoto.

Palavras-chave: Águas subterrâneas. Nível freático. Evapotranspiração. Recarga de aquífero.

ABSTRACT

Quantifying and monitoring soil energy and water flows in large areas with sufficient accuracy to subsidize water management in agriculture is a challenge that surpasses the traditional approach, which is based on *in-situ* measurements of parameters of interest. Remote sensing in conjunction with agrometeorological data is an instrument applicable to large-scale water management. The impacts of climate change and those caused by intensive farming activities on environmental conditions and incremental water consumption of crops can be monitored. This research describes a combination of large-scale spatially remote sensed actual evapotranspiration and geographical information systems of surface runoff to estimate groundwater recharge potential, by water balance, to model the spatial-temporal evolution of used groundwater levels measured in 39 wells located in Águas de Santa Barbara, between 2014 and 2018, during recent ENSO (El Niño-Southern Oscillation) most active period (2016/2017) and verify its posteriori effects on vegetation (until early 2018). The Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving (SAFER) model was used to obtain current evapotranspiration through an implementation built in the R environment, which was officially published as the “agriwater” package in the CRAN repository. The Rational Method for runoff modeling were applied. The groundwater levels were modeled on a daily scale using an adaptation of the Water Table Fluctuation (WTF) method. The average annual groundwater recharge potential for each of the land uses (pasture, sugarcane crop, silviculture and forest) varied between 15 and 50% of the rainfall. Silviculture showed higher evapotranspiration rates than forest and sugarcane crops. Groundwater levels measured at 46 monitoring wells were analyzed to obtain enough data to create the hydrographs required for the validation. 34 shallow wells (which reached depths smaller than 3 meters) had the best results ($R^2 > 0.92$), where the root mean squared absolute error (RMSE) term appeared to be less than 20% of the mean groundwater level indicating that it has a faster response to remote sensed actual evapotranspiration.

Keywords: Groundwater. Groundwater level. Evapotranspiration. Aquifer recharge.

LISTA DE FIGURAS E MAPAS

Figura 1.1 - Caracterização do ciclo hidrológico em bacias hidrográficas considerando superfícies com diferentes tipos de vegetação, destacando retenções e perdas de água na interação solo-vegetação-atmosfera.....	36
Figura 1.2 - Influências da dinâmica do uso da terra e interferências artificiais na interação água-solo-vegetação-atmosfera	37
Figura 1.3 - Componentes do balanço hídrico no solo com impacto na recarga de aquífero em ambiente subtropical	39
Figura 1.4 - Resposta espectral de folhas de cana-de-açúcar em estágio inicial, antes e depois de uma irrigação. a) Terceira irrigação; b) Quarta irrigação. DAI: dias após a irrigação. Us: umidade do solo	43
Figura 1.5 - Comparação entre os intervalos de faixa do espectro eletromagnético das bandas dos sensores das missões Sentinel e Landsat (Retirado de: https://eros.usgs.gov/sentinel-2).....	47
Figura 2.1 - Localização da área de estudo e composição em cor verdadeira com imagem do sensor Sentinel-2.....	57
Figura 2.2 - Mapeamento do uso da terra na área de estudo com base em imagem de 26 de novembro de 2016.....	58
Figura 2.3 - Fluxograma do procedimento de automatização da identificação do uso da terra com redes neurais convolucionais utilizando o pacote <i>keras</i> em R	59
Figura 2.4 - Informações de regularização ambiental das propriedades rurais da área de estudo inscritas no Cadastro Ambiental Rural.....	60
Figura 2.5 - Localização da Estação Ecológica de Santa Barbara (EEcSB)	61
Figura 2.6 - Mapeamento altimétrico da área de estudo	62
Figura 2.7 - Mapeamento da declividade da área de estudo.....	63
Figura 2.8 - Mapeamento de solos.....	65
Figura 2.9 - Porcentagens de argila e areia na Estação Ecológica de Águas de Santa Bárbara, onde estão localizados os poços de monitoramento	66
Figura 2.10 - Estação Climatológica Automática instalada próxima à sede da EEcSB	68
Figura 2.11 - Estação Climatológica Automática com cerca de proteção.....	68

Figura 2.12 - Boxplots da distribuição mensal da precipitação entre 2014-8 com dados brutos e tratados com retirada de outliers.....	70
Figura 2.13 - Distribuição mensal da temperatura média do ar entre 2014-8.....	70
Figura 2.14 - Medições de precipitação, evapotranspiração de referência, radiação solar e temperatura média entre 2014-8 realizadas por estação automática localizada na área de estudo.	71
Figura 2.15 - Localização dos poços de monitoramento e o uso da terra (com base em imagem do dia 26 de novembro de 2016).....	72
Figura 2.16 - Monitoramento de anomalias no armazenamento de água no solo de acordo com a espessura equivalente de água diagnosticada pelo sensor GRACE entre 2002 e 2017	74
Figura 3.1 - Fluxograma para o cálculo da evapotranspiração real e fração evapotranspirativa pelo modelo SAFER (<i>Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving</i>) sem a utilização da banda termal	78
Figura 3.2 - Balanço de energia no solo de acordo com os fluxos de calor latente (λE), sensível (H) e calor no solo (G) como partições do saldo de radiação (R_N) originada da radiação solar global (R_G)	85
Figura 3.3 - Condições climáticas (precipitação, radiação solar e temperatura média do ar) nos dias com imagens Sentinel-2 sem nuvens (indicadas pelas setas)	94
Figura 3.4 - Albedo superficial modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra.....	96
Figura 3.5 - NDVI obtido de imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra.....	99
Figura 3.6 - Saldo de radiação modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra.....	101
Figura 3.7 - Temperatura superficial modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra ..	104
Figura 3.8 - Fração evapotranspirativa modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra	106
Figura 3.9 - Variação dos valores médios da fração evapotranspirativa (ETr) com o grau-dia acumulado (DDac) nas lavouras de cana-de-açúcar na área de	

estudo. Considerou-se uma temperatura basal de 18 °C, segundo Doorenbos e Kassan (1979).....	108
Figura 4.1 - Hidrógrafa hipotética de um poço, demonstrando a obtenção do valor de ΔH	122
Figura 4.2 - Dias com imagens sem nuvens dos sensores MODIS e Sentinel-2/MSI dentro do período de estudo (2014-8).....	125
Figura 4.3 - Coeficiente C do escoamento superficial pelo método racional espacializado de acordo com o uso da terra da área de estudo	129
Figura 4.4 - Variação média da evapotranspiração real nos principais usos da terra da área de estudo entre 2014 e 2018 obtidos por meio do algoritmo SAFER conjuntamente a dados agrometeorológicos	131
Figura 4.5 - Comparação dos acumulados de 8 dias de evapotranspiração real (mm/8 dias) obtidos com o algoritmo SAFER e com o produto MOD16/006 do sensor MODIS na superfície dos 46 poços da área de estudo entre setembro de 2014 e abril de 2018.....	132
Figura 4.6 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2014 na área de estudo.....	134
Figura 4.7 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2015 na área de estudo.....	136
Figura 4.8 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2016 na área de estudo.....	138
Figura 4.9 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2017 na área de estudo.....	140
Figura 4.10 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2018 na área de estudo.....	141
Figura 4.11 - Decomposição da série temporal da recarga potencial no poço B1 nos componentes de tendência, sazonalidade e no resíduo. A série original é nomeada como "data"	144

Figura 4.12 - Espacialização do RMSE percentual entre 2014-8 da modelagem de níveis freáticos (utilizando interpolação pelo método Inverso do Quadrado da Distância (IDW)).....	145
Figura 4.13 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B1 ..	146
Figura 4.14 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B2 ..	147
Figura 4.15 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B3 ..	147
Figura 4.16 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B4 ..	148
Figura 4.17 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B5 ..	148
Figura 4.18 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B6 ..	149
Figura 4.19 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B11	149
Figura 4.20 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI_D	150
Figura 4.21 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI1	151
Figura 4.22 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI2	151
Figura 4.23 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI3	152
Figura 4.24 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI4	152
Figura 4.25 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI5	153
Figura 4.26 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI7	153
Figura 4.27 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI8	154
Figura 4.28 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G1..	155
Figura 4.29 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G2..	155
Figura 4.30 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G3..	156
Figura 4.31 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G4..	156
Figura 4.32 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G5..	157
Figura 4.33 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G6..	157
Figura 4.34 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G7..	158
Figura 4.35 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G8..	158

Figura 4.36 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G9 ..	159
Figura 4.37- Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço P1....	160
Figura 4.38- Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço P2....	160
Figura 4.39 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço P3...	161
Figura 4.40 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S1...	162
Figura 4.41 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S2...	162
Figura 4.42 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S3...	163
Figura 4.43 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S4...	163
Figura 4.44 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S5...	164
Figura 4.45 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S6...	164
Figura 4.46 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S7...	165
Figura 4.47 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S8...	165
Figura 4.48 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S9...	166
Figura 4.49 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S10.	166
Figura 4.50 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S11.	167
Figura 4.51 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S14.	167
Figura III.1 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2015	190
Figura III.2 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2016	191
Figura III.3 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2017	192
Figura III.4 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens Sentinel-2 entre 2016-8	193
Figura III.5 - Evapotranspiração (mm dia^{-1}) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2014.....	194
Figura III.6 - Evapotranspiração (mm dia^{-1}) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2015.....	195
Figura III.7 - Evapotranspiração (mm dia^{-1}) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2016.....	196
Figura III.8 - Evapotranspiração (mm dia^{-1}) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2017.....	197
Figura III.9 - Evapotranspiração (mm dia^{-1}) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2018.....	198

Figura III.10 - Evapotranspiração (mm dia⁻¹) na área de estudo de imagens Sentinel-2 entre 2014-8..... 199

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Características das bandas sensores Sentinel-2, Landsat-8 e MODIS, aplicáveis a estudos agroambientais, e suas respectivas faixas de comprimento de onda, de imageamento e resolução espacial e temporal	44
Tabela 1.2 - Aplicações agroambientais das bandas espectrais do MODIS com resolução espacial de 250 metros	45
Tabela 1.3 - Aplicações agroambientais das bandas espectrais do Landsat-8/OLI com resolução espacial de 30 metros	46
Tabela 2.1 - Matriz de confusão da classificação de uso da terra com rede neural convolucional em R com imagem de 26 de novembro de 2016	59
Tabela 2.2 - Valores médios e desvio padrão das variáveis medidas na estação agrometeorológica localizada na área de estudo	69
Tabela 3.1 - Pesos para correção atmosférica no topo da atmosfera (TOA) para as diferentes bandas do Sentinel-2/MSI, Landsat-8/OLI e MODIS	80
Tabela 3.2 - Comandos disponíveis no pacote "agriwater" para o balanço de energia e recuperação de evapotranspiração real. "s2" no nome do comando indica que ele usa imagens de sensores Sentinel-2/MSI, "l8" indica o uso de Landsat-8/OLI, "l8t" o uso de Landsat-8/OLI-TIRS, incluindo bandas térmicas e "modis" o uso de MODIS	88
Tabela 3.3 - Breve descrição, dados de entrada e saídas de cada comando disponível no pacote "agriwater" para balanço de energia e recuperação de evapotranspiração real. "s2" no nome do comando indica que ele usa imagens do sensor Sentinel-2/MSI, "l8" indica o uso de Landsat-8/OLI, "l8t" o uso de Landsat-8/OLI-TIRS incluindo bandas térmicas e "modis" o uso de MODIS.....	89
Tabela 3.4 - Descrição dos arquivos raster de saída do pacote "agriwater"	90
Tabela 3.5 - Especificações dos arquivos para uso de imagens Sentinel-2 no pacote "agriwater" do R.....	91
Tabela 3.6 - Especificações dos arquivos para uso de imagens Landsat-8 no pacote "agriwater" do R.....	92
Tabela 3.7 - Especificações dos arquivos para uso de imagens MODIS no pacote "agriwater" do R.....	93

Tabela 3.8 - Intervalos de albedo superficial em diferentes superfícies	95
Tabela 3.9 - Evolução do albedo superficial nas principais classes de uso da terra da área de estudo	97
Tabela 3.10 - Evolução do NDVI nas principais classes de uso da terra da área de estudo	100
Tabela 3.11 - Evolução do saldo de radiação nas principais classes de uso da terra da área de estudo	102
Tabela 3.12 - Evolução da temperatura superficial nas principais classes de uso da terra da área de estudo.....	103
Tabela 3.13 - Evolução da fração evapotranspirativa nas principais classes de uso da terra da área de estudo.....	105
Tabela 3.14 - Valores de coeficiente de cultivo (<i>K_C</i>) da cana-de-açúcar obtidos experimentalmente em diferentes locais do Brasil	109
Tabela 4.1 - Faixas de valor de rendimento específico (<i>S_y</i>) para diversos materiais (adaptado de MORRIS e JOHNSON, 1967).....	121
Tabela 4.2 - Evapotranspiração real média com desvio padrão e recarga potencial acumulado por período na área ocupada por cana-de-açúcar e pastagem entre setembro de 2014 e abril de 2018	130
Tabela 4.3 - Evapotranspiração real média com desvio padrão e recarga potencial acumulado por período na área ocupada por silvicultura e Cerrado entre setembro de 2014 e abril de 2018	130
Tabela I.1 - Código-fonte base para classificação de uso da terra com imagens Sentinel-2 por meio de redes neurais convolucionais utilizando o pacote "keras" do R.....	181
Tabela II.2 - Código-fonte para obtenção do balanço de energia no solo com o pacote "agriwater" do R para o DOY 134/2016.	186
Tabela III.3 - Caracterização de componentes do balanço hídrico e de fatores influenciadores na capacidade de recarga de aquífero nos poços dentro de seus respectivos períodos de monitoramento.....	187

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASCE	American Society of Civil Engineers
CRAN	Comprehensive R Archive Network
CIAGRO	Centro Integrado De Informações Agrometeorologias
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
DDac	Dias-graus acumulados
DN	Digital Number
DOY	Day of Year
ECA	Estação Climatológica Automática da EEcSB
EEcSB	Estação Ecológica de Santa Bárbara
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FAO	Food and Agriculture Organization
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
IAF	Índice de Área Foliar
IF	Instituto Florestal do Estado de São Paulo
MDT	Modelo Digital de Terreno
METRIC	Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectrometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
OLI	Operational Terra Imager
RMSE	raiz do erro médio quadrático
RNC	Rede Neural Convolutacional
SAB	Sistema Aquífero Bauru
SAFER	Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrivieng
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TIRS	Thermal Infrared Sensor
TM	Thematic Mapper

TOA	Top of Atmosphere
UGRHI	Unidade de Gestão de Recursos Hídricos Integrado
UNESP	Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”
USGS	United States Geological Survey
WTF	Water Table Flutuation

LISTA DE SÍMBOLOS

R_n	Saldo de radiação à superfície da cultura ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$)
G	Fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$)
γ	Constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
T_A	Temperatura média diária do ar ($^\circ\text{C}$)
u_2	Velocidade do vento a 2 metros de altura (m.s^{-1})
e_s	Pressão de vapor de saturação de ar (kPa)
e_a	Pressão de vapor atual do ar (kPa)
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor do ar na atmosfera ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
$\frac{ET_A}{ET_o}$	Fração evapotranspirativa
ET_A	Evapotranspiração real (mm dia^{-1})
ET_o	Evapotranspiração de referência (mm dia^{-1})
ET_C	Evapotranspiração de cultura (mm dia^{-1})
ET_P	Evapotranspiração potencial (mm dia^{-1})
T_S	Temperatura de superfície
α_0	Albedo superficial
α_P	Albedo planetário
w_{band}	Peso de cada banda no cálculo do albedo planetário
r_{band}	Refletância de banda
L_{band}	Radiância de cada banda ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$)
L_{MAX}	Radiância máxima de cada banda ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$)
L_{MIN}	Radiância mínima de cada banda ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$)
DN_{MIN}	Número digital
$ESUN_{band}$	Irradiância espectral no topo da atmosfera
Z	Ângulo zenital
E_0	Ângulo diário dado pela posição da Terra em dada coordenada geográfica
T_b	Temperatura de brilho (K)
ϵ_A	Emissividade atmosférica
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

a_L	Correção de temperatura de superfície
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica de ondas curtas
ε_S	Emissividade superficial
R_G	Radiação solar global (MJ.m ⁻² .dia ⁻¹)
λE	Fluxo de calor latente (MJ.m ⁻² .dia ⁻¹)
H	Fluxo de calor sensível (MJ.m ⁻² .dia ⁻¹)
ΔS^{gw}	Armazenamento de água (mm dia ⁻¹)
R_{GW}	Recarga potencial de aquífero (mm dia ⁻¹)
S_y	Rendimento específico do aquífero
ΔH	Varição do armazenamento de água (mm)
Δt	Intervalo de tempo (dias)
SR	Escoamento superficial (mm dia ⁻¹)
C	Coefficiente de escoamento do Método Racional
h_t	Profundidade de nível freático no tempo t (m)

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL.....	29
HIPÓTESE E JUSTIFICATIVA.....	30
OBJETIVOS	31
Objetivo Geral.....	31
Objetivos Específicos	31
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	32
CAPÍTULO 1 - FUNDAMENTOS DA MODELAGEM DE PARÂMETROS HIDROLÓGICOS COM SENSORIAMENTO REMOTO.....	33
1.1 BALANÇO HÍDRICO.....	33
1.2 RECARGA NA INTERAÇÃO AQUIFERO-SUBSUPERFÍCIE	38
1.3 FUNDAMENTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO EM MODELAGEM HIDROLÓGICA	41
1.3.1 Satélites e Sensores Multiespectrais.....	41
1.3.2 Comportamento Espectro-Temporal de Culturas Agrícolas	42
1.3.3 Sensor MODIS.....	45
1.3.4 Sensor Landsat-8/OLI-TIRS	46
1.3.5 Sensor Sentinel-2/MSI.....	46
1.4 MODELAGEM DOS FLUXOS DE ENERGIA NO SOLO	48
1.5 SENSORIAMENTO REMOTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E FLUXOS DE ENERGIA ...	50
1.5.1 Algoritmo “SEBAL”	51
1.5.2 Algoritmo “METRIC”	51
1.5.3 Algoritmo “SAFER”	52
1.6. REFERÊNCIAS.....	53
CAPÍTULO 2 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	57
2.1 INTRODUÇÃO	57
2.2 USO E OCUPAÇÃO DA TERRA	57

2.3 GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA	61
2.4 HIDROGEOLOGIA	64
2.5 SOLOS	64
2.6 MONITORAMENTO AGROMETEOROLÓGICO	66
2.6.1 Estação Agrometeorológica	67
2.6.2 Efeitos do Fenômeno El-Niño	69
2.7 MONITORAMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	72
2.8 REFERÊNCIAS	75
CAPÍTULO 3 - IMPLEMENTAÇÃO EM AMBIENTE R DO MODELO ESPACIAL SAFER PARA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL	77
3.1 INTRODUÇÃO.....	77
3.2 SIMPLE ALGORITHM FOR EVAPOTRANSPIRATION RETRIVEING (SAFER)	77
3.2.1 Albedo Superficial	80
3.2.2 NDVI	81
3.2.3 Temperatura Superficial.....	82
3.2.4 Balanço de Energia no Solo.....	84
3.3 PACOTE "AGRIWATER" NO R.....	86
3.3.1 Funções	88
3.3.2 Especificações de Arquivos	91
3.3.3 Processo de criação e documentação do pacote "agriwater"	93
3.4 APLICAÇÃO DO PACOTE "AGRIWATER" EM IMAGENS SENTINEL-2 NA ÁREA DE ESTUDO	93
3.4.1 Albedo Superficial	95
3.4.2 NDVI	98
3.4.3 Saldo de Radiação	100
3.4.4 Temperatura Superficial.....	102
3.4.5 Fração Evapotranspirativa.....	105

3.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
3.6. REFERÊNCIAS.....	112
CAPÍTULO 4 - MODELAGEM DE NÍVEIS FREÁTICOS UTILIZANDO SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS CLIMÁTICOS	119
4.1 INTRODUÇÃO	119
4.2 MÉTODO DA FLUTUAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA (WTF)	119
4.3 METODOLOGIA	123
4.3.1 Proposta de Modelo para Recarga Potencial.....	123
4.3.2 Evapotranspiração Real com dados climáticos e imagens MODIS e Sentinel-2	124
4.3.3 Escoamento Superficial.....	125
4.3.4 Adaptação do Método de Flutuação de Nível d'água (WTF) com o Balanço Hídrico	126
4.3.5 Validação.....	127
4.4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	128
4.4.1 Recarga Potencial por Uso da Terra.....	128
4.4.2 Modelagem dos Níveis Freáticos	143
4.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	168
4.6. REFERÊNCIAS.....	169
CONCLUSÕES	175
REFERÊNCIAS.....	177
I) ANEXO A – REDE NEURAL CONVOLUCIONAL COM PACOTE “KERAS” DO R	181
II) ANEXO B – APLICAÇÃO DO “AGRIWATER” EM IMAGENS SENTINEL-2.	186
III) ANEXO C – MODELAGEM DOS NÍVEIS FREÁTICOS	187

INTRODUÇÃO GERAL

No Brasil, o gerenciamento integrado de recursos hídricos subterrâneos é uma questão estratégica, apesar de incipiente, nas políticas públicas de segurança hídrica, sendo necessária, particularmente, a utilização racional da água subterrânea para abastecimento rural, já que deve-se considerar as oscilações sazonais de recarga de aquífero (SILVA e MANZIONE, 2016) e o comportamento natural dos aquíferos (SANTAROSA e MANZIONE, 2017), além de dever estar inseridas dentro de um plano territorial onde a expansão agrária respeite as características ambientais da região (REISSLER e MANZIONE, 2016) ao se analisar solicitações de outorgas de água subterrânea.

O manejo inadequado dos recursos hídricos e exploração excessiva, junto às mudanças climáticas e de uso da terra desornadas que acontecem em várias bacias hidrográficas do mundo, provocam alterações nas características físicas, químicas e biológicas da água (GUNKEL et al., 2007) e afetam os balanços de energia e de água em largas escalas (FOLEY et al., 2005, TEIXEIRA et al., 2014a). Estes efeitos adversos podem variar em intensidade, e, em alguns casos, são irreversíveis, como no caso do Golfo do México (DYBAS, 2005) e no Mar Báltico (HE et al., 2005).

Essa crescente pressão sobre os recursos hídricos coloca em xeque a atual abordagem, requerendo cada vez mais o conhecimento de onde, quando e como a água está sendo utilizada. É fundamental, portanto, conhecer o comportamento espacial de parâmetros que impactam na demanda evapotranspirométrica regional, o que tem razoável complexidade, já que a evapotranspiração é altamente variável no tempo e no espaço (BASTIAANSEN, MENENTI, FEDDES et al., 1998). Essas informações são indispensáveis ao planejamento e manejo de recursos hídricos, principalmente em locais dependentes economicamente da produção agrícola irrigada. Nesse sentido, a utilização de técnicas de sensoriamento remoto orbital para condução de mapeamentos em hidrologia tornou possível um diagnóstico espacial de forma mais barata, rápida, que proporciona ferramentas para o planejamento integrado entre recursos ambientais, agrícolas e sociais em diversas escalas (TEIXEIRA et al., 2017, 2016, 2013).

Tem sido constatado que a demanda hídrica vem excedendo o suprimento de água em muitas regiões do mundo, e como a população cresce continuamente,

espera-se que o problema se agrave. A evapotranspiração e escoamento superficial incremental decorrente da substituição da vegetação nativa por culturas agrícolas afeta os ecossistemas aquáticos e terrestres, intensificando a competição pelos recursos hídricos. As mudanças de uso da terra alteram a evapotranspiração, escoamento superficial (pela impermeabilização e degradação do solo) e capacidade de armazenamento de água no solo, e estas alterações precisam ser consideradas na exploração dos recursos naturais de uma forma sustentável para garantia da disponibilidade de água entre os múltiplos usuários.

Hipótese e Justificativa

Diante dos cenários de mudanças climáticas e de uso e ocupação da terra, os planos de uso racional dos recursos hídricos devem considerar diagnósticos da situação atual e das tendências de longo prazo, em relação aos componentes dos balanços de energia e de água. Estes diagnósticos são úteis para outorgas dos recursos hídricos, particularmente através da estimativa do uso da água de irrigação em diferentes talhões agrícolas, sendo uma etapa prévia à fiscalização em campo (TEIXEIRA et al., 2009, 2015a,b, 2016a,b, 2017a, 2018a,b; TEIXEIRA, LEIVAS e SILVA, 2017).

Medições de campo dos componentes dos balanços de energia e de água, em culturas irrigadas e em vegetação natural, foram realizadas por diferentes métodos, sob condições ambientais distintas no Brasil (TEIXEIRA et al., 2008; CABRAL et al., 2010; GALEANO et al., 2013). Estas, entretanto, falham na extrapolação dos resultados em largas escalas, destacando-se, como um método mais interessante, o uso do sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas (SIG), para estas extrapolações (TEIXEIRA et al., 2014a, 2015a, 2016a,b, 2017a, 2018a,b; TEIXEIRA, LEIVAS e SILVA, 2017). É necessário que os impactos dessa dinâmica nos fluxos de energia e da água no solo sejam conhecidos, bem como compreender suas relações com os parâmetros da cultura e com as variáveis meteorológicas que os influenciam diretamente. Além disso, a modelagem utilizando dados de superfície limita as estimativas em áreas maiores, mesmo quando emprega dados de sensoriamento remoto.

Nesse contexto, uma alternativa é o uso de modelos espaciais, que utilizam dados extraídos via sensoriamento remoto, para estimar a evapotranspiração para áreas

maiores com confiabilidade, visto que, além da evapotranspiração ser um elemento essencial para a determinação do entendimento dos impactos do uso da terra no balanço hídrico, conhecimento essencial para o uso sustentável dos recursos hídricos subterrâneos. Nesse contexto a utilização de imagens multiespectrais obtidas por sensoriamento remoto para geração de séries temporais é uma ferramenta de grande potencial para monitoramento e gerenciamento da produtividade e uso da água na agricultura, tendo embasamento jurídico no inciso I do art. 3º da Lei Nº 12.787/2013 (Política Nacional de Irrigação), que, além de colocar como um de seus princípios o “uso e manejo sustentável dos solos e dos recursos hídricos destinados à irrigação”, estabelece “a pesquisa científica e tecnológica” como um de seus instrumentos no inciso V do art. 5º. Essa mesma lei cita, diretamente, os estudos de “disponibilidade de recursos hídricos” como um dos conteúdos necessários aos planos de irrigação, no inciso I do art. 6º e ressaltado no inciso II do art. 8º.

Objetivos

Objetivo Geral

O presente trabalho estudou os níveis freáticos em uma área de Cerrado, localizada em Águas de Santa Bárbara, SP, entre 2014 e 2018, por meio da associação de dados de sensoriamento remoto com ferramentas de geoprocessamento.

Objetivos Específicos

São objetivos específicos, que compõem o objetivo geral:

- Compreender espacialmente a distribuição da evapotranspiração na superfície de bacias com uso da terra variados e sua implicação nos componentes do balanço hídrico, resultando, por resíduo, na recarga de aquífero;
- Modelar a variação de nível freático através da recarga potencial de aquífero obtida pela combinação de evapotranspiração por sensoriamento remoto e dados agrometeorológicos;
- Avaliar continuamente a aplicabilidade da metodologia aplicada, de forma a torná-la coerente e consistente com a realidade física dos fenômenos

modelados e aplicável computacionalmente e reproduzível para outras áreas de interesse.

Estrutura da Dissertação

Essa dissertação foi dividida em quatro capítulos, da seguinte forma:

O Capítulo 1 revisa os principais fundamentos da teoria do sensoriamento remoto orbital que participam da modelagem de parâmetros agroambientais de interesse para manejo de irrigação e gerenciamento de recursos hídricos, apresentando os principais sensores orbitais para o referido interesse.

O Capítulo 2 caracteriza a área de estudo em seus fatores ambientais (solos, hidrogeologia, geologia e agrometeorologia) e socioeconômicos (uso e ocupação da terra).

O Capítulo 3 apresenta o algoritmo SAFER (*Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrivieng*) em detalhes e sua implementação em ambiente R para utilização de imagens MODIS, Sentinel-2 e Landsat-8 com redes de estações climáticas ou dado climático diário único. Em seguida é apresentada uma aplicação com imagens Sentinel-2 na área de estudo e seus resultados.

O Capítulo 4 apresenta a modelagem de níveis freáticos na área de estudo utilizando a implementação do modelo SAFER em R e análise espacial do escoamento superficial com geoprocessamento. Os resultados foram validados com profundidades medidas nos poços de monitoramento.

Por fim, o Capítulo 5 reúne as principais conclusões do trabalho, considerações finais e perspectivas futuras de estudos envolvendo monitoramento, modelagem e diagnóstico de parâmetros agroambientais em bacias hidrográficas.

Capítulo 1 - FUNDAMENTOS DA MODELAGEM DE PARÂMETROS HIDROLÓGICOS COM SENSORIAMENTO REMOTO

1.1 Balanço Hídrico

As camadas mais superficiais de um solo, seus constituintes e suas interações com o meio adjacente caracterizam um sistema de grande importância para as Ciências Ambientais: o sistema solo-planta-atmosfera. Esse sistema também engloba a água presente no solo e, portanto, é de grande interesse para a Hidrologia. Esse sistema compreende uma zona não saturada do solo (TUCCI, SILVEIRA, 2015).

A importância de se conhecer os processos que se desenvolvem nesse sistema está relacionado a temas como poluição ambiental (impacto dos despejos de resíduos sólidos, de rejeitos nucleares e de fertilizantes no solo, salinização do solo e da água subterrânea), recarga de reservatórios de água subterrâneas, avaliação de perdas por evaporação e transpiração da planta, manejo da água para fins de irrigação (lâminas a aplicar, necessidade de rebaixamento do aquífero), dentre outros.

O balanço hídrico nesse sistema, em um compartimento vertical definido pode ser escrito em termos de quantidade por área unitária e por unidade de tempo, caracterizando lâminas equivalentes (HEALY, 2010; TUCCI, SILVEIRA, 2015). Usualmente todos os termos da equação que representa esse balanço são expressos em mm. O balanço, considerando os vários parâmetros possíveis, pode ser expresso na Equação 1, a seguir.

$$\Delta W = (P + I_{rr} + C) - (E + T + D + Q + I) \quad (1)$$

Onde ΔW é a variação no armazenamento de água no perfil do solo, P a precipitação, I_{rr} a irrigação, C a ascensão capilar, caracterizando o fluxo do aquífero para as camadas superiores adjacentes de menor umidade, E evaporação, T transpiração, D percolação profunda, relacionado ao fluxo alimentador do aquífero, Q escoamento superficial e I água interceptada pelas plantas (CHRISTOFOLETTI, 1999, HEALY, 2010; TUCCI, SILVEIRA, 2015).

Precipitação e/ou irrigação são os principais fornecedores de água para o solo (Figura 1.1). Os eventos de chuva provêm água para a vegetação e outras superfícies, e começam a infiltrar-se no solo, o que aumenta a umidade do solo e, a partir daí, o excesso de água se infiltra lentamente pela zona intermediária até a zona

subsuperficial. A quantidade de umidade que uma área de terra perde por evapotranspiração depende principalmente da incidência da precipitação, em segundo lugar dos fatores climáticos de temperatura, umidade, vento, etc. e, em terceiro lugar, do tipo, manejo e extensão da cultura (CHRISTOFOLETTI, 1999, SCANLON, HEALY, COOK, 2002; KING et al., 2017). A quantidade pode ser aumentada, por exemplo, por árvores cujas raízes penetram profundamente no solo, transpirando água que de outro modo estaria além da influência da evaporação da superfície. No período seco, quando as taxas de evapotranspiração excedem a precipitação, com isso a recarga para o lençol freático é menor ou insignificante e assim os níveis de água subterrânea diminuem (CHRISTOFOLETTI, 1999). Um fluxograma esquemático desta dinâmica é apresentado na Figura 1.1, representando o armazenamento de água na superfície da terra, no dossel da planta, dentro da zona não saturada (zona do solo e subsuperfície) e nas águas subterrâneas.

O solo é constituído de uma matriz porosa composta por grãos e por vazios. Esses vazios podem ou não estar preenchidos com água. Sob o ponto de vista de ocorrência de água, o solo pode ser dividido em zona saturada ou zona não saturada. A zona de aeração, ou zona não saturada do solo, é a ligação entre as águas subterrâneas, que caracterizam a zona saturada do solo, e a atmosfera (CHRISTOFOLETTI, 1999). Nessa zona, os vazios entre as partículas do solo são preenchidos por água e ar.

O movimento da água na zona não saturada está relacionado com fenômenos como evaporação do solo, retirada da água do solo pelas raízes das plantas (transpiração) e, portanto, é de grande importância para estudos e projetos relacionados à irrigação e drenagem (SCANLON, HEALY, COOK, 2002, HEALY, 2010). O movimento da água nessa zona também influencia o transporte de substâncias, ou solutos (sais, fertilizantes, etc.), no subsolo, estando, portanto, relacionado com o tempo de permanência dos mesmos no solo e seu potencial risco de interferência negativa no desenvolvimento das plantas e contaminação do solo e do aquífero (Figura 1.2).

A zona saturada do solo, onde todos os vazios são preenchidos com água, caracteriza a existência do chamado aquífero (SCANLON, HEALY, COOK, 2002). A importância da zona não saturada também está relacionada com a avaliação do potencial de recarga ou reabastecimento dos aquíferos a partir da água da precipitação que penetra no solo (SCANLON, HEALY, COOK, 2002). A zona não saturada além de determinar as características de recarga dos aquíferos serve como

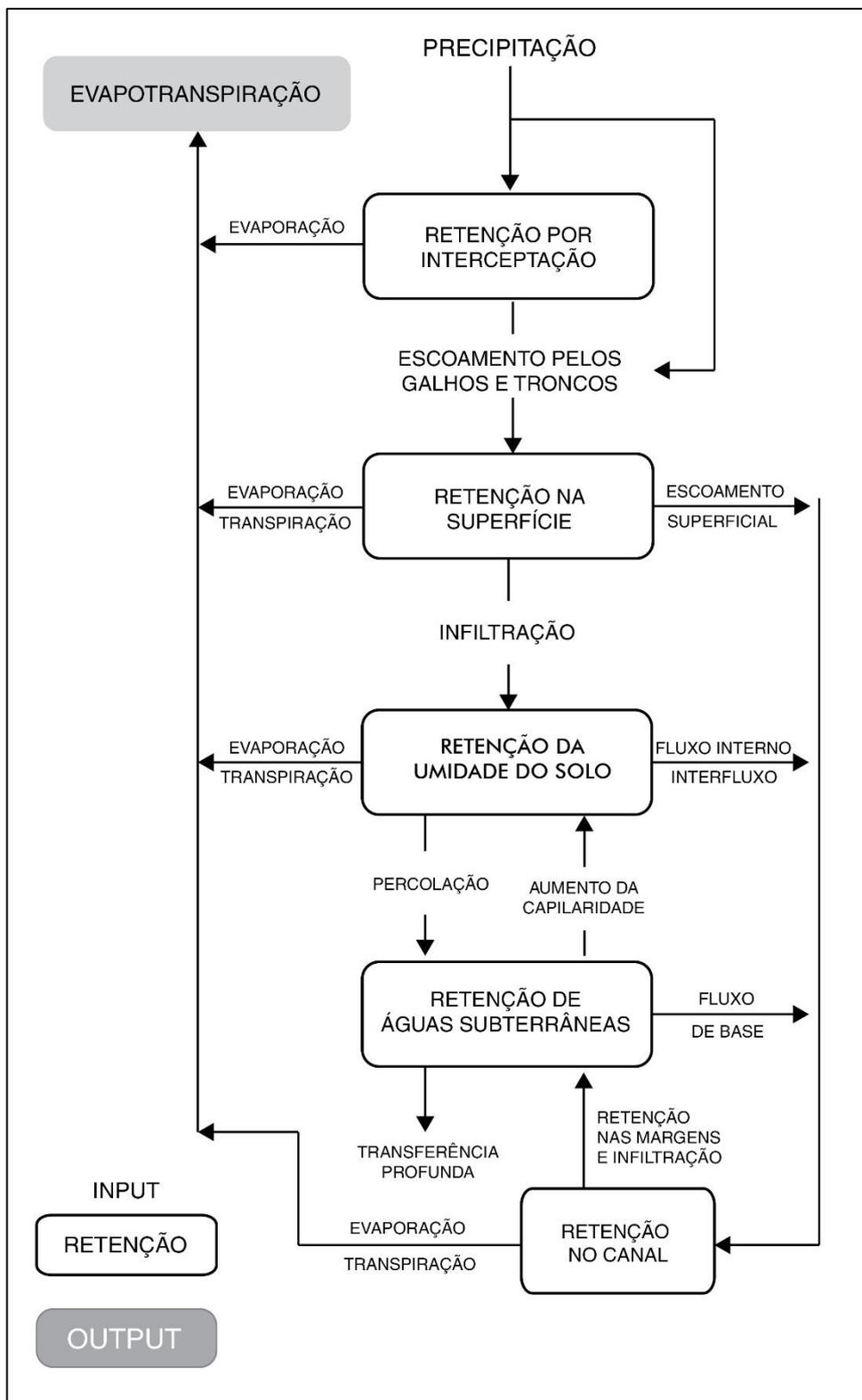
filtro para as substâncias lançadas na superfície do solo, determinando se as mesmas vão ou não atingir o aquífero e com que potencial poluidor (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Quando os materiais (formações geológicas) armazenam água e liberam em quantidade suficiente para determinado fim se denominam aquíferos. Neste caso os corpos rochosos apresentam melhores características de porosidade (estocagem) e de permeabilidade (fluxo) comparadas ao perfil superficial e subsuperficial do solo (TUCCI, SILVEIRA, 2015). Aquíferos são, portanto, rochas ou solos saturados de água e permeáveis que permitem o fluxo de água. No aspecto prático, é um material contendo suficiente capacidade de armazenamento e liberação de água subterrânea para captação em poços.

Os aquíferos são recarregados por água da chuva infiltrada e dependem fortemente das médias pluviométricas de cada região. As camadas freáticas submetidas apenas aos processos naturais do ciclo hidrológico e aos balanços hidrológicos de cada região oscilam sazonalmente ascendendo em períodos de chuva e descendo em períodos de estiagem (TUCCI, SILVEIRA, 2015).

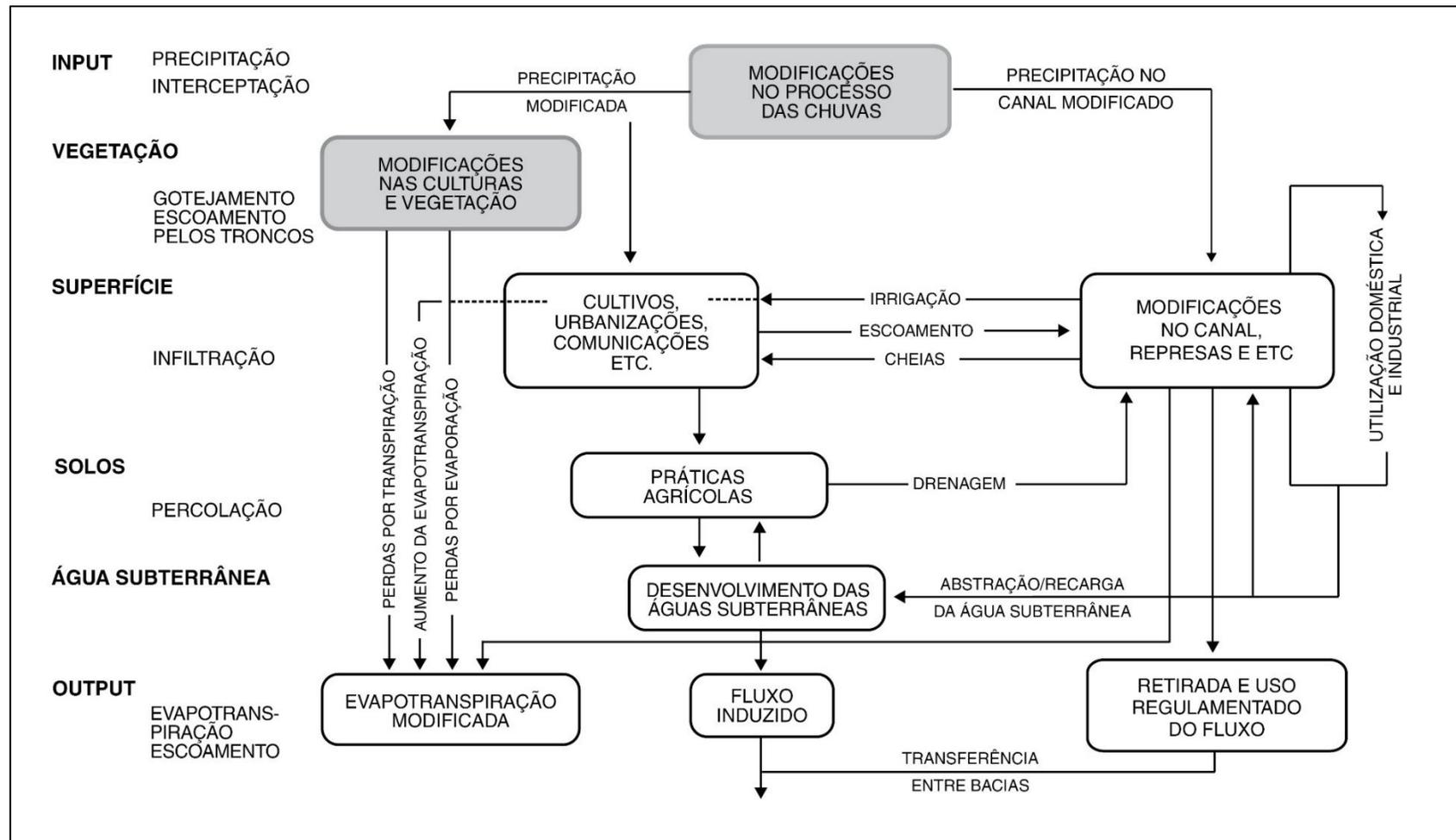
As camadas aquíferas – parcialmente ou totalmente saturadas em água – podem aflorar na superfície como uma descarga natural que se processa através de fontes surgidas da elevação do nível do aquífero freático (ou piezométrico). Os aquíferos têm diferentes denominações conforme sua relação com as camadas não-saturadas (TUCCI, SILVEIRA, 2015). Quando conseguem aflorar na superfície são designados de aquífero livre ou aquífero não confinado e o seu nível da água serve como limite superior da zona de saturação, ou seja, é limitado pelo lençol freático (HEALY, 2010). Nestas condições, possui uma maior interação com os corpos de água na superfície como rios e lagos.

Figura 1.1 - Caracterização do ciclo hidrológico em bacias hidrográficas considerando superfícies com diferentes tipos de vegetação, destacando retenções e perdas de água na interação solo-vegetação-atmosfera.



Fonte: Adaptado de Christofolletti (1999)

Figura 1.2 - Influências da dinâmica do uso da terra e interferências artificiais na interação água-solo-vegetação-atmosfera



Fonte: Adaptado de Christofolletti (1999)

1.2 Recarga na Interação Aquífero-Subsuperfície

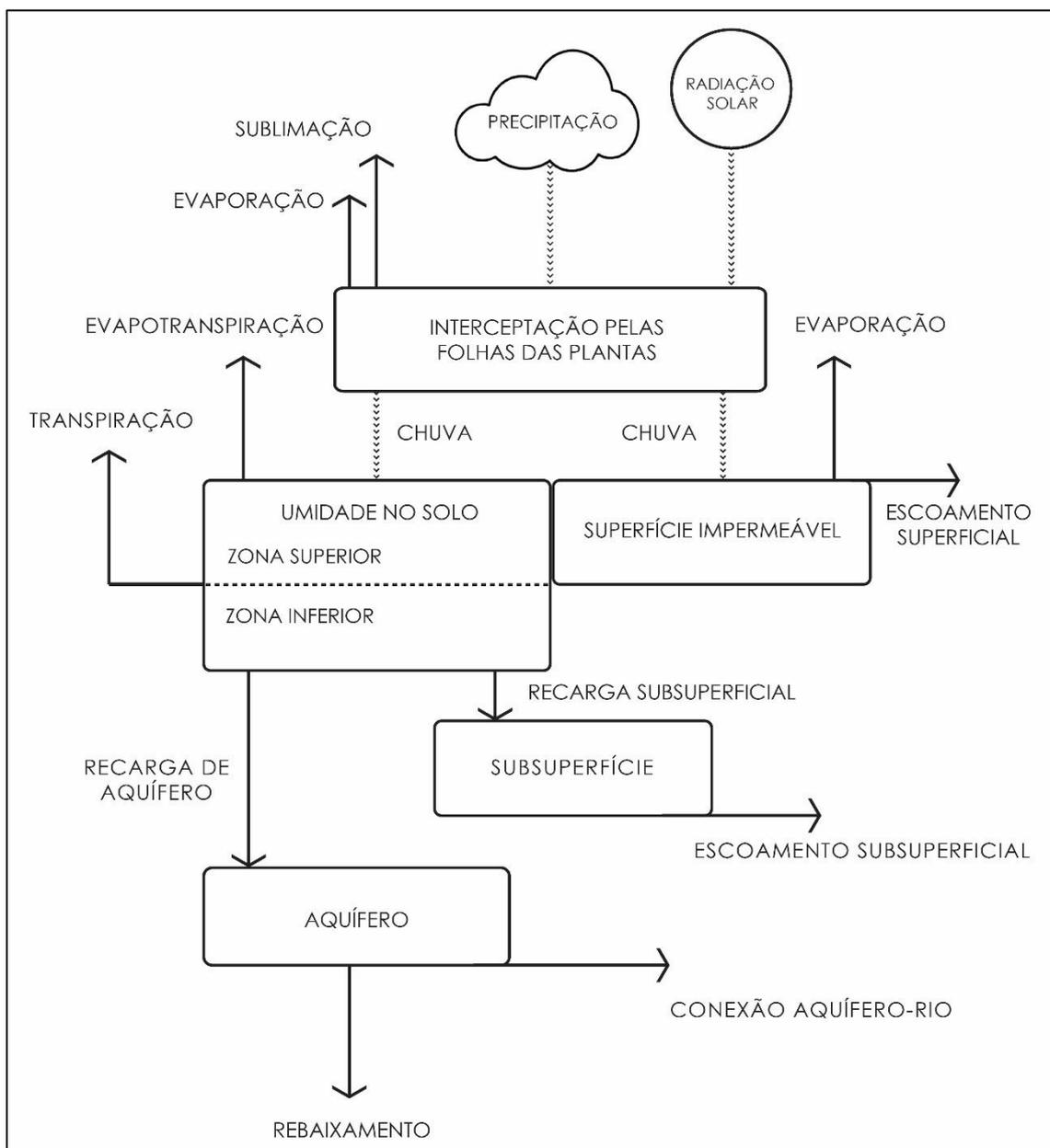
Um dos principais mecanismos que rege as relações entre as águas superficiais e subterrâneas é a recarga dos aquíferos. Healy (2010) define a recarga como o fluxo de água que infiltra no solo e atinge o nível estático de água subterrânea, essa definição não considera o fluxo de água entre diferentes sistemas aquíferos. Normalmente a recarga é apresentada em unidade de volume por tempo ($\text{m}^3 \text{ano}^{-1}$) ou volume por unidade de área em um determinado período de tempo (mm ano^{-1}), além disso, costuma-se avaliar as frações de recarga em relação à chuva total anual das regiões estudadas. Para Manzione (2015), a recarga é o fluxo de água descendente que atinge o nível piezométrico. A Figura 1.3 refina os mecanismos apresentados nas figuras anteriores focando os componentes que impactam na recarga de aquífero.

Diferentemente da recarga, a infiltração no solo é caracterizada como a entrada de água na superfície do solo e seu deslocamento vertical através do perfil do solo (BRUTSAERT, 2005). Para que a água infiltrada se transforme em recarga, ela deve satisfazer a capacidade de campo de um determinado solo, e atingir o nível estático do aquífero (HEALY, 2010).

Freeze e Cherry (1979) apresentam que em áreas elevadas ocorre a recarga, e nas áreas de topografia mais baixa ocorre a descarga dos aquíferos, os autores ainda citam que as áreas de descarga dos aquíferos normalmente constituem entre 5 e 30% da área da bacia. Entretanto, a altitude não é o único fator que pode definir as áreas de recarga, Healy (2010) mostra que o relevo local e a orientação das cadeias de montanhas também são fatores topográficos adicionais que podem afetar a recarga.

A recarga pode ser considerada como a parte residual da Equação 1 de acordo com a incerteza gerada pela simplificação na obtenção de seus parâmetros assim como na suposição de que algumas variáveis sejam desprezíveis (SCANLON, HEALY, COOK, 2002), por isso muitos métodos elaborados para estimativa da recarga podem ser considerados como método do balanço hídrico.

Figura 1.3 - Componentes do balanço hídrico no solo com impacto na recarga de aquífero em ambiente subtropical



Fonte: Adaptado de Healy (2010)

A porosidade é uma das propriedades fundamentais do meio saturado. Definida como espaço intergranular ou vazios do solo ou das rochas (FETTER, 2001), a porosidade do aquífero determina o montante de água armazenada e sua velocidade de movimentação, influenciando diretamente na condutividade hidráulica e,

consequentemente, nas características de permeabilidade e transmissividade (FREEZE; CHERRY, 1979).

A capacidade de um aquífero de transmitir água depende das propriedades da água (densidade, viscosidade e compressibilidade) e das propriedades do meio poroso (porosidade, permeabilidade intrínseca e compressibilidade). Estas propriedades são responsáveis por todo o comportamento do aquífero. Nesta seção serão vistos os conceitos de armazenamento específico e coeficiente de armazenamento, que utilizam algumas das propriedades acima. O mecanismo de liberação de água nos aquíferos confinados é bem diferente dos casos de aquíferos livres. Nos aquíferos livres (não confinados) a água é liberada para poços ou fontes por causa da drenagem dos poros; os vazios passam a ser ocupados pelo ar e o nível do lençol fica mais baixo.

Nos casos de um aquífero confinado, ao liberar água, os poros não são esvaziados. A pressão é maior que a pressão atmosférica e ao ser perfurado um poço e iniciado o bombeamento, ocorre gradativamente um alívio de pressão da água e consequentemente o peso das camadas geológicas superiores passa a se apoiar mais na estrutura do material poroso, provocando uma compactação do aquífero. Nestes casos, a água é liberada devido a dois fatores: um deles devido a expansão da água proporcionada pela redução da pressão na água e outro devido a redução dos vazios do aquífero causada pelo aumento da pressão sobre o meio poroso.

Observa-se que um solo argiloso, apesar de ter baixa permeabilidade, tem mais espaço disponível para o armazenamento de água quando comparado com um solo arenoso. Isso se dá porque esse espaço é determinado pela quantidade de poros e pelo tamanho dos mesmos. Os solos arenosos possuem poros maiores do que os argilosos, contudo, esses últimos, de textura mais fina do que os primeiros, possuem maior número de poros. Em regiões onde o subsolo é formado por material não consolidado, como areia, silte e cascalho, é possível encontrar bons aquíferos. Em locais onde o embasamento cristalino, formado por rocha consolidada, fica próximo à superfície, só é possível encontrar água subterrânea nas fraturas das rochas; nesses locais geralmente não são encontrados bons aquíferos, a não ser se a rocha for muito fraturada e com fraturas interconectadas.

1.3 Fundamentos de Sensoriamento Remoto em Modelagem Hidrológica

1.3.1 Satélites e Sensores Multiespectrais

Os instrumentos de sensoriamento remoto são projetados para identificar vários comprimentos de onda do espectro eletromagnético, conhecidos como “bandas”. Cada instrumento é caracterizado por um número específico de bandas e larguras de comprimentos de onda detectados; alguns instrumentos detectam bandas discretas e específicas, enquanto outros detectam comprimentos de onda bastante estreitos ou bandas mais amplas (como comprimentos de onda multiespectrais, visíveis e de infravermelho próximo, micro-ondas, sistemas de detecção térmica) (SHAW e BURKE, 2003).

Sensores remotos são capazes de identificar assinaturas espectrais de todas as superfícies e objetos. Os sensores podem detectar alvos com uma resolução espacial definida pela menor área espacial possível de ser amostrada ou visualizada, sendo essa a resolução espacial de cada pixel caracterizada por dados espaciais e espectrais específicos (SHIA e WANGA, 2014) como a intensidade da refletância ou da emitância medida por um sensor (JAWAK, DEVLİYAL e LUIS, 2015). A corresponde à área espacial que cada pixel representa.

Diferentes sensores foram desenvolvidos para monitorar o crescimento e a produtividade das culturas, bem como a sua variabilidade espacial. Muitos fatores podem afetar o crescimento das culturas e a variabilidade de produtividade, tais como características do solo, fertilidade do solo, umidade do solo, volume do dossel, biomassa, teor de água e estresse biótico e abiótico. Diferentes tipos de sensores podem monitorar e medir esses fatores, dentre eles, sensores eletrônicos, espectrorradiômetros, visão computacional, sensores multiespectrais, hiperespectrais e termais. Uma revisão detalhada sobre esses sensores quando aplicados na agricultura de precisão são relatadas em Molin, Amaral e Colaço (2015) e Formaggio e Sanches (2017), argumentando que a automação na agricultura concilia a implantação de sensores *in-situ* e sensores remotos integrados dentro de sistemas computacionais, principalmente dentro da chamada Internet das Coisas. A irrigação de precisão se baseia nessa integração e uma de suas principais ferramentas são as imagens multiespectrais obtidas de sensores remotos orbitais.

Os sensores podem ser divididos pelos tipos básicos de sistemas de sensores, como ativo e passivo, sendo o último as mais comuns para sensoriamento remoto da vegetação. Esses sensores fornecem informações úteis para o monitoramento de culturas, mas sua principal limitação é a forte relação entre aquisição de dados e iluminação (hora do dia e ano; latitude) e condições climáticas (cobertura de nuvens). Dados de sensores passivos requerem medições precisas da radiação solar e correção dos efeitos atmosféricos (SHAW e BURKE, 2003; KONECNY, 2014; SHIA e WANGA, 2014; JAWAK, DEVLİYAL e LUIS, 2015; MATHER e TSO, 2016). Sensores ativos usam uma fonte artificial de energia; no sensoriamento remoto ativo, podendo-se controlar a natureza (comprimento de onda, potência, duração) da energia da fonte. Sensores ativos (sistemas de radar, LiDAR) não precisam de luz solar e condições climáticas perfeitas (gerando menor dependência aos fatores ambientais); portanto, eles podem ser empregados para os objetivos de sensoriamento remoto mesmo à noite ou sob condições adversas (neblina, nuvens, chuva, etc.).

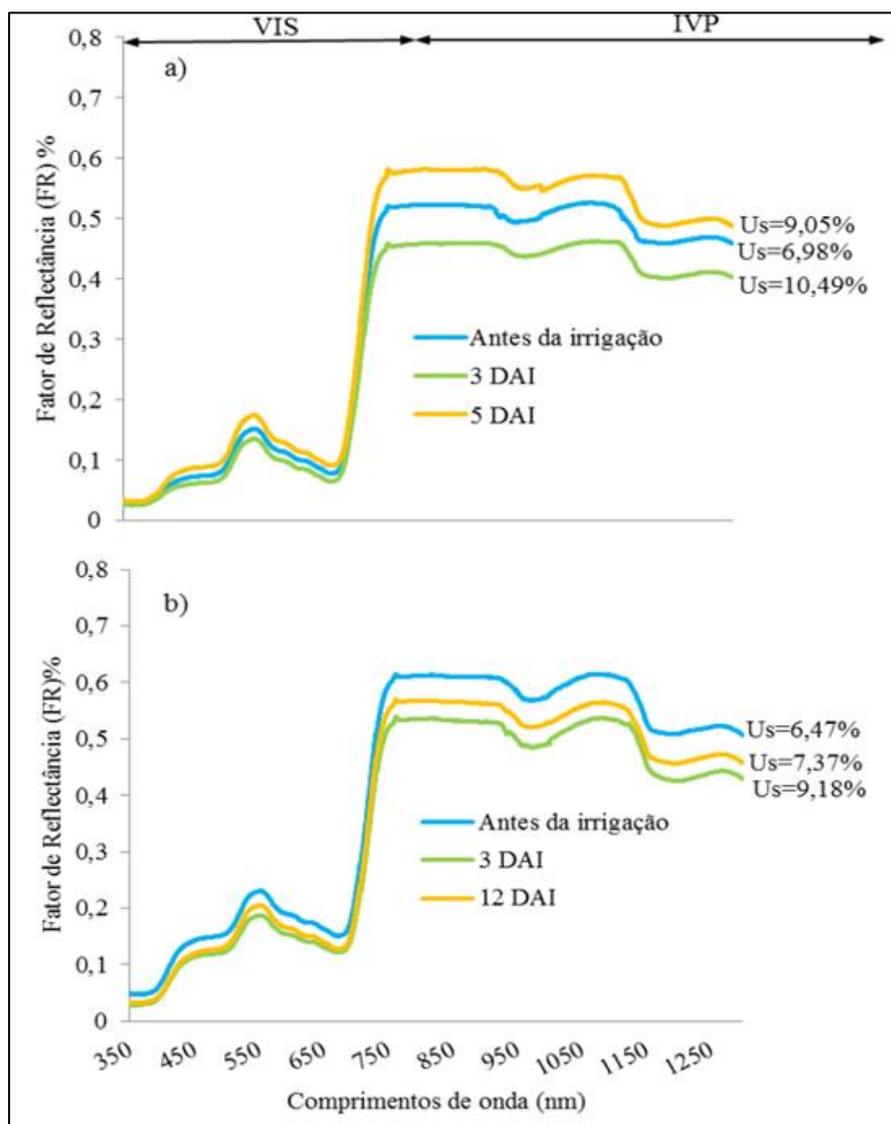
1.3.2 Comportamento Espectro-Temporal de Culturas Agrícolas

A interação radiação solar-vegetação acontece na região foliar durante o processo de fotossíntese. Dentro da região visível do espectro eletromagnético (no intervalo entre 0,4 e 0,7 μm) ocorre absorção da radiação incidente nas faixas do azul (com comprimento de onda central de 0,4 μm) e vermelho (0,7 μm), enquanto na região do verde (0,55 μm) ocorre maior reflexão (JENSEN, 2009). Na faixa espectral do infravermelho próximo (acima de 0,7 μm), a reflectância é ainda maior que a do verde (ZHANG et al., 2012, FIORIO et al., 2018). Esse comportamento espectral é um padrão que flutua quantitativamente de acordo com outros fatores temporais, como o estágio de desenvolvimento da cultura, umidade do solo, irrigação e outros parâmetros agroclimáticos.

Fiorio et al. (2018) analisaram a resposta espectral de folhas de cana-de-açúcar a diversos tratamentos de irrigação, constatando-se que o aumento na intensidade de resposta espectral das folhas de cana-de-açúcar tem relação com a diminuição na umidade do solo, evidenciando que o déficit hídrico impacta na reflectância das folhas,

principalmente na faixa do infravermelho próximo (IVP), como exposto na Figura 1.4, a seguir.

Figura 1.4 - Resposta espectral de folhas de cana-de-açúcar em estágio inicial, antes e depois de uma irrigação. a) Terceira irrigação; b) Quarta irrigação. DAI: dias após a irrigação. Us: umidade do solo



Fonte: Fiorio et al. (2018)

Também é necessário considerar o comportamento espectral dos solos, já que há locais de solo exposto e estradas junto às lavouras. Os principais fatores envolvidos na reflectância dos solos são os teores de óxidos de ferro e de matéria orgânica, a textura, a umidade e a rugosidade. Assim como nas folhas, a umidade do solo interfere na reflectância, fazendo com que ela seja menor, principalmente na região do

infravermelho médio. Por isso vale destacar que solos com textura fina possuem maior capacidade de retenção de água, logo, apresentem menor reflectância que solos com textura mais grosseira, pois tendem a reter menos água.

A Tabela 1.1 apresenta as principais bandas dos sensores Sentinel-2, Landsat-8 e MODIS que tem potencial de aplicação em estudos agroambientais.

Tabela 1.1 - Características das bandas sensores Sentinel-2, Landsat-8 e MODIS, aplicáveis a estudos agroambientais, e suas respectivas faixas de comprimento de onda, de imageamento e resolução espacial e temporal

Sensor	Resolução Espacial	Bandas Espectrais (μm)	Faixa de Imageamento	Resolução Temporal
Sentinel-2/MSI	10 m	B2: 0,46–0,52 B3: 0,53–0,59 B4: 0,63–0,69 B8: 0,797–0,887	290 km	5 dias
Landsat-8	OLI: 30 m TIRS: 100m	B1: 0,43–0,45 B2: 0,45–0,51 B3: 0,53–0,59 B4: 0,64–0,69 B5: 0,85–0,88 B6: 1,570–1,650 B7: 2,11–2,29 B10: 10,6–11,19 B11: 11,5–12,5	185 Km	16 dias
MODIS	250 m	B1: 0,62–0,67 B2: 0,84–0,87	2330 km	1 a 2 dias

No passado recente, os sensores acoplados a satélites foram caracterizados por uma baixa resolução espacial e foram utilizados para grandes áreas geográficas, porém eram incapazes de avaliar a variabilidade de produção agrícola na escala de propriedade rural (LEE et al., 2010). Os sistemas baseados em satélite único melhoraram o desempenho da imagem, incluindo melhor resolução espacial e espectral, bem como agilidade do sensor (POLI e TOUTIN, 2012). Atualmente, novas

oportunidades para mapeamento e monitoramento da variabilidade de safras são fornecidas por sensores orbitais de alta resolução (por exemplo, SPOT 6 e 7, Ikonos, Quick-Bird) que diminuíram a distância entre a qualidade de uma imagem por satélite e uma imagem aérea (YANG, EVERITT e BRADFORD, 2006; 2009).

Os sensores MODIS, Landsat-8/OLI e Sentinel-2/MSI tem suas características e aplicações exploradas nas próximas duas seções.

1.3.3 Sensor MODIS

O sensor MODIS está a bordo das plataformas Terra e Aqua, lançados pela National Aeronautics and Space Administration (NASA) em 18 de dezembro de 1999 e 4 de maio de 2002, respectivamente, e apresenta alta resolução espectral, com 36 bandas, e temporal, com obtenção de dados diários. Possui resoluções espaciais de 250 metros nas bandas do vermelho (B1) e do infravermelho próximo (B2) e de 500 metros nas demais bandas do visível e do infravermelho próximo. Este sensor foi concebido para fins de monitoramento ambiental em três diferentes campos de estudo: atmosfera, oceano e terra. A Tabela 1.2 apresenta potenciais aplicações para bandas espectrais do MODIS com resolução espacial de 250 m.

Tabela 1.2 - Aplicações agroambientais das bandas espectrais do MODIS com resolução espacial de 250 metros

Bandas Espectrais (μm)	Aplicações
B1: 0,62–0,67	Identificação de áreas vegetadas florestais e agrícolas
B2: 0,84–0,87	Identificação e delineamento de grandes lagos e lagoas e pântanos

Fonte: Adaptado de Formaggio e Sanches (2017)

Sua moderada resolução espacial é mais adequada a estudos em escala regional, a nível de bacia hidrográfica, por exemplo. No Estado do Rio Grande do Sul, D'Arco et al. (2007) utilizaram imagens NDVI derivadas do MODIS para a estimativa de áreas plantadas com arroz, RUDORFF et al. (2007) para áreas de soja e YI (2005) para diversas culturas temporárias. Saavedra (2016) aplicou séries temporais derivadas do MODIS na estimativa da umidade do solo na Ilha do Bananal.

1.3.4 Sensor Landsat-8/OLI-TIRS

O sensor Landsat-8/OLI-TIRS (NASA, 2019b), lançado no dia 11 de fevereiro de 2013, é proveniente de uma parceria entre o USGS (*United States Geological Survey*) e a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) (USGS, 2013). O satélite possui dois sensores: OLI (*Operational Land Imager*), com nove bandas, e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), com duas bandas (USGS, 2013). Os satélites LANDSAT fornecem dados e informações muito importantes, e que podem ser utilizadas nas tomadas de decisões em estudos ambientais. A Tabela 1.3 apresenta as características das imagens do sensor OLI do satélite LANDSAT-8.

Tabela 1.3 - Aplicações agroambientais das bandas espectrais do Landsat-8/OLI com resolução espacial de 30 metros

Bandas Espectrais (μm)	Aplicações
B2: 0,45-0,51	Sensibilidade a queimadas e emissões de gases.
B3: 0,53-0,59	É sensível à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termo quali-quantitativos.
B4: 0,64-0,67	Boa diferenciação de tipo de vegetação. Mapeamento de mata-galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca vegetação. Permite identificação de áreas agrícolas.
B8: 0,85-0,88	Identificação e delineamento de corpos d'água. Sensibilidade à rugosidade de dossel florestal e de terreno. Permite identificação de macrófitas aquáticas e de áreas agrícolas.

O Landsat-8/OLI apresenta alta resolução (comparado ao MODIS) e possibilita análises a nível de propriedade rural, principalmente quando ocupada por talhões com dimensões laterais maiores que 30 metros.

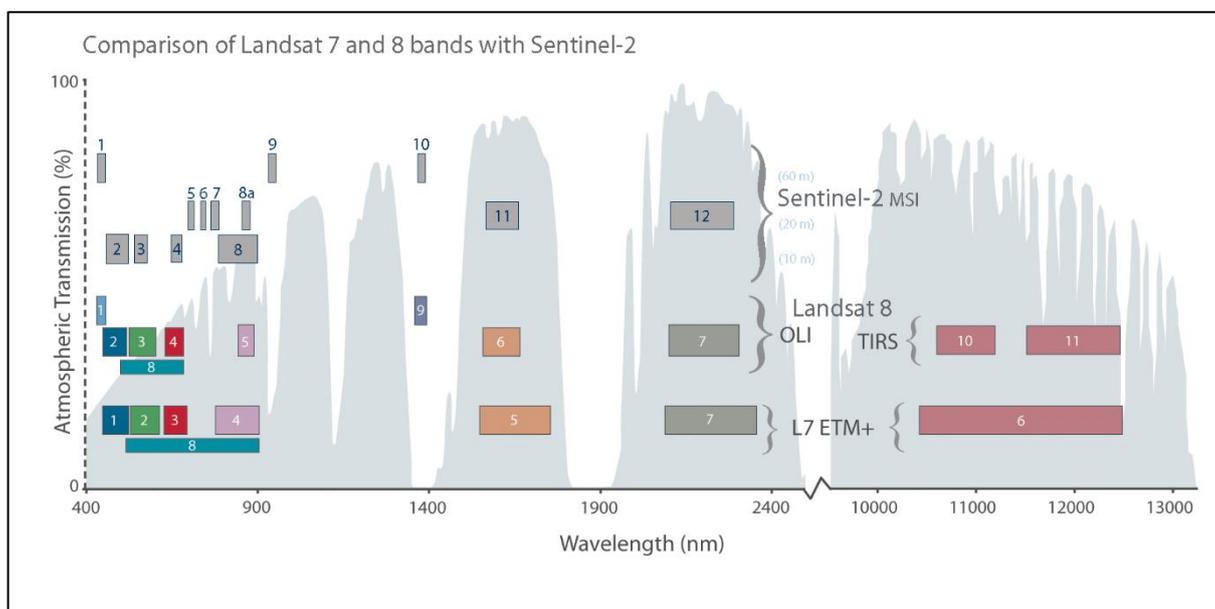
1.3.5 Sensor Sentinel-2/MSI

Os satélites Sentinel 1 até 5 foram projetados especificamente para monitoramento ambiental (VAN DER WERFF, VAN DER MEER, 2015) e lançados em

2015. Este sistema possui bandas com resolução espacial de 10 m (bandas do visível e infravermelho próximo), 20 m (infravermelho) e 60 m (demais bandas), com campo de visão de 290 km, capacidade de revisita de 5 dias (dois satélites) e um conjunto de bandas moderadamente grandes (13 bandas espectrais) com o objetivo de fornecer cobertura global da terra.

A missão apresenta dados que funcionam como uma continuidade das missões anteriores (Landsat e SPOT) e fornece variáveis geoquímicas e físicas, mapas de cobertura da terra e mapas de detecção de mudança de terra. A Figura 1.5 compara as bandas do Sentinel-2 com as do Landsat-7 e 8, mostrando que foram definidas em intervalos similares, o que permite que análises sejam feitas com ambos os satélites com um grau de incerteza aceitável.

Figura 1.5 - Comparação entre os intervalos de faixa do espectro eletromagnético das bandas dos sensores das missões Sentinel e Landsat (Retirado de: <https://eros.usgs.gov/sentinel-2>)



Assim propriedades rurais podem ser analisadas remotamente e talhões com dimensões laterais maiores que 10 metros podem ser detalhados mediante modelos espaciais com a utilização de imagens Sentinel-2.

1.4 Modelagem dos Fluxos de Energia no Solo

A evapotranspiração é a água que é transferida do solo para a atmosfera pela transpiração da planta, e constitui-se em uma das principais variáveis do ciclo hidrológico, sendo fundamental para o cálculo do balanço hídrico (BERTONI, 2014), pois estima-se que, por meio da evapotranspiração, 60 a 80% do volume precipitado retornam à atmosfera, sendo assim um agente regulador fundamental das disponibilidades hídricas, superficiais e subterrâneas, bem como da necessidade hídrica para manter a produtividade das lavoura (TATEISH, 1996).

Thornthwaite (1948) introduziu o conceito de evapotranspiração potencial para obter um elemento meteorológico que representasse a necessidade de água da vegetação, em condições similares à da água fornecida pela precipitação pluvial, e quantificar racionalmente o fator umidade, no clima.

Pela dificuldade empírica na sua obtenção, o conceito de evapotranspiração potencial está em desuso, sendo mais utilizada a de evapotranspiração de referência. Vale ressaltar que artigos científicos e trabalhos publicados em congressos muitas vezes confundem a evapotranspiração potencial com a de referência, sendo propagada a conceituação errada de que são termos sinônimos.

A evapotranspiração de referência (ET_o) é a evapotranspiração de uma extensa superfície vegetada com vegetação rasteira (normalmente gramado), em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, com altura entre 8 e 15 cm ($IAF \approx 3$), sem restrição hídrica e com ampla área de bordadura para evitar a advecção de calor sensível (H) de áreas adjacentes. Nesse caso a ET depende apenas das variáveis meteorológicas, sendo, portanto, o ET_o uma variável meteorológica, que expressa o potencial de evapotranspiração para as condições meteorológicas vigentes.

A evapotranspiração potencial (ET_p) é a perda de água por evaporação e transpiração de uma superfície natural tal que esta esteja totalmente coberta e o conteúdo de água no solo esteja próximo à capacidade de campo, ou seja, se se refere ao fluxo hídrico da vegetação em áreas grandes sob condições ótimas de umidade na zona das raízes, sob excelentes condições de manejo e ambientais, atingindo todo o potencial de produção para as condições climáticas locais.

A evapotranspiração real (ET_A) é a perda de água por evaporação e transpiração em qualquer das condições reinantes (atmosféricas e de umidade do solo), sendo necessário medições *in-situ* com lisímetros. O processo físico no qual ocorre o fluxo hídrico das superfícies evaporativas para a atmosfera se refere a ET_A . Este fluxo ocorre através das folhas das plantas pelos estômatos como transpiração real (T) e diretamente da superfície do solo como evaporação real (E). Os estômatos são pequenas aberturas por onde os gases e o vapor d'água passam. A ET_A envolve todas as condições da superfície vegetada. Devido às condições sub ótimas de manejos culturais e restrições ambientais que afetam o desenvolvimento das culturas e limitam os fluxos hídricos, a ET_A é geralmente menor que a ET_C e ET_P .

A evapotranspiração de cultura (ET_C) é a evapotranspiração de uma cultura específica em dada fase de seu desenvolvimento, sem restrição hídrica, em condições ótimas de crescimento e com ampla área de bordadura para evitar a advecção de calor sensível (H) de áreas adjacentes. Assim, a ET_C depende das condições meteorológicas, expressas por meio da ET_o , do tipo de cultura (maior ou menor resistência à seca) e da área foliar. Como a área foliar da cultura padrão é constante e a da cultura real varia, o valor de K_C (tabelado) também irá variar.

$$ET_C = K_C ET_o \quad (3)$$

Observa-se que os valores de K_C acompanham basicamente a área foliar da cultura. No caso das culturas anuais o K_C inicial varia de 0,3 a 0,5, K_C médio de 0,8 a 1,2, e o K_C final de 0,4 a 0,7, dependendo do tipo de cultura. No caso de culturas perenes ou árvores, os valores de K_C também irão variar de acordo com o Índice de Área Foliar (IAF) e o tipo de cultura. Atualmente a principal referência para valores de K_C é o manual da FAO (ALLEN et al., 1998). Essa classe de ET costuma ser considerada sinônimo de ET_P , no presente trabalho consideramos que a ET_C está associada ao K_C , enquanto a ET_P pode abarcar outros métodos de classificação.

Valores da evapotranspiração real (ET_A) podem desviar daqueles das condições potenciais (ET_P), devido a ocorrência de pragas e doenças, salinidade do solo, baixa fertilidade, escassez e excesso hídricos. Os desvios das condições ótimas afetam a produtividade e a qualidade dos produtos colhidos. Os efeitos das características que distinguem as culturas agrícolas da grama estão integrados no coeficiente de cultura

(K_c). Em cultivos irrigados o processo predominante é a evapotranspiração, enquanto em áreas com pouca cobertura foliar predomina a evaporação do solo.

1.5 Sensoriamento Remoto da Evapotranspiração e Fluxos de Energia

Medições pontuais de parâmetros essenciais à irrigação, como evapotranspiração, umidade do solo e variáveis biofísicas como a relação entre a qualidade ambiental da vegetação e sua produtividade apresentam dificuldades quando aplicadas em larga escala espacial, pois a variabilidade é significativa tanto no espaço como no tempo, o que, aliado aos custos, pode tornar essa abordagem ineficiente em estudos regionais.

O sensoriamento remoto é reconhecido como o meio mais viável para obter informações regionais de evapotranspiração e uso da água na agricultura. A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto permite uma determinação espacializada da evapotranspiração (MU et al., 2011; MEDINA et al., 1998). Dados de sensoriamento remoto, especialmente os acoplados a satélites em órbita polar, fornecem informações sobre superfícies vegetadas, úteis para medidas regionais e monitoramento de variáveis biofísicas que afetam os fluxos de água e energia no solo, como albedo, tipo de biomassa e índice de área foliar (IAF), com resolução espacial e temporal adequadas (MU et al., 2011; PAIVA et. al., 2011).

Em geral, modelos de evapotranspiração por meio de sensoriamento remoto envolvem equações empíricas, de balanço de energia e índices de vegetação. Equações empíricas geradas do cruzamento de dados radiométricos com medições em campo da variável que se deseja modelar. É necessário realizar validações que comprovem a representatividade dessas equações, por exemplo, avaliando a sua precisão em diferentes microclimas e regiões, para restringir seu uso para ambientes em que sejam preditores suficientemente eficientes.

O balanço de energia considera que o saldo de radiação no solo (dado pela diferença entre o que refletiu e o que foi absorvido pelo solo) é distribuído majoritariamente em calor latente, calor sensível e fluxo de calor. SEBAL (BASTIAANSEN et al., 1998a; BASTIAANSEN et al., 1998b) e METRIC (ALLEN et al., 2005) são modelos típicos de balanço de energia com equações empíricas,

enquanto o SAFER (TEIXEIRA et al., 2010) inclui também índices de vegetação. Esses três modelos são sucintamente apresentados a seguir.

1.5.1 Algoritmo “SEBAL”

Bastiaansen, Menenti, Feddes et al. (1998a) e Bastiaansen, Pelgrum, Wang et al. (1998b) formularam e validaram, respectivamente, um modelo, baseado no balanço de energia computado por meio de sensoriamento remoto, da evapotranspiração a partir da quantificação do fluxo de calor latente obtida do resíduo da equação do balanço de energia (utilizando imagens digitais de qualquer sensor orbital que meça radiação no visível, infravermelho próximo e termal). Esse modelo, denominado *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), tem sido aplicado em várias regiões do planeta e tem como principal atrativo o reduzido número de dados climatológicos de superfície necessários para obtenção do balanço de energia.

Uma das hipóteses que dão base ao SEBAL é a de que a diferença de temperatura entre a temperatura aerodinâmica e do ar está linearmente correlacionada com a temperatura superficial. Essa relação é determinada usando dois pontos “âncora” onde um valor para o calor sensível é estimado baseado em um conhecimento prévio dos fluxos sobre solo exposto e seco (“pixel quente”) e solo úmido (“pixel frio”). Com isso, uma aplicação bem-sucedida do SEBAL requer uma área que seja grande o suficiente para abranger essas condições extremas, que caracterizam os pixels “âncora”, e que também apresente usos da terra com transição razoavelmente homogênea, para que a hipótese de linearidade do SEBAL seja válida. Além disso, a seleção visual de pixels “quentes” e “frios” no SEBAL é associada a subjetividade do pesquisador, resultando em maiores incertezas nas estimativas do modelo.

1.5.2 Algoritmo “METRIC”

Outro modelo constante na literatura, que é uma variação do SEBAL, é o *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and With Internalized Calibration* (METRIC) (ALLEN et al., 2005), que foi desenvolvido para estimar o balanço de energia e evapotranspiração de maneira muito similar ao SEBAL, diferindo no equacionamento da estimativa da evapotranspiração diária, na escolha do pixel úmido e da diferença de temperatura desse pixel, sendo mais eficiente que o SEBAL em superfícies

montanhosas e heterogêneas, que envolvem a utilização de modelos numéricos de terreno e dados horários de evapotranspiração.

1.5.3 Algoritmo “SAFER”

O SAFER (*Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving*) é um modelo elaborado por Teixeira (2010). Envolve apenas o albedo da superfície (α_0), a temperatura da superfície (T_s) e o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), como parâmetros obtidos por meio da associação de dados de sensoriamento remoto com dados climáticos provenientes de estações agrometeorológicas, podendo ser aplicado em áreas com variados usos da terra. Apesar deste algoritmo ter sido inicialmente aplicado e validado nas condições semiáridas do Nordeste brasileiro, o uso das equações originais foi aplicado e validado envolvendo outros agroecossistemas, fortemente contrastantes e sob diferentes condições termo-hidrológicas ao longo de vários anos.

Com aplicações do SAFER bem sucedidas realizadas no semiárido brasileiro, calibrações simples do algoritmo foram feitas para seu uso nas condições das bacias hidrográficas do Noroeste de São Paulo, por Hernandez et al. (2014), com imagens Landsat 5. Os autores compararam o SAFER e o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL, com a metodologia do coeficiente de cultura – K_c (ALLEN et al., 1998) da *Food Agriculture Organization* (FAO), nas culturas de milho, feijão e cana-de-açúcar, irrigadas por pivôs centrais. A evapotranspiração por ambos os algoritmos foi mais elevada que a estimada pelo método da FAO, sendo as superestimativas relacionadas aos erros nas considerações dos estágios fenológicos, ao aplicar os valores de K_c tabelados. Entretanto, verificou-se que o SAFER apresentou melhor desempenho que o SEBAL em condições de menor índice de área foliar.

Também houve aplicações bem-sucedidas do SAFER no Pantanal (TEIXEIRA et al., 2015b), Rio Grande do Sul (LEIVAS et al., 2015) e outras localidades de São Paulo (HERNANDEZ et al., 2014).

1.6. Referências

- 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, 380–394, 2005.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. FAO, Irrigation and Drainage Paper, 56. Roma, 1998. 300p.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 198-212. 1998a.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; WAL, T. V. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 213-229. 1998b.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone, 6ª Ed. 2014.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo, SP: Edgard Blücher, 1999. 236 p.
- D'ARCO, E.; RUDORFF, B.F.T.; RIZZI, R. Índice de Vegetação para estimativa de área plantada com arroz irrigado. In: RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J. C. (Eds.). **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Ed. Bookimage, 2007. p.123-131.
- FIORIO, P. R.; COELHO, R. D.; BARROS, P. P. S.; BONILLA, M. Z.; GADY, A. P. B. Comportamento espectral de folhas da cana-de-açúcar na presença de déficit hídrico. **Irriga**. v. 23, n. 3, p. 609-621, 2018.
- FORMAGGIO, A. R. SANCHES, I. D. **Sensoriamento remoto em agricultura**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.
- HEALY, R. W. **Estimating groundwater recharge**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 245p.
- HERNANDEZ, F. B. T.; NEALE, C. M. U.; TEIXEIRA, A. H. DE C.; TAGHVAEIAN, S. Determining large scale actual evapotranspiration using agrometeorological and

remote sensing data in the northwest of São Paulo state, Brazil. **Acta Horticulturae**, v.1038, p.263-270, 2014.

JAWAK, S.D.; DEVLİYAL, P.; LUIS, A.J. A Comprehensive Review on Pixel Oriented and Object Oriented Methods for Information Extraction from Remotely Sensed Satellite Images with a Special Emphasis on Cryospheric Applications. **Adv. Remote Sens.** 2015, 4, 177–195.

KING, A.C.; RAIBER, M.; COX, M.E.; CENDÓN, D.I. Comparison of groundwater recharge estimation techniques in an alluvial aquifer system with an intermittent/ephemeral stream (Queensland, Australia). **Hydrogeology Journal**, v. 5, n. 1, p. 1-19, 2017.

LEE, W.S.; ALCHANATIS, V.; YANG, C.; HIRAFUJI, M.; MOSHOU, D.; LI, C. Sensing technologies for precision specialty crop production. **Computer and Electronics on Agriculture**, v. 74, p. 2-33, 2010.

MOLIN, J. P.; AMARAL, L. R.; COLAÇO, A. **Agricultura de precisão**. São Paulo: Oficina de Textos, 2015.

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.

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. (SBSR), 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 101-107. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: <<http://urlib.net/3ERPFQRTRW/39UL4E2>>. Acesso em: 16 jun. 2019.

POLI, D.; TOUTIN, T. Review of developments in geometric modelling for high resolution satellite push broom sensors. **Photogrammetrical Recognition**, v. 27, p. 58-73, 2012.

PONZONI, F.J., SHIMABUKURO, Y.E. **Sensoriamento remoto da vegetação**. São Paulo, Oficina de Textos, 2010.

RUDORFF, C.M.; SUGAWARA, L.M.; VIEIRA, C.A.O.; RIZZI, R. Classificação de soja pelo método de superfícies de resposta espectro-temporal. In: RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C. (Eds.). **O sensor MODIS e suas**

aplicações ambientais no Brasil. São José dos Campos: Ed. Bookimage, 2007. p.111-21.

SAAVEDRA, O. **Estimativa da umidade do solo através de séries temporais de ndvi e de Ist na planície de inundação da Ilha do Bananal.** 2016. 116 f.

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

SHAW, G.A.; BURKE, H.-H.K. **Spectral Imaging for Remote Sensing.** Linc. Lab. J. 2003, 1, 3–28.

SHIA, C.; WANGA, L. Incorporating spatial information in spectral unmixing: A review. **Remote Sensing of Environment.** 2014, 149, 70–87.

TATEISH, R., AHN, C.H., Mapping evapotranspiration and water balance for global land surfaces. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing.** v. 51, p. 209–215, 1996.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v.38, p.5 5-94, 1948.

TUCCI, C. E. M.; SILVEIRA A. L. L.; **Hidrologia: ciência e aplicação.** Porto Alegre, 4º Ed. UFRGD/ABRH, 2015.

USGS - United States Geological Survey. **The Landsat Program.** Washington, DC, 2013. Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em 17 jun. 2019.

YANG, C.; EVERITT, J.H.; BRADFORD, J.M. Comparison of QuickBird satellite imagery and airborne imagery for mapping grain sorghum yield patterns. **Precision Agriculture**, v. 7, p.33-44, 2006.

VAN DER WERFF, H.; VAN DER MEER, F. Sentinel-2 for Mapping Iron Absorption Feature Parameters. **Remote Sensing.** v. 7, p. 12635–12653, 2015.

YANG, C.; EVERITT, J.H.; BRADFORD, J.M. Evaluating high resolution SPOT 5 satellite imagery to estimate crop yield. **Precision Agriculture**, v. 10, p. 292-303, 2009.

YI, J.L.R. **Dados do sistema sensor MODIS-TERRA para avaliação e monitoramento de áreas agrícolas na Região Sul do Brasil.** 2005. 181 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Transportes) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

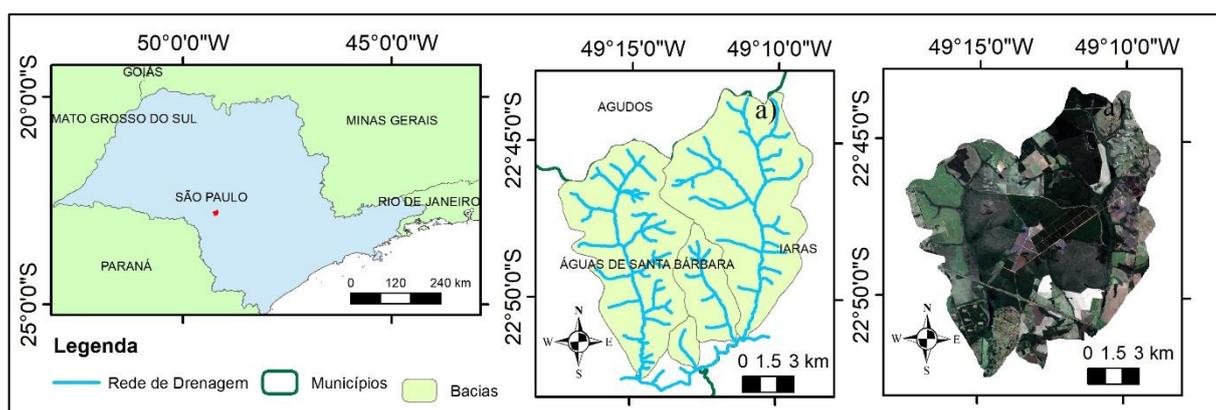
ZHANG, C.; KOVACS, J.M. The application of small-unmanned aerial systems for precision agriculture: A review. **Precision Agriculture Applications**, v. 13, p. 693-721, 2012.

Capítulo 2 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Introdução

A área de estudo, exposta na Figura 2.1, pertence à unidade hidrográfica do Rio Pardo, integrante da bacia hidrográfica do Rio Paranapanema, Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos 17, Médio Paranapanema (UGRHI 17 – MP). O local é delimitado a leste pelo Rio Capão Rico e a oeste pelo Rio Capivari, ambos com as nascentes em propriedades particulares a montante.

Figura 2.1 - Localização da área de estudo e composição em cor verdadeira com imagem do sensor Sentinel-2



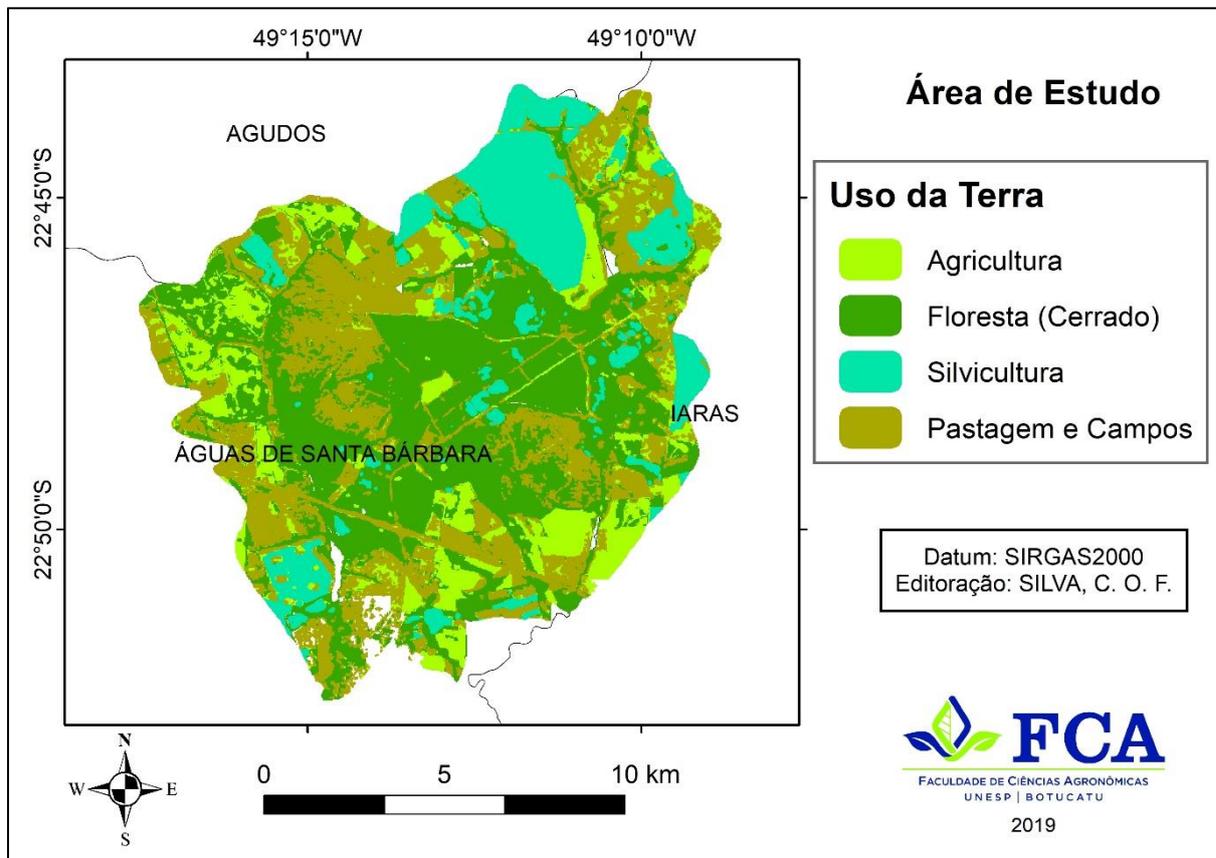
As seções a seguir detalham informações ambientais e agrícolas da área de estudo de interesse para a pesquisa.

2.2 Uso e Ocupação da Terra

A área de estudo tem uso da terra variado, como apresentado na Figura 2.2: há vegetação natural (bioma Cerrado) (67 km²), silvicultura (*Eucalyptus sp.*) (22 km²), cultivo de cana-de-açúcar (25 km²), área urbana (2 km²), campos em regeneração (5 km²), estradas (0,4 km²) e pastagem (40 km²). A região norte da área de estudo é amplamente ocupada pela silvicultura. A região oeste é ocupada pela agricultura (cana-de-açúcar). Durante o ano, há colheita de eucaliptos e cana-de-açúcar nessas

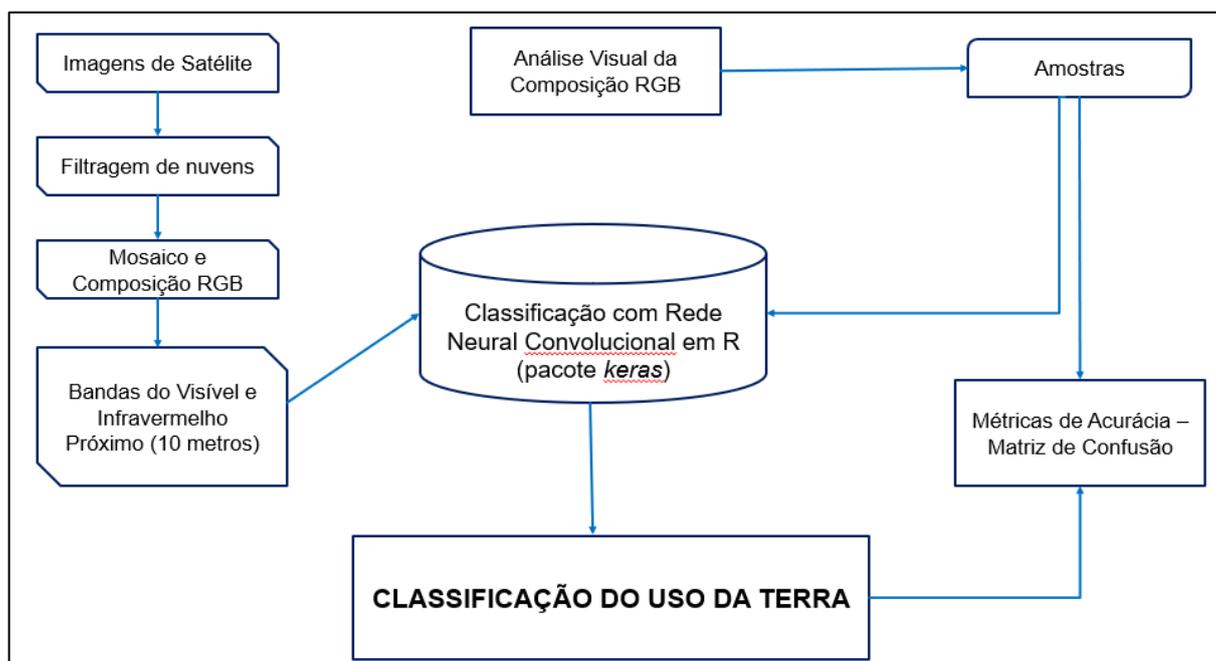
áreas, aumentando a área de solo nu. Na região sul, existe uma área urbana e as áreas de pastagem e floresta estão na região central e oriental da área de estudo.

Figura 2.2 - Mapeamento do uso da terra na área de estudo com base em imagem de 26 de novembro de 2016



O uso da terra foi gerado por meio de uma rede neural convolucional, treinada com uma imagem Sentinel-2 de 26 de novembro de 2016, em ambiente R, para que fosse aplicada em outras imagens sem a necessidade de interpolação para readequação da grade (*grid*) para classificação supervisionada (premissa do treinamento de redes neurais). A Figura 2.3 esquematiza o fluxo de trabalho para automatização da classificação de uso da terra.

Figura 2.3 - Fluxograma do procedimento de automatização da identificação do uso da terra com redes neurais convolucionais utilizando o pacote *keras* em R



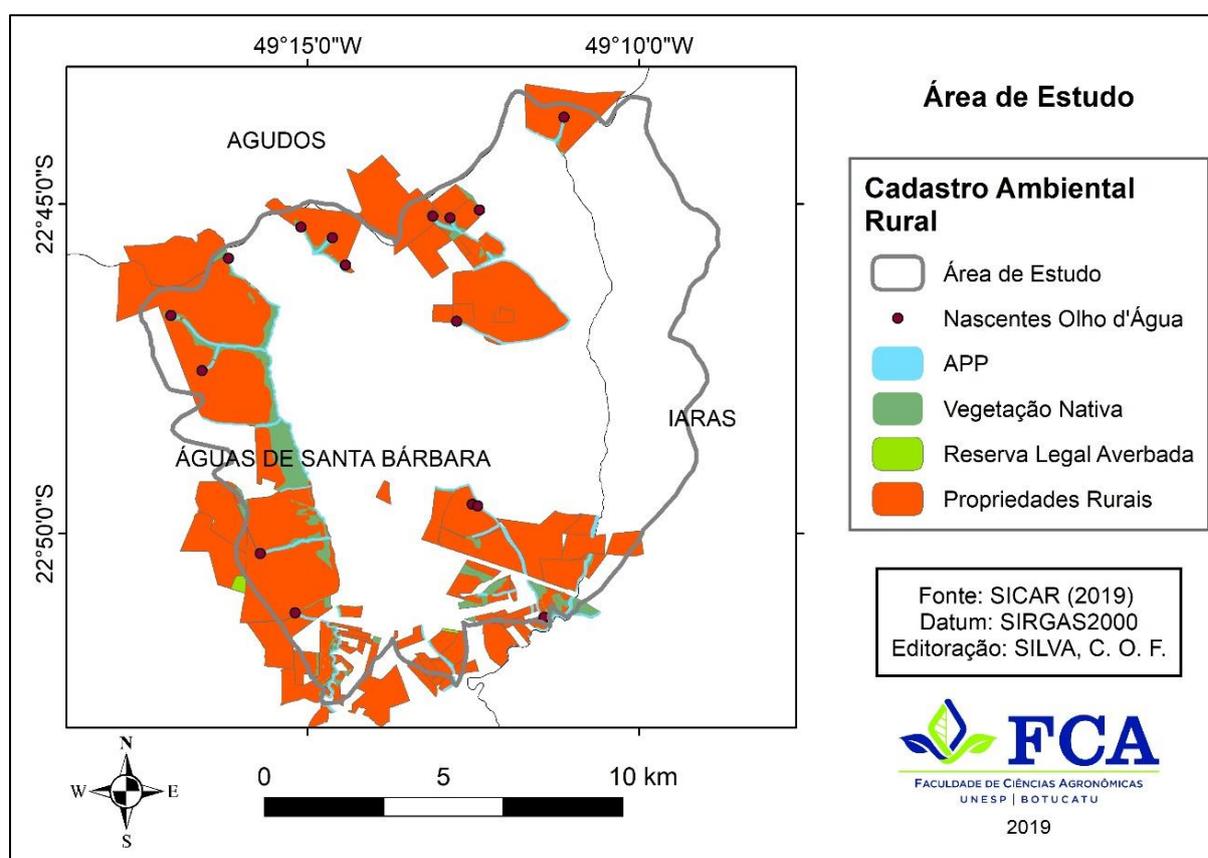
A Tabela 2.1 mostra a matriz de confusão obtida do treinamento. Nota-se que há confusão entre a assinatura espectral de floresta e silvicultura, principalmente pelo aspecto rugoso dos dosséis. A Tabela I.1 (no Anexo A) exhibe o código-fonte desenvolvido em ambiente R.

Tabela 2.1 - Matriz de confusão da classificação de uso da terra com rede neural convolutiva em R com imagem de 26 de novembro de 2016

	Agricultura	Floresta	Silvicultura	Pastagem
Agricultura	251	0	0	0
Floresta		321	15	0
Silvicultura			242	0
Pastagem				325

Também se avaliou a situação fundiária da região. Analisou-se os dados do Cadastro Ambiental Rural (SICAR, 2019) dos municípios de Agudos, Águas de Santa Bárbara e Iaras para verificar quais propriedades rurais estão inseridas na área de estudo como exposto na Figura 2.4.

Figura 2.4 - Informações de regularização ambiental das propriedades rurais da área de estudo inscritas no Cadastro Ambiental Rural

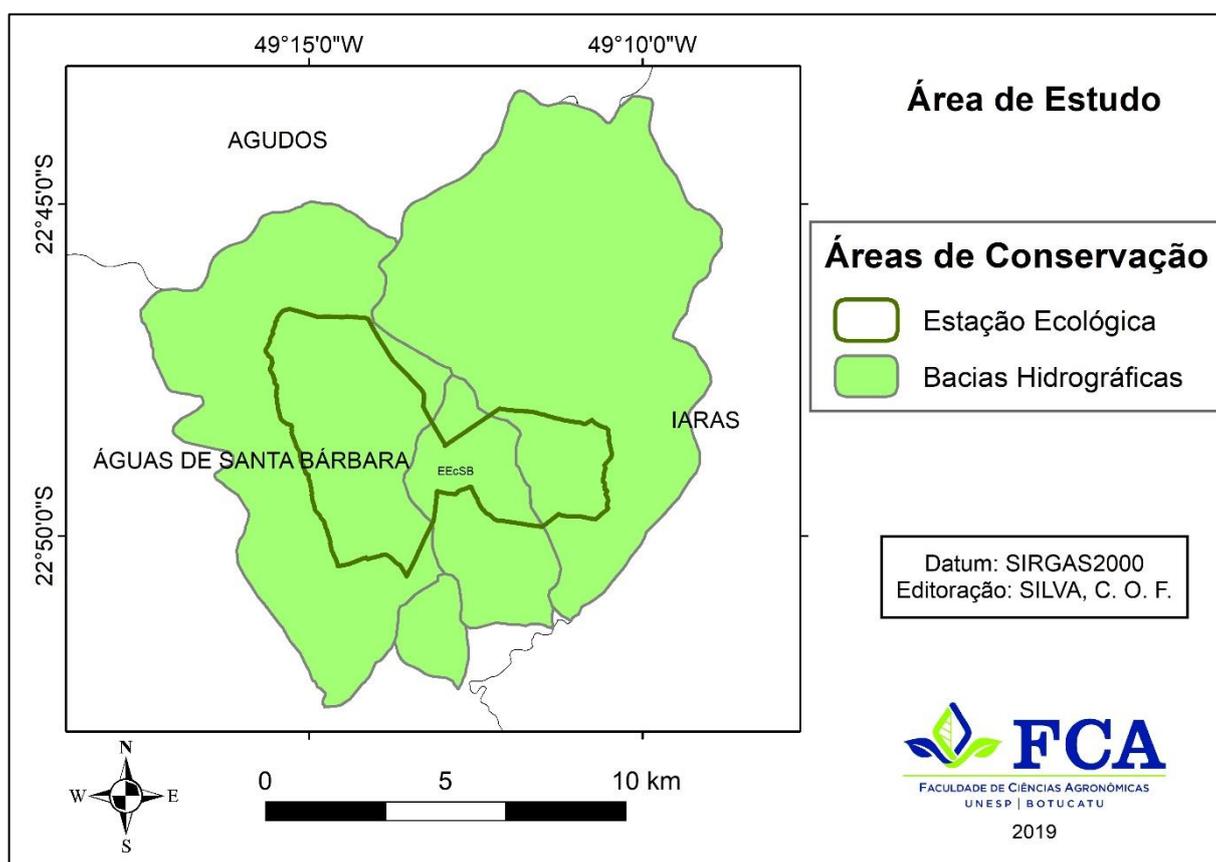


Há 63 propriedades rurais (totalizando 6.400 ha) inscritos no CAR com 234,5 ha de área de preservação permanente (APP), 17 nascentes olho d'água, 99 ha de reserva legal e 664,5 ha de vegetação nativa, evidenciando que as propriedades estão regularizadas de acordo com o Código Florestal.

A região ocupada por vegetação nativa é composta, basicamente, pela Estação Ecológica de Santa Bárbara, exposta na Figura 2.5. Está localizada próxima à Rodovia SP 261 – km 58, nas coordenadas 22°48'59" S e 49°14'12" O. Foi regulamentada pelo

Decreto 22.337 de 07 de junho de 1984 que instituiu sua formação com uma área de 4.371 hectares dentro dos limites da Floresta Estadual de Santa Bárbara. O manejo na vegetação é constante, tanto para fins de produção florestal para pesquisa como para reverter à invasão pelo Pinus sobre a vegetação nativa (MELO & DURIGAN, 2011). Três rios correm integralmente dentro dos limites da Unidade e deságuam no rio Capivari, a saber: o Rio Santana, o Rio Guarantã e o Rio do Boi.

Figura 2.5 - Localização da Estação Ecológica de Santa Barbara (EEcSB)

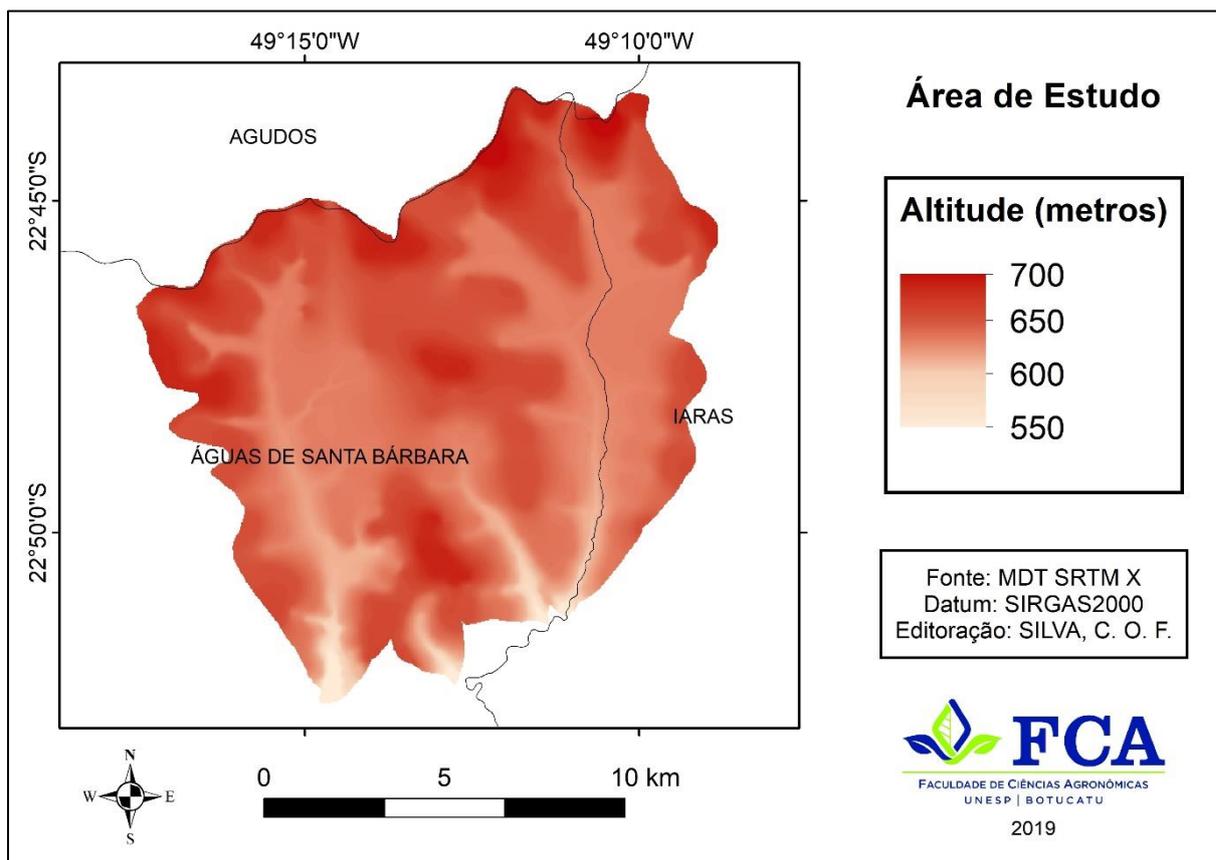


2.3 Geomorfologia e Geologia

A altimetria nas proximidades da área de estudo varia entre 560 e 700 m (Figura 2.6), sendo possível encontrar relevos de morrotes alongados e espigões, “onde predominam interflúvios sem orientação preferencial, topos angulosos e achatados, vertentes ravinadas, com perfis retilíneos, drenagem de média a alta densidade,

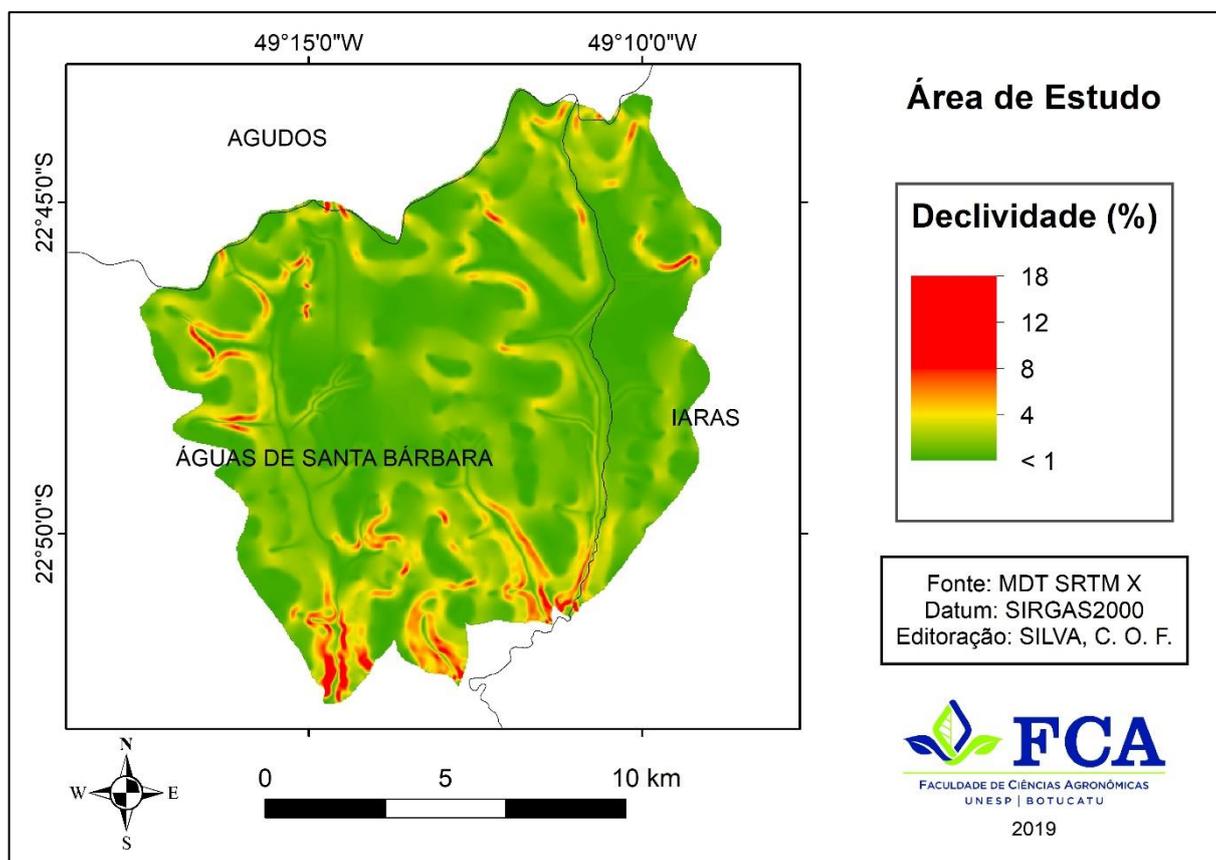
padrão dendrítico e vales fechados”, em contraposição ao relevo colinoso predominante na região (SIGRH, 2019).

Figura 2.6 - Mapeamento altimétrico da área de estudo



Segundo IPT (1981), a região está localizada na Zona de Áreas Indivisas da Província do Planalto Ocidental cuja estrutura do relevo é dada por camadas sub-horizontais, com leve caimento para oeste, formando uma extensa plataforma estrutural bastante suavizada. O relevo é predominantemente do tipo colinoso e com baixas declividades (<15%), como indicado na Figura 2.7.

Figura 2.7 - Mapeamento da declividade da área de estudo



A área está situada na Bacia Sedimentar do Paraná, onde afloram os sedimentos das Formações Adamantina e Marília do Grupo Bauru e as rochas ígneas extrusivas basálticas da Formação Serra Geral do Grupo São Bento (IPT, 1981).

De acordo com IPT (1981) a Formação Adamantina aflora em vasta extensão no oeste do Estado de São Paulo, recobrando as unidades pretéritas do Grupo Bauru (formações Caiuá e Santo Anastácio) e da Formação Serra Geral, estando recoberta apenas pela Formação Marília no compartimento centro-oriental da bacia. Com depósitos continentais de origem fluvial, a formação Adamantina, em superfície, caracteriza-se pela presença de arenitos avermelhados a acastanhados, finos a muito finos, argilosos, intercalados por lamito marrom a avermelhado, arenoso e carbonático.

A Formação Marília é composta predominantemente por arenitos grossos, com teor de matriz variável, maciços ou com acamamento incipiente e com raras

estratificações cruzadas de médio porte e camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcários.

A Formação Serra Geral, província magmática relacionada aos derrames e intrusivas que recobrem a Bacia do Paraná, é constituída predominantemente por basaltos e basalto-andesitos de filiação toleítica (IPT, 1981).

2.4 Hidrogeologia

A área de estudo se encontra sobre o Sistema Aquífero Bauru (SAB) que ocupa uma área de aproximadamente 97 Km², parcela que corresponde a cerca da metade da extensão oeste do Estado de São Paulo. As rochas sedimentares (arenosas, areno-argilosas e siltosas dos Grupos Bauru) que compõem o aquífero estão dispostas sobre o basalto da Formação Serra Geral (SILVA; CHANG, 2010).

A produtividade do SAB é considerada de média a alta, porém, é variável ao longo de sua extensão. Os arenitos do Grupo Bauru são intercalados por camadas de sedimentos de granulometria fina, ou possuem uma cimentação de mineral carbonático entre os grãos de areia, o que diminui a sua capacidade de armazenar e transmitir água (IRITANI e EZAKI, 2008).

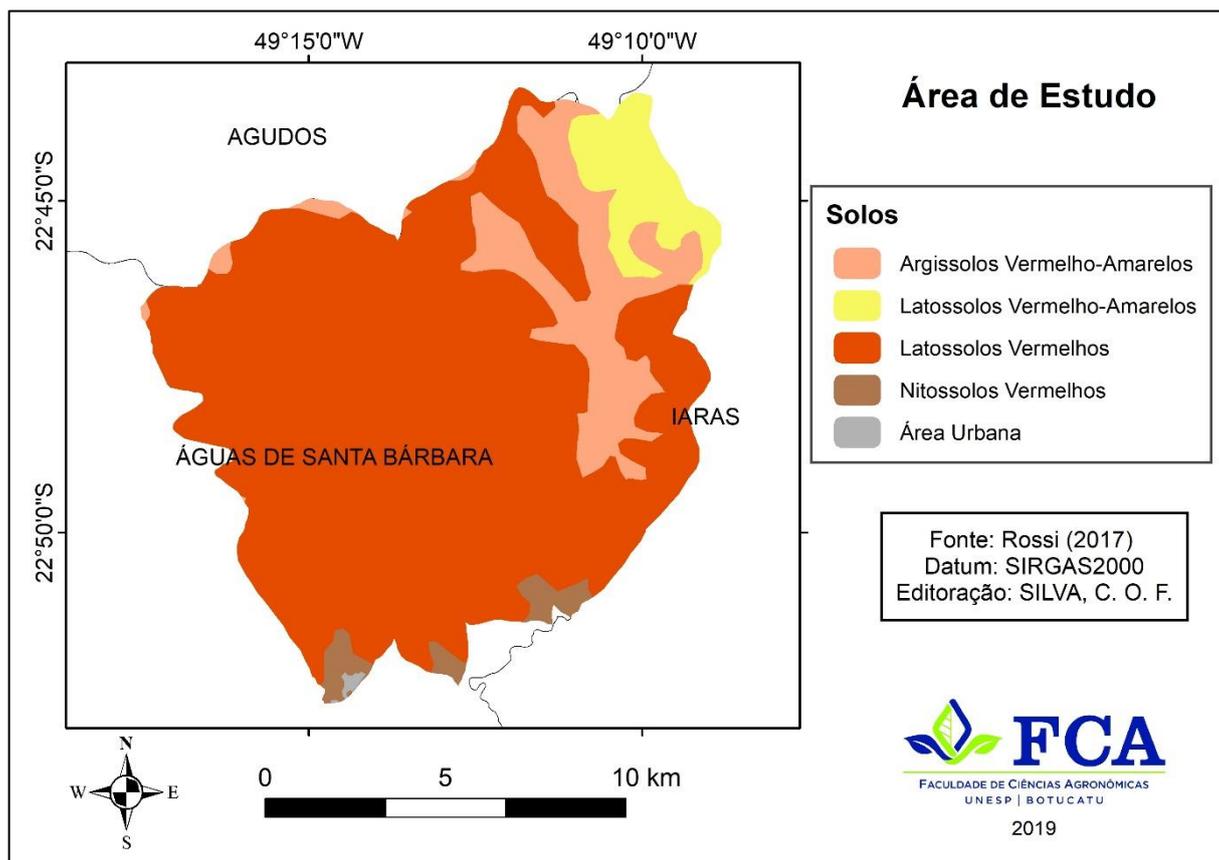
De acordo com informações do Mapa de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo (2005), a espessura saturada média do Aquífero Bauru é de 75 m, e as menores espessuras são observadas nas proximidades dos afloramentos dos basaltos nos limites sul, leste e norte do aquífero. Essa espessura varia em virtude da forma irregular do topo do basalto e pode atingir valores superiores a 300 metros. As águas do SAB ocorrem regionalmente de forma livre podendo se apresentar, localmente, na forma semiconfinada ou confinada. O SAB é utilizado por cerca de duzentos e quarenta municípios paulistas, sendo que destes, 87% são abastecidos integralmente por águas subterrâneas.

2.5 Solos

O solo predominante no local é o Latossolo Vermelho (LV). No entorno da área, também ocorrem os Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA) e, acompanhando a faixa

de drenagem do Rio Pardo, os Nitossolos Vermelhos (NV) (ROSSI, 2017), conforme a Figura 2.8.

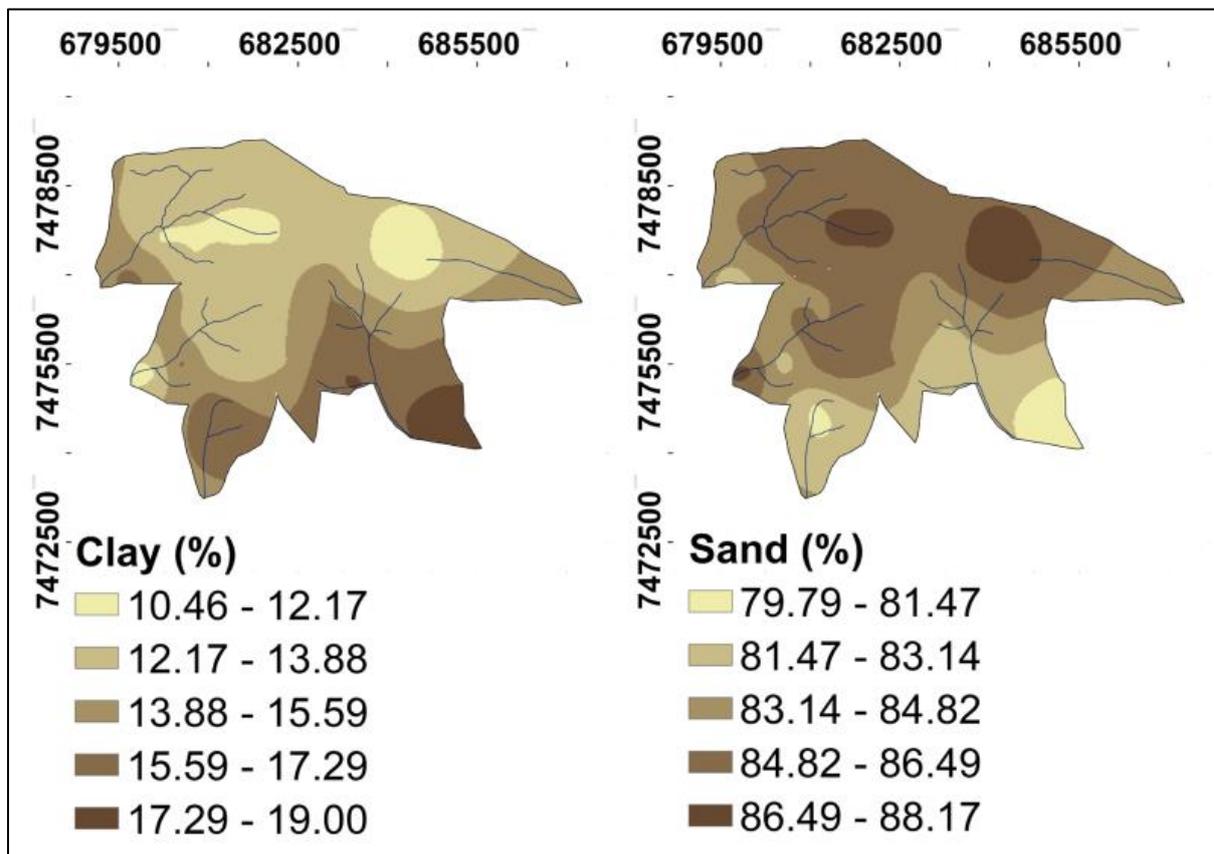
Figura 2.8 - Mapeamento de solos



Fonte: adaptado de Rossi (2017)

Santarosa e Manzione (2018) mapearam as porcentagens de argila e areia na EEcSB, como visto na Figura 2.9, apresentando intervalos de 10,46-19% e 79,79-88,17%, respectivamente, mostrando predominância de areia.

Figura 2.9 - Porcentagens de argila e areia na Estação Ecológica de Águas de Santa Bárbara, onde estão localizados os poços de monitoramento



Fonte: Santarosa e Manzione (2018)

2.6 Monitoramento Agrometeorológico

A área está inserida sob a classificação climática Cw de Köppen, que abrange toda a parte central do Estado e é caracterizada pelo clima tropical de altitude, com chuvas no verão e seca no inverno. A temperatura média do mês mais frio é cerca de 18°C e a do mês mais quente pode ultrapassar 22°C. A precipitação pluviométrica anual oscila entre 1000 e 1300 mm, evidenciando a sazonalidade climática entre o período seco (de junho a setembro) e o período chuvoso (de dezembro a fevereiro) (CEPAGRI, 2019).

2.6.1 Estação Agrometeorológica

Os dados climatológicos utilizados nesse estudo foram séries de precipitação e parâmetros da evapotranspiração de referência (radiação solar global, umidade relativa do ar, temperatura do ar e características do vento). A estação automática foi programada para coletar dados diários, em frequência horária, de velocidade e direção do vento, radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e precipitação. Além disso, a evapotranspiração de referência foi calculada pelo método padronizado da ASCE (*American Society of Civil Engineers*) (ALLEN et al., 2005). Essa estação foi programada para coletar dados diários, em frequência horária, de velocidade e direção do vento, radiação solar, temperatura, umidade relativa e precipitação. As Figuras 2.10 e 2.11 expõem a estação climatológica compacta automática (ECA) instalada na área de estudo. Essa estação é oriunda do auxílio FAPESP 2009/05204-8. A evapotranspiração de referência (ET_0) é obtida a partir de uma modificação do método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), descrita na Equação 2, a seguir.

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot (R_n - G) + \left[\gamma \left(\frac{C_N}{T_A + 273} \right) \cdot u_2 (e_s - e_a) \right]}{\Delta + \gamma (1 + C_D \cdot u_2)} \quad (2)$$

onde R_n é o saldo de radiação à superfície da cultura ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$), T_A é a média diária da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), e_s é a pressão de vapor de saturação de ar (kPa), e_a é a pressão de vapor real do ar (kPa), $e_s - e_a$ é o déficit de pressão de vapor de saturação do ar (kPa), Δ é a declividade da curva de pressão de vapor do ar na atmosfera ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) e C_N e C_D são valores constantes para o tipo de referência e intervalo de cálculo. Adotou-se como referência a vegetação rasteira (gramado). Basicamente, os parâmetros C_N e C_D são simplificações de termos da equação ASCE-Penman Monteith, visando a uma estimativa mais universal da evapotranspiração potencial e demais computações a respeito da demanda hídrica de campos vegetados (ALLEN et al., 1998).

Entre 15 de dezembro de 2016 e 28 de fevereiro de 2017 houve interrupção do monitoramento por falha nos equipamentos, o que tornou necessário utilizar a Estação Meteorológica de Manduri, cujos dados estão disponíveis no CIIAGRO online. Essa é a estação da rede do CIIAGRO mais próxima a EECSB. Manzione (2019) verificou-se

uma correlação alta entre os dados de precipitação das duas estações, com coeficiente de correlação de Pearson de 0,85. Já para a evapotranspiração de referência a correlação não foi boa, atingindo coeficiente de correlação de Pearson de 0,27. A provável fonte dessa diferença é a maneira com que os dados são calculados, pois a estação na EEcSB utiliza o método da ASCE (Allen et al., 1998) e Manduri o método de Camargo (1962) que é uma simplificação do método de Thornthwaite (1948).

Figura 2.10 - Estação Climatológica Automática instalada próxima à sede da EEcSB



Fonte: Manzione (2019)

Figura 2.11 - Estação Climatológica Automática com cerca de proteção.



Fonte: Manzione (2019)

2.6.2 Efeitos do Fenômeno El-Niño

O verão de 2013/2014 foi um dos mais secos já registrados no estado de São Paulo, (NOBRE et al., 2015; DOBROVOLSKI e RATTIS, 2015; ESPINOZA et al., 2014), diminuindo a recarga dos aquíferos e provocando um cenário de escassez hídrica que impactou inclusive nos hábitos sociais da população na época, como a iminência de um possível racionamento de água. Por outro lado, em 2015 e 2016 ocorreu um dos fenômenos El Niño Oscilação Sul (ENOS) mais fortes já registrados na história. A concentração de precipitação excessiva em períodos costumeiramente secos impactou nas condições de teor de água na zona radicular. Nesse mesmo evento de ENOS houve impactos desse tipo no interior do estado de São Paulo onde áreas de clima subtropical tipicamente com verão chuvoso e inverno seco tiveram um inverno chuvoso (MANZIONE, 2018a). A Tabela 2.2 apresenta valores médios e desvio padrão da temperatura média do ar, evapotranspiração de referência, radiação solar e precipitação entre setembro de 2014 e abril de 2018. A Figura 17 apresenta *boxplots* com a distribuição mensal da precipitação nesse período com e seus *outliers* (valores maiores ou menores que 1,5 vezes a diferença interquartil). A Figura 18 apresenta a distribuição mensal da temperatura média do ar. A Figura 19 mostra a série temporal das quatro variáveis monitoradas, da forma como foram consideradas no estudo.

Tabela 2.2 - Valores médios e desvio padrão das variáveis medidas na estação agrometeorológica localizada na área de estudo

	Temperatura média do ar (°C dia ⁻¹)	Evapotranspiração de referência (mm dia ⁻¹)	Radiação Solar (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Precipitação (Total) (mm período ⁻¹)
Set-Dez 2014	23,02 ± 2,06	2,70 ± 0,73	15,47 ± 4,40	378,00
Jan-Dez 2015	21,18 ± 3,20	2,03 ± 0,70	11,54 ± 5,18	1582,00
Jan-Dez 2016	20,51 ± 7,04	1,98 ± 0,82	15,81 ± 4,75	1406,00
Jan-Dez 2017	20,71 ± 4,36	2,95 ± 1,40	17,65 ± 4,54	1673,00
Jan-Abr 2018	22,06 ± 2,67	2,93 ± 0,70	17,54 ± 4,29	535,00

Figura 2.12 - Boxplots da distribuição mensal da precipitação entre 2014-8 com dados brutos e tratados com retirada de outliers.

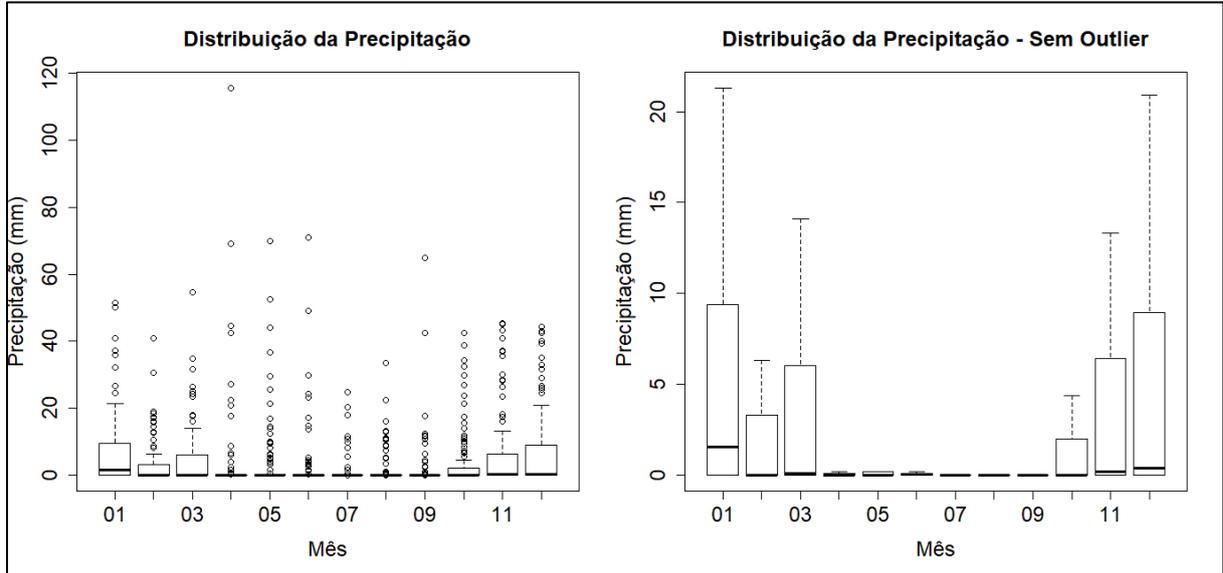


Figura 2.13 - Distribuição mensal da temperatura média do ar entre 2014-8.

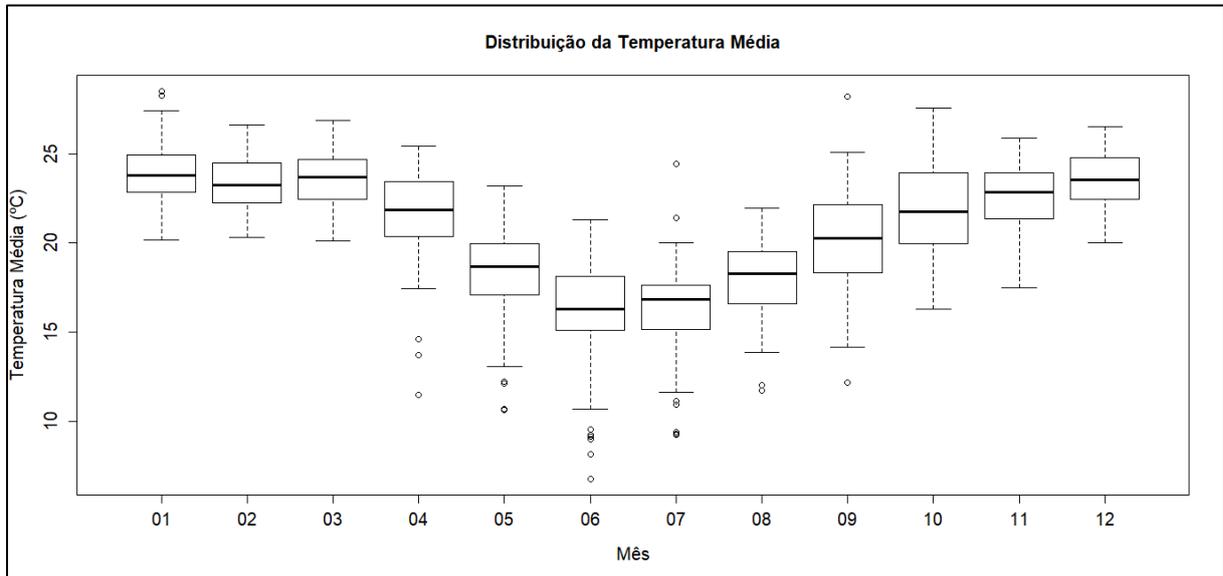
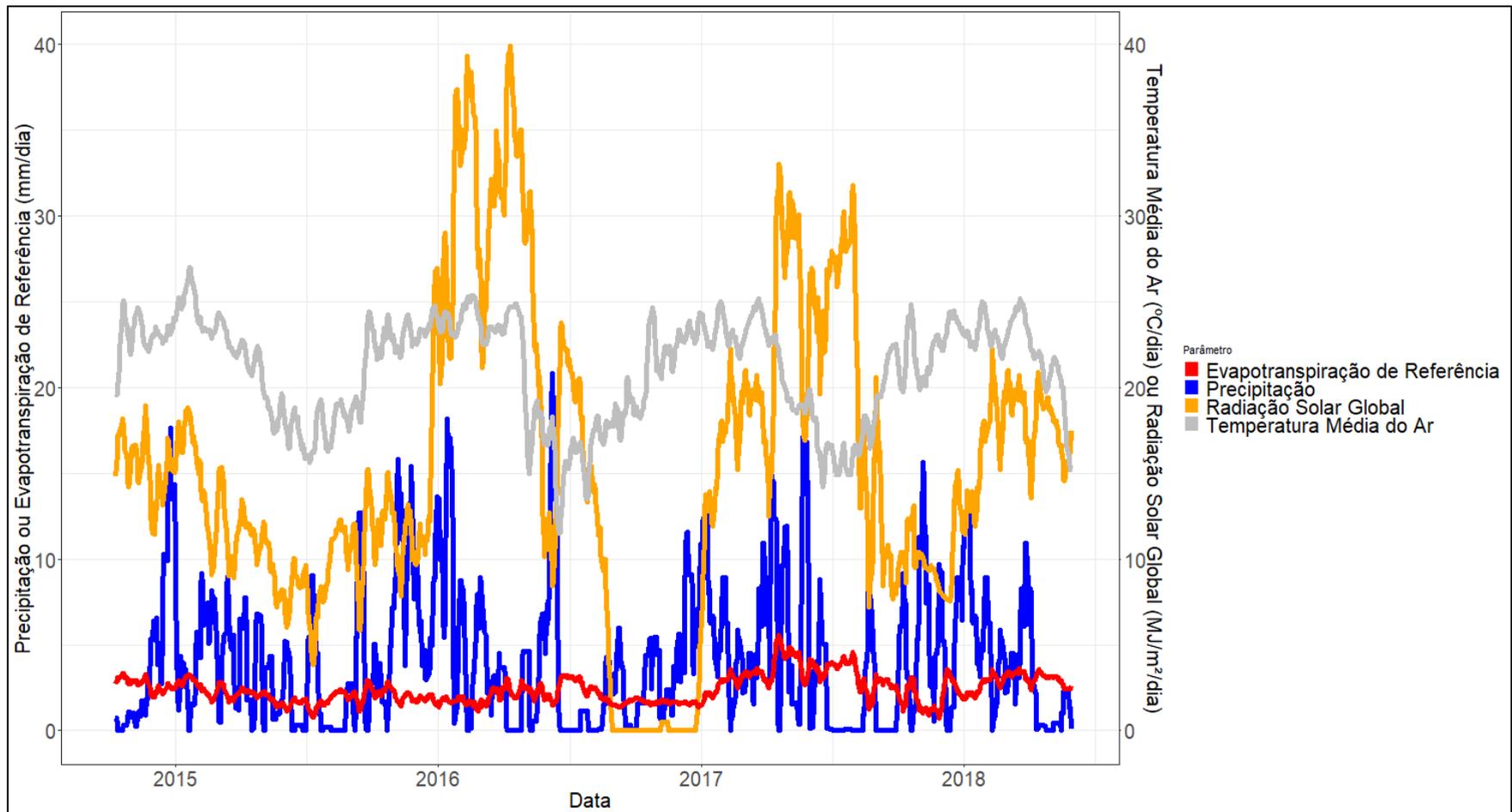


Figura 2.14 - Medições de precipitação, evapotranspiração de referência, radiação solar e temperatura média entre 2014-8 realizadas por estação automática localizada na área de estudo.



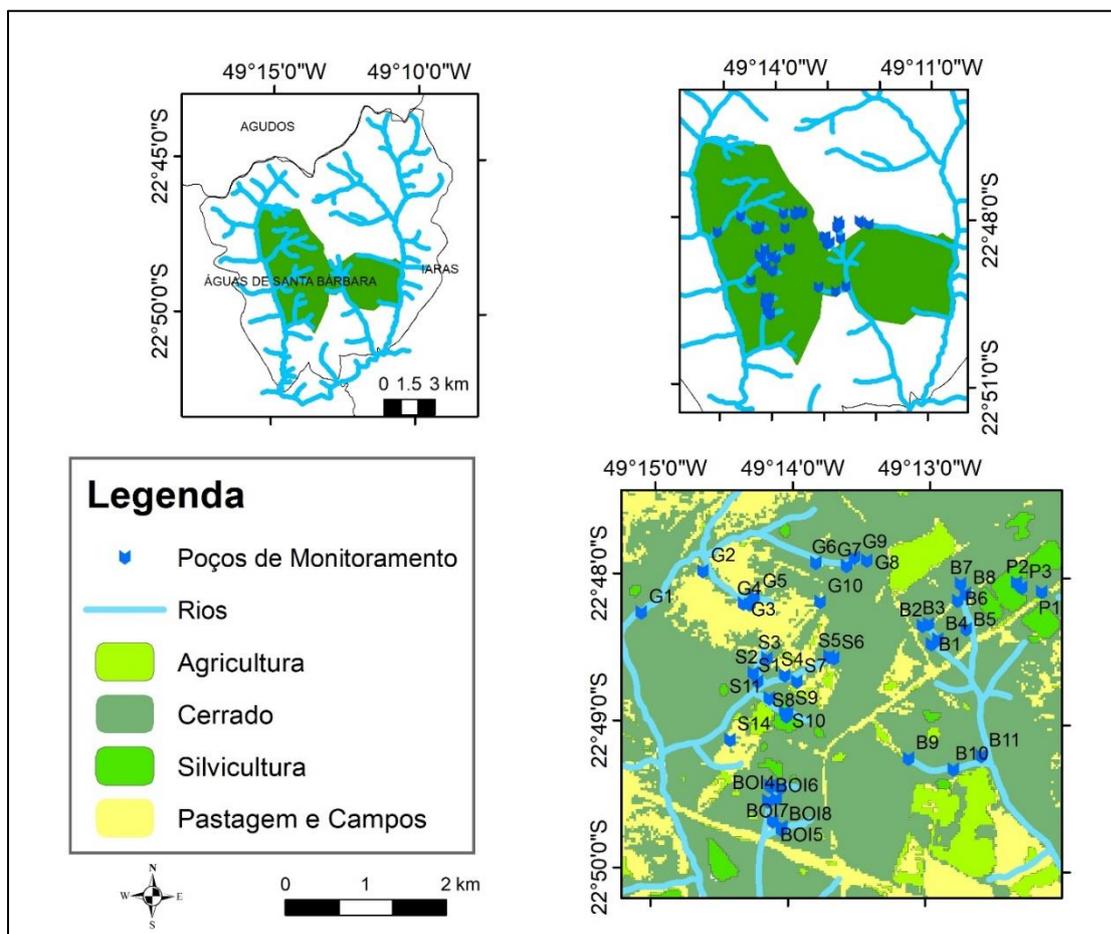
Entre janeiro e abril de 2017 há dados faltantes na estação, nesses dias foram utilizados dados de uma estação disponíveis no portal CIIAGRO localizada no município de Manduri/SP.

Entre outubro e março há o período chuvoso e entre abril e setembro o período seco. Vale destacar que os maiores outliers (maiores que 60 mm/dia) ocorreram no período de ENSO no período seco.

2.7 Monitoramento das Águas Subterrâneas

Foram considerados 39 poços de monitoramento de profundidade de aquífero, 10 poços iniciaram as medições em agosto de 2015 e 29 iniciaram em setembro de 2014. A profundidade dos poços variando de 2,94 a 7,68 metros. A Figura 2.15 apresenta a disposição dos poços na área de estudo.

Figura 2.15 - Localização dos poços de monitoramento e o uso da terra (com base em imagem do dia 26 de novembro de 2016).



Como é relatado por Manzione (2018b), os poços foram monitorados com uma frequência quinzenal a partir de 05 de setembro de 2014 até 29 de outubro de 2015, quando se passou a realizar as medições de nível com frequência mensal até 02 de setembro de 2016. Essa mudança deu-se por fins econômicos, uma vez que após 1 ano monitorando os poços, percebeu-se que não haviam grandes oscilações no espaço de 2 semanas.

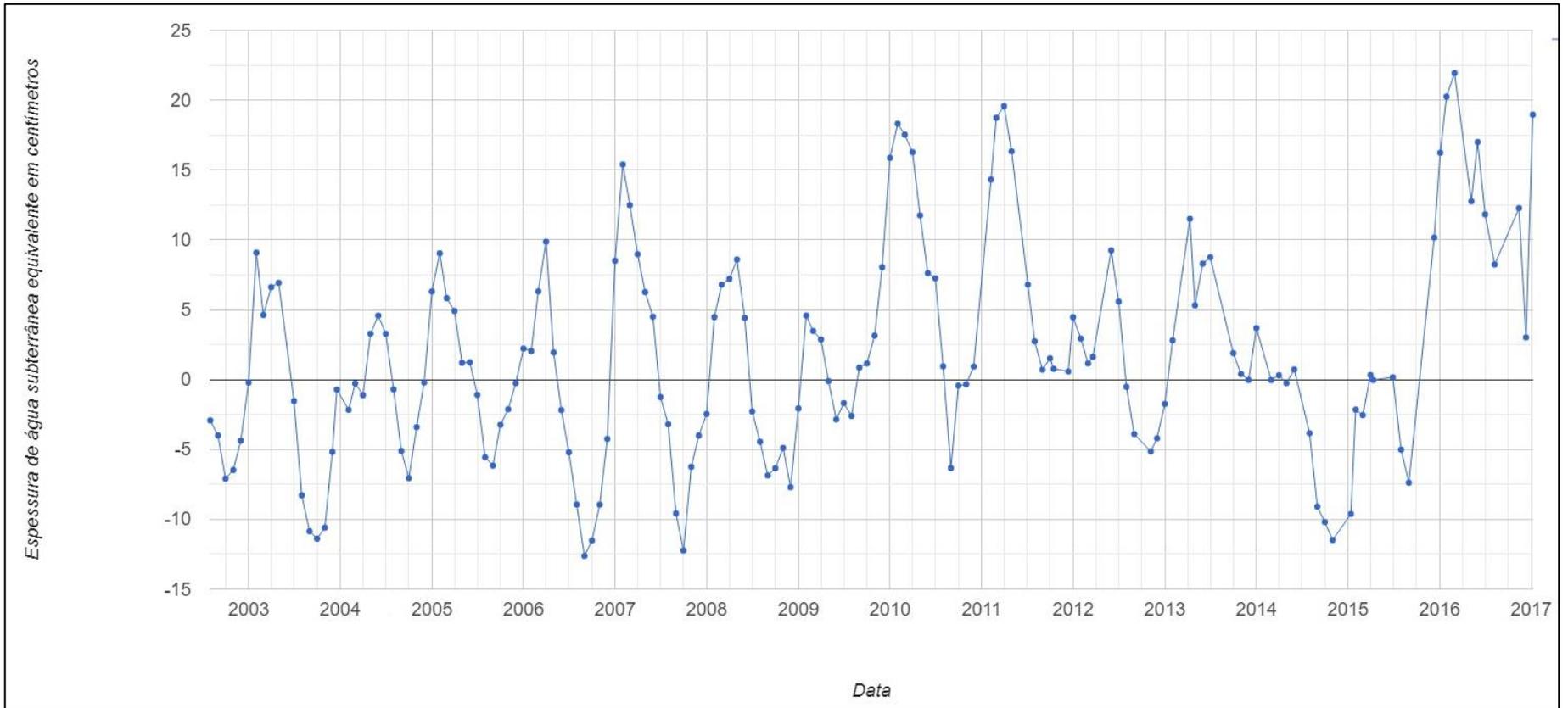
Em uma análise das séries temporais de nível freático realizada com 12 passos de tempo por Manzione (2018a), constatou-se sistema apresenta uma dinâmica rápida, com a autocorrelação diminuindo em mais da metade já no segundo ou terceiro passo. A memória do sistema pode ser considerada pequena, com uma rápida resposta a perturbações exógenas, típico em sistemas aquíferos rasos e níveis de águas subterrâneas pouco profundos.

A infraestrutura e as medições desses poços de monitoramento foram frutos do financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP ao Processo 2014/04524-7, intitulado de “Monitoramento de níveis freáticos no Sistema Aquífero Bauru em área de conservação em Águas de Santa Bárbara, SP”.

Também foi coletada a série temporal das anomalias no armazenamento de água no solo, obtidas pelo sensor GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), por meio do editor de código do *Google Earth Engine*. A Figura 2.16 mostra a evolução da recarga de aquífero em escala regional (resolução espacial de 0,25 grau) da região da área de estudo entre 2002 e 2017 (período de atividade do GRACE). Destaca-se que entre 2015 e 2016 toda a série temporal foi de rebaixamento de aquífero. Pela sua resolução espacial esse dado é uma tendência regional que não pode ser assumida diretamente para o comportamento da profundidade do aquífero nos poços.

O código-fonte para obtenção da série temporal do sensor GRACE, exposto na Figura 2.16, está disponível pelo link a seguir: <https://code.earthengine.google.com/b2bc987ae0c16e2fa7fe89650258b9c0>

Figura 2.16 - Monitoramento de anomalias no armazenamento de água no solo de acordo com a espessura equivalente de água diagnosticada pelo sensor GRACE entre 2002 e 2017



2.8 Referências

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. FAO, Irrigation and Drainage Paper, 56. Roma, 1998. 300p.
- ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R. L.; HOWELL, T. A.; ITENFISU, D.; JENSEN, E.; SNYDER, R. L. **ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation**. Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration – Environmental and Water Resources Institute of the American Society of Civil Engineers, 2005.
- CENTRO DE PESQUISAS METEOROLÓGICAS E CLIMÁTICAS APLICADAS A AGRICULTURA (CEPAGRI). **Clima dos Municípios Paulistas**. Disponível em: <<http://www.cpa.unicamp.br/outrasinformacoes/clima-dos-municipiospaulistas.html>>. Acesso 20 jun. 2019.
- DOBROVOLSKI, R.; RATTIS, L. Water Collapse in Brazil: the Danger of Relying on What You Neglect, **Natureza e Conservação**, v. 3, n. 1, 2015, pp. 80-3.
- ESPINOZA, J. C. et al. The Extreme 2014 Flood in South-Western Amazon Basin: The Role of Tropical-Subtropical South Atlantic SST Gradient, **Environmental Research Letters**, v. 9, 2014, pp. 124007.
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo). **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1981. Escala 1:500,000.
- IRITANI, M. A.; EZAKI, S. **As águas subterrâneas do Estado de São Paulo**. São Paulo: Secretaria do Estado do Meio Ambiente (SMA), 2008. 104 p.
- MANZIONE, R. L. **Análise de séries temporais e mapeamento de características das águas subterrâneas a partir de dados de monitoramento**. São Paulo: Instituto Água Sustentável, 2019. 186 p
- MELO, A. C. G.; DURIGAN, G. **Plano de manejo da Estação Ecológica de Santa Bárbara**. São Paulo: Instituto Florestal, 2011. 222 p
- NOBRE, C. et al. The Record Drought and Water Crises of Summer 2014 in Southeastern Brazil, **Bulletin of the American Meteorological Society**, 2015
- R CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. Disponível em <https://www.r-project.org/>. Acesso em: 16 jun. 2019.
- ROSSI, M. **Mapa Pedológico do Estado de São Paulo**. 2017. Disponível em: http://iflorestal.sp.gov.br/files/2017/11/Livro_Solos1.pdf. Acesso em: 16 jun. 2019.

SANTAROSA, L. V. ; MANZIONE, R. L. Soil variables as auxiliary information in spatial prediction of shallow water table levels for estimating recovered water volume.

Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 23, p. 1-13, 2018.

SICAR. **Cadastro Ambiental Rural**. Disponível em

<<http://www.car.gov.br/publico/municipios/downloads>>. Acesso 15 jun. 2019.

SILVA, F. de P. E; HUNG KIANG, C.; CAETANO-CHANG, M. R. Hidroestratigrafia do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Águas Subterrâneas**, v. 19, p. 19-36, 2005.

THORNTON, C. W. An approach toward a rational classification of climate.

Geographical Review, v.38, p.5 5-94, 1948.

Capítulo 3 - IMPLEMENTAÇÃO EM AMBIENTE R DO MODELO ESPACIAL SAFER PARA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

3.1 Introdução

A utilização de geotecnologias no planejamento agrícola é necessária para a transição da abordagem tradicional (baseado em medições pontuais e manejo baseado em tabelamentos simplificados) para a irrigação de precisão, definida como um gerenciamento da irrigação que considera as condições edafoclimáticas e hídricas locais em tempo quase-real com subsídios remotos, em vistas de tornar a irrigação de culturas sustentável, com potencial para aumentar a produtividade e reduzir o impacto ambiental da agricultura irrigada. Para dar conta dessa complexidade, busca-se um conhecimento aprofundado e preciso dos requisitos de água da cultura e do ambiente cultivado. Estratégias inovadoras de manejo de irrigação encorajam o desenvolvimento de novos métodos para monitorar os componentes do balanço hídrico.

Nesse sentido, esse capítulo apresenta: 1) fundamentos sobre sensoriamento remoto e sua aplicação em modelos espaciais da evapotranspiração, 2) o pacote “agriwater” em ambiente R, implementado para automatizar a utilização de imagens Sentinel-2, Landsat-8 e sensor MODIS com o algoritmo SAFER (Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving), sendo seu equacionamento apresentado de forma detalhada e 3) a primeira aplicação do SAFER a imagens Sentinel-2, na área de estudo dessa pesquisa, e comparação dos resultados com a literatura científica.

3.2 Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving (SAFER)

A fração evapotranspirativa ($\frac{ET_A}{ET_o}$), que representa a razão entre a evapotranspiração real (ET_A) e a evapotranspiração de referência (ET_o), foi calculada pela Equação 3.

$$\frac{ET_A}{ET_o} = \exp \left[e + f \left(\frac{T_s}{\alpha_0 \cdot NDVI} \right) \right] \quad (3)$$

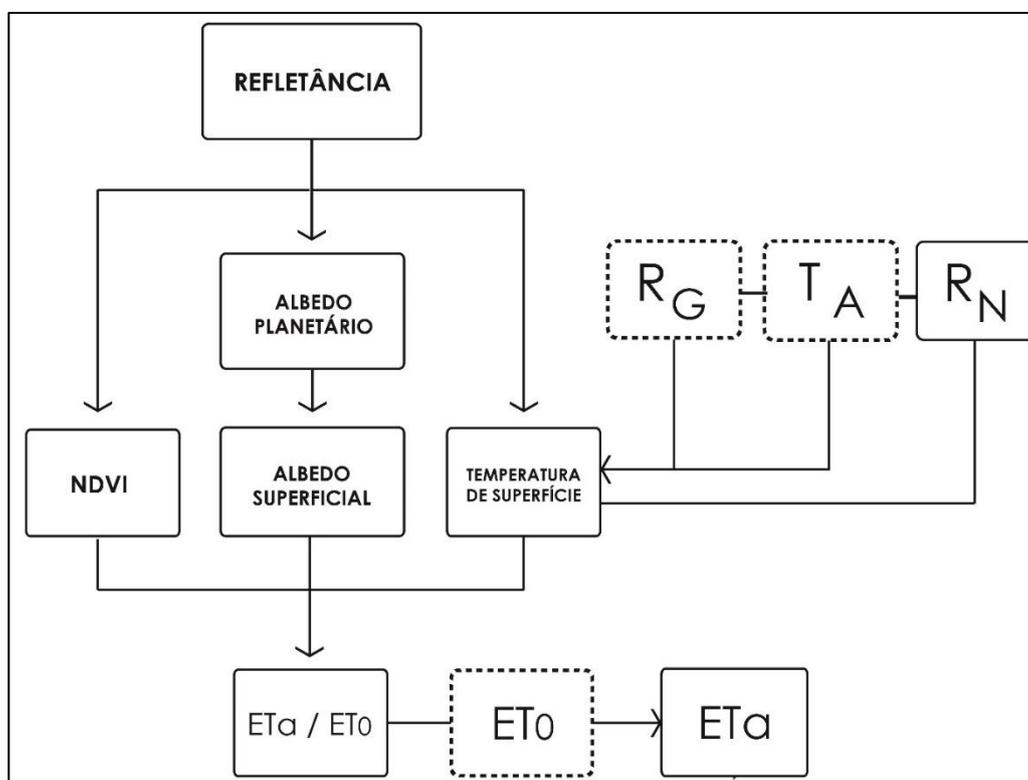
onde e e f são coeficientes de regressão, sendo 1,8 e -0,008, respectivamente. Teixeira (2010) calibrou essa equação e obteve um $R^2 = 0,91$ nas culturas de manga e uva. Uma vantagem da Equação 1 em comparação com o modelo SEBAL é a possibilidade de aplicação em qualquer ambiente de acordo com as condições

térmicas, sem a necessidade de um pixel-âncora (os pixels frio e quente). Teixeira (2010) demonstrou que não há diferenças significativas entre os valores diários e instantâneos do momento da passagem dos satélites na relação $\frac{ET_A}{ET_o}$. A relação também pode ser uma boa opção como parâmetro de entrada para as estimativas de umidade do solo na escala regional (TEIXEIRA, 2010). Para obter a evapotranspiração real, multiplica-se a fração evapotranspirativa pela evapotranspiração de referência, de acordo com a Equação 4.

$$ET_A = \frac{ET_A}{ET_o} ET_o \quad (4)$$

A Figura 3.1 apresenta esquematicamente as etapas do cálculo da fração evapotranspirativa pelo modelo SAFER, explicitando os dados de entrada espacializados exigidos.

Figura 3.1 - Fluxograma para o cálculo da evapotranspiração real e fração evapotranspirativa pelo modelo SAFER (*Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving*) sem a utilização da banda termal



A evapotranspiração, composta pela evaporação do solo e a transpiração das plantas, depende primariamente do suprimento energético (quantificado no modelo SAFER pelo saldo de radiação), do gradiente de pressão de vapor entre a superfície e a atmosfera e a velocidade do vento (agregados na evapotranspiração de referência). A evaporação no solo, especificamente, é dependente direta da umidade do solo. O conteúdo de água no solo e sua capacidade de conduzir água até as raízes deve ser considerado (ALLEN et al., 1998).

Essa relação entre solo e capacidade de absorção da água pela planta está ligada à capacidade do solo de armazenar água e transportá-la até a superfície das raízes, que é caracterizada pela textura e estrutura do solo, bem como parâmetros como o ponto de murcha permanente e capacidade de campo. Solos arenosos tendem a reter menos água, enquanto solos argilosos são capazes de armazenar água em seus interstícios. Quanto maior o volume de água demandado pela atmosfera, maior será a exigência hídrica da planta e será necessária maior disponibilidade de água no solo para não ocorrer déficit. Fica evidente que, para entender o consumo de água pela vegetação, é necessário conciliar em um modelo as condições térmicas locais (para se entender a demanda atmosférica, como a ET_o), a umidade no solo (que indica a disponibilidade de água no solo) e os estádios de crescimento da planta (que denotam o consumo inerente de água pela planta). Pereira et al. (2002), utilizando um tanque Classe A, observou que quando a demanda atmosférica é baixa (menos de 2 mm dia⁻¹) a planta extrai uma fração da capacidade de água disponível (CAD), enquanto que uma demanda muito alta (mais de 7,5 mm dia⁻¹) provoca o fechamento dos estômatos, para evitar secamento das folhas, mesmo com um solo úmido, por incapacidade da planta de absorver água numa taxa compatível com a demanda atmosférica. Solos arenosos, como o da área de estudo, tendem a ter menor capacidade de água disponível por unidade de profundidade, com um limite mínimo de 0,5 mm de água/cm de profundidade (PEREIRA et al., 1997).

A fração $\frac{ET_A}{ET_o}$ em culturas agrícolas sem estresse hídrico nem ambiental, é considerada como o coeficiente de cultura— K_C , o qual vem sendo obtido tanto com experimentos de campo como por sensoriamento remoto. Em vegetação natural, a razão $\frac{ET_A}{ET_o}$ caracteriza o grau de umidade na zona das raízes das plantas.

A seguir a modelagem espacial dos dados de entrada via sensoriamento remoto (com imagens Sentinel-2, Landsat-8 e MODIS) é detalhada.

3.2.1 Albedo Superficial

O albedo é definido como uma razão entre a luz do sol refletida e incidente e é um parâmetro importante no estudo das mudanças climáticas, desertificação, incêndios e impactos ambientais (SILVA et al., 2012a,b). Para obter o albedo superficial (α_0), seguindo a Fig. 15, primeiramente o albedo planetário para todo o espectro solar (α_p), foi calculado como a soma total das diferentes refletâncias de banda (r_{band}) de acordo com os pesos de cada banda (w_{band}), de acordo com a Equação 5.

$$\alpha_p = \sum w_{band} r_{band} \quad (5)$$

O sensor MODIS tem uma equação particular para o albedo planetário (Equação 6)

$$\alpha_p = a + \sum w_{band} r_{band} \quad (6)$$

Os pesos para as diferentes bandas foram calculados como a razão entre a quantidade de radiação de onda curta de cada banda e a soma da radiação de onda curta recebida para todas as bandas no topo da atmosfera (TOA). A Tabela 3.1 apresenta os pesos para cada sensor.

Tabela 3.1 - Pesos para correção atmosférica no topo da atmosfera (TOA) para as diferentes bandas do Sentinel-2/MSI, Landsat-8/OLI e MODIS

Sensor	Banda	Coeficiente	Sensor	Banda	Coeficiente
Landsat-8/OLI	1	0,10	Sentinel-2/MSI	2	0,32
	2	0,31		3	0,26
	3	0,30		4	0,25
	4	0,13		8	0,17
	5	0,08	MODIS	a	0,08
	6	0,05		1	0,41
	7	0,04		2	0,14

Os valores diários de α_0 foram obtidos de acordo com a Equação 7.

$$\alpha_0 = b\alpha_p + c \quad (7)$$

onde b e c são coeficientes de regressão, que para um período de 24 horas foram considerados como 1,70 e 0,13, obtidos de medidas de campo e satélite (TEIXEIRA et al., 2008; TEIXEIRA et al., 2014a; TEIXEIRA et al., 2014b) e foi calibrado com a $R^2 = 0,96$ (TEIXEIRA, 2010).

3.2.1.1 Conversão de número digital do Landsat-8 em reflectância

Para converter os números digitais (DN) quantificados e calibrados pelo sensor Landsat 8 OLI em radiância e refletância espectral, foram utilizados os coeficientes radiométricos disponibilizados no arquivo de metadados da imagem. Inicialmente, correções atmosféricas foram feitas, e os valores de número digital foram convertidos em radiância espectral para cada banda pela Equação 8, sendo a radiância (L_{band}) a intensidade radiante por fonte projetada na área em uma direção, sendo medida em watts por metro quadrado por *steradian* ($W m^{-2} sr^{-1}$).

$$L_{band} = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{255} \right) DN + DN_{MIN} \quad (8)$$

onde DN_{MIN} , DN_{MAX} , L_{MAX} e L_{MIN} são o número digital máximo e mínimo de cada banda e radiância máxima e mínima de cada banda, respectivamente, retirados dos metadados do Landsat-8 de cada banda (USGS, 2013).

Para cada banda, suas reflectâncias (r_{band}) são calculadas de acordo com a Equação 9.

$$r_{band} = \frac{\pi L_{band}}{ESUN_{band} \cos Z E_0} \quad (9)$$

onde $ESUN_{band}$ representa a irradiância espectral no topo da atmosfera, Z é o ângulo zenital e E_0 é o ângulo diário dado pela posição da Terra em dada coordenada geográfica e Dia do Ano (Day of Year, DOY).

3.2.2 NDVI

O uso dos índices de vegetação permite a obtenção de informações sobre o crescimento e vigor da vegetação e podem ser utilizados na determinação de parâmetros biofísicos, destacando as características das plantas por sua interação com a radiação solar eletromagnética em cada banda espectral, minimizando efeitos

do solo, atmosfera e variações abaixo do dossel (JENSEN, 2009). Os principais índices de vegetação combinam as informações de radiância refletidas pelos dosséis nas regiões do vermelho e infravermelho próximo do espectro eletromagnético (PONZONI; SHIMABUKURO, 2010).

Sendo a clorofila das folhas verdes um forte absorvente de radiação na faixa de comprimento de onda do visível, entre 0,4 e 0,7 μm , e uma forte fonte de reflectância na faixa do infravermelho próximo, 0,7 a 1,1 μm , é possível, através da quantificação da reflectância feita por sensoriamento remoto, avaliar o vigor da vegetação de acordo com o índice de diferença vegetação normalizado, em inglês, *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) (ROUSE et al., 1974) de acordo com a Equação 10, a seguir:

$$NDVI = \frac{r_{NIR} - r_{RED}}{r_{NIR} + r_{RED}} \quad (10)$$

onde r_{NIR} e r_{RED} representam as reflectâncias na faixa de comprimento de onda do infravermelho próximo (NIR) e do vermelho (RED).

3.2.3 Temperatura Superficial

Para obter os componentes de balanço de energia e água das imagens de satélite, em geral, suas bandas térmicas são usadas para estimar a temperatura de sensoriamento remoto. Utilizando a região térmica do sensor Landsat-8, as radiâncias espectrais das bandas 10 e 11 foram convertidas em temperaturas radiométricas aplicáveis no topo da atmosfera (T_{bk}) pela Equação 11.

$$T_{bk} = \frac{K_2}{\ln \frac{K_1}{L_k + 1}} \quad (11)$$

onde L_k são os valores de pixel das bandas 10 e 11, e K_1 e K_2 são coeficientes de conversão dados pelos metadados de imagens Landsat-8.

A média de T_{b10} e T_{b11} é corrigida para recuperar a temperatura da superfície por uma curva de regressão pela Equação 12.

$$T_s = dT_b - f \quad (12)$$

onde d e f são coeficientes de regressão, que por um período de 24 horas foi considerado como 1,11 e -31,89 e foi calibrado com um $R^2 = 0,95$ (TEIXEIRA, 2010).

No entanto, se o satélite não tiver uma banda termal é possível modelar a temperatura da superfície utilizando a temperatura do ar juntamente com as medições

remotas aplicando o método do resíduo da equação de Stefan-Boltzmann (TEIXEIRA et al., 2016), seguindo a Equação 13.

$$T_S = \sqrt[4]{\frac{\varepsilon_A \sigma T_A^4 + a_L \tau_{sw}}{\varepsilon_S \sigma}} \quad (13)$$

onde τ_{sw} é a transmissividade atmosférica de ondas curtas, definidas com 44% da R_G no topo da atmosfera (TEIXEIRA et al., 2008, 2010), o coeficiente a_L é dado pela equação 14, a seguir,

$$a_L = cT_A - d \quad (14)$$

onde T_A é a temperatura média do ar da estação agrometeorológica dentro da área de estudo com índice de área foliar (IAF) de 2,88 e albedo estimado de 0,23, R_G são os valores de 24 horas da radiação solar global e c e d são coeficientes de regressão iguais a 6,99 e 39,93 (TEIXEIRA et al. 2014a). Bastiaanssen et al. (1998a) aplicaram um valor constante de $a_L = 110$, que não considera as condições térmicas locais e a simplifica para as condições microclimáticas dos Países Baixos. Esse coeficiente é uma das principais fontes de incerteza na modelagem da temperatura superficial por extrapolar o comportamento da transmissividade atmosférica de ondas curtas para diferentes tipos de vegetação a partir da temperatura do ar medida em uma superfície de referência (da estação agrometeorológica).

E por fim, ε_A e ε_S são, respectivamente, as emissividades atmosférica e superficial, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$). Acompanhando Teixeira et al. 2008 e 2014a, ε_A e ε_S são calculadas pelas equações 15 e 16, respectivamente.

$$\varepsilon_A = a_A (-\ln \tau_{sw})^{b_A} \quad (15)$$

$$\varepsilon_S = a_S \ln NDVI + b_S \quad (16)$$

onde a_A , b_A , a_S e b_S são coeficientes de regressão que, de acordo com Teixeira et al. (2010), são, respectivamente, 0,94, 0,10, 0,06 e 1,00. Teixeira et al. 2009 calibraram ε_A e ε_S com R^2 de 0,75 e 0,90 respectivamente.

3.2.4 Balanço de Energia no Solo

O saldo de radiação (R_N , MJ m⁻² dia⁻¹) representa a diferença entre as densidades de fluxo de energia que entram e saem da superfície, envolvendo todos os comprimentos de onda, e é modelada pela equação de Slob (BRUIN & STRICKER, 2000; TEIXEIRA et al. 2015a) na Equação 17, que foi derivado por Teixeira et al. (2008), considerando quatro experimentos de campo de balanço de energia envolvendo diferentes condições termo-hidrológicas no Brasil.

$$R_N = (1 - \alpha_0)R_G - a_L\tau_{sw} \quad (17)$$

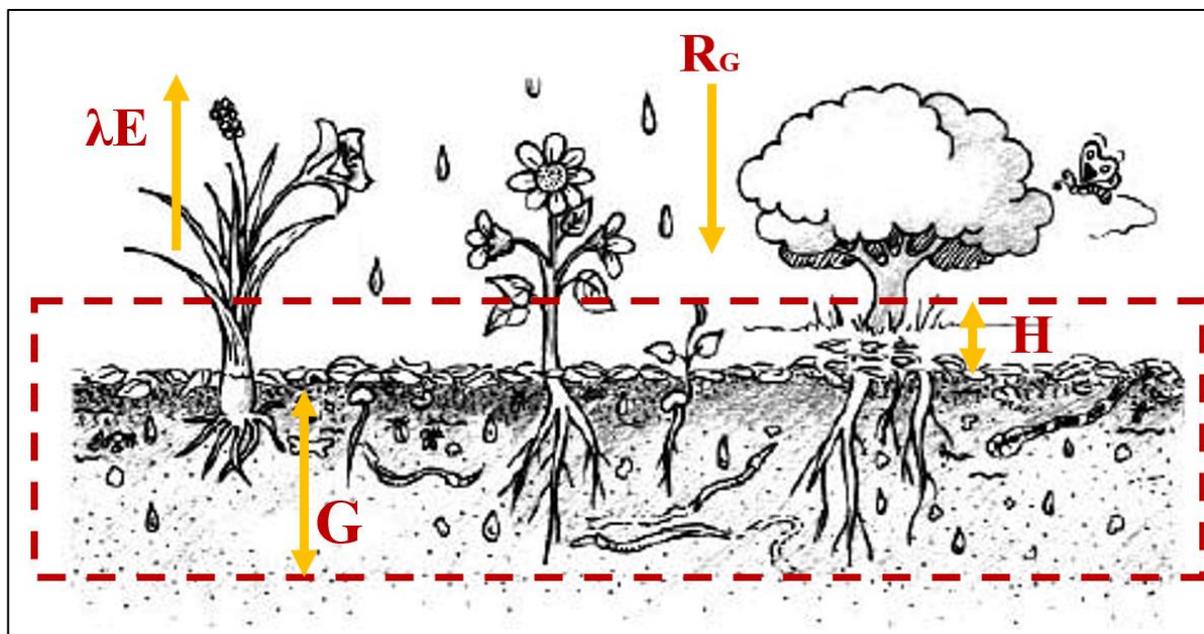
onde τ_{sw} é a transmissividade atmosférica de ondas curtas definida como a razão de R_G para a radiação solar incidente no topo da atmosfera.

O saldo de radiação (R_N) é particionado nos fluxos de calor latente (λE), sensível (H) e no interior da superfície (G) (ALLEN et al., 1998). R_N é redistribuído em λE , H e G , considerando apenas os fluxos verticais, ignorando as taxas horizontais de transferência de energia, por advecção, as quais podem ser significantes nas interfaces de culturas irrigadas e vegetação natural. Outros termos, tais como calor armazenado ou liberado das copas, ou a energia utilizada em processos metabólicos, não são considerados, por serem pequenas frações da energia disponível na escala temporal diária. (TEIXEIRA et al., 2014a, 2017). Valores de R_N positivos significam fluxos para a superfície, enquanto que os positivos para λE , H e G são provenientes da superfície. A equação do balanço de energia considerada pelo modelo SAFER está descrita na Equação 18

$$R_N = \lambda E + H + G \quad (18)$$

onde R_N é o saldo de radiação, λE é o fluxo de calor latente, H é o fluxo de calor sensível e G é o fluxo de calor no solo. Todos os termos da Equação 16 podem ser expressos em W m⁻² ou MJ m⁻² d⁻¹, sendo valores positivos ou negativos. A Figura 3.2 exibe um esquema com a direção dos fluxos descritos na Equação 18.

Figura 3.2 - Balanço de energia no solo de acordo com os fluxos de calor latente (λE), sensível (H) e calor no solo (G) como partições do saldo de radiação (R_N) originada da radiação solar global (R_G)



Em condições de campo R_N pode ser medido com pirgeômetros e piranômetros ou com saldo radiômetros acima da superfície vegetada. Os componentes λE e H podem ser medidos diretamente (sistema das correlações turbulentas) ou obtidos indiretamente dos gradientes de temperatura e umidade (sistema da razão de Bowen). Geralmente, em experimentos de campo, G é medido com fluxímetros enterrados na superfície do solo ou através de termopares em diferentes profundidades.

O fluxo de calor latente ocorre quando há uma diferença na concentração de vapor de água entre a superfície vegetada e a atmosfera, consistindo na energia envolvida na evaporação da água da superfície e na transpiração vegetal. A Equação 19 mostra a transformação da ET_a em calor latente.

$$\lambda E = 2,45 ET_A \quad (19)$$

O fluxo de calor no solo (G) consiste na quantidade de energia utilizada para seu aquecimento, sendo geralmente modelado como uma troca de calor por condução. Para os valores diários de G ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) foi utilizada a Equação 20, a seguir.

$$G = R_N g \exp(h \alpha_0) \quad (20)$$

onde g e h são coeficientes de regressão que, de Teixeira et al. (2008), foram considerados, respectivamente, 3,98 e -31,98. Teixeira (2010) calibrou essa equação com $R^2 = 0,90$. G depende do gradiente de temperatura do solo e da condutividade térmica do solo, que são difíceis de determinar usando dados de sensoriamento remoto. No entanto, o fluxo de calor do solo para a radiação líquida varia de 0,1 a 0,3 de superfícies bem vegetadas a condições de solo exposto.

A atmosfera também se aquece quando R_N é positivo. Este aquecimento ocorre a partir da superfície, então a temperatura da superfície (T_S) durante as horas do dia, excede a temperatura do ar (T_A). O componente do balanço de energia H ($\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$) é essa taxa de transferência de calor entre a superfície e o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura. A troca de calor sensível é determinado pelo estado da camada limite da atmosfera e pelas propriedades da superfície. Foi estimada como o resíduo do balanço de energia (Equação 21).

$$H = R_N - \lambda E - G \quad (21)$$

3.3 Pacote "agriwater" no R

O R (www.r-project.org) é um ambiente de programação de código aberto que está ganhando rapidamente o uso em muitas áreas de disciplinas (R CORE TEAM, 2019). É uma linguagem interpretada que oferece excelentes recursos de análise interativa e é ideal para o rápido desenvolvimento de aplicativos estatísticos e de análise de dados. Sua linguagem nativa permite o desenvolvimento de novos algoritmos a partir de uma ampla variedade de funções matemáticas, estatísticas e gráficas, recursos de entrada e saída e operadores para vetores e matrizes. Além das operações básicas, o R pode ser estendido com a instalação de pacotes desenvolvidos por usuários de software. Uma das principais vantagens do R para o projeto "agriwater" é que ele é gratuito e de código aberto. É muito robusto e funciona em uma ampla gama de plataformas, incluindo Microsoft Windows, Apple OS X e Linux.

O pacote "agriwater" foi estruturado e planejado para agregar as melhores práticas descritas pelos pesquisadores que realizaram estudos com o modelo SAFER. Os dados de entrada são uma máscara shapefile da área de estudo, conjuntos de dados de evapotranspiração de referência (ET_o), radiação global (R_G) e temperatura média

do ar (T_A) e refletâncias de sensores Sentinel-2/MSI ou MODIS ou números digitais do Landsat-8/OLI Desta forma, três questões básicas são solicitadas para escolher qual função usar:

- A área de estudo tem uma estação agrometeorológica única disponível ou há uma rede de estações?
- Imagens de qual sensor serão utilizados? Landsat-8/OLI, Sentinel-2/MSI ou MODIS?
- Se forem imagens Landsat-8, as bandas termais serão utilizadas ou não?

Com essas perguntas respondidas, é possível decidir por qual função utilizar. A Tabela 3.2 apresenta um resumo das funções disponíveis no pacote "agriwater". Se houver apenas uma estação agrometeorológica, deve-se escolher uma das funções da primeira coluna. Se houver uma rede de estações, as funções da segunda coluna serão usadas. Na terceira coluna estão as funções secundárias que auxiliam os pesquisadores que desejam apenas o albedo da superfície ou as refletâncias do Landsat-8. Existem funções adaptadas para cada sensor. Funções com "s2" no nome do comando indicam que ele usa imagens do sensor Sentinel-2/MSI, "l8" indica o uso do Landsat-8/OLI, "l8t" o uso do Landsat-8 incluindo bandas térmicas e "modis" o uso do MODIS. Não foram criadas funções para o uso das faixas térmicas MODIS e Sentinel-2, pois possui resolução espacial de 1 km, o que aumentaria em excesso a incerteza da modelagem com 250 e 10 metros, respectivamente. Os coeficientes e e f da Equação 12 estão no argumento da função para permitir a calibração desta equação para novas áreas de estudo que não têm bons resultados com as calibrações existentes.

Tabela 3.2 - Comandos disponíveis no pacote "agriwater" para o balanço de energia e recuperação de evapotranspiração real. "s2" no nome do comando indica que ele usa imagens de sensores Sentinel-2/MSI, "l8" indica o uso de Landsat-8/OLI, "l8t" o uso de Landsat-8/OLI-TIRS, incluindo bandas térmicas e "modis" o uso de MODIS

Funções para dados agrometeorológicos de valor único	Funções para grids de dados agrometeorológicos	Funções dependentes apenas de dados de satélite
evapo_s2(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	evapo_s2_grid(doy, e, f)	albedo_s2()
evapo_l8(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	evapo_l8_grid(doy, e, f)	albedo_l8()
evapo_l8t(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	evapo_l8t_grid(doy, e, f)	albedo_modis()
evapo_modis(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	evapo_modis_grid(doy, e, f)	reflectance_l8(doy)
kc_s2(doy, R_G , T_A , e, f)	kc_s2_grid(doy, e, f)	
kc_l8(doy, R_G , T_A , e, f)	kc_l8_grid(doy, e, f)	
kc_l8t(doy, R_G , T_A , e, f)	kc_l8t_grid(doy, e, f)	
kc_modis(doy, R_G , T_A , e, f)	kc_modis_grid(doy, e, f)	
radiation_s2(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	radiation_s2_grid(doy, e, f)	
radiation_l8(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	radiation_l8_grid(doy, e, f)	
radiation_l8t(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	radiation_l8t_grid(doy, e, f)	
radiation_modis(doy, R_G , T_A , ET_0 , e, f)	radiation_modis_grid(doy, e, f)	

3.3.1 Funções

Quando há um valor único para a área de estudo no dia da passagem do satélite, esse valor é relatado no argumento da função. Quando há uma rede de estações, a interpolação espacial desses valores deve ser executada dentro da área de estudo e gerar arquivos raster com nomes iguais aos do argumento de funções de valor único ($R_G.tif$, $T_A.tif$, $ET_0.tif$). A Tabela 3.3 apresenta uma breve descrição, dados de entrada e saídas de cada comando disponível no pacote "agriwater".

Tabela 3.3 - Breve descrição, dados de entrada e saídas de cada comando disponível no pacote "agriwater" para balanço de energia e recuperação de evapotranspiração real. "s2" no nome do comando indica que ele usa imagens do sensor Sentinel-2/MSI, "l8" indica o uso de Landsat-8/OLI, "l8t" o uso de Landsat-8/OLI-TIRS incluindo bandas térmicas e "modis" o uso de MODIS

Funções	Breve descrição	Dados de entrada	Rasters gerados
kc_s2 kc_l8 kc_l8t kc_modis	Modelagem da fração evapotranspirativa ($ET_a ET_0^{-1}$)	Temperatura média do ar, radiação solar de uma única estação agrometeorológica e imagens digitais	Alb_24.tif, NDVI.tif, LST.tif, Rn_MJ and kc.tif
evapo_s2 evapo_l8 evapo_l8t evapo_modis	Modelagem da evapotranspiração real (ET_a)	Temperatura média do ar, radiação solar e evapotranspiração de referência de uma única estação agrometeorológica e imagens digitais	Alb_24.tif, NDVI.tif, LST.tif, Rn_MJ, kc.tif and evapo.tif
radiation_s2 radiation_l8 radiation_l8t radiation_modis	Modelagem de componentes de balanço de energia no solo	Temperatura média do ar e radiação solar de uma rede de várias estações agrometeorológicas e imagens digitais	Alb_24.tif, NDVI.tif, LST.tif, Rn_MJ, kc.tif, evapo.tif, LE_MJ.tif, H_MJ.tif and G_MJ.tif
albedo_s2 albedo_l8 albedo_modis	Albedo superficial	Imagens digitais	Alb_24.tif
kc_s2_grid kc_l8_grid kc_l8t_grid kc_modis_grid	Modelagem da fração evapotranspirativa ($ET_a ET_0^{-1}$)	Temperatura média do ar e radiação solar de uma rede de várias estações agrometeorológicas e imagens digitais	Alb_24.tif, NDVI.tif, LST.tif, Rn_MJ and kc.tif
evapo_s2_grid evapo_l8_grid evapo_l8t_grid evapo_modis_grid	Modelagem da evapotranspiração real (ET_a)	Temperatura média do ar, radiação solar e evapotranspiração de referência de uma rede de estações agrometeorológicas e imagens digitais	Alb_24.tif, NDVI.tif, LST.tif, Rn_MJ, kc.tif and evapo.tif
radiation_s2_grid radiation_l8_grid radiation_l8t_grid radiation_modis_grid	Modelagem de componentes de balanço de energia no solo	Refletância do número digital de imagens Landsat-8	Alb_24.tif, NDVI.tif, LST.tif, Rn_MJ, kc.tif, evapo.tif, LE_MJ.tif, H_MJ.tif and G_MJ.tif
reflectance_l8	Refletância do número digital de imagens Landsat-8	Imagens digitais	reflectance.tif

As coordenadas em grau decimal e os dias julianos, ou dias do ano, DOY, são necessárias para calcular a irradiação solar máxima no dia da passagem do sensor (que rege o cálculo da transmissividade da atmosfera de ondas curtas, Equação 15), por isso as imagens digitais devem ser convertidas em projeções coordenadas em graus decimais anteriormente. Esta verificação não foi incluída no pacote, pois as funções de conversão disponíveis ainda são pesadas para imagens de alta e média resolução e podem ser executadas em outro software de geoprocessamento.

As funções iniciadas com "kc" caracterizam o coeficiente de cultura na área de estudo, de modo que não requer ET_0 . As funções iniciadas com "evapo" caracterizam a evapotranspiração real e, portanto, exigem ET_0 . As funções iniciadas com "radiação" realizam o estudo de todo o balanço energético. Note que algumas funções incluem outras, mas elas são independentes, em outras palavras, o estudo do balanço energético feito pelas funções de "radiação" não requer que o usuário execute uma função "evapo" antes. Assim, o usuário escolhe qual função usar de acordo com os dados disponíveis. A Tabela 3.4 descreve as saídas listadas nas funções da Tabela 3.3.

Tabela 3.4 - Descrição dos arquivos raster de saída do pacote "agriwater"

Nome do Raster Gerado	Descrição
Alb_24.tif	Albedo superficial (24h, adimensional)
NDVI.tif	Índice de vegetação de diferença normalizada
LST.tif	Temperatura superficial (24h, K)
reflectance.tif	Reflectância das bandas 1 a 7 do Landsat-8
Rn_MJ	Saldo de radiação (24h, in $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)
kc.tif	Fração evapotranspirativa ($ET_a ET_0^{-1}$) (adimensional)
evapo.tif	Evapotranspiração real (ET_a) em mm dia^{-1}
LE_MJ.tif	Fluxo de calor latente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)
H_MJ	Fluxo de calor sensível ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)
G_MJ.tif	Fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

É necessário definir previamente a pasta de trabalho para onde a função será direcionada, devendo estar ali as imagens de satélite (e os dados meteorológicos interpolados, quando for o caso). Nesta pasta, os arquivos raster de saída serão salvos.

3.3.2 Especificações de Arquivos

A Tabela II.2 (no Anexo B) mostra o código-fonte para executar a função *radiation_s2()* em imagens Sentinel-2, que devem estar na pasta de trabalho (discriminada pela função *setwd()*). Vale dizer que para que as funções sejam executadas com sucesso, a pasta de trabalho deve conter os arquivos exigidos com nomes específicos, apresentados a seguir. A Tabela 3.5 mostra como devem estar os arquivos para funções com imagens Sentinel-2.

Sempre é exigido um arquivo shapefile (extensão .shp) com o polígono que define os limites da área de estudo. Quando há uma única estação agrometeorológica disponível basta que estejam na pasta as bandas solicitadas de cada sensor (já que os dados climáticos serão inseridos no argumento da função). Quando há uma rede de estações, devem ser gerados arquivos GeoTiff (extensão .tif) para cada variável (que podem ser construídas com interpoladores espaciais ou métodos geoestatísticos) com os nomes especificados nas Tabelas 3.5-3.7.

Tabela 3.5 - Especificações dos arquivos para uso de imagens Sentinel-2 no pacote "agriwater" do R

Nome do Raster de Entrada	Descrição	Aplicação
B2.tif	Banda do azul	Funções para estação meteorológica única ou grid
B3.tif	Banda do verde	
B4.tif	Banda do vermelho	
B8.tif	Banda do infravermelho próximo	
Ta.tif	Interpolação da temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$)	Funções para um grid de estações meteorológicas
ET0.tif	Interpolação da evapotranspiração de referência (mm dia^{-1})	
RG.tif	Interpolação da radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)	
mask.shp	Limites da área de estudo	Ambas as anteriores

A Tabela 3.6 apresenta como devem estar os arquivos para funções com imagens Landsat-8.

Tabela 3.6 - Especificações dos arquivos para uso de imagens Landsat-8 no pacote "agriwater" do R

Nome do Raster de Entrada	Descrição	Aplicação
B1.tif	Banda do aerosol	
B2.tif	Banda do azul	
B3.tif	Banda do verde	Funções para estação
B4.tif	Banda do vermelho	meteorológica única
B5.tif	Banda do infravermelho próximo	ou grid
B6.tif	Banda do infravermelho de ondas curtas 1	
B7.tif	Banda do infravermelho de ondas curtas 2	
B10.tif	Banda termal 1	Funções utilizando bandas termais com
B11.tif	Banda termal 2	estação meteorológica única
		ou grid
Ta.tif	Interpolação da temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$)	Funções para um
ET0.tif	Interpolação da evapotranspiração de referência (mm dia^{-1})	grid de estações
RG.tif	Interpolação da radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)	meteorológicas
mask.shp	Limites da área de estudo	Todas as anteriores

A Tabela 3.7 apresenta como devem estar os arquivos para funções com imagens MODIS.

Tabela 3.7 - Especificações dos arquivos para uso de imagens MODIS no pacote "agriwater" do R

Nome do Raster de Entrada	Descrição	Aplicação
B1.tif	Banda do vermelho	Funções para estação meteorológica única ou grid
B2.tif	Banda do infravermelho próximo	
Ta.tif	Interpolação da temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$)	Funções para um grid de estações meteorológicas
ET0.tif	Interpolação da evapotranspiração de referência (mm dia^{-1})	
RG.tif	Interpolação da radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)	
mask.shp	Limites da área de estudo	Ambas as anteriores

3.3.3 Processo de criação e documentação do pacote “agriwater”

Garantir que todos os exemplos em um pacote R sejam executados como esperado faz parte do sistema de desenvolvimento de pacotes e testes em R. Os pacotes enviados para o CRAN precisam passar por verificações extensivas do código e da documentação e para garantir que todos os exemplos fornecidos sejam executados como esperado. Essas verificações são feitas diariamente. Esse processo garante que todo o código seja executado exatamente como pretendido. O desenvolvimento de pacotes também encoraja fortemente o uso de arquivos de ajuda abrangentes, formalizando e estruturando as diferentes funções contidas em um pacote.

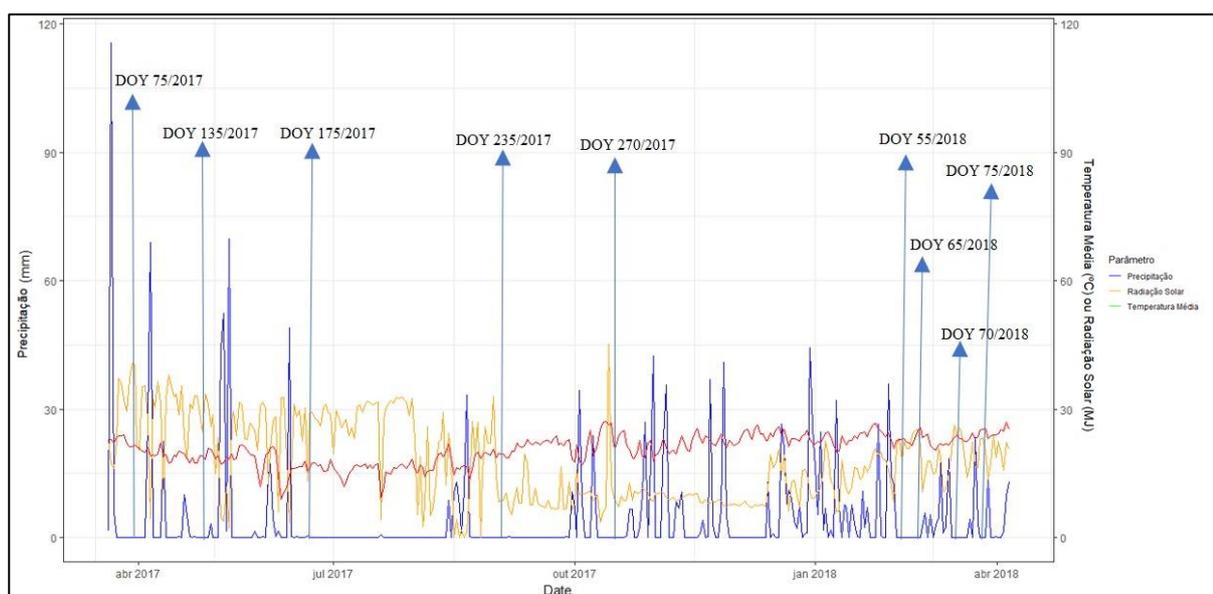
3.4 Aplicação do pacote "agriwater" em imagens Sentinel-2 na área de estudo

As datas de imagens Sentinel-2 sem nuvens utilizadas nesse estudo de caso (e seu correspondente dia do ano, DOY) foram: 16 de março de 2017 (DOY 75), 15 de maio (135), 24 de junho (175), 23 de agosto (235), 27 de setembro (270), 24 de

fevereiro de 2018 (55), 6 de março (65), 11 de março (70) e 16 de março (75). Em 2018, a resolução temporal do sensor Sentinel-2/MSI passou de 15 para 5 dias. Bandas na região do visível do espectro eletromagnético (2–4) e infravermelho (8) foram utilizadas. A modelagem foi realizada com o software R 3.5.0 com o pacote “agriwater”. A modelagem foi realizada até a etapa da fração evapotranspirativa pela falta de dados medidos de evapotranspiração real, sendo feita uma comparação com dados de coeficiente de cultivo (K_C) da literatura científica.

A Figura 3.3 apresenta as condições climáticas ao redor dos dias com imagens Sentinel-2 sem nuvens.

Figura 3.3 - Condições climáticas (precipitação, radiação solar e temperatura média do ar) nos dias com imagens Sentinel-2 sem nuvens (indicadas pelas setas)



A precipitação foi o parâmetro com maior variabilidade durante o período estudado. Entre março e junho de 2017, ocorreram precipitações de alta intensidade (com precipitação superior a 100 mm em março e mais de 50 mm entre abril e junho) seguidas de longos períodos de seca e radiação solar acima de 30 MJ m⁻² dia⁻¹, enquanto entre julho de 2017 e em abril de 2018, houve precipitações de menor intensidade e menor espaçamento de chuva com menores níveis de radiação solar (entre 8 e 20 MJ m⁻² dia⁻¹). O atraso e a concentração das chuvas em 2017 foram

efeitos do El Niño-Oscilação Sul. Os DOY 75, 135 e 175/2017 ocorreram em um período de intensa precipitação e alta radiação solar. O DOY 235 e o 270/2017 vieram após dias de chuva intensa e baixa radiação solar, enquanto o DOY de 2018 seguiu dias de chuva de baixa intensidade, distribuição mais uniforme e menor radiação solar incidente.

3.4.1 Albedo Superficial

O albedo superficial responde a dinâmica da umidade do solo e aos estádios vegetativos das culturas perenes, temporárias e florestas, porém sua principal capacidade de distinção ocorre entre superficiais naturais ou vegetadas e superfícies antropizadas ou urbanizadas (HE et al., 2012). O albedo responde a modificações do comportamento de radiação eletromagnética pela superfície e transforma de maneira direta o balanço de radiação, os fluxos de calor latente e sensível, o regime de ventos e de chuvas, culminando na alteração das condições do microclima da região (PEREIRA et al., 2002). A Tabela 3.8 apresenta valores da literatura para diferentes superfícies para destacar como esse parâmetro varia.

Tabela 3.8 - Intervalos de albedo superficial em diferentes superfícies

Tipo de Superfície	Intervalo de Albedo	Referência
Florestas coníferas	0,10 – 0,15	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Silvicultura	0,15 – 0,20	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Algodão	0,20 – 0,25	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Campo aberto	0,15 – 0,20	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Corpo hídrico	0,03 – 0,10	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Solos escuros	0,05 – 0,20	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Argila seca	0,20 – 0,35	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)
Solos arenosos secos	0,15 – 0,45	Raudkivi (1979) <i>apud</i> Tucci, Silveira (2015)

A Figura 3.4 mostra a distribuição espacial do albedo superficial na área e período de estudo, assim como a Tabela 3.9 mostra os valores médio e desvio-padrão nos quatro principais usos da terra.

Figura 3.4 - Albedo superficial modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra

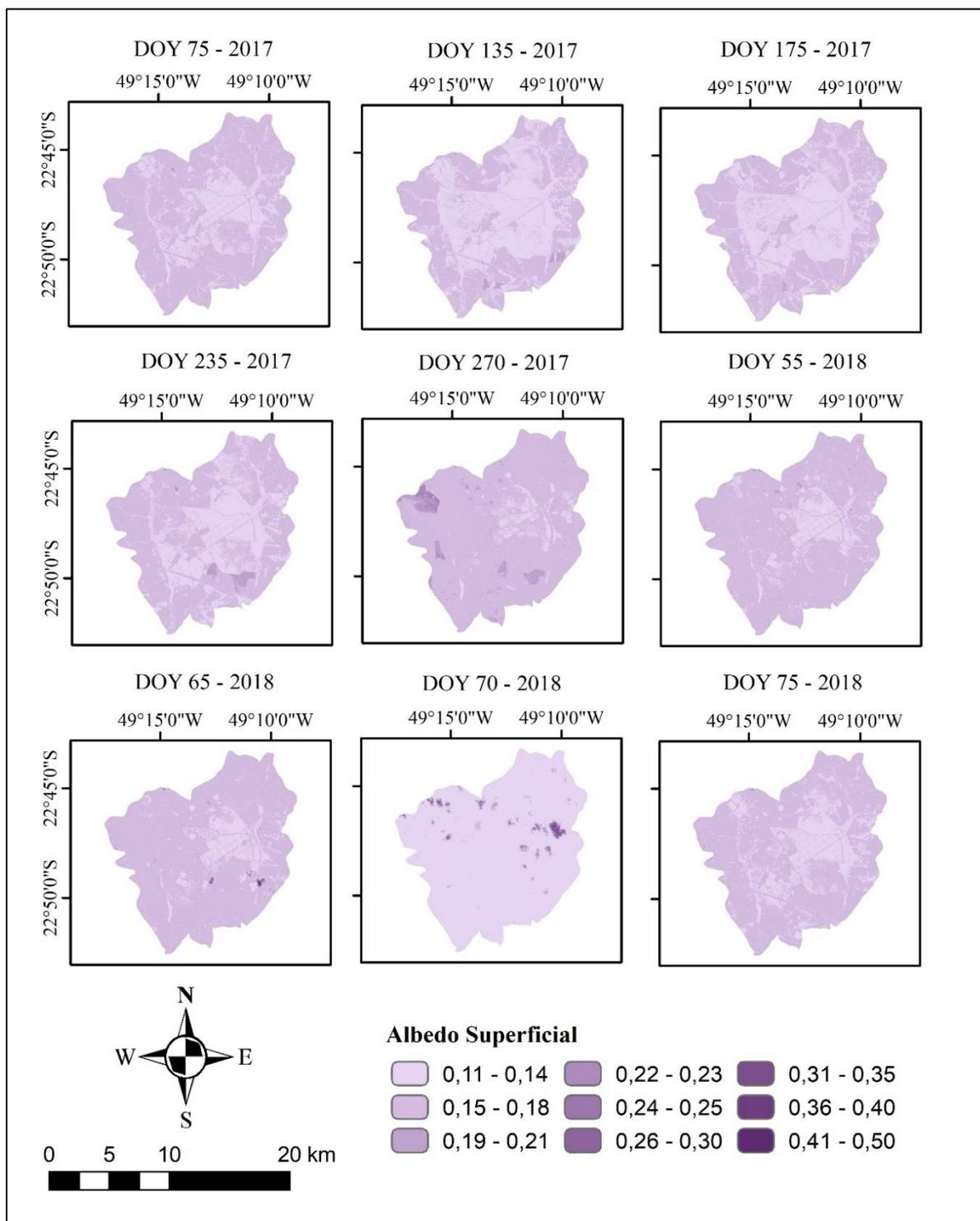


Tabela 3.9 - Evolução do albedo superficial nas principais classes de uso da terra da área de estudo

DOY	Cana-de-açúcar	Pastagem	Silvicultura	Floresta
75/2017	0,18 ± 0,001	0,23 ± 0,001	0,17 ± 0,001	0,16 ± 0,001
135/2017	0,17 ± 0,01	0,22 ± 0,001	0,16 ± 0,001	0,15 ± 0,001
175/2017	0,17 ± 0,01	0,21 ± 0,001	0,17 ± 0,01	0,14 ± 0,001
235/2017	0,16 ± 0,001	0,19 ± 0,01	0,17 ± 0,001	0,16 ± 0,001
270/2017	0,17 ± 0,001	0,20 ± 0,001	0,18 ± 0,001	0,17 ± 0,01
55/2018	0,23 ± 0,01	0,20 ± 0,01	0,17 ± 0,01	0,16 ± 0,001
65/2018	0,20 ± 0,001	0,21 ± 0,001	0,18 ± 0,001	0,16 ± 0,001
70/2018	0,20 ± 0,001	0,21 ± 0,03	0,11 ± 0,06	0,12 ± 0,001
75/2018	0,21 ± 0,001	0,21 ± 0,001	0,14 ± 0,001	0,13 ± 0,001

O albedo apresentou baixa variabilidade espacial e esteve associado ao uso da terra e à cobertura vegetal heterogênea, enquanto a variação temporal foi afetada pela variabilidade climática local, além da presença da ação antrópica pelo manejo das áreas agrícolas. O albedo foi maior e apresentou menor variação temporal na pastagem, enquanto os menores valores foram encontrados na floresta, também com baixa variação temporal. Nas áreas de cana-de-açúcar e silvicultura, a tendência dos valores de albedo foi aumentar com o desenvolvimento da cultura devido ao aumento da cobertura do solo, sendo evidente na relação entre o albedo e a área foliar como relatado por André et al. (2010), que encontrou o valor médio de albedo para todo o ciclo da cultura de cana-de-açúcar em $0,20 \pm 0,029$.

Giongo e Vettorazzi (2014) diagnosticaram maior albedo em áreas de pastagem, em comparação com a cana-de-açúcar, devido à sua menor área foliar. Giongo et al. (2010) obtiveram o albedo em uma área de cana-de-açúcar, com valores variando de 0,13 a 0,23. Cabral et al. (2003) relataram valores entre 0,12 e 0,32 para cana-de-açúcar não irrigada, dependendo do estágio de crescimento da cultura, corroborando os resultados obtidos nesta pesquisa para áreas de cana-de-açúcar. A área ocupada por silvicultura apresentou valores de albedo entre 0,16 e 0,19, uma baixa amplitude dos valores. Isso reflete a pequena modificação nas características, pois é um sistema

perene de cultura e pode ser comparado a áreas de floresta ou vegetação densa, que apresentaram comportamento semelhante, registrando valores entre 0,12 e 0,17. Boegh et al. (2002), na Dinamarca, usando imagens TM-Landsat 5 em áreas de vegetação densa no verão, quando o clima na Dinamarca é semelhante com o outono e a primavera no Brasil, um valor de 0,18 para a medição do albedo foi obtido. Outra causa para as variações sazonais do albedo da superfície é a umidade da superfície durante a estação chuvosa, quando as folhas estavam alternadamente úmidas e secas devido à interceptação da água.

O albedo médio dos primeiros 30 dias do ciclo da cana-de-açúcar foi de 17%. Na fase de rápido crescimento da cultura, o albedo foi aumentando para valores máximos da ordem de 21%. Durante o período em que a cultura estava com seu desenvolvimento pleno, o albedo médio foi de 19%.

3.4.2 NDVI

A Figura 3.5 mostra a distribuição espacial do NDVI na área e período de estudo, assim como a Tabela 3.10 mostra os valores médio e desvio-padrão nos quatro principais usos da terra.

Outros autores obtiveram valores de NDVI semelhantes no sudeste do Brasil, como Fernandes et al. (2017), que encontraram valores médios de NDVI para cana-de-açúcar entre 0,4 e 0,7; Pereira et al. (2016), que encontraram valores médios de NDVI para cana-de-açúcar entre 0,4 e 0,75; e Castanheira et al. (2014) e Ponzoni e Shimabukuro (1998) , que encontraram um valor médio de 0,67 e 0,58 para a silvicultura, respectivamente. A normalização de dados tornou as características e características da vegetação mais discerníveis em comparação com outros parâmetros de entrada (EPIPHANIO et al., 1997). Após dias chuvosos com baixos níveis de radiação solar, os valores de NDVI diminuíram em todos os usos da terra em comparação aos dias secos com altos níveis de radiação solar, como também foi relatado em Lucas e Schuler (2007) e Pereira et al. (2016).

Figura 3.5 - NDVI obtido de imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra

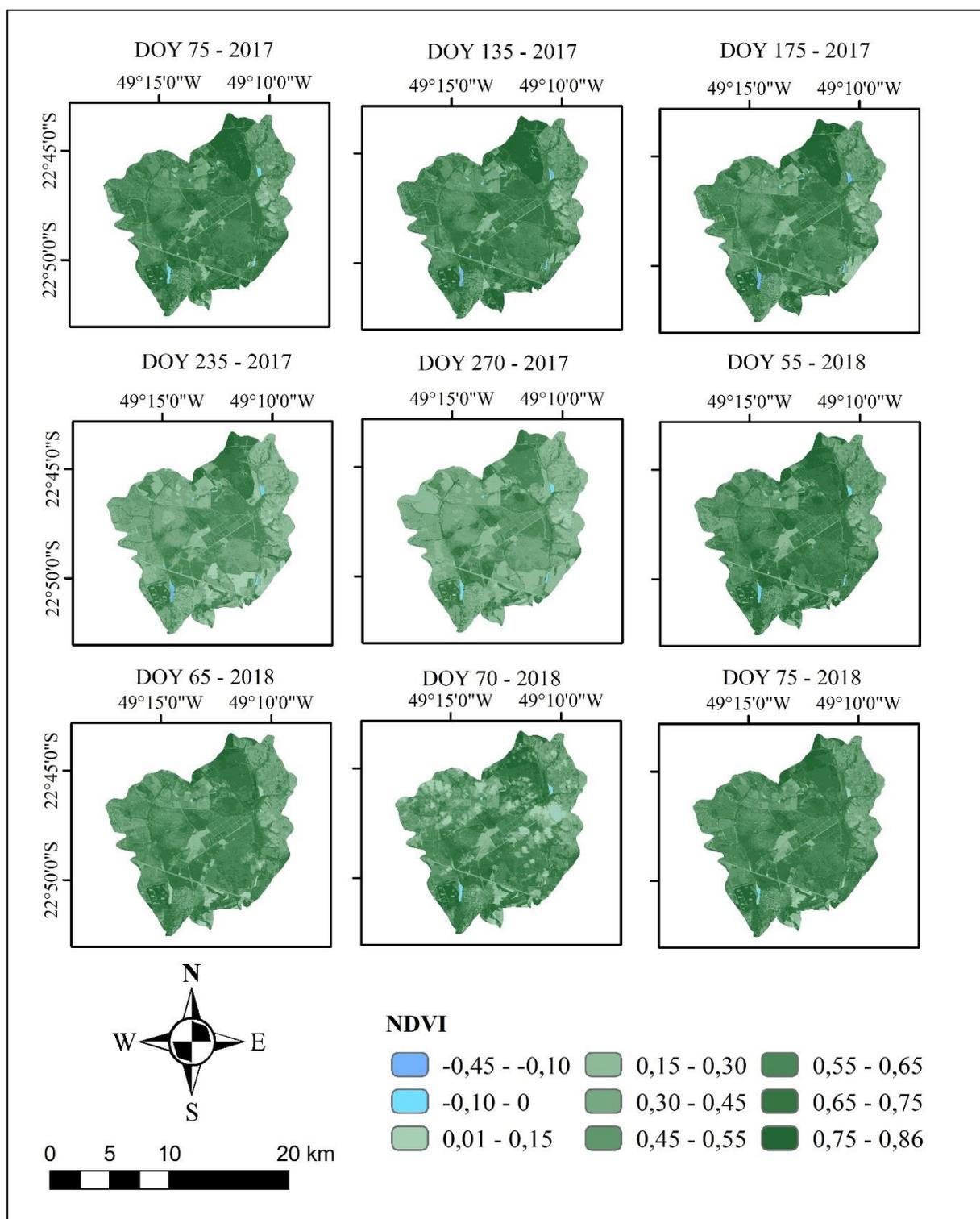


Tabela 3.10 - Evolução do NDVI nas principais classes de uso da terra da área de estudo

DOY	Cana-de-açúcar	Pastagem	Silvicultura	Floresta
75/2017	0,63 ± 0,05	0,33 ± 0,01	0,68 ± 0,05	0,63 ± 0,03
135/2017	0,56 ± 0,07	0,30 ± 0,01	0,69 ± 0,07	0,62 ± 0,03
175/2017	0,59 ± 0,07	0,28 ± 0,01	0,68 ± 0,07	0,60 ± 0,02
235/2017	0,54 ± 0,04	0,24 ± 0,09	0,58 ± 0,08	0,49 ± 0,03
270/2017	0,57 ± 0,01	0,23 ± 0,08	0,52 ± 0,06	0,48 ± 0,05
55/2018	0,55 ± 0,05	0,22 ± 0,01	0,65 ± 0,06	0,62 ± 0,03
65/2018	0,58 ± 0,06	0,28 ± 0,01	0,62 ± 0,05	0,58 ± 0,03
70/2018	0,56 ± 0,08	0,27 ± 0,02	0,58 ± 0,02	0,54 ± 0,09
75/2018	0,59 ± 0,06	0,32 ± 0,01	0,64 ± 0,05	0,61 ± 0,02

3.4.3 Saldo de Radiação

A Figura 3.6 mostra a distribuição espacial do saldo de radiação na área e período de estudo, assim como a Tabela 3.11 mostra os valores médio e desvio-padrão nos quatro principais usos da terra. O saldo de radiação é fortemente dependente da radiação solar (R_G), e a capacidade de diferenciar os usos da terra por essa variável é baixa, como já diagnosticado por Coaguila et al. (2017) e Teixeira et al. (2015; 2016). No entanto, houve tendência de maior saldo de radiação nas áreas ocupadas por silvicultura e floresta e menores valores em pastagem e cana-de-açúcar. Menezes et al. (2011) encontraram o mesmo comportamento e obtiveram valores de balanço de radiação para áreas de Eucalyptus e floresta no Sudeste do Brasil que corroboram essa tendência e também a dependência de radiação líquida com radiação solar incidente, uma vez que os autores mediram um valor correspondente a duas vezes a radiação solar. do nosso estudo e também relatou o dobro do saldo de radiação obtido aqui. Gomes et al. (2009) encontraram valores médios de radiação líquida para cana-de-açúcar, vegetação nativa (Cerrado) e silvicultura de 10,3, 11,4 e 10,8 MJ.dia⁻¹, respectivamente. O coeficiente a_L (Equação 14) atingiu valores entre 123 e 145, maiores que a constante 110, adotada originalmente por Bastiaanssen et al. (1998a).

Figura 3.6 - Saldo de radiação modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra

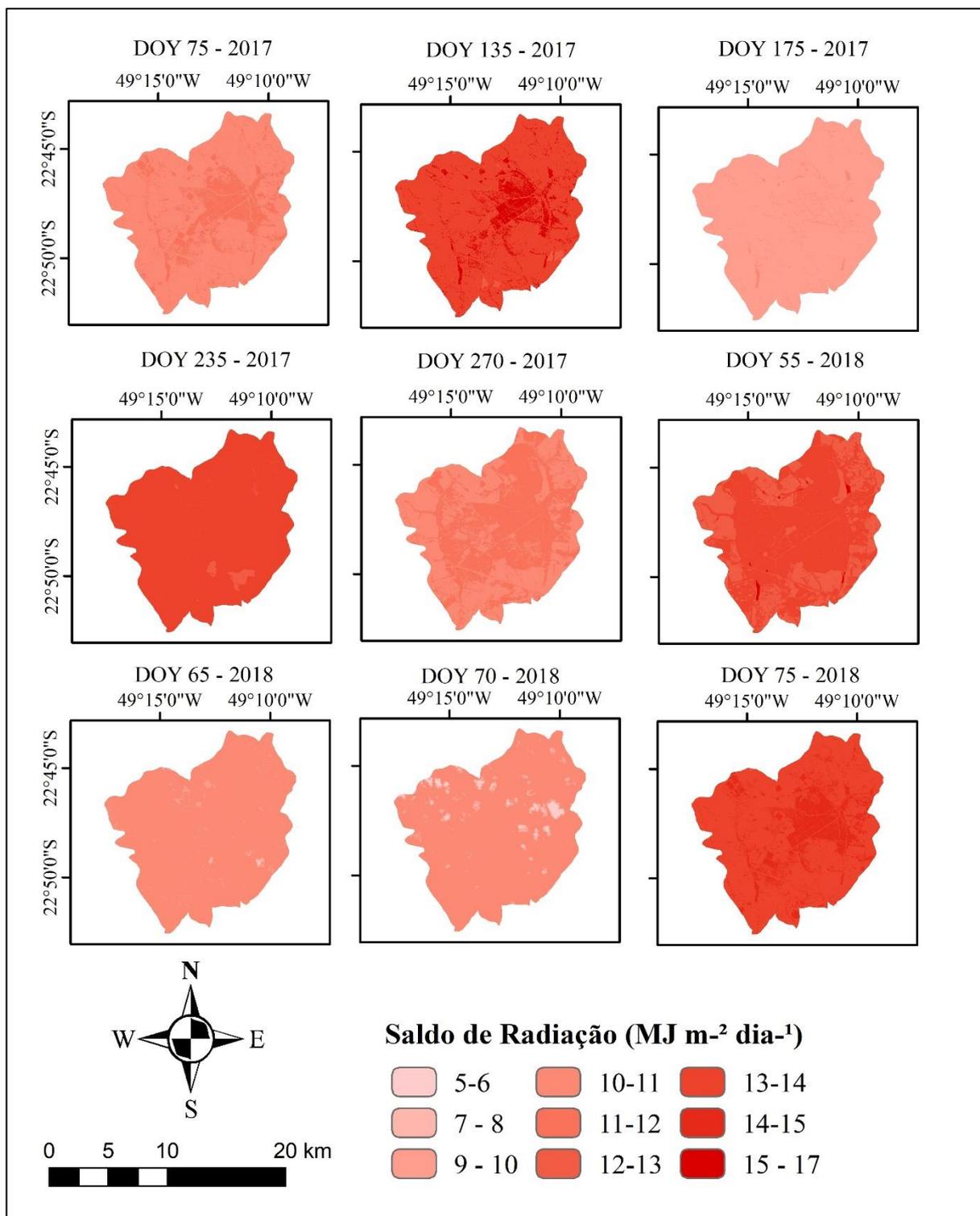


Tabela 3.11 - Evolução do saldo de radiação nas principais classes de uso da terra da área de estudo

DOY	Cana-de-açúcar	Pastagem	Silvicultura	Floresta
75/2017	12,61 ± 0,21	12,70 ± 0,23	12,79 ± 0,18	12,84 ± 0,19
135/2017	15,49 ± 0,29	15,62 ± 0,25	15,74 ± 0,21	15,86 ± 0,21
175/2017	9,53 ± 0,17	9,60 ± 0,18	9,70 ± 0,15	9,80 ± 0,15
235/2017	11,32 ± 0,24	11,45 ± 0,18	11,59 ± 0,15	11,65 ± 0,15
270/2017	10,66 ± 0,30	10,83 ± 0,19	11,02 ± 0,17	11,01 ± 0,26
55/2018	14,86 ± 0,24	14,97 ± 0,27	15,17 ± 0,23	15,24 ± 0,22
65/2018	9,21 ± 0,16	9,25 ± 0,21	9,38 ± 0,13	9,41 ± 0,18
70/2018	10,91 ± 0,85	10,94 ± 0,94	10,90 ± 1,29	11,02 ± 1,16
75/2018	13,67 ± 0,17	13,73 ± 0,22	13,88 ± 0,16	13,94 ± 0,17

3.4.4 Temperatura Superficial

A Figura 3.7 mostra a distribuição espacial da temperatura superficial na área e período de estudo, assim como a Tabela 3.12 mostra os valores médio e desvio-padrão nos quatro principais usos da terra.

A utilização do método residual para recuperação de temperatura superficial (Equação 12), sem o uso das bandas térmicas atualmente disponíveis pelo sensor Sentinel-3, que possui resolução espacial de 1 km, permitiu a análise espacial com 10 m de resolução espacial, bem como os outros parâmetros de entrada. A silvicultura e a floresta apresentaram temperaturas superficiais em torno de 1 K menores que as de pastagem e cana-de-açúcar, concordando com Meneses et al. (2011), que também verificou a diminuição da temperatura superficial com a expansão da silvicultura. A temperatura da superfície é principalmente dependente da radiação solar absorvida, que é convertida em energia térmica pela transferência de radiação de ondas longas de suas superfícies para a atmosfera inferior. Os resultados do DOY 75 aparentam ser destoantes por apresentarem-se excessivamente altos (de 5 a 7 graus acima da temperatura média do ar), indicando a necessidade de calibrações para uso do

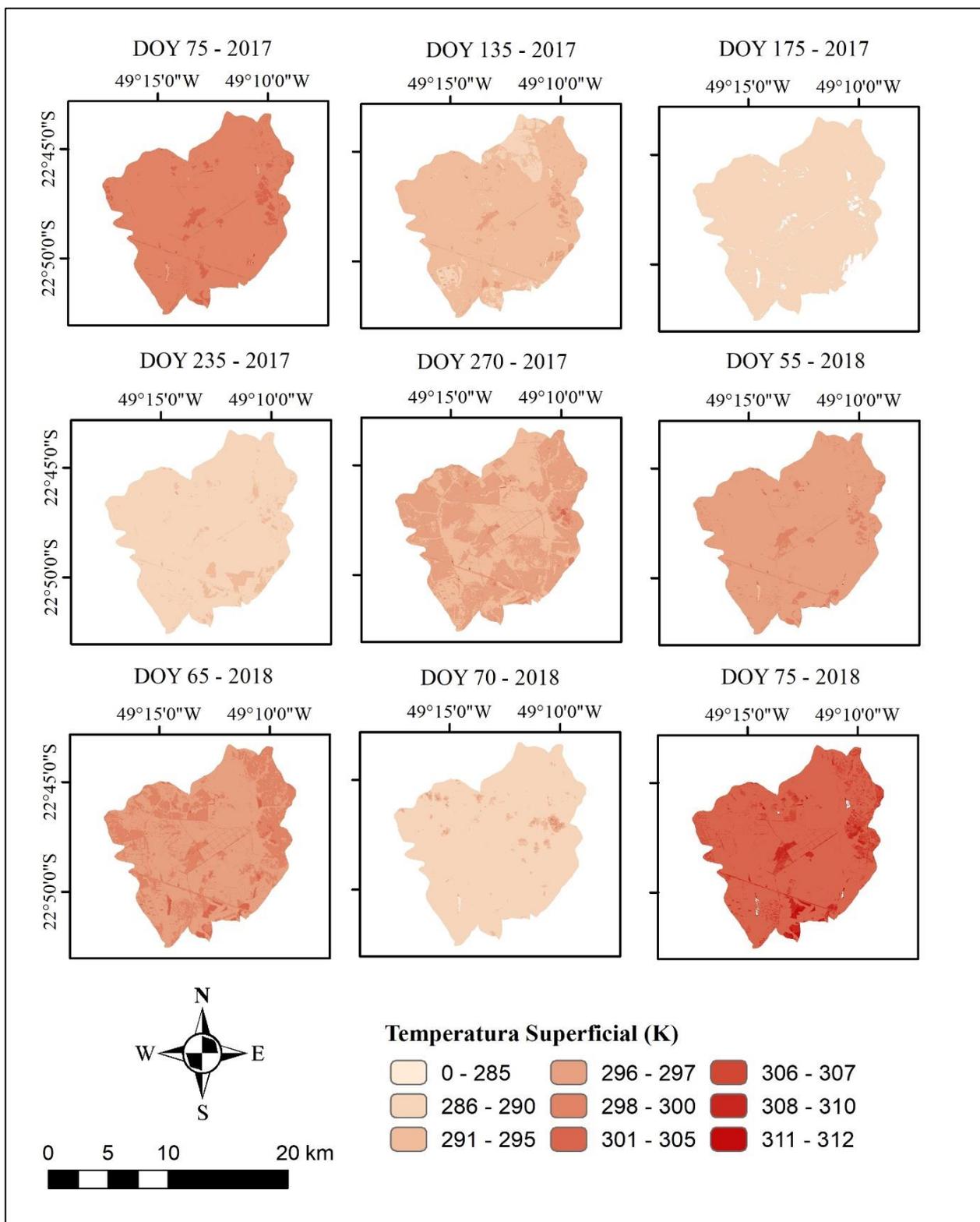
Sentinel-2 em dias quentes com baixo nível de albedo, sendo uma possível interferência da quantidade de aerossóis no ar.

Assim, analisando o albedo da superfície, o NDVI e a temperatura da superfície simultaneamente, as variações espaciais podem ser atribuídas principalmente às variações no saldo de radiação e na umidade do solo (TEIXEIRA et al., 2014).

Tabela 3.12 - Evolução da temperatura superficial nas principais classes de uso da terra da área de estudo

DOY	Cana-de-açúcar	Pastagem	Silvicultura	Floresta
75/2017	307,87 ± 1,85	307,73 ± 1,18	306,63 ± 1,59	306,98 ± 1,43
135/2017	297,05 ± 1,95	296,98 ± 1,15	295,67 ± 1,53	295,05 ± 1,35
175/2017	289,23 ± 1,41	289,42 ± 0,93	287,95 ± 1,27	288,42 ± 1,01
235/2017	292,71 ± 2,25	291,80 ± 1,40	289,44 ± 1,99	290,01 ± 2,02
270/2017	302,50 ± 1,80	301,46 ± 1,47	299,59 ± 2,04	299,91 ± 2,61
55/2018	302,88 ± 1,72	302,73 ± 1,35	301,75 ± 1,50	301,87 ± 1,39
65/2018	305,62 ± 1,97	305,32 ± 1,35	304,26 ± 1,48	304,50 ± 1,39
70/2018	304,23 ± 1,64	304,02 ± 1,25	303,27 ± 1,89	303,48 ± 1,95
75/2018	304,68 ± 1,97	304,30 ± 1,16	303,35 ± 1,38	303,55 ± 1,30

Figura 3.7 - Temperatura superficial modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra



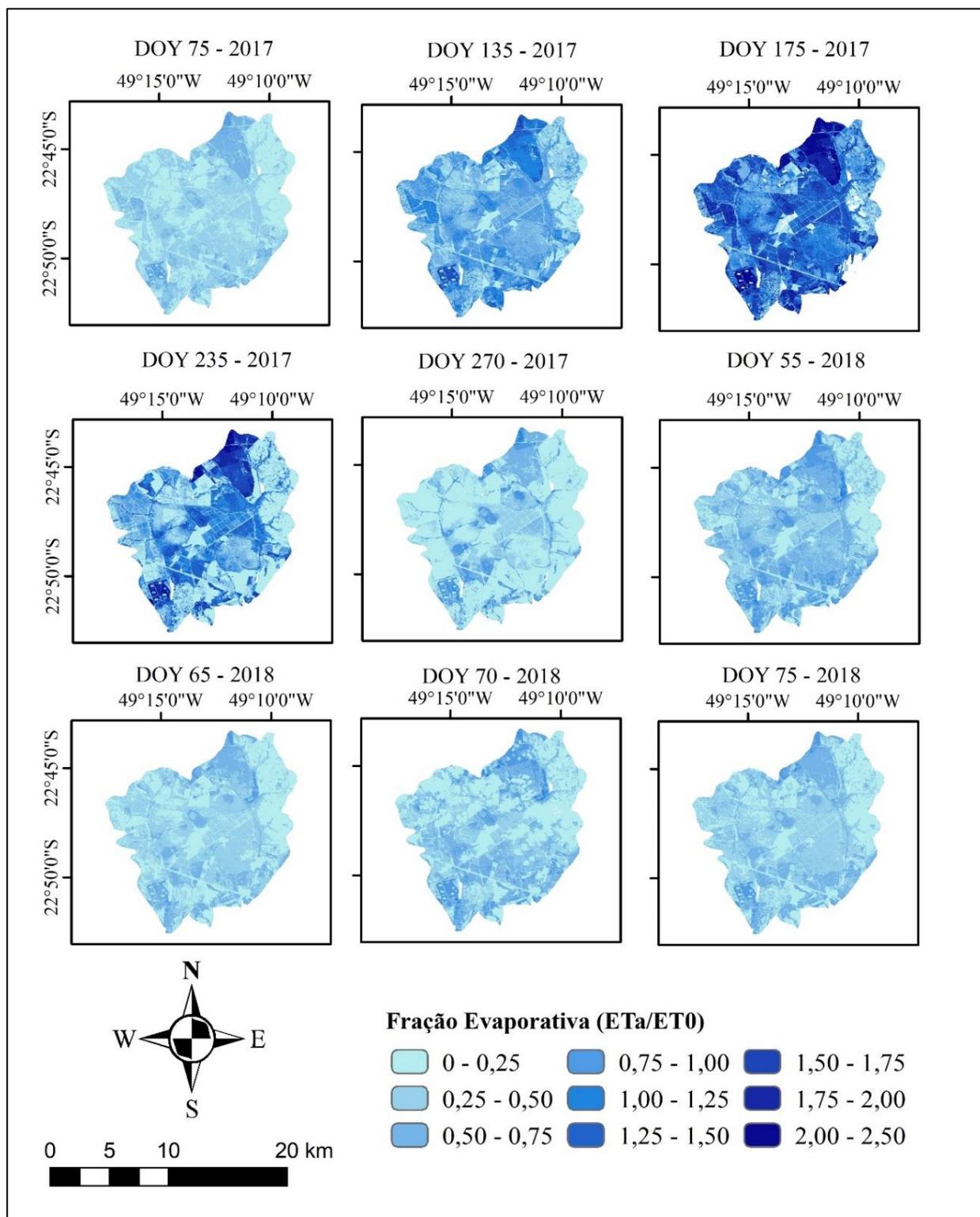
3.4.5 Fração Evapotranspirativa

A Figura 3.8 mostra a distribuição espacial da fração evapotranspirativa na área e período de estudo, assim como a Tabela 3.13 mostra os valores médio e desvio-padrão nos quatro principais usos da terra. Os DOYs 135, 175 e 235 apresentaram os maiores valores de $\frac{ET_A}{ET_0}$, pois ocorrem após intensas precipitações e ocorrem durante os estádios fenológicos da cana-de-açúcar e silvicultura com o maior consumo de água. A $\frac{ET_A}{ET_0}$ caracteriza o estado da água nas zonas de raiz (LU et al., 2011). A razão mais importante para os maiores valores da $\frac{ET_A}{ET_0}$ foram os dias chuvosos anteriores, que tornam o solo mais úmido, mas também depende da regulação estomática e da adaptação da planta às condições de escassez de água (MATA-GONZALEZ, McLENDON, MARTIN, 2005). Zhou e Zhou (2009) concluíram que a umidade do ar, a temperatura do ar e a energia disponível eram as variáveis mais importantes para as variações de K_c em um pântano localizado no nordeste da China.

Tabela 3.13 - Evolução da fração evapotranspirativa nas principais classes de uso da terra da área de estudo

DOY	Cana-de-açúcar	Pastagem	Silvicultura	Floresta
75/2017	0,95 ± 0,18	0,59 ± 0,14	1,19 ± 0,21	1,05 ± 0,31
135/2017	1,21 ± 0,41	0,65 ± 0,25	1,30 ± 0,35	1,15 ± 0,25
175/2017	1,35 ± 0,43	0,94 ± 0,29	1,56 ± 0,39	1,25 ± 0,24
235/2017	1,24 ± 0,29	0,81 ± 0,26	1,45 ± 0,27	1,17 ± 0,25
270/2017	1,11 ± 0,21	0,61 ± 0,15	1,29 ± 0,32	1,16 ± 0,19
55/2018	0,95 ± 0,21	0,62 ± 0,21	1,26 ± 0,35	1,11 ± 0,21
65/2018	0,92 ± 0,22	0,56 ± 0,26	1,19 ± 0,29	1,05 ± 0,25
70/2018	0,93 ± 0,24	0,69 ± 0,32	1,19 ± 0,34	1,07 ± 0,26
75/2018	0,89 ± 0,29	0,68 ± 0,25	1,17 ± 0,35	1,12 ± 0,31

Figura 3.8 - Fração evapotranspirativa modelado espacialmente com imagens Sentinel-2 entre 2017 e 2018 em bacias hidrográficas de variado uso da terra

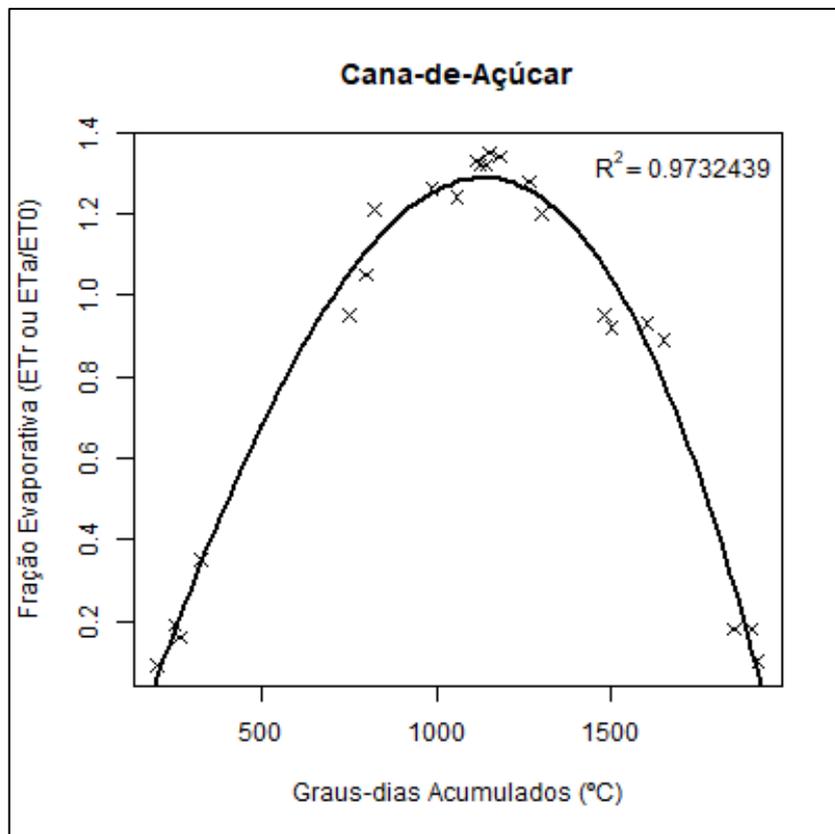


A região ao norte da área de estudo ocupada pela silvicultura alcança os maiores valores de $\frac{ET_A}{ET_o}$ no DOY 175, antes do início da safra. As áreas de cana-de-açúcar localizadas no oeste da área de estudo teve sua maior $\frac{ET_A}{ET_o}$ no DOY 175, antes da colheita, quando a $\frac{ET_A}{ET_o}$ diminui nessa região, como visto no DOY 235. As áreas de floresta e pastagem mostram estabilidade nos valores de $\frac{ET_A}{ET_o}$.

A fração evapotranspirativa da silvicultura variou entre 1,17 e 1,56, seguindo o coeficiente de cultura apresentado por Queiroz et al. (2017). A fração evapotranspirativa do pasto variou entre 0,56 e 0,81, próximo ao de Capim-Elefante (*Pennisetum purpureum*), conforme descrito por Muniz et al. (2014), que obteve um K_C médio entre 0,45 e 0,78, e também próximo a Capim-Tanzânia (*Panicum maximum*) como descrito por Bueno et al. (2009), que obteve um K_C médio entre 0,5 e 0,98 na região sudeste do Brasil. Lima et al. (2001) encontraram valores de coeficiente de cultura para floresta (“Cerrado”) entre 1,00 e 1,10.

A Figura 3.9 mostra a relação entre os valores médios do coeficiente de cultura (ETr) e grau-dia acumulado (DDac) nas lavouras de cana-de-açúcar no período estudado. Os últimos dias considerados tiveram $\frac{ET_A}{ET_o}$ muito baixa pois a classificação de uso da terra abrangeu áreas com solo exposto, adjacentes às áreas cultivadas.

Figura 3.9 - Variação dos valores médios da fração evapotranspirativa (ETr) com o grau-dia acumulado (DDac) nas lavouras de cana-de-açúcar na área de estudo. Considerou-se uma temperatura basal de 18 °C, segundo Doorenbos e Kassan (1979)



Cabe destacar que em áreas de cana-de-açúcar, a evapotranspiração depende do estágio de desenvolvimento vegetativo da cultura, fazendo com que as condições de cobertura do solo variem desde solo exposto (no período de plantação ou colheita) até solo totalmente coberto pela cultura, quando esta se encontra plenamente desenvolvida. As alterações na estrutura do dossel provocam uma variação na rugosidade superficial, implicando em mudanças na velocidade do vento e, conseqüentemente, no particionamento dos fluxos de calor sensível e latente, gerando também alterações na reflectância (FIORIO et al., 2018) e, conseqüentemente, na modelagem por imagem de satélite. A disponibilidade de umidade no perfil do solo também é afetada pela compactação que o manejo da cultura da cana-de-açúcar proporciona, como enfatizado por Ruhoff et al. (2013), que avaliaram a importância das variáveis climáticas envolvidas no processo da evapotranspiração em áreas de

cerrado e cana-de-açúcar e concluíram que o processo é comandado pela variação na energia disponível, pelo processo de circulação atmosférica (velocidade do vento e pressão atmosférica) e pelas condições da vegetação, que apresentaram modificações significativas com a alternância de estações secas e úmidas. Isso mostra como é importante levar em conta variáveis térmicas e locais concomitantemente a consideração do estágio de crescimento da planta. Allen et al. (1998) afirmaram que os valores de K_C devem ser usados sob condições climáticas padrão (clima sub-úmido, umidade relativa mínima de 45% e velocidade média do vento de 2 m s^{-1}) e que variações na velocidade do vento podem alterar a resistência aerodinâmica e, portanto, apontaram que o K_C tende a aumentar sob condições de alta velocidade do vento e temperatura do ar e baixa umidade relativa. A Tabela 3.14 apresenta diferentes valores de K_C para as fases consideradas no ciclo da cana-de-açúcar em diferentes locais do Nordeste do Brasil, mostrando sua variabilidade dentro de uma mesma região com diferentes biomas (Mata Atlântica no Litoral da Paraíba e Caatinga no restante).

Tabela 3.14 - Valores de coeficiente de cultivo (K_C) da cana-de-açúcar obtidos experimentalmente em diferentes locais do Brasil

Fonte	Local	Coeficiente de Cultivo (K_C)		
		Inicial	Médio	Final
Andrade Junior et al. (2017)	Teresina (PI)	0,90	1,32	1,07
Gonçalves (2010)	Paraipaba, CE	0,23	1,03	0,50
Silva et al. (2012a)	Litoral da Paraíba (PB)	0,40	1,31	0,90
		0,56	1,43	0,99
Carmo (2013)	Juazeiro, BA	0,75	0,87	0,52
		0,54	0,83	-
Silva et al. (2012b)		0,60	1,10	0,85

Os valores de K_C médios para as fases de desenvolvimento da cultura são determinados em escalas diárias e, posteriormente, têm suas médias calculadas para

os meses ou para as fases fenológicas, o que implica em simplificações que podem gerar incertezas.

Comparando o gráfico da Figura 3.9 com resultados apresentados na Tabela 3.14, verifica-se que a análise da fração evapotranspirativa encontrou similaridades com o K_c durante o ciclo de cana-de-açúcar principalmente devido ao período estudado conter altos valores de precipitação, que tendem a diminuir a temperatura superficial e manter maior umidade de solo, com maiores valores de umidade relativa do ar. Em condições mais secas, como na região noroeste do Estado de São Paulo, a fração evapotranspirativa tenderia a atingir valores menores que a do K_c .

Essas informações são importantes para o manejo da cana-de-açúcar no Cerrado, pois durante os aproximadamente 6 meses de período seco do Cerrado, a cana-de-açúcar é exposta a severo estresse hídrico, que resulta em redução da produtividade e longevidade do canavial.

A irrigação tem sido uma das principais estratégias com potencial de incrementar a eficiência de uso da água e sustentabilidade da produção de cana-de-açúcar no Cerrado. Contudo, muito pouco é conhecido sobre o real potencial de produtividade de biomassa e respectiva eficiência de uso da água da cana-de-açúcar quando submetida a diferentes regimes hídricos no Cerrado. Esse tipo de informação é crucial para a parametrização de modelos de crescimento e desenvolvimento da cana-de-açúcar e para dar suporte à tomada de decisão quanto às estratégias que devem ser utilizadas no gerenciamento da irrigação e gestão dos recursos hídricos.

Apesar da boa disponibilidade de chuva na região, a concentração da precipitação em poucos meses do ano implica em baixa precipitação efetiva, que resulta em um balanço hídrico mais desfavorável do que em outras regiões com precipitação total anual semelhante, mas com melhor distribuição. Evidencia-se também que, o menor tempo em campo das variedades precoces em relação às variedades médias e tardias, resulta em menor déficit hídrico acumulado total e relativo, uma vez que as variedades médias e tardias, em ciclo de cana-planta com plantio de inverno, permanecem no campo por, praticamente, dois períodos de estiagem.

Oliveira et al. (2005) considera que o fato de muitas espécies vegetais do Cerrado denso e Cerrado *stricto-sensu* apresentarem 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 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 evapotranspiração devido à menor quantidade de água obtida das camadas mais profundas (especialmente durante a estação seca) (OLIVEIRA et al., 2014; CABRAL et al., 2015; OLIVEIRA et al., 2015). Com isso se denota a necessidade deste tipo de estudo, pois a dinâmica no uso e cobertura da terra no Cerrado impacta no balanço de energia e, conseqüentemente, no balanço hídrico.

3.5 Considerações Finais

Os valores médios e desvio-padrão do albedo superficial, a temperatura superficial, saldo de radiação e o NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) nos principais usos da terra em cada imagem Sentinel-2 foram extraídos para realizar comparações microclimáticas e constatou-se que apresentaram valores coerentes frente a literatura científica. Os intervalos de fração evapotranspirativa (adimensional) para o período estudado foram de 0,92 a 1,35 (na área ocupada pela cana-de-açúcar), 0,56 a 0,94 (pastagem), 1,17 a 1,56 (silvicultura) e 1,05 a 1,36 (floresta). É necessário realizar a calibração do método do resíduo da equação de Stefan-Boltzmann para obtenção da temperatura superficial para o caso de imagens Sentinel-2 com baixo albedo em dias quentes (pois foi notado no DOY 75, que apresentou esse comportamento e teve resultados destoantes).

Os resultados da modelagem, quando comparados com valores encontrados na literatura em estudos alocados em climas e regiões similares, mostraram coerência, indicando que o modelo SAFER tem a capacidade de quantificar e diferenciar o comportamento evapotranspirométrico em larga escala nos diferentes usos da terra com imagens Sentinel-2, sendo capaz de distinguir os estádios de crescimento das plantas e as condições termo-hidrológicas locais a uma resolução de 10 m. Os resultados são importantes para o planejamento e ordenamento do uso da terra, produtividade agrícola e planejamento de reflorestamento, e para planos de gerenciamento de água para cenários atuais e futuros de demanda de água, sendo esta metodologia útil para monitorar parâmetros hídricos na agricultura.

A fração evapotranspirativa ($\frac{ET_A}{ET_0}$) apresentou valores similares aos encontrados na literatura científica, sendo especificamente que os valores para a cana-de-açúcar foram considerados razoáveis, apesar de diferirem dos considerados na abordagem do K_C . Assim, a modelagem utilizando imagens Sentinel-2 apresenta grande potencial de utilização no manejo da irrigação e no gerenciamento de recursos hídricos na agricultura, requerendo calibração para ser validado.

3.6. Referências

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. FAO, Irrigation and Drainage Paper, 56. Roma, 1998. 300p.
- ANDRADE JUNIOR, A. S. de; NOLETO, D. H.; BASTOS, E. A.; MOURA, M. S. B. de; ANJOS, J. C. R. dos. Demanda hídrica da cana-de-açúcar, por balanço de energia, na microrregião de Teresina, Piauí. **Agrometeoros**, v.25, n.1, p.229-238, 2017.
- ANDRÉ, R.G.B.; MENDONÇA, J.C.; MARQUES, V.S.; PINHEIRO, F.M.A.; MARQUES, J. Aspectos energéticos do desenvolvimento da cana-de-açúcar. Parte 1: Balanço de radiação e parâmetros derivados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 3, p. 375–382, 2010.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 198-212. 1998a.
- BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEM, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, v.79, p. 329–343, 2002.
- BRUIN, H. A. R.; STRICKER, J. N. M. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. **Hydrological Sciences Journal**, v. 45, p.391-406, 2000.
- BUENO, M.R.; TEODORO, R.E.F.; ALVARENGA, C.B.; GONÇALVES, M.V. Determinação do coeficiente de cultura para o capim Tanzânia. **Bioscience Journal**, v. 25, p. 29–35, 2009.

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.; ROCHA, H.R.LIGO, M.A.; BRUNINI, O.; DIAS, M.A.F.S. Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor d'água e CO₂ sobre plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum sp.*) em Sertãozinho-SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, p. 61–70, 2003.

CARMO, J. F. A. **Evapotranspiração da cana-de-açúcar irrigada por gotejamento subsuperficial no Submédio do Vale do São Francisco**. 2013. 84 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal do Vale do São Francisco, Juazeiro, 2013.

CASTANHEIRA, L.B.; LANDIM, P.M.B.; LOURENÇO, R.W. Variabilidade do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) em áreas de reflorestamento:

Floresta Estadual 'Edmundo Navarro de Andrade' (FEENA)/Rio Claro (SP).

Geociências. v. 33, p. 449–456, 2014.

COAGUILA, D. N. ; HERNANDEZ, F. B. T. ; TEIXEIRA, A. H. DE C. ; FRANCO, R. A. M.; LEIVAS, J. F. Water productivity using SAFER - Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving in watershed. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 21, p. 524-529, 2017.

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

EPIPHANIO, J.C.N.; ALMEIDA JÚNIOR, A.C. DE; FORMAGGIO, A.R. Wheat development evaluated by remote sensing using two vegetation indices. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.69, n.4, p.471-8, 1997.

FERNANDES, J.L.; EBECKEN, N.F.F.; ESQUERDO, J.C.D.M. Sugarcane yield prediction in Brazil using NDVI time series and neural networks ensemble. *Int. J. Remote Sensing*, v. 38, p. 4631–4644, 2017

GIONGO, P. R. et al. Surface albedo from Landsat 5 images in areas of sugar cane and cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 3, p. 279– 287, 2010.

GIONGO, P. R.; VETTORAZZI, C. A. Surface albedo through TM-Landsat 5 images and Digital Terrain Model. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, n. 8, p. 833–838, 2014.

- GOMES, H.B.; SILVA, B.B.; CAVALCANTE, E.P.; ROCHA, H.R. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. **Geociências**, v. 28, p. 153–164, 2009.
- GONÇALVES, F. M. **Evapotranspiração e coeficientes de cultivo da cana-de-açúcar irrigada por gotejamento subsuperficial**. 2010. 65 f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.
- LU, N., CHEN, S., WILSKÉ, B., SUN, G., CHEN, J. Evapotranspiration and soil water relationships in a range of disturbed and undisturbed ecosystems in the semi-arid Inner Mongolia, China. **Journal of Plant Ecology**, v.4, p. 49-60, 2011.
- LUCAS, A.A.; SCHULER, C.A.B. Análise do NDVI/NOAA em cana-de-açúcar e Mata Atlântica no litoral norte de Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, p. 607–614, 2007.
- MENEZES, S.J.M.C.; SEDIYAMA, G.C.; SOARES, V.P.; GLERIANI, J.M.; ANDRADE, R.G. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5–TM. **Árvore**, v. 35, p. 649–657, 2011.
- MUNIZ, R.A.; SOUSA, E.F.; MENDONÇA, J.C.; ESTEVES, B.S.; LOUSADA, L.L. Balanço de energia e evapotranspiração do capim Mombaça sob sistema de pastejo rotacionado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 47–54, 2014.
- 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, 2014.
- 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.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpiração). Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.
- PEREIRA, R.M.; CASAROLI, D.; VELLAME, L.M.; ALVES JUNIOR, J.; EVANGELISTA, A.W.P. Sugarcane leaf area estimate obtained from the corrected Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v. 46, p. 140–148, 2016.

- PONZONI, F.J.; SHIMABUKURO, Y.E. Relação entre índices de vegetação (NDVI e SAVI) e parâmetros biométricos de plantios de Eucalyptus sp. **Árvore**, v.22, n.3, p.337-66, 1998.
- QUEIROZ, T.B.; ROCHA, S.M.G.; FONSECA, F.S.A.; ALVARENGA, I.C.A.; MARTINS, E.R. Efeitos do déficit hídrico no cultivo de mudas de Eucalipto. **Irriga**, v. 22, p. 659–659, 2017.
- ROUSE, J. W.; HAAS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS. In: Earth Resources Technology Satellite Symposium, 3., 1973, Washington. **Proceedings**. Washington: NASA, 1974. v. 1, p. 309-317.
- RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGAO, L. E. O. C.; MU, Q. ; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W. ; ROCHA, H. R. ; RUNNING, S. W. . Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, p. 1658-1976, 2013.
- SILVA, T. G. F.; MOURA, M. S. B.; ZOLNIER, S.; SOARES, J. M.; VIEIRA, V. J. S.; FARIAS JÚNIOR, W. G. Requerimento hídrico e coeficiente de cultura da cana-de-açúcar irrigada no Semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 1, p.64-71, 2012a.
- SILVA, T. G. F.; MOURA, M. S. B.; ZOLNIER, S.; SOARES, J. M.; VIEIRA, V. J. S.; FARIAS JÚNIOR, W. G. Variação do balanço de radiação e de energia da cana-de-açúcar irrigada no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 16, n. 2, p. 139-147, 2012b.
- TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part B: Application to the regional scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 477-490, 2009.
- TEIXEIRA, A. H. C.; HERNANDEZ, F.B.T.; LOPES, H.L.; SCHERER-WARREN, M.; BASSOI, L.H. A Comparative Study of Techniques for Modeling the Spatiotemporal Distribution of Heat and Moisture Fluxes in Different Agroecosystems in Brazil. In: George G. Petropoulos. (Org.). **Remote Sensing of Energy Fluxes and Soil Moisture Content**. 1ed.Boca Raton, Florida: CRC Group, Taylor and Francis, 2014a, p. 169-191.

- TEIXEIRA, A. H. C.; LEIVAS, J. F.; RONQUIM, C. C.; SILVA, G. B.; VICTORIA, D. de C. Energy balances in sugar cane, coffee and natural vegetation in the northeastern side of the São Paulo state, Brazil. **Proceedings of SPIE**, v.9998, p.99980M-1 - 99980M-16, 2016a.
- TEIXEIRA, A. H. C.; SCHERER-WARREN, M.; HERNANDEZ, F.B.T.; ANDRADE, R.G.; LEIVAS, J.F. Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. **Remote Sensing**, v. 5, p. 5783-5804, 2013.
- TEIXEIRA, A. H. DE C.; PADOVANI, C. R.; ANDRADE, R. G.; LEIVAS, J. F.; VICTORIA, D. DE C.; GALDINO, S. Use of MODIS images to quantify the radiation and energy balances in the Brazilian Pantanal. **Remote Sensing**, v. 7, p. 14597-14619, 2015b.
- TEIXEIRA, A.H, C, BASTIAANSEN, W.G.M., AHMAD, M.D., MOURA, M.S.B., BOS, M.G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 110-127, 2008.
- TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T., ANDRADE, R.G., LEIVAS, J.F., VICTORIA, D. de C. BOLFE, E.L. Corn Water Variables Assessments from Earth Observation Data in the São Paulo State, Southeast Brazil. **Journal of Hydraulic Engineering**, v.1, p. 1-11, 2015b.
- TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T., SCHERER-WARREN, M., ANDRADE, R.G, LEIVAS, J.F., VICTORIA, D. de C., BOLFE, E.L., THENKABAIL, P.S., FRANCO, R.A.M. Water Productivity Studies from Earth Observation Data: Characterization, Modeling, and Mapping Water Use and Water Productivity. In: PRASAD, S.T. (Ed.). **Remote Sensing of Water Resources, Disasters, and Urban Studies**. 1ed.Boca Raton, Florida: CRC Group, Taylor and Francis, p. 101-126, 2015a.
- TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T.,ANDRADE, R.G. , LEIVAS, J.F. , BOLFE, E.L. Energy balance with Landsat images in irrigated central pivots with corn crop in the São Paulo State, Brazil. **Proceedings of SPIE**, v. 9239, p. 923900-1-923900-10, 2014b.
- TEIXEIRA, A.H. de C.; LEIVAS, J.F.; SILVA, G.B. Options for using Landsat and RapidEye satellite images aiming the water productivity assessments in mixed agroecosystems. **Proceedings of SPIE**, v. 9998, p. 99980A-1-99980A-11, 2016a.

- TEIXEIRA, A.H.C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. **Remote Sensing**, v. 2, p. 1287-1319, 2010.
- TEIXEIRA, A.H.C. Modelling water productivity components in the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. In: Carolina Bilibio; Oliver Hensel; Jeferson Selbach. (Org.). **Sustainable water management in the tropics and subtropics and case studies in Brazil**. 1ed. Kassel: University of Kassel, 2012, v. 3, p. 1077-1100.
- TEIXEIRA, A.H.C. **Water productivity assessments from field to large scale: a case study in the Brazilian semi-arid region**. LAP Lambert Academic Publishing: Saarbrücken, Germany, 226p, 2009.
- TEIXEIRA, A.H.C., TONIETTO, J., LEIVAS, J. F. Large-scale water balance indicators for different pruning dates of tropical wine grape. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 51, n.7, p. 849-957, 2016b.
- TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F. Determinação da produtividade da água com imagens Landsat 8 na região semiárida do Brasil. **Revista Conexões-Ciência e Tecnologia**, v.11, p.22 - 34, 2017.
- TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F.; HERNANDEZ, F. B. T.; FRANCO, R. A. M. Large-scale radiation and energy balances with Landsat 8 images and agrometeorological data in the Brazilian semiarid region. **Journal of Applied Remote Sensing**, v.11, p.016030-11- 016030 -15, 2017b.
- TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F.; SILVA, G. B. Drought Assessments by Coupling Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Images and Weather Data: A Case Study in the Minas Gerais State, Brazil In: **Remote sensing of hydrometeorological hazards**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2017, p. 53-68.
- TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J.F.; ANDRADE, R.G.; HERNANDEZ, F.B.T. Water productivity assessments with Landsat 8 images in the Nilo Coelho irrigation scheme. **Irriga, Edição Especial**, p.1-10, 2015a.
- UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). Landsat-8 Project Description. 2013. Disponível em: http://landsat.usgs.gov/about_project_descriptions.php. Acesso em: 19 jul 2019.
- VAN DER WERFF, H.; VAN DER MEER, F. Sentinel-2 for Mapping Iron Absorption Feature Parameters. **Remote Sens.** 2015, 7, 12635–12653.

ZHOU, L.; ZHOU, G. Measurement and modeling of evapotranspiration over a reed (*Phragmites australis*) marsh in Northeast China. **Journal of Hydrology**, v. 372, p. 41–47, 2009

Capítulo 4 - MODELAGEM DE NÍVEIS FREÁTICOS UTILIZANDO SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS CLIMÁTICOS

4.1 Introdução

Compreender a dinâmica dos níveis de águas subterrâneas é fundamental para o planejamento de estratégias de exploração e rastreamento das águas subterrâneas dentro de seu comportamento natural, garantindo a exploração sustentável. Assim, o objetivo deste trabalho foi combinar o uso da evapotranspiração espacial de grande escala com sensoriamento remoto (com o modelo SAFER) e análises de sistemas de informações geográficas do escoamento superficial para estimar o potencial de recarga de água subterrânea, a fim de modelar os níveis de água subterrânea (TEIXEIRA, 2010).

Três etapas específicas foram seguidas para alcançar esse objetivo: (1) identificação do consumo de água nas diferentes coberturas e usos da terra na área de estudo a partir da modelagem espacial da evapotranspiração pelo modelo SAFER, utilizando dados do sensor MODIS e Sentinel-2/MSI (para compor uma série temporal bem distribuída) e dados de estação agrometeorológica processadas com o pacote “agriwater” do R, (2) estimativa do potencial de recarga de água subterrânea com a evapotranspiração real modelada na etapa anterior e o fator de escoamento superficial a partir da classificação do uso da terra, ambos extraídos dos pixels onde estão localizados os poços de monitoramento dos níveis de água subterrânea e (3) comparação entre dados modelados e medidos do nível de água subterrânea para validação e identificação das principais incertezas associadas ao modelo.

4.2 Método da Flutuação de Nível d'água (WTF)

A recarga das águas subterrâneas é um dos componentes mais difíceis de estimar no balanço hídrico, pois não pode ser medido diretamente, entretanto é um elemento-chave para a gestão sustentável da água. Em larga escala, a recarga das águas subterrâneas ocorre tanto na forma difusa (recarga das chuvas através da zona insaturada do solo), quanto mais localmente através da infiltração de água pelos leitos dos rios e outras massas de água, como lagos e reservatórios. A grande variabilidade espacial das características naturais e antrópicas do solo resulta em uma grande quantidade de informações a serem transferidas para os modelos, especialmente para

os modelos distribuídos, onde as relações são estabelecidas entre as características físicas e os parâmetros dos modelos, tornando-os excessivamente complexos.

Dentre os autores que estudaram a recarga das águas subterrâneas, destacam-se Scanlon, Healy e Cook (2002) e Healy (2010), que combinaram os principais métodos para estimar a recarga, Hayashi e Farrow (2014) que estudaram a resposta de recarga à variabilidade interanual e interdecadal de chuvas no nível da bacia no Canadá usando os dados pontuais para avaliar o balanço hídrico, e Wendland et al. (2007), que estudaram a contribuição da recarga na área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani em uma bacia representativa utilizando o método de flutuação do lençol freático. O uso de SIG também tem sido combinado com modelos hidrológicos e subterrâneos para avaliar o manejo da água (TEIXEIRA et al. 2009; TEIXEIRA et al. 2014; TEIXEIRA et al. 2017; TEIXEIRA et al. 2015a; TEIXEIRA et al. 2015b; SILVA et al., 2018; MÜNCH et al., 2013; SZILÁGYI et al., 2012). Esses diferentes métodos fornecem resultados discrepantes entre si (SCANLON et al., 2002; YIN et al., 2011; KING et al., 2017). Isso é causado exatamente pela grande complexidade que gera incertezas na modelagem de recarga.

Em suma, incertezas estão relacionadas à aquisição e disponibilidade de dados, calibração de modelos e visualização (BRUNNER et al. 2004). Há incertezas consideráveis nas estimativas de escoamento superficial e evapotranspiração que são ampliadas quando esses dados são utilizados para estimar a recarga de água subterrânea. Estudos na Austrália (KALMA et al. 2008, GLENN et al. 2011), Irlanda (MISSTEAR et al. 2009), Índia (BASTIAANSEN e Ali 2003; SANTHANAM e ABRAHAM 2018), Sri Lanka (BASTIAANSEN e CHANDRAPALA 2003) e EUA (SZILÁGYI et al., 2013; SZILÁGYI e JOZJA 2013) demonstraram que as estimativas do balanço hídrico via sensoriamento remoto apresentam faixas de erro entre 15 e 30%.

O método da flutuação de nível d'água (WTF) é utilizado para zona saturada do aquífero livre, essa metodologia é aplicável em um amplo período de tempo, de área, e também de magnitude de recarga (SCANLON; HEALY; COOK, 2002). É fundamentado na percepção de que a variação do nível freático (elevação) corresponde à variação do armazenamento, num determinado período de tempo, conforme a Equação 22.

$$\Delta S^{gw} = R_{GW} = S_y \cdot \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (22)$$

onde ΔS^{gw} é o armazenamento de água, R_{GW} é a recarga potencial de aquífero, S_y é o rendimento específico do aquífero, ΔH a variação do armazenamento de água, e Δt o intervalo de tempo (MANZIONE, 2015).

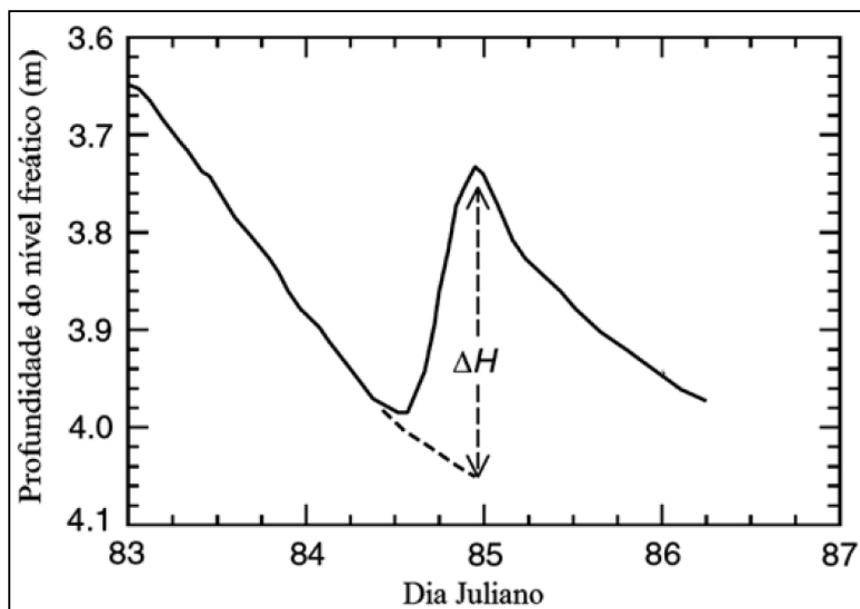
Contudo esse método possui incertezas associadas ao valor do rendimento específico (S_y), ou porosidade específica como é denominado por Scanlon, Healy e Cook (2002), pois essa variável repercute no valor final da estimativa de recarga. Esse parâmetro é representativo e específico da região estudada, sendo uma estimativa da ordem de grandeza, de acordo com as características locais. Tabela 4.1 apresenta faixas do rendimento específico (S_y) de acordo com os tipos de material que compõem os perfis de solo.

Tabela 4.1 - Faixas de valor de rendimento específico (S_y) para diversos materiais (adaptado de MORRIS e JOHNSON, 1967).

Material	Rendimento Específico (S_y)
Arenito fino	0,02 – 0,40
Arenito médio	0,12 – 0,41
Areia fina	0,01 – 0,46
Areia média	0,16 – 0,46
Areia grossa	0,18 – 0,43
Cascalho fino	0,13 – 0,40
Cascalho médio	0,17 – 0,44
Cascalho grosso	0,13 – 0,25
Silte	0,01 – 0,39
Argila	0,01 – 0,39
Xisto	0,22 – 0,33
Rocha calcárea	0 – 0,36

O valor da variação do armazenamento de água (ΔH) é obtido através da diferença entre o ponto mais alto do nível e o ponto mais baixo, sendo que para obter o ponto mais baixo a curva de recessão é extrapolada até o mesmo período de tempo do pico, como demonstrado na Figura 4.1.

Figura 4.1 - Hidrógrafa hipotética de um poço, demonstrando a obtenção do valor de ΔH



Retirado de Lucas; Guanabara e Wendland (2012).

A recessão pode ser entendida como o decaimento do nível freático, devido à ausência de precipitações que seria a entrada de água no sistema. Pode ser estimada por decaimento exponencial. Desse modo, a retirada de água do aquífero pode ser devido ao fluxo de base dos cursos d'água, o que pode ser denominado recessão de água subterrânea (SANTOS; CELLIGOI, 2002). Este método é recomendado para aquíferos com boa transmissividade, pois caso contrário a curva pode ser deslocada, essa é uma das desvantagens do método.

A recarga é um instrumento para a gestão eficiente do aquífero, pois ela disciplina a exploração da água subterrânea (GONÇALVES; SANTAROSA; MANZIONE, 2016). De acordo com Gonçalves, Santarosa e Manzione (2016) os resultados obtidos com o método WTF demonstram que a estimativa da recarga tem relação com a geomorfologia local.

4.3 Metodologia

4.3.1 Proposta de Modelo para Recarga Potencial

O potencial de recarga das águas subterrâneas é um componente importante dos estudos de balanço hídrico, que ajuda a entender as condições de consumo e recarga da água de um aquífero, e pode ser modelado pela Equação 23.

$$R_{GW} = P - ET_A - SR \quad (23)$$

O R_{GW} representa as estimativas do potencial de recarga ou o saldo de recarga (HEALY, 2010), sendo valores negativos reflexo do consumo de água no solo, foram contabilizados, para condições de estado estacionário, como o consumo de água produzido pela evapotranspiração. Não há bombeamento nos poços da área de estudo, apenas monitoramento. As mudanças na umidade do solo são consideradas insignificantes em escalas de tempo anuais ou mais longas, conforme considerado por Bastiaanssen e Chandrapala (2003) e Santhanam et al. (2018).

Para o uso sustentável da água subterrânea é importante identificar as áreas de recarga dos aquíferos (SCANLON, HEALY, COOK, 2002; YIN et al., 2011; KING et al., 2017). Em regiões de muita chuva, toda a área de uma bacia hidrográfica é potencialmente uma área de recarga, sendo que os pontos principais são os locais de maior capacidade de infiltração e os afloramentos de camadas mais permeáveis. Nas regiões semiáridas brasileiras geralmente as áreas de recarga são os riachos intermitentes que se formam nos vales nos períodos chuvosos do ano (TEIXEIRA, 2010).

A ocorrência de zonas saturadas acima da profundidade da raiz, ou seja, locais onde o sistema radicular tem acesso ao aquífero não confinado, é uma importante fonte de incerteza na estimativa da evapotranspiração real, especialmente para a vegetação florestal, exatamente onde os poços estão localizados. Nesse tipo de cobertura vegetal, o sistema radicular pode atingir zonas saturadas do solo e absorver água para suprir a demanda evapotranspirativa, o que provocaria uma subestimação da evapotranspiração real. No entanto, neste caso, isso não afetaria diretamente a estimativa da potencial recarga, uma vez que a zona saturada já constitui uma recarga de água.

As séries temporais de potencial de recarga de águas subterrâneas (R_{GW}) foram decompostos usando o algoritmo STL (procedimento de decomposição de tendência sazonal baseado em *loess*). A decomposição é necessária para minimizar a influência da tendência e do componente sazonal nas autocorrelações e correlações cruzadas das séries temporais de insumo e meta, uma vez que as séries temporais com tendência e periodicidade semelhantes são altamente autocorrelacionadas e tendem a apresentar fortes correlações cruzadas. Depois de remover os componentes de tendência e sazonais da série temporal original, o componente resultante é chamado de “resto”. Utilizar restos desmembrados e dessazonalizados ajuda a detectar sinais anômalos, que são de particular interesse em termos de correlações cruzadas. A decomposição da série temporal foi feita usando o software R (R CORE TEAM, 2018).

4.3.2 Evapotranspiração Real com dados climáticos e imagens MODIS e Sentinel-2

O algoritmo SAFER, formulado por Teixeira (2010), foi aplicado para obter a evapotranspiração real espacializada de setembro de 2014 a abril de 2018. A fração evapotranspirativa ($\frac{ET_A}{ET_0}$) ou a razão entre ET_A e ET_0 , foi calculado de acordo com a Equação 24.

$$\frac{ET_A}{ET_0} = \exp \left[e + f \left(\frac{T_s}{\alpha_0 \cdot NDVI} \right) \right] \quad (24)$$

onde α_0 é o albedo superficial (adimensional), NDVI é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (adimensional), T_s é a temperatura da superfície (°C), e e e f foram respectivamente 1,8 e -0,008 (SILVA et al., 2019).

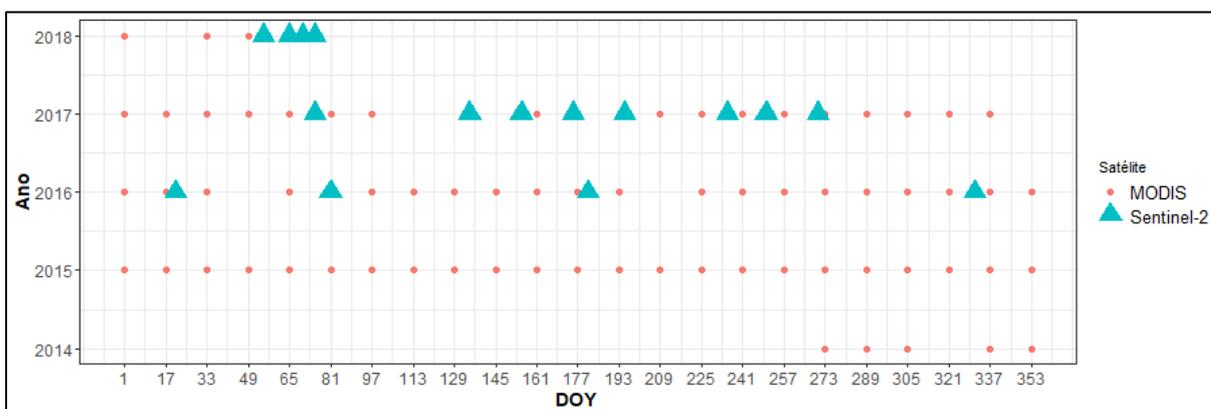
A evapotranspiração real foi obtida com a Equação 25.

$$ET_A = \frac{ET_A}{ET_0} ET_0 \quad (25)$$

A equação acima mencionada combina o componente temporal (expresso pela ET_0) com o componente espacial do cálculo da ET_A (expresso pela $\frac{ET_A}{ET_0}$ obtida de cada pixel) para melhor descrever a variabilidade da ET_A . Assim, a ET_A estima com maior precisão a variação espacial da disponibilidade de água, já que é descrita pelas imagens de satélite, que foram consideradas representativas para cada período, uma

vez que a $\frac{ET_A}{ET_0}$ contém informações sobre o consumo de água pela planta de acordo com sua fase fenológica e também as condições térmicas e de umidade do solo no momento da passagem do satélite (TEIXEIRA et al., 2015b; SILVA et al. 2018), diferente da abordagem do K_C que considera apenas o estágio de crescimento, sendo essa simplificação a causadores de incertezas na estimativa da evapotranspiração, o que são evitadas na abordagem via sensoriamento remoto. Os dias com imagens sem nuvens, que foram utilizados nesse estudo, estão expostos na Figura 4.2.

Figura 4.2 - Dias com imagens sem nuvens dos sensores MODIS e Sentinel-2 dentro do período de estudo (2014-8)



Realizou-se interpolação dos valores de $\frac{ET_A}{ET_0}$ para preencher os dias sem imagens (entre 5 e 15 dias) para se obter a evolução da fração evapotranspirativa em escala diária e, assim, obter a ET_A também em escala diária, mediante a Equação 22, já que a ET_0 é medida diariamente. Alguns erros sistemáticos na estimativa de ET_A são equilibrados durante o cálculo da ET_A (BASTIAANSEN et al. 2002).

4.3.3 Escoamento Superficial

O uso da terra e a informação hidrológica do solo da bacia servem como insumo básico para modelagem de escoamento pelo coeficiente de escoamento do Método Racional (C), que segue a Equação 26.

$$SR = C P \quad (26)$$

onde C é o coeficiente de escoamento do Método Racional (adimensional) executado de acordo com Chow (1964), e P é a precipitação diária (mm dia^{-1}). C é uma função do tipo de solo e declividade da bacia de drenagem, que foi espacialmente modelado usando os mapas de inclinação e uso da terra da área de estudo.

4.3.4 Adaptação do Método de Flutuação de Nível d'água (WTF) com o Balanço Hídrico

O potencial de recarga das águas subterrâneas está relacionado à oscilação do lençol freático através do parâmetro S_y , rendimento específico do aquífero, conforme apresentado na Equação 27.

$$h_t = h_{t-1} + \Delta h \rightarrow h_t = h_{t-1} + \frac{R_{GW}}{S_y} \quad (27)$$

onde R_{GW} é o potencial de recarga de aquífero, é S_y o rendimento específico e h é a profundidade de nível freático, sendo t o passo de tempo, considerado como diário (1 dia). Todos os termos da equação do balanço hídrico devem ter a mesma unidade, geralmente dada como uma taxa (unidade de profundidade por unidade de tempo), como mm.dia^{-1} ou mm.ano^{-1} . O primeiro nível de água subterrânea (h_0) deve ser um valor medido para iniciar a série temporal diária. A Equação 23 baseia-se no princípio de que aumentos nos níveis de água subterrânea em aquíferos não confinados são devidos a recarga (HEALY e COOK, 2002).

O R_{GW} costuma ser considerado como a infiltração, mas neste caso é considerado como o saldo de água (descontando a evapotranspiração e escoamento superficial), em cada pixel, que pode ser convertido em recarga de água subterrânea. É importante enfatizar a diferença entre os termos "rendimento específico" e "porosidade". O rendimento específico é o volume de água liberado em uma unidade volumétrica de material aquífero saturado drenado por um lençol freático decrescente, enquanto a porosidade preenchível é a quantidade de água que um aquífero não confinado pode armazenar por unidade de aumento no lençol freático e por unidade de área. Por causa da histerese, sob algumas condições, a porosidade preenchível pode ser menor que o rendimento específico (HEALY, 2010).

Este modelo é semelhante ao método WTF (*Water Table Fluctuation*), diferindo apenas em seu conceito de recarga potencial, uma vez que a WTF considera uma

porcentagem da chuva como potencial de recarga (por isso é mais frequentemente aplicado para elevações do nível de água a curto prazo que ocorrem em resposta a tempestades individuais) e é necessário interpolar a oscilação do nível da água entre os eventos de chuva (HEALY e COOK, 2002; SHARDA et al., 2006) e por esta razão o método WTF pode não explicar adequadamente variabilidade temporal do campo de fluxo (CUTHBERT, 2010), porque o nível de água sobe com maior precipitação no mesmo poço, mas a maior precipitação não garante maior recarga em todo o terreno. Uma região pode ter uma capacidade de infiltração muito alta, mas se estiver associada a pouca chuva, a recarga será insignificante ou ocasional. Assim, uma das principais limitações da WTF é que o método assume que a recarga é um evento esporádico e, portanto, não leva em conta o fluxo lento e constante que pode ocorrer em áreas com zonas não saturadas mais espessas. Assim, o método proposto neste trabalho permite estudar também a depleção causada pela evapotranspiração, que é influenciada pelas condições térmicas locais e pela dinâmica de uso da terra, a partir da aproximação entre a recessão de nível freático e a razão entre evapotranspiração real e o rendimento específico. Este método, assim como o WTF, possui alta sensibilidade ao parâmetro S_y , que contém incertezas. Por este motivo, a atenção a este parâmetro foi fundamental para a calibração do modelo. De acordo com DAEE (2005) o S_y no SAB situa-se entre 5% e 15% (DAEE, 2005).

As taxas de recarga calculadas pelo método do balanço hídrico não podem ser comparadas diretamente com aquelas estimadas pelos métodos WTF, nos quais a água flui para o lençol freático e contribui diretamente para o sistema aquífero. A recarga da água subterrânea determinada pelo método WTF e o balanço de massa de cloreto representa “recarga real ou líquida” (taxa de recarga menos evapotranspiração subterrânea). No entanto, as taxas de recarga calculadas pelo balanço hídrico representam o “potencial de recarga” que pode não atingir completamente o lençol freático, dada a presença da zona de umidade do solo e a perda pela evapotranspiração.

4.3.5 Validação

A avaliação da precisão da modelagem foi feita através do RMSE (*Root Mean Squared Absolute Error*) e do R^2 . RMSE é a diferença média entre os valores medidos e previstos (Equação 28).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (h_t - h_t^*)^2}{n}} \quad (28)$$

onde h_t^* é o valor simulado, h_t é o valor observado e n é o número de observações. O valor RMSE é usado para conhecer o grau de tendência na previsão e é sensível a erros altos em séries temporais grandes. O RMSE deve ser próximo de zero. A calibração da série temporal apresentada na Equação 27 foi realizada com a aplicação exaustiva de valores de S_y entre 5% e 15%, que é a faixa característica do SAB (DAEE, 2005; DAEE, 2013) até se obter o mínimo RMSE.

Os resultados também foram comparados com dados modelados pelo algoritmo MOD16 (MU et al., 2011) na escala temporal de 8 dias (acumulados). Esse algoritmo é uma adaptação da equação de Penman-Monteith para ser utilizado com dados de sensoriamento remoto e já foi avaliado em estudos no bioma Cerrado (RUHOFF et al., 2013; MOREIRA, ADAMATTI e RUHOFF, 2018; MOREIRA et al., 2019) e obtiveram resultados razoáveis dentro de sua resolução espacial (500 metros) comparado a medidas pelo método do fluxo turbulento.

4.4 Resultados e Discussão

A seguir são apresentados os resultados da modelagem da recarga potencial (destacando o comportamento da evapotranspiração e escoamento superficial) e da modelagem dos níveis freáticos obtidas, assim como a avaliação de sua precisão.

4.4.1 Recarga Potencial por Uso da Terra

A Figura 4.3 mostra a variabilidade espacial média do coeficiente de escoamento, que variou de acordo com a dinâmica do uso da terra, que foi obtida para todas as imagens através da rede neural convolucional previamente treinada (cf. seção 1.2, Tabela 1). O escoamento superficial foi maior nas áreas urbanas, pastagens e campos com solo exposto (pois apresentam degradações que diminuem a capacidade de infiltração do solo). Seguindo Walker et al. (2015) e Cao et al. (2016) o escoamento das florestas e a silvicultura incorporaram a interceptação pelas folhas dos dosséis.

Os coeficientes de escoamento superficial foram incorporados ao cálculo da recarga potencial (Equação 20) com a evapotranspiração obtida espacialmente.

Foram obtidos valores médios de $\frac{ET_A}{ET_0}$ dos pixels de cada uso da terra para realizar a interpolação e posterior obtenção da ET_A . Os valores de evapotranspiração real diária média, recarga potencial acumuladas e a porcentagem da precipitação que foi convertida em recarga potencial estão expostos nas Tabelas 4.2 e 4.3.

Figura 4.3 - Coeficiente C do escoamento superficial pelo método racional espacializado de acordo com o uso da terra da área de estudo

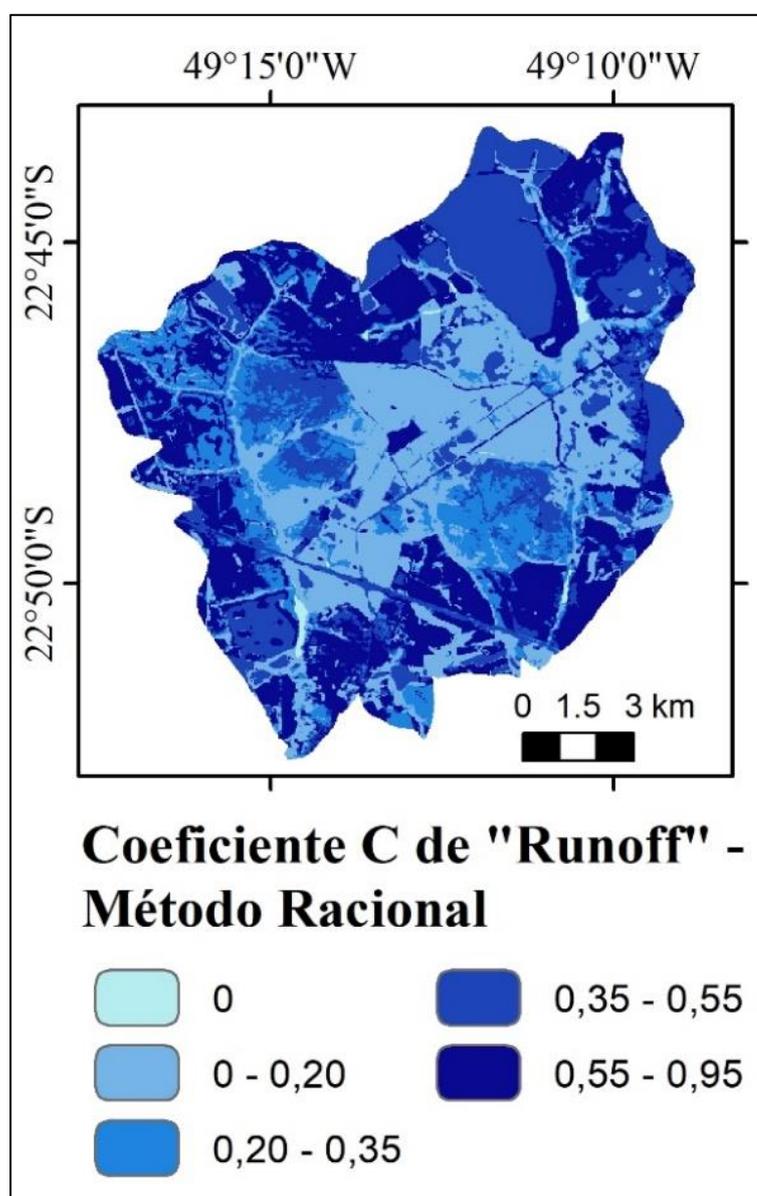


Tabela 4.2 - Evapotranspiração real média com desvio padrão e recarga potencial acumulado por período na área ocupada por cana-de-açúcar e pastagem entre setembro de 2014 e abril de 2018

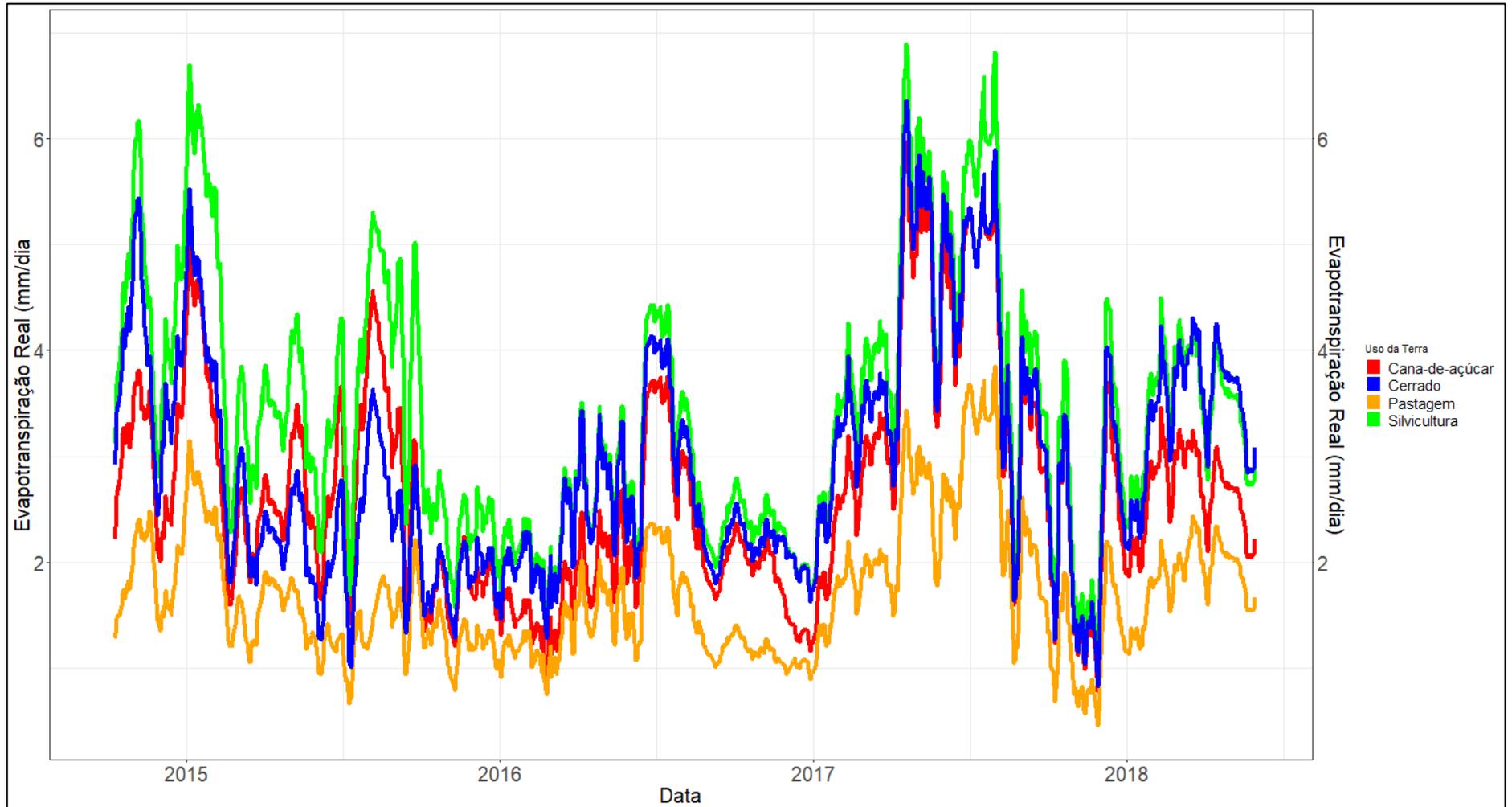
	Cana-de-açúcar			Pastagem		
	ET_A (mm dia ⁻¹)	R_{GW} (mm)	% da chuva	ET_A (mm dia ⁻¹)	R_{GW} (mm)	% da chuva
Set-Dez 2014	3,09 ± 1,07	114,10	20,18	1,92 ± 0,68	110,40	15,20
Jan-Dez 2015	2,59 ± 1,09	531,88	23,62	1,52 ± 0,59	505,51	16,95
Jan-Dez 2016	2,02 ± 0,91	511,16	16,33	1,39 ± 0,60	472,49	13,58
Jan-Dez 2017	3,29 ± 1,73	591,93	15,36	2,03 ± 1,06	557,82	13,32
Jan-Abr 2018	2,67 ± 0,64	149,80	21,99	1,87 ± 0,46	147,15	12,50

Tabela 4.3 - Evapotranspiração real média com desvio padrão e recarga potencial acumulado por período na área ocupada por silvicultura e Cerrado entre setembro de 2014 e abril de 2018

	Silvicultura			Cerrado		
	ET_A (mm dia ⁻¹)	R_{GW} (mm)	% da chuva	ET_A (mm dia ⁻¹)	R_{GW} (mm)	% da chuva
Set-Dez 2014	4,46 ± 1,53	117,86	31,18	3,88 ± 1,29	196,61	47,01
Jan-Dez 2015	3,47 ± 1,44	552,68	34,93	2,38 ± 0,99	939,63	49,39
Jan-Dez 2016	2,59 ± 1,08	547,53	38,91	2,44 ± 1,02	853,57	50,67
Jan-Dez 2017	3,89 ± 1,93	643,68	38,45	3,54 ± 1,76	1003,52	49,95
Jan-Abr 2018	3,49 ± 0,84	155,58	29,07	3,47 ± 0,85	261,71	48,90

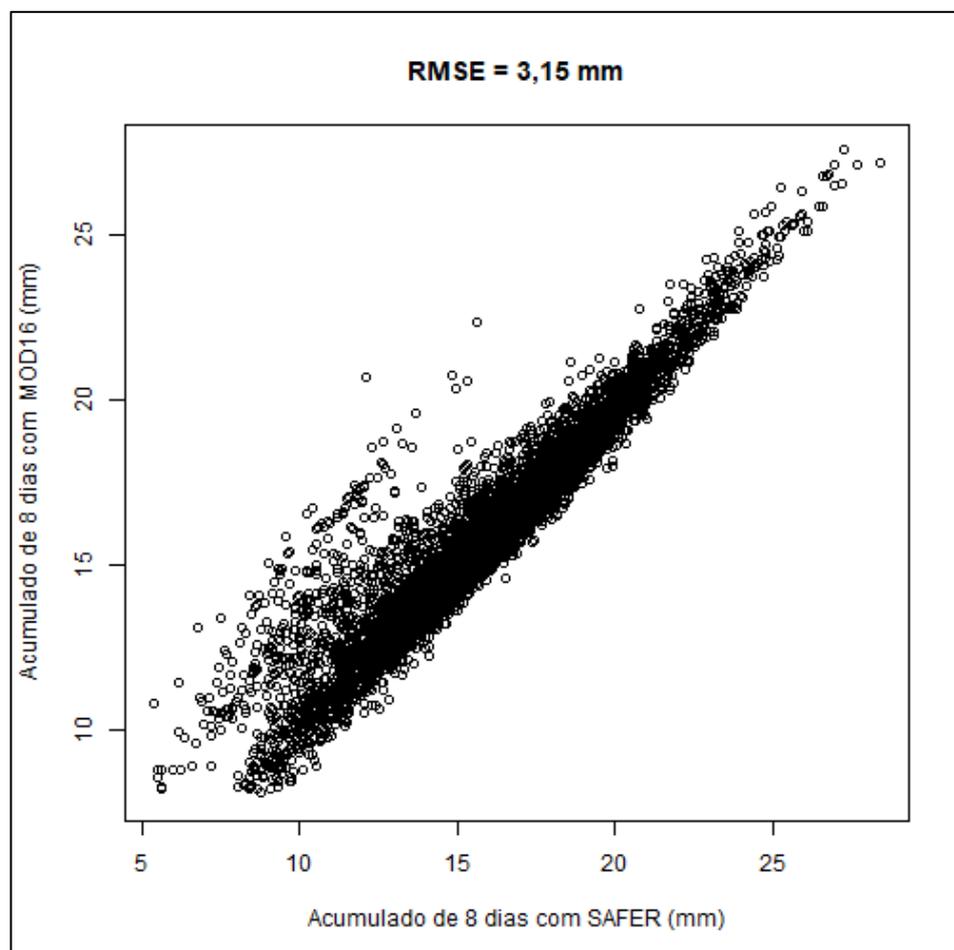
A série temporal com a variabilidade diária da evapotranspiração real, por uso da terra, está exposta na Figura 4.4. Alguns poços estavam a áreas desmatadas, o que aumentou o escoamento superficial. A modelagem de ET_A pelo SAFER permitiu que condições térmicas e de umidade do solo fossem consideradas. ET_A após a alta precipitação é maior devido à maior umidade disponível no solo (TEIXEIRA et al., 2015a; 2015b; 2017; SILVA et al., 2018).

Figura 4.4 - Variação média da evapotranspiração real nos principais usos da terra da área de estudo entre 2014 e 2018 obtidos por meio do algoritmo SAFER conjuntamente a dados agrometeorológicos



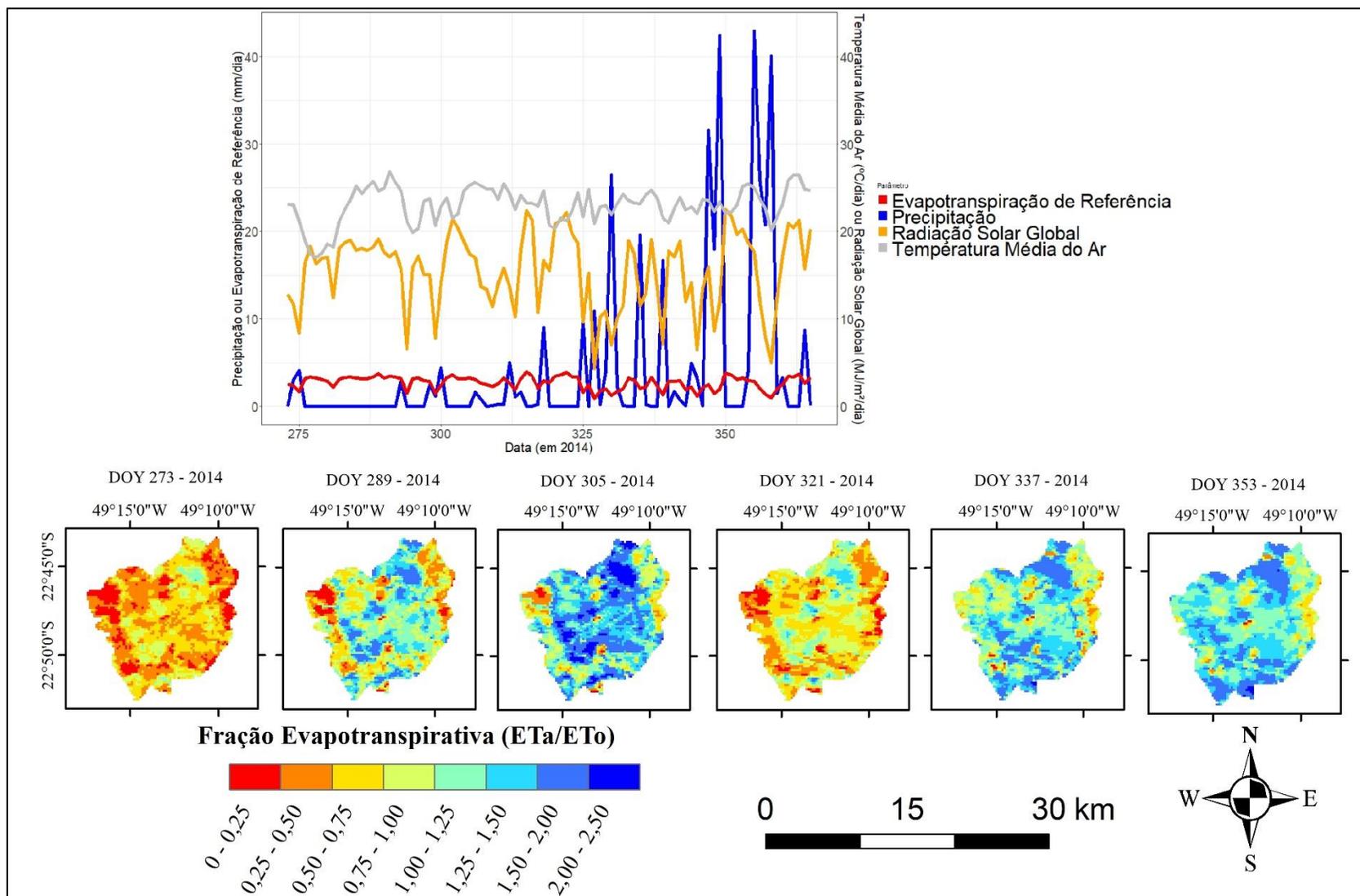
Comparou-se os acumulados de evapotranspiração real de 8 dias do produto MOD16 da missão MODIS com os resultados obtidos pelo SAFER, exposto na Figura 4.5. Foi diagnosticado que os resultados são muito similares (R^2 de 0,92) com RMSE de 3,15 mm, baixo ao se considerar que se tratou do acumulado de 8 dias. Em 2017, entre janeiro e março, época onde houve muitos dados faltantes na estação agrometeorológica e foi necessário preencher a série temporal com dados de uma estação de outra cidade (Manduri), verificou-se uma tendência de subestimativa do SAFER quando comparado ao MOD16 (isso é notado pelos pontos que estão deslocados para o quadrante oeste do gráfico, onde há pontos com diferenças de até 7 mm entre os acumulados do MOD16 e SAFER).

Figura 4.5 - Comparação dos acumulados de 8 dias de evapotranspiração real (mm/8 dias) obtidos com o algoritmo SAFER e com o produto MOD16/006 do sensor MODIS na superfície dos 46 poços da área de estudo entre setembro de 2014 e abril de 2018.



Em 2014 a fração evapotranspirativa (Figura 4.6), de acordo com imagens MODIS, foi menor entre os DOYs 273 e 289 pois foram dias mais secos com maior temperatura, enquanto que após o DOY 305 ela aumenta, já que após 20 mm acumulados de chuva a umidade no solo aumentou, porém nos 16 dias seguintes não houve nova precipitação, por isso a fração diminuiu novamente no DOY 321. Após uma série de dias chuvosos com baixa intensidade, os DOYs 337 e 353 tiveram maior fração evapotranspirativa (já que a umidade no solo persistiu pela baixa intensidade da chuva). Cabe destacar que, apesar dos valores mais baixos de $\frac{ET_A}{ET_o}$, a evapotranspiração real (Figura III.5) no DOY 289 foi relativamente alta pela demanda atmosférica ter sido alta (maior que 5 mm dia⁻¹) enquanto outros dias tiveram $\frac{ET_A}{ET_o}$ mais alta com ET_o medianas (entre 3 e 5 mm dia⁻¹). A Figura III.5, no Anexo C, exibe todos os DOYs modelados em 2014 em relação à evapotranspiração real modelada.

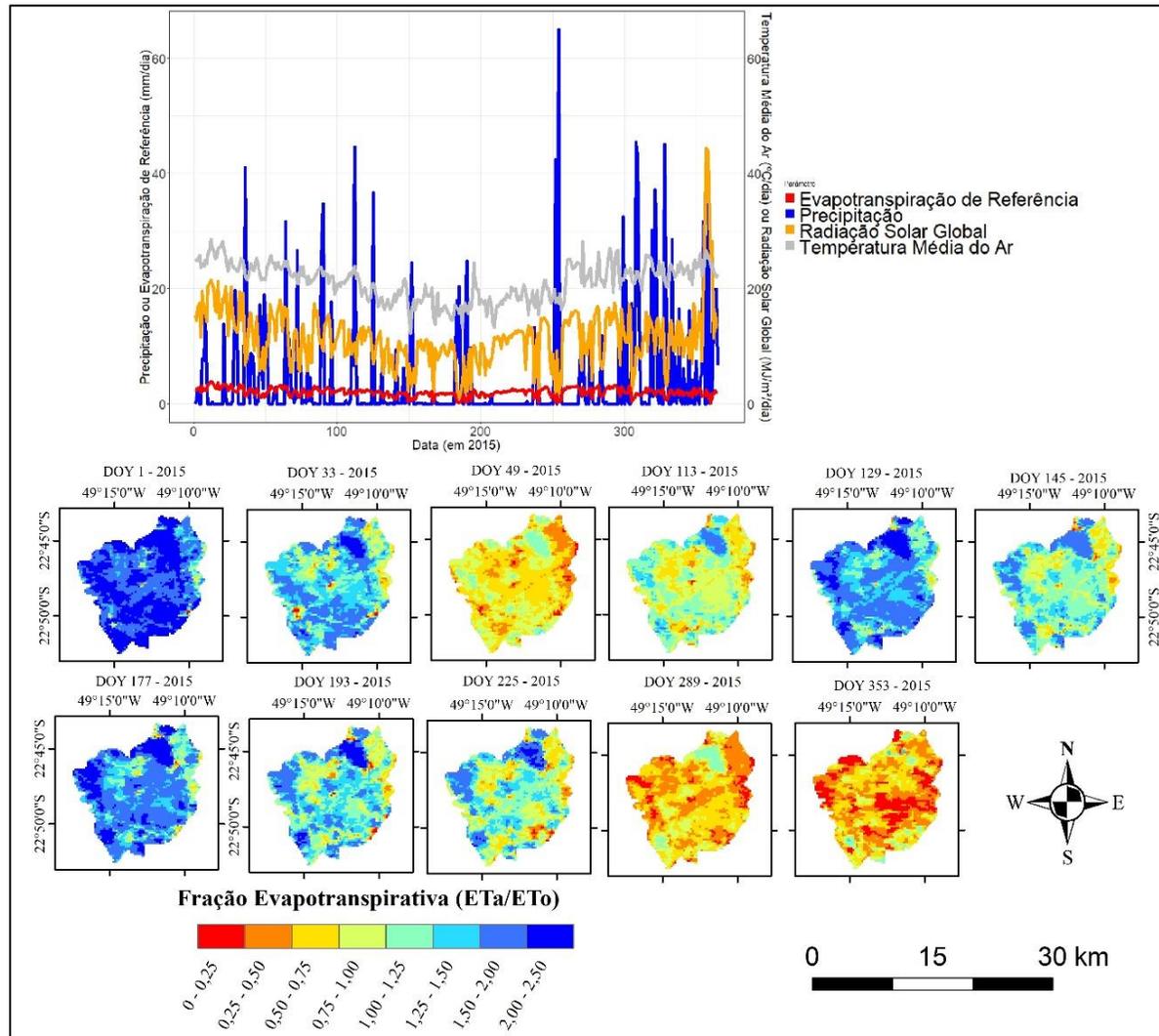
Figura 4.6 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2014 na área de estudo.



Em 2015 a fração evapotranspirativa (Figura 4.7), de acordo com imagens MODIS, começou alta no primeiro dia do ano junto a ET_o medianas, apresentando assim evapotranspiração real (Figura III.6) moderadas, entre 5 e 6 mm dia⁻¹. Após baixas pluviosidades, o DOY 17 teve menor $\frac{ET_A}{ET_o}$, com aumento no DOY 35 por seguir uma chuva de 35 mm. Entre DOY 49 e 113 houve apenas 10 mm de chuva acumulada, apresentando $\frac{ET_A}{ET_o}$ baixa, sendo nesse período o início do plantio de cana-de-açúcar na área de estudo, apresentando $\frac{ET_A}{ET_o}$ condizente com esse estágio vegetativo (por volta de 0,45). O alto valor de $\frac{ET_A}{ET_o}$ no DOY 1 mostra a necessidade de calibrações do modelo para o uso de imagens MODIS pois apresentou valores altos para cana-de-açúcar em início de ciclo.

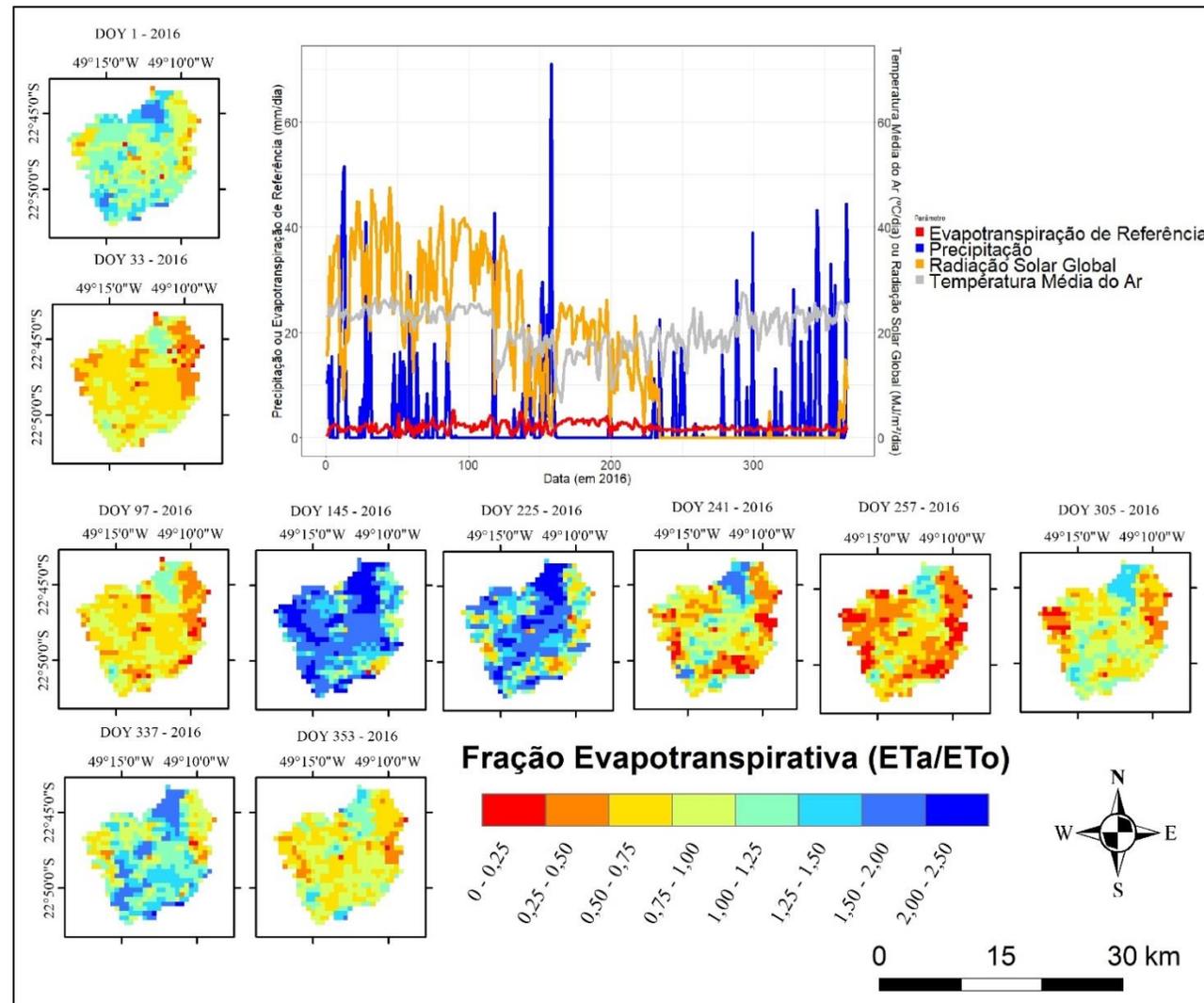
Os DOYs 129 e 145 estão inseridos em um período de chuva atípica (com acumulado de mais de 60 mm), assim como o DOY 177, ocorrido logo após uma precipitação de 49 mm em dois dias. Entre DOY 177 e 209 houveram altos valores de $\frac{ET_A}{ET_o}$ com baixa ET_o , resultando em evapotranspiração real moderada. No restante do ano de 2015 a evapotranspiração real foi moderada ou baixa, principalmente após o DOY 273, quando áreas de solo exposto (antes ocupadas por cana-de-açúcar) ficam bem definidas. DOY 193 teve evapotranspiração real muito baixa, pois houve tempo nublado após a passagem do satélite (13h) que diminuiu substancialmente o valor medido de radiação solar incidente e ET_o , apesar de coincidentemente nesse dia haver uma imagem sem nuvens, o mesmo ocorre no DOY 305. A Figura III.1, no Anexo C, exhibe todos os DOYs modelados em 2015 em relação à fração evapotranspirativa e a Figura III.6 exhibe a evapotranspiração real modelada em 2015.

Figura 4.7 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2015 na área de estudo.



Em 2016 a fração evapotranspirativa (Figura 4.8), de acordo com imagens MODIS, foi geralmente mais baixa pois houveram chuvas excessivamente concentradas, como efeito do El-Niño, ao redor do DOY 161, que apresentou $\frac{ET_A}{ET_o}$ na faixa de 1,25 a 1,50. DOYs 1 e 17 apresentaram $\frac{ET_A}{ET_o}$ moderados enquanto os dos DOYs 33 a 113 foram baixos. Entre DOYs 129 e 225 a fração evapotranspirativa é mais alta pelo atraso da estação chuvosa, sendo que os dias de maior evapotranspiração real (Figura III.7) foram os DOYs 145, 161 e 193. Entre DOY 65 e 241 a área de cana está bem definida (a oeste) enquanto nos DOYs 257 e 321 essa área apresenta solo exposto, com $\frac{ET_A}{ET_o}$ menor que 0,25. A Figura III.2, no Anexo C, exhibe todos os DOYs modelados em 2016 em relação à fração evapotranspirativa e a Figura III.7 exhibe a evapotranspiração real modelada em 2016.

Figura 4.8 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2016 na área de estudo.



Em 2017 tanto a fração evapotranspirativa (Figura 4.9) como a evapotranspiração real (Figura III.8) estão mais estáveis (levando-se em conta que no começo do ano os dados de ET_o são de uma estação em outra cidade). DOY 161 destaca-se pela alta $\frac{ET_A}{ET_o}$ já que ocorreu após uma semana chuvosa (com acumulado de 50 mm em três dias). A cana-de-açúcar esteve plantada entre DOYs 33 e 241. A Figura III.3, no Anexo C, exibe todos os DOYs modelados em 2017 em relação à fração evapotranspirativa e a Figura III.8 exibe a evapotranspiração real modelada em 2017.

Por fim, em 2018 o início do plantio de cana de açúcar ocorreu entre o DOU 17 e 33 e as imagens geralmente estão disponíveis de 3 a 4 dias após algum evento de chuva leve (menor que 5 mm dia^{-1}) gerando moderados valores de fração evapotranspirativa (Figura 4.10) e evapotranspiração real (Figura III.9). A Figura III.4, no Anexo III.9, exibe todos os DOYs modelados em 2017 em relação à fração evapotranspirativa.

A modelagem da fração evapotranspirativa (Figura III.4) e evapotranspiração real (Figura III.10) utilizando imagens Sentinel-2 mostra resultados sempre mais baixos que os registrados com imagens MODIS. Em 2016 a pastagem (ao leste) é bem marcada, com $\frac{ET_A}{ET_o}$ menor que 0,5 e destaca-se o DOY 181, que apresentou a maior evapotranspiração do ano, o mesmo ocorreu com a modelagem utilizando imagens MODIS. Em 2017 destacam-se os DOYs 175, que ocorre após uma precipitação anômala, de 120 mm, e o DOY 270, que apresentou $\frac{ET_A}{ET_o}$ alta com ET_o muito baixa, gerando valores de evapotranspiração entre $1 \text{ e } 2 \text{ mm dia}^{-1}$. Enquanto em 2018 houve $\frac{ET_A}{ET_o}$ baixas em dias de ET_o altas, gerando evapotranspiração moderada ao longo do período.

Figura 4.9 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2017 na área de estudo

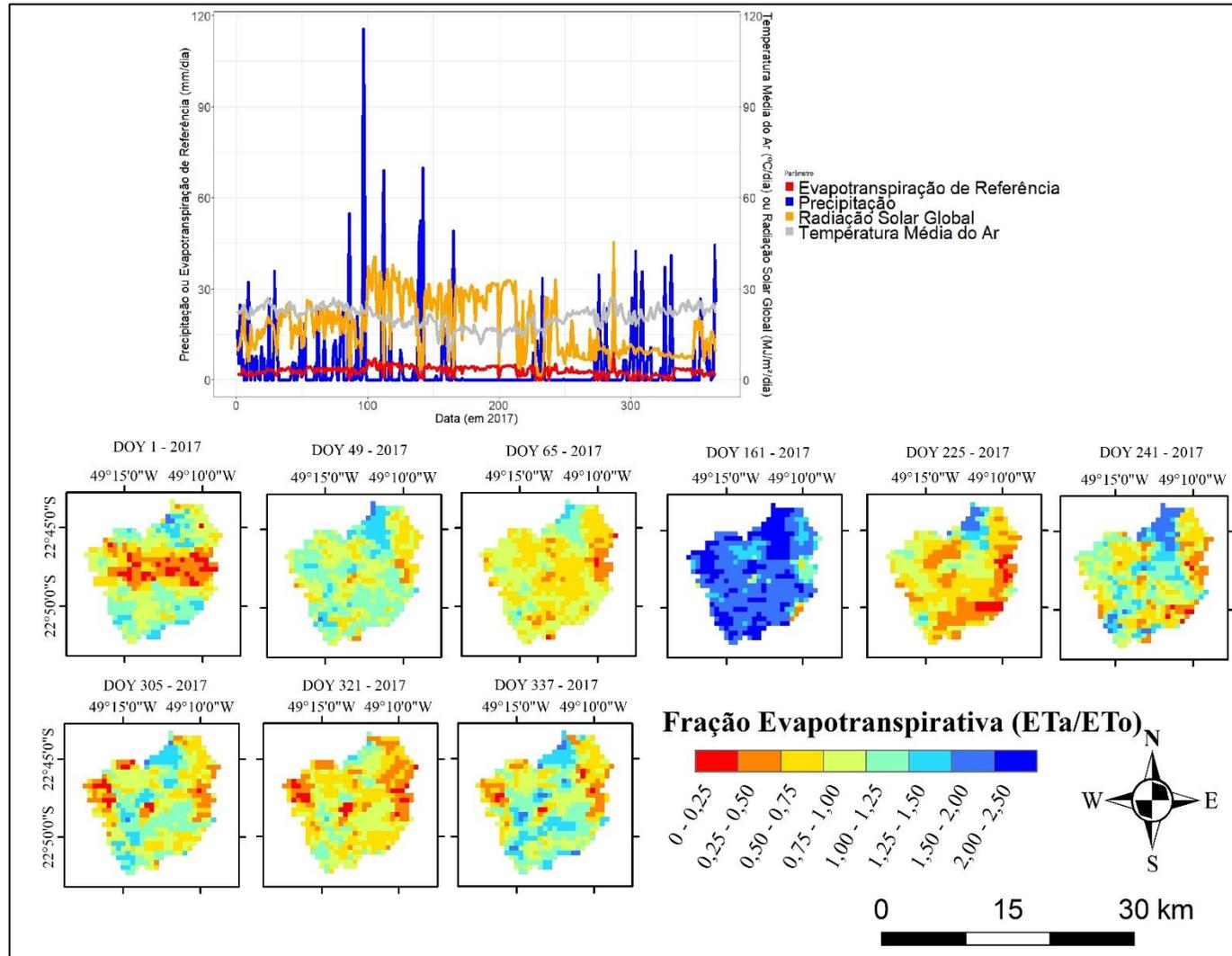
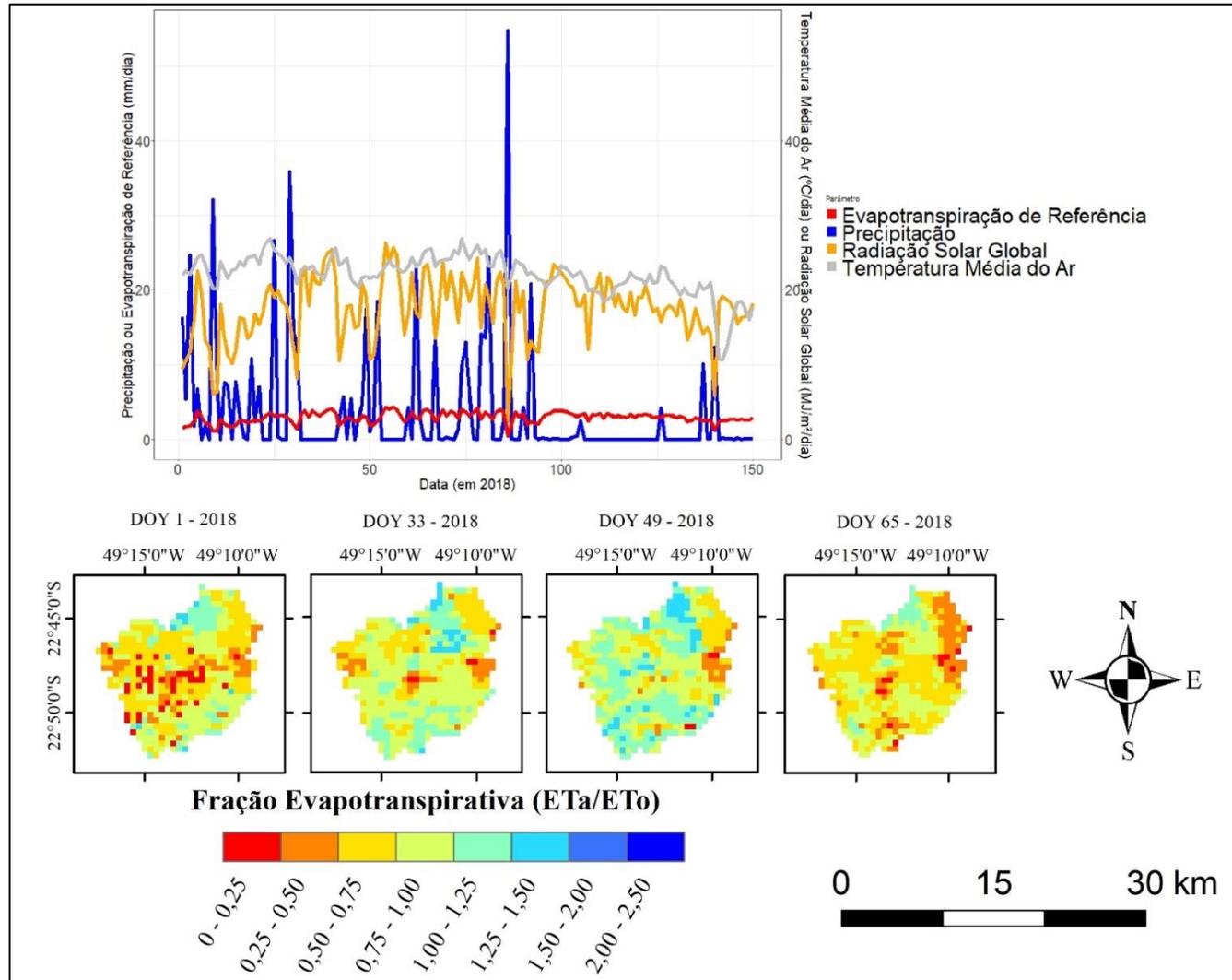


Figura 4.10 - Comparação entre a variação espacial e temporal da fração evapotranspirativa e os parâmetros agrometeorológicos influenciadores durante 2018 na área de estudo



A modelagem da ET_A atingiu valores maiores na silvicultura e na cultura da cana por variações nos estágios de crescimento. Pastagem e floresta tinham ET_A mais estável porque eram permanentes. Pastagem sempre manteve evapotranspiração baixa, restringindo-se ao primeiro quartil. A média de evapotranspiração na área ocupada por silvicultura variou entre 1,05 e 1,86, seguindo o coeficiente de cultura apresentado por Queiroz et al. (2017). A média das áreas de pastagem variou entre 0,56 e 0,81, próxima à de Capim-Elefante (*Pennisetum purpureum*), conforme descrito por Muniz et al. (2014), que obteve um K_c médio entre 0,45 e 0,78. Um valor de 756 mm ano⁻¹ foi reportado para pastagens tropicais (SCHLESINGER e JASECHKO, 2014). Lima et al. (2001) encontraram valores de coeficiente de cultura para floresta (Cerrado) entre 1,00 e 1,10, o mesmo intervalo obtido neste trabalho. Essas comparações mostram que a modelagem realizada obteve resultados coerentes com a literatura científica. A taxa de evapotranspiração de 1.124 e 1.235 mm.ano⁻¹ foi relatada, respectivamente, para Eucalipto de 1 e 2 anos (*Eucalyptus grandis* e *Eucalyptus urophylla*; CABRAL et al. 2010). As taxas de evapotranspiração diária (Tabelas 4.2 e 4.3) alcançaram valores mais baixos entre 2015-6 e valores aumentados em 2017, mas as maiores taxas de precipitação e a disponibilidade de umidade no solo.

A recarga potencial nas áreas de cana-de-açúcar variou entre 15,3 e 23,6% da precipitação. Para pastagem os valores variaram entre 12,5 e 16,9%. Silvicultura atingiu potenciais de recarga entre 29,0 e 38,9%. O maior potencial de recarga foi encontrado na floresta, onde variou entre 47,0 e 50,6%. Silvicultura apresentou maior variação na potencial recarga, enquanto a área de floresta foi a mais estável. O alto consumo de água da silvicultura na zona das raízes é o principal problema atribuído à monocultura de Eucalipto (LIMA e ZAKIA 2006). Oliveira et al. (2015) e Santos e Koide (2016) também encontraram potencial de recarga de água subterrânea em torno de 50% das chuvas nas áreas do Cerrado. Bortolin, Reginato e Schneider (2017) estudaram a recarga subterrânea em uma bacia hidrográfica no Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul usando o método do balanço hídrico, os resultados obtidos indicaram uma taxa de recarga média mensal de 25% e anual de 18% em relação à precipitação que ocorre na bacia. Borges et al. (2017) estudaram a recarga subterrânea do Sistema Aquífero Guarani no estado do Paraná em

importantes bacias hidrográficas usando a separação do escoamento de base, obtendo valores recarga entre 11 e 28% em relação à chuva total anual.

A cobertura vegetal do solo, a altura da cobertura vegetal e a variação da área foliar de acordo com os vários estádios de crescimento, fazem com que a evapotranspiração real detectada remotamente detecte a dinâmica do uso da terra. Segundo Silva et al. (2018) a $\frac{ET_A}{ET_o}$ para superfícies de solo exposto é menor que 0,1, por isso, essas áreas não são calculadas para o potencial de recarga acumulado mostrados na Tabelas 4.2 e 4.3. Cada uso do solo realizou diferentes impactos no processo hidrológico, que foram detectados remotamente de forma quantitativa nas diferentes paisagens da área de estudo. Além disso, a heterogeneidade espaço-temporal do solo e da vegetação tem grande impacto nos processos dinâmicos dos sistemas hidrológicos. Isso mostrou que mudanças de uso e cobertura da terra têm o potencial de modificar o comportamento de recarga das águas subterrâneas, conforme indicado por Oliveira et al. (2017). Por essa razão, a inclusão da evapotranspiração real modelada utilizando imagens de satélite melhorou a modelagem do balanço hídrico.

4.4.2 Modelagem dos Níveis Freáticos

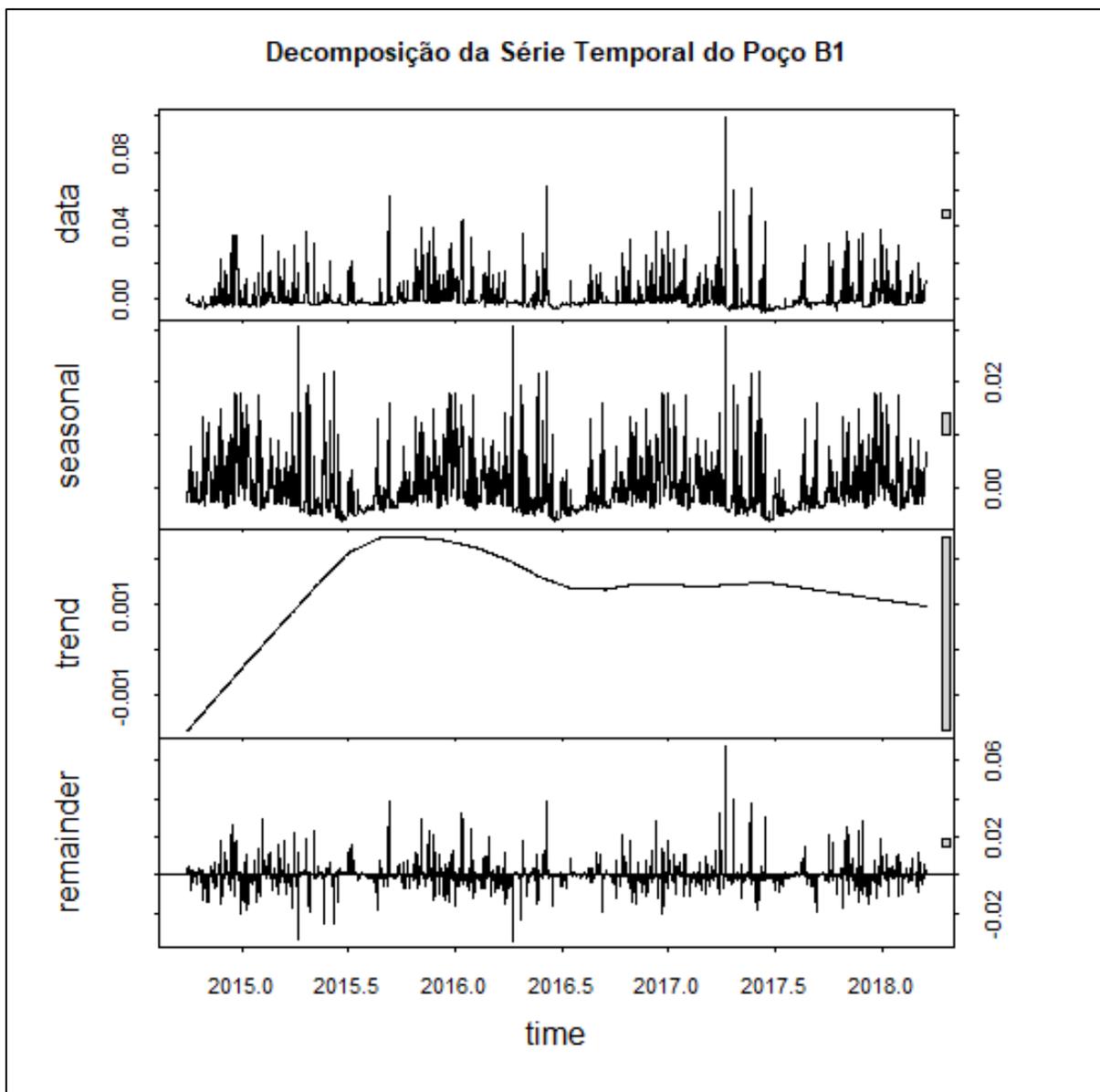
Para apoiar análises de modelagem de balanço de água e níveis de água subterrânea, os principais parâmetros hidrológicos para todos os 46 poços na área de estudo são apresentados na Tabela III.3 do Anexo C. O período de monitoramento de cada poço é apresentado. O coeficiente de escoamento (Tabela III.3) em torno dos poços variou de 21 a 28% da precipitação. Isso se deve à baixa inclinação (< 3%) e também porque está em uma floresta. O rendimento específico (Tabela III.3) variou entre 8 e 19%, o que está de acordo com o DAEE (2005), que estima o rendimento específico (S_y) no Sistema Aquífero Bauru entre 5% e 15%.

O aumento do lençol freático (Tabela III.3) apresentou valores estáveis para todos os poços, entre 4,08 e 4,30 m. Mesmo poços que iniciaram suas medições após agosto de 2015 estão inseridos neste intervalo porque 2014-2015 teve uma das maiores secas já registradas no Sudeste do Brasil, portanto, durante esse período houve pouca recarga devido à ausência de chuvas. A depleção do lençol freático

(Tabela III.3) é basicamente causada pela evapotranspiração (também apresentado na Tabela III.3).

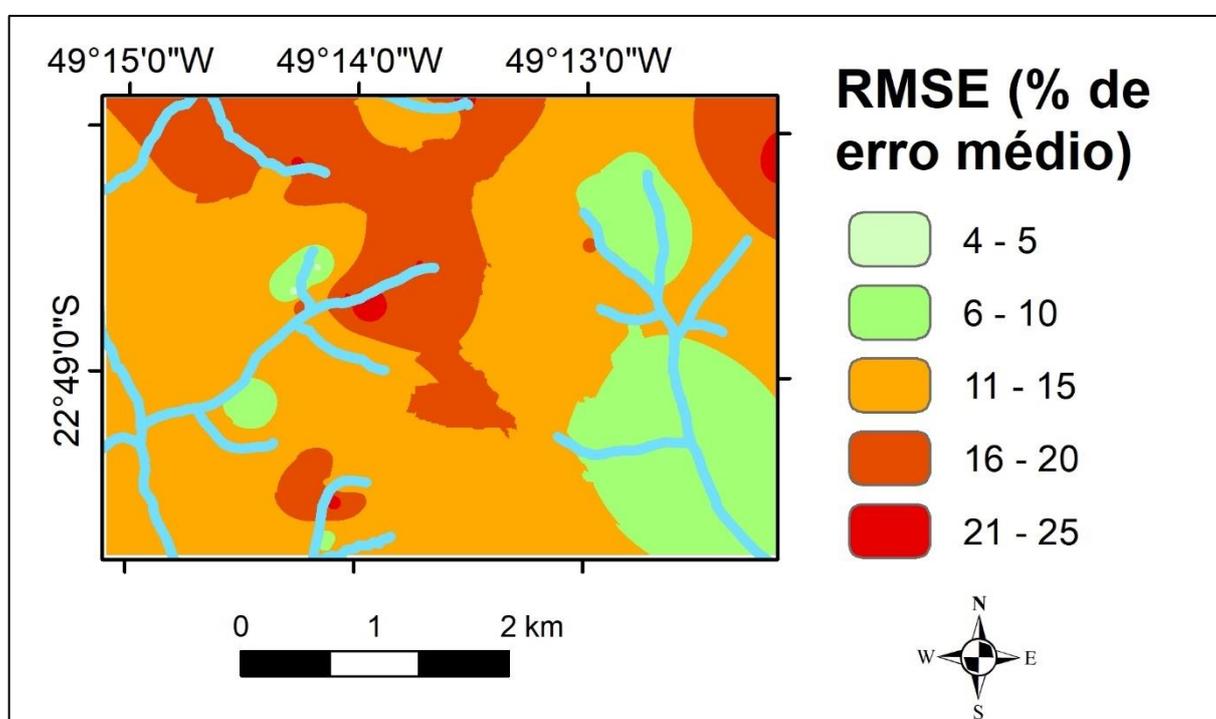
A série temporal de recarga potencial de cada poço foi decomposta para retirar as influências da tendência e do componente sazonal nas autocorrelações, a Figura 4.11 exemplifica essa decomposição com dados dos poços B1.

Figura 4.11 - Decomposição da série temporal da recarga potencial no poço B1 nos componentes de tendência, sazonalidade e no resíduo. A série original é nomeada como "data"



Os parâmetros de avaliação da precisão (RMSE e R^2) também são apresentados na Tabela III.3. As variações temporais do nível do lençol freático foram bem captadas pelo modelo, com períodos com pouco erro e outros com maior erro no meio da série. Para explorar espacialmente a variabilidade do RMSE em percentual, ele foi espacializado (utilizando o interpolador do inverso do quadrado da distância, IDW) e está exposto na Figura 4.12.

Figura 4.12 - Espacialização do RMSE percentual entre 2014-8 da modelagem de níveis freáticos (utilizando interpolação pelo método Inverso do Quadrado da Distância (IDW))



A distância até o rio mais próximo (Tabela III.3) em si não mostrou influência direta com os termos de erro, porém os maiores erros percentuais se encontram próximos ao rio, o que não é conclusivo, afinal também os menores erros estão nas cabeceiras dos rios. Os erros do modelo em geral foram pequenos, com valores de RMSE variando de 0,14 a 0,77 m. A alta sensibilidade dos poços rasos para recarga também foi identificada nos estudos realizados por Nava e Manzione (2015) e Manzione et al. (2016).

Analisando individualmente a modelagem dos poços, verificou-se que o poço B1 (RMSE = 0,43 m) (Figura 4.13) apresentou boa previsão entre 2014 e início de 2017, com aumento do erro a partir de 2017. Considerando apenas a época sem dados da estação da EEcSB, quando foi necessário utilizar dados da estação de Manduri, o RMSE específico desse período foi de 0.58 m, enquanto no período anterior o RMSE foi de 0,22 m. O poço B2 (RMSE = 0,14 m), B3 (RMSE = 0,19 m) e B4 (RMSE = 0,15 m) (Figuras 4.14 a 4.16) tiveram bons resultados durante todo o período. No período sem dados da estação de EEcSB atingiram valores de RMSE de 0,23 m, 0,28 e 0,22 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,09 m, 0,08 m e 0,10 m, respectivamente. Já os poços B5 (RMSE = 0,21 m) e B6 (RMSE = 0,26 m) (Figuras 4.17 e 4.18) tiveram picos de erro em 2016 e aumento gradual em 2017. No período sem dados da estação de EEcSB atingiram valores de RMSE de 0,27 m, e 0,34 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,12 m, ambos os poços. O poço B11 (RMSE = 0,27 m) (Figura 4.19) apresentou um pico de erro em fevereiro de 2017 (de 0,65 m) por subestimativa da recarga, sendo esse erro gradualmente revertido a partir de abril de 2017.

Figura 4.13 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B1

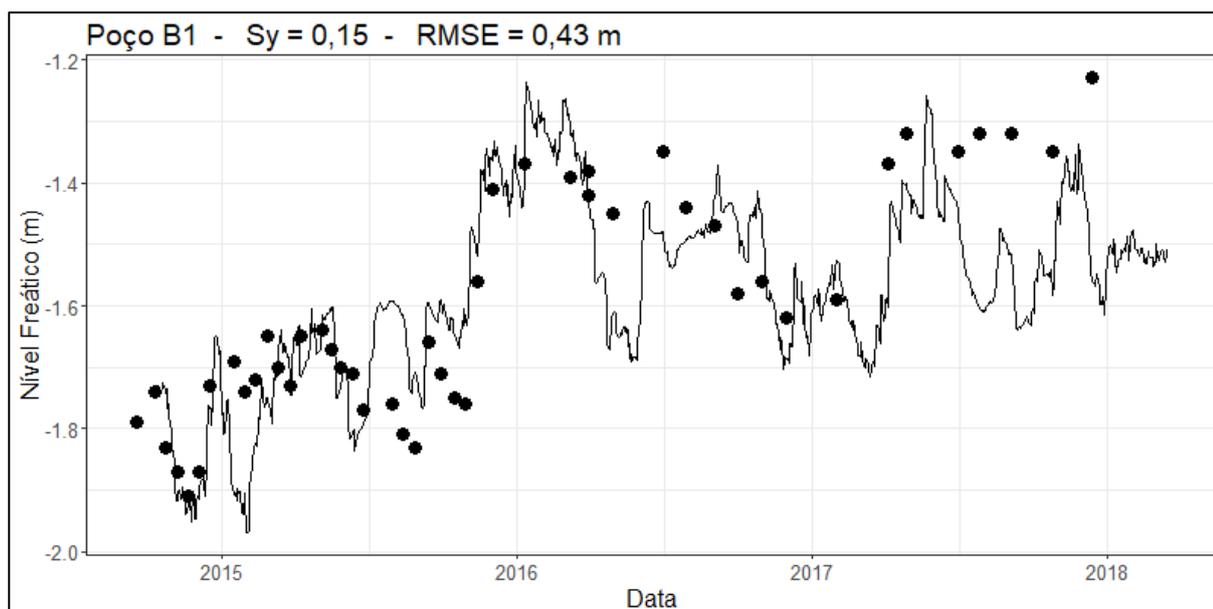


Figura 4.14 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B2

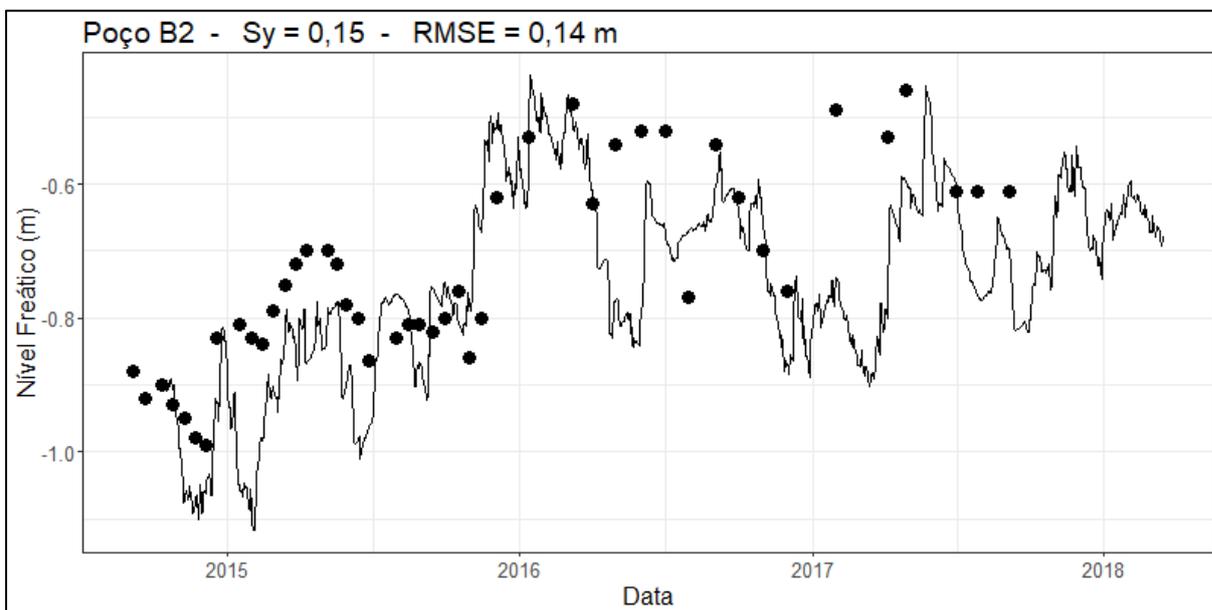


Figura 4.15 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B3

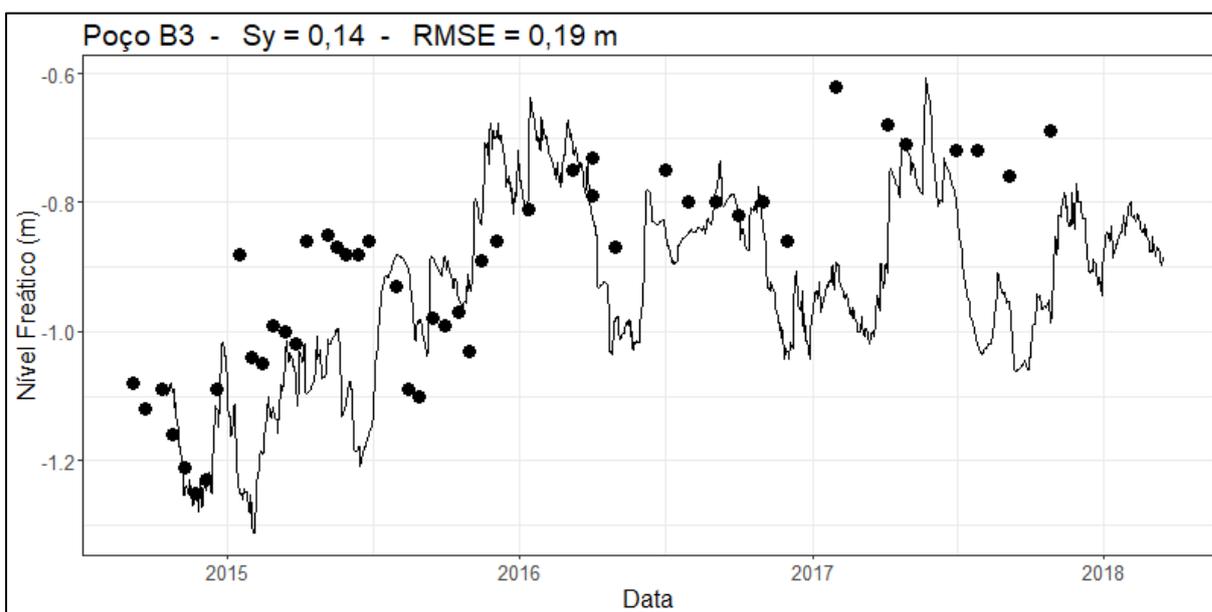


Figura 4.16 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B4

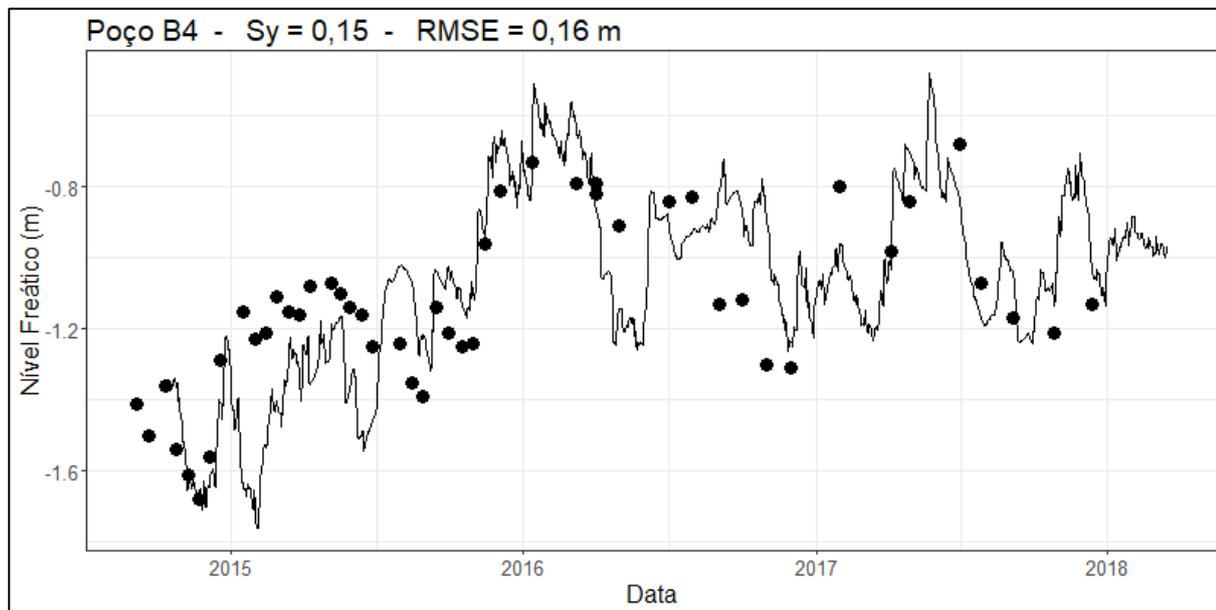


Figura 4.17 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B5

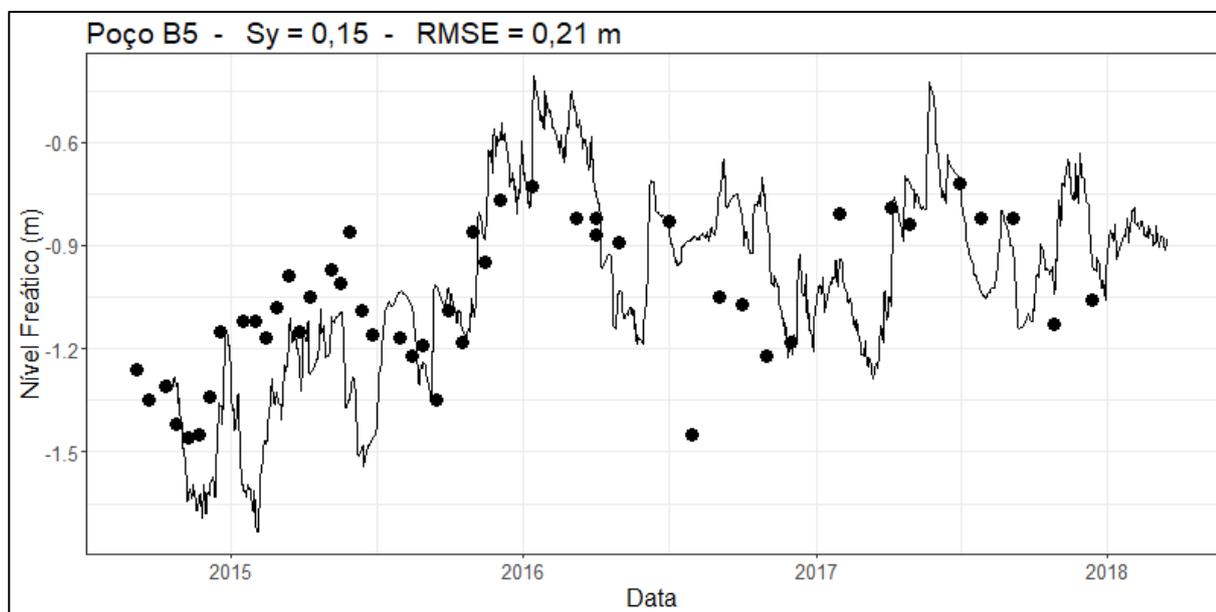


Figura 4.18 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B6

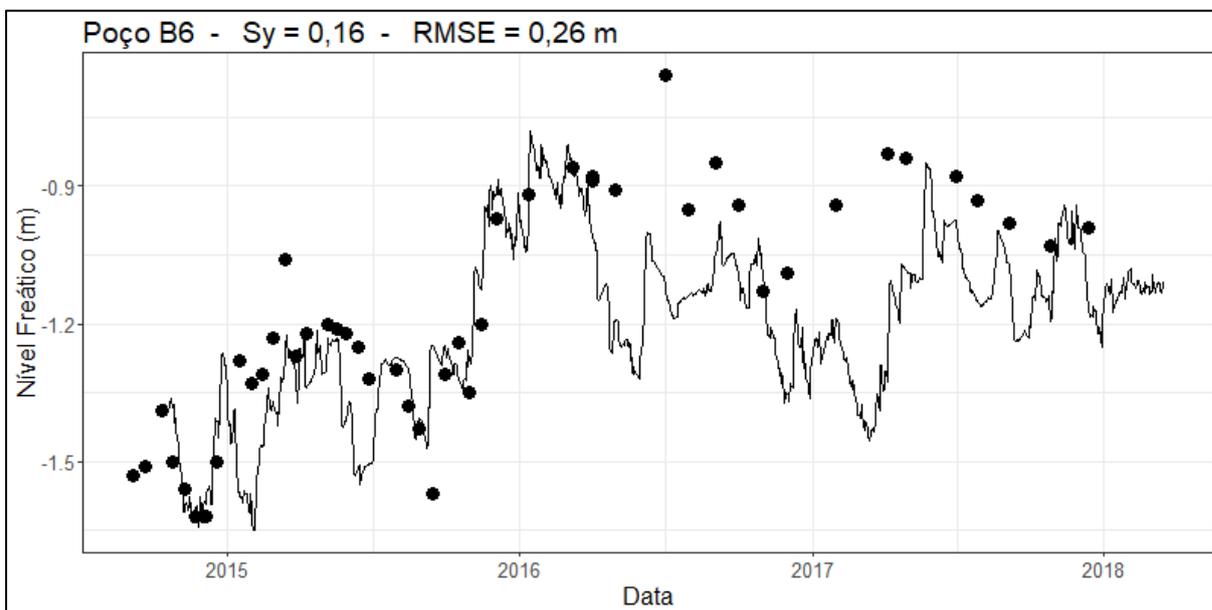
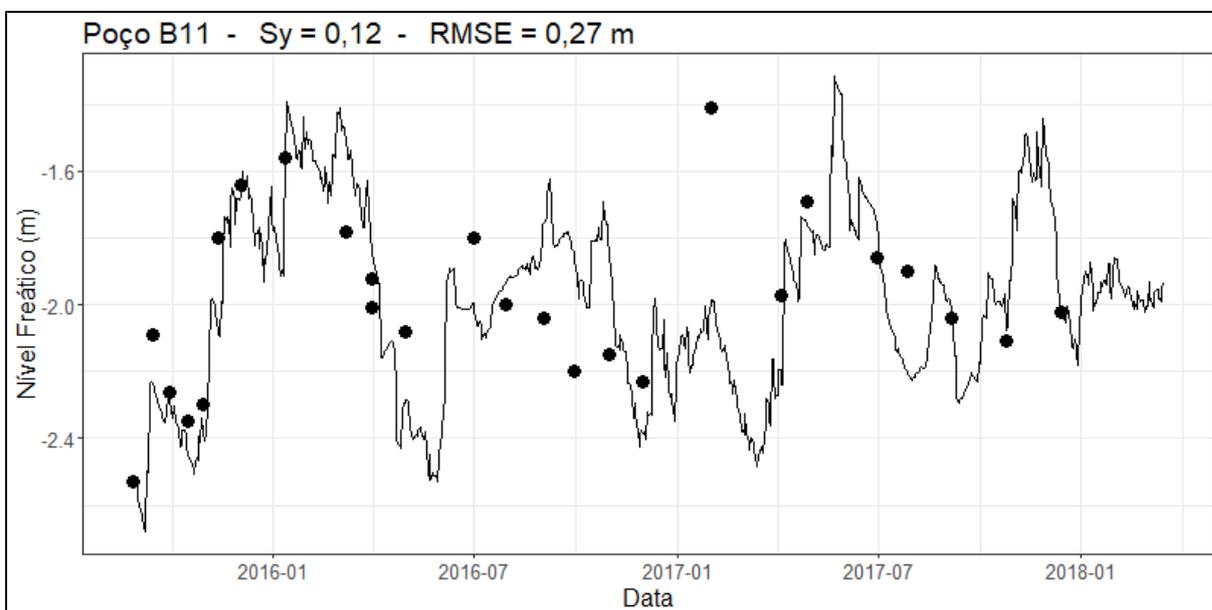


Figura 4.19 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço B11



O poço BOI_D (RMSE = 0,57 m) (Figura 4.20) foi o que atingiu maior profundidade e apresentou baixa precisão, porém o erro foi estável ao longo de toda série temporal. No período sem dados da estação de EECsB atingiu RMSE de 0,71 m, respectivamente, enquanto no período anterior o RMSE atingiu valor de 0,32 m.

Os poços BOI1 (RMSE = 0,50 m), BOI2 (RMSE = 0,34 m), BOI3 (RMSE = 0,37 m), BOI4 (RMSE = 0,40 m), BOI5 (RMSE = 0,32 m), BOI7 (RMSE = 0,34 m) e BOI8 (RMSE = 0,33 m) (Figuras 4.21 a 4.27) apresentaram tendência a ter precisão moderada a boa até 2016 e piores resultados em 2017, indicando subestimativa da recarga. No período sem dados da estação de EECsB atingiram valores de RMSE de 0,62 m, 0,42, 0,58 m, 0,62 m, 0,48 m, 0,45 m, 0,48 m respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,10 m, 0,22, 0,18 m, 0,20 m, 0,18 m, 0,18 m, 0,12 m respectivamente.

Figura 4.20 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI_D

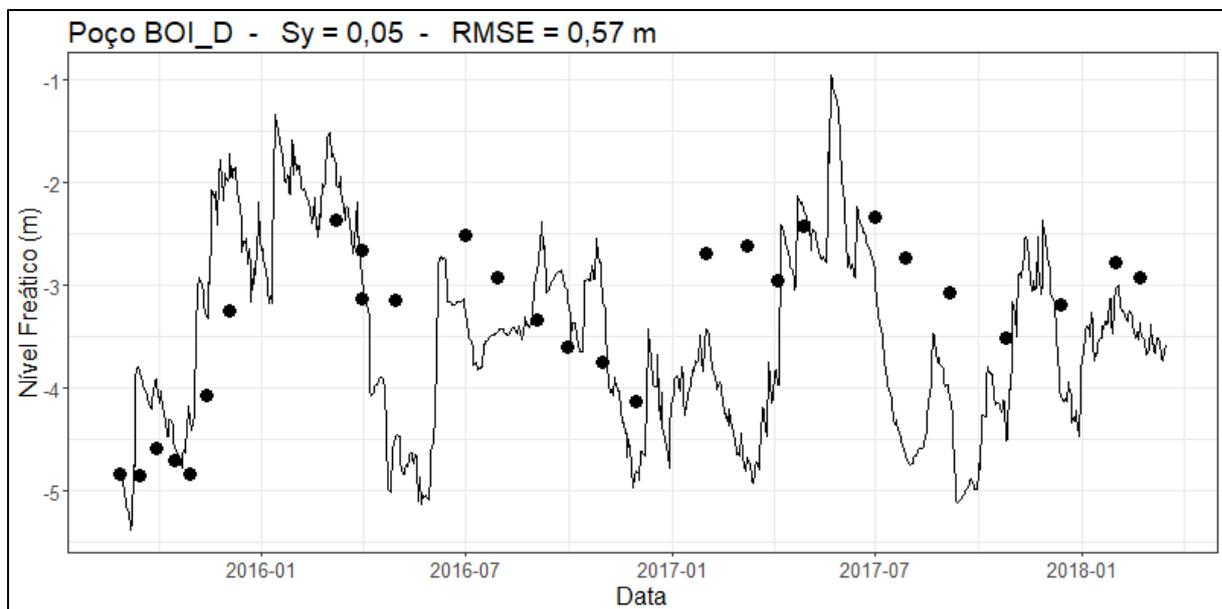


Figura 4.21 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI1

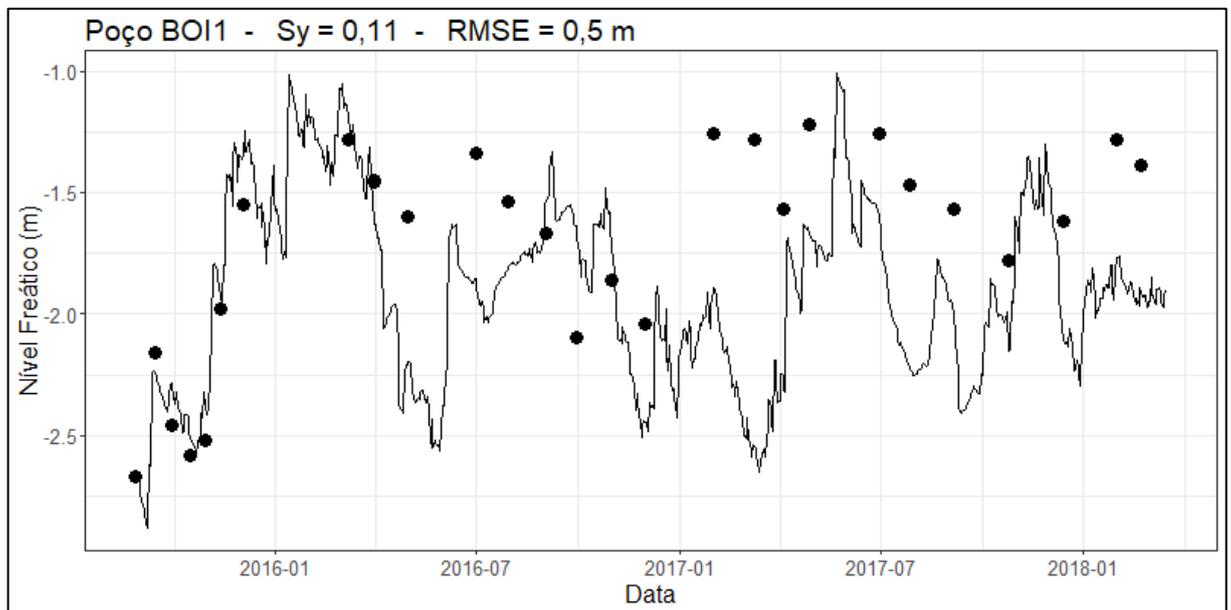


Figura 4.22 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI2

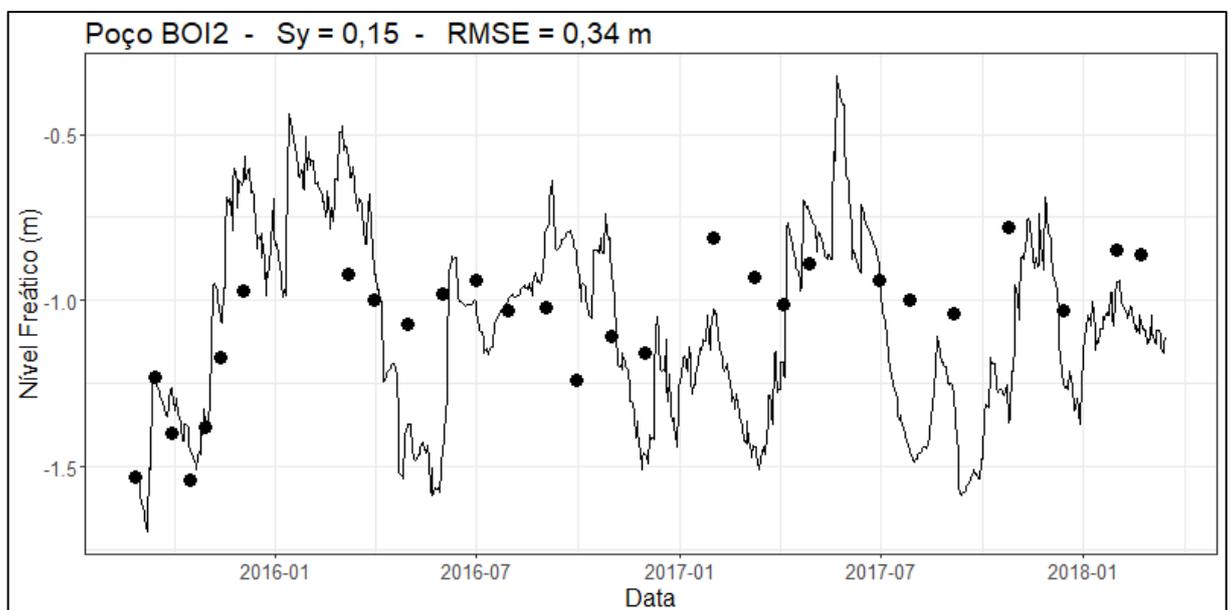


Figura 4.23 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI3

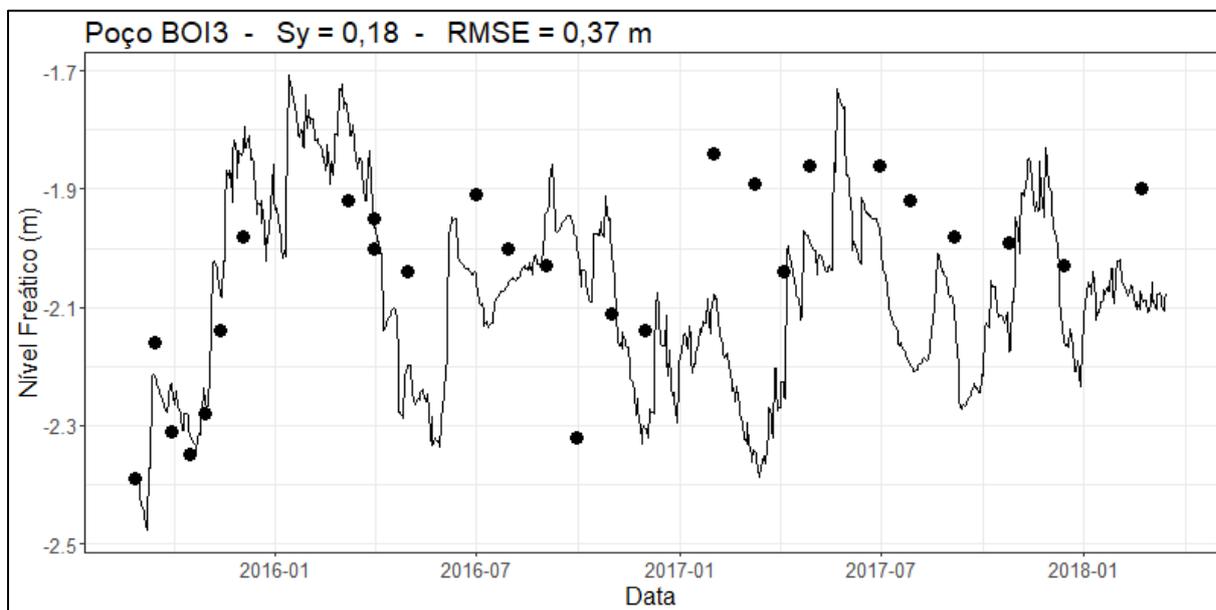


Figura 4.24 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI4

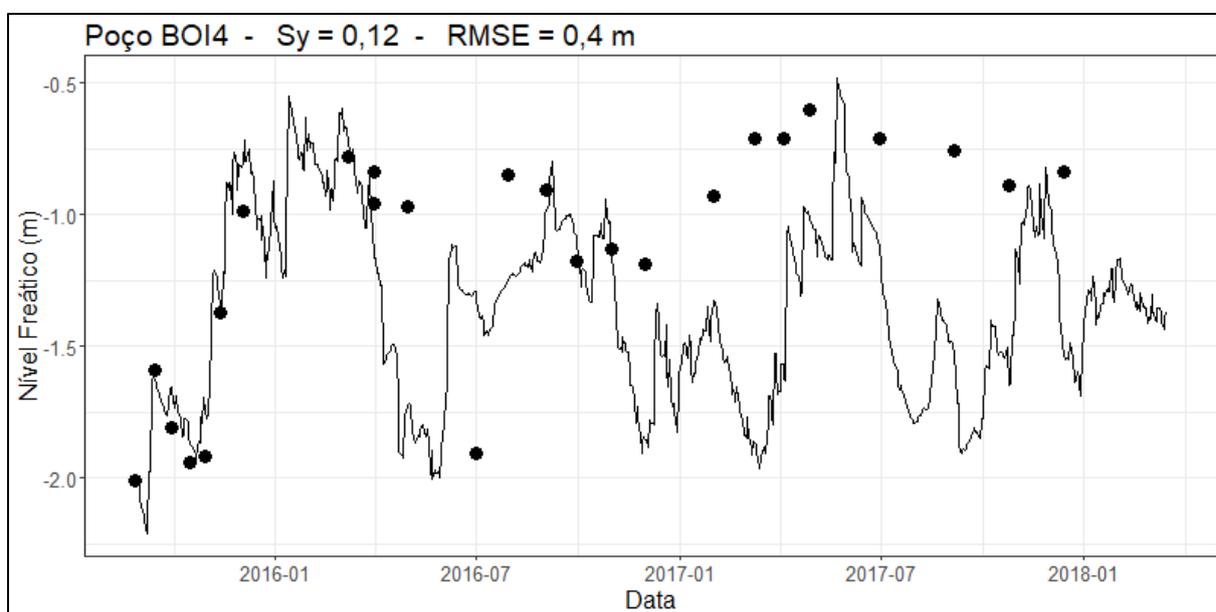


Figura 4.25 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI5

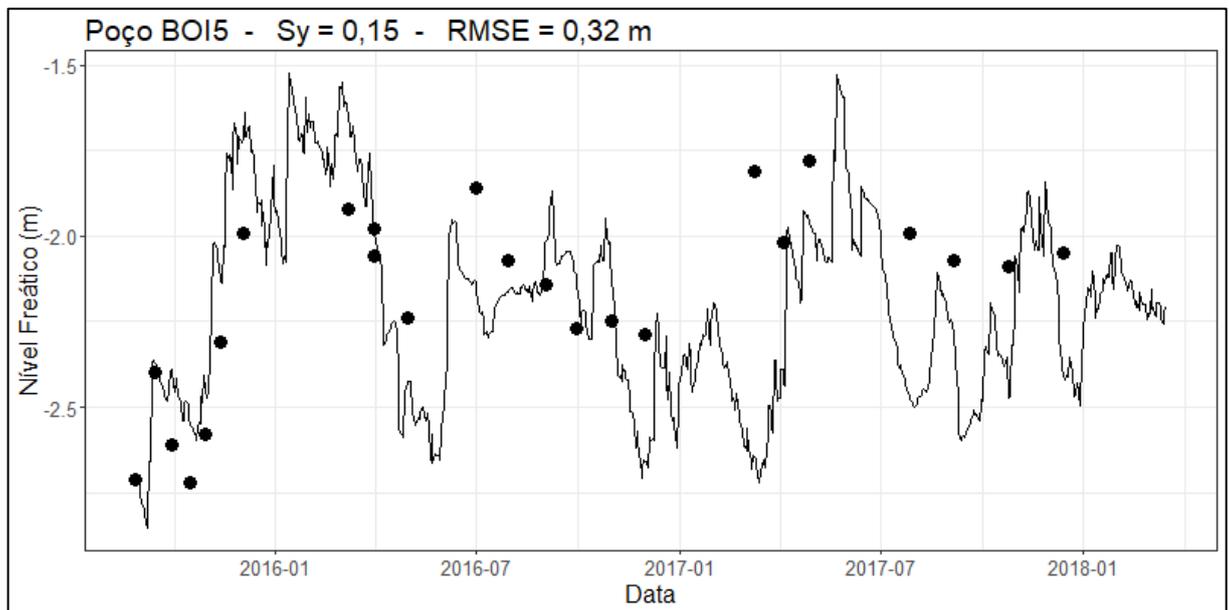


Figura 4.26 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI7

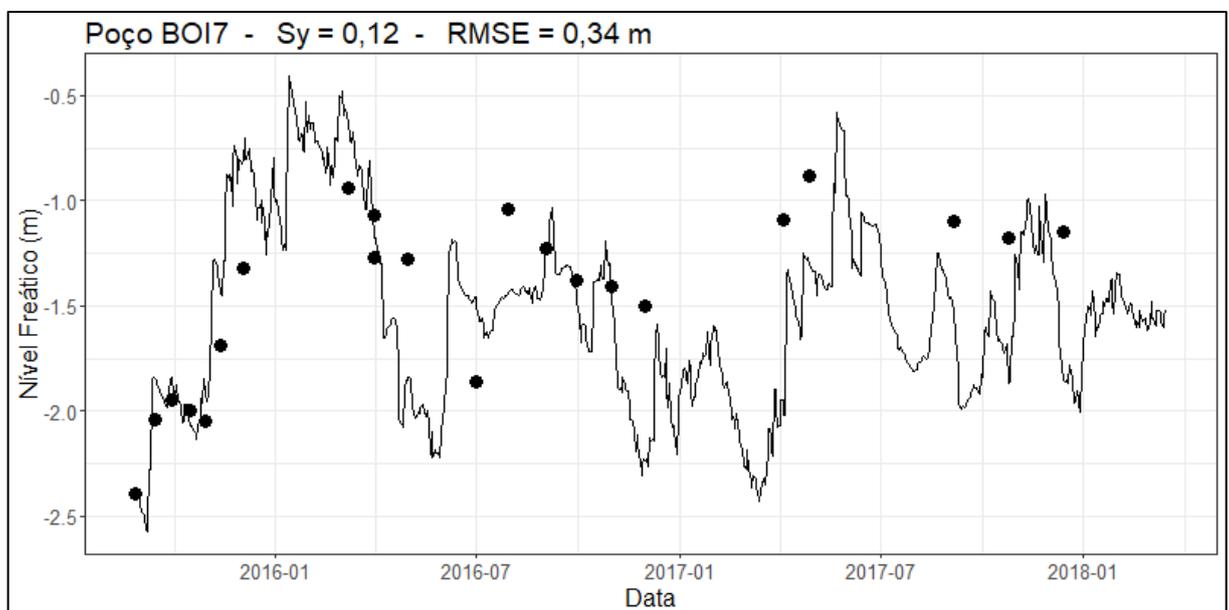
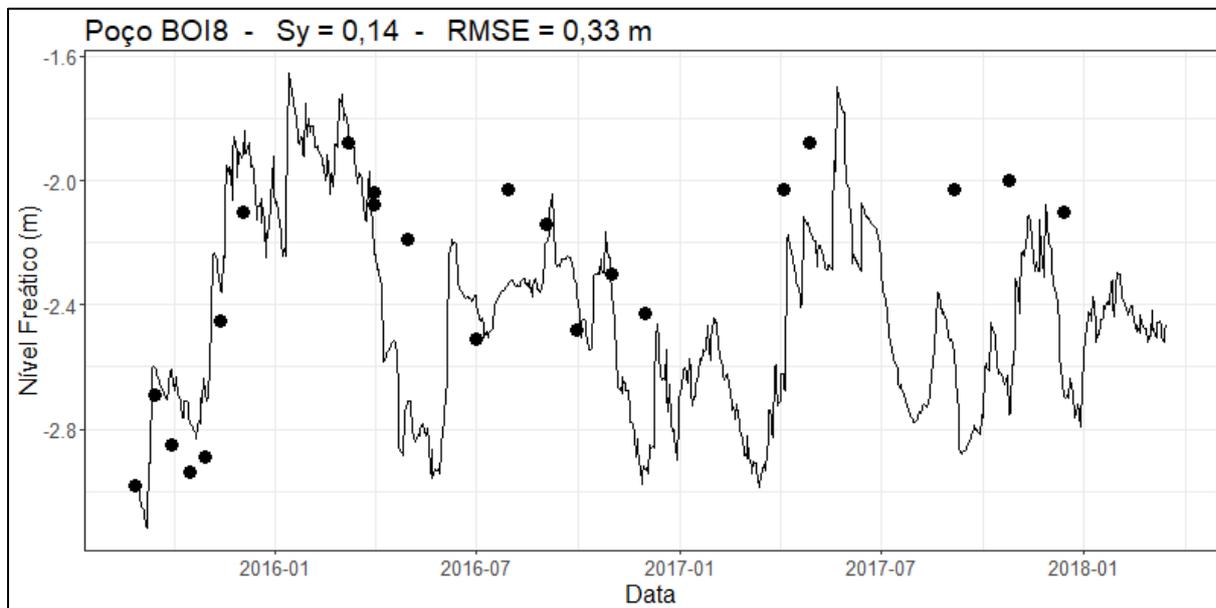


Figura 4.27 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço BOI8



Os poços G1 (RMSE = 0,37 m), G2 (RMSE = 0,47 m), G3 (RMSE = 0,38 m) e G4 (RMSE = 0,50 m) (Figuras 4.28 a 4.31), diferentemente dos outros poços, apresentaram superestimativa de recarga, indicando a existência de fontes desconhecidas de recarga. No período sem dados da estação de EECSB atingiram valores de RMSE de 0,52 m, 0,72 m, 0,48 m, 0,62 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,25 m, 0,31 m, 0,15 m, 0,18 m, respectivamente.

Já os poços G5 (RMSE = 0,77 m), G6 (RMSE = 0,61 m), G7 (RMSE = 0,39 m), G8 (RMSE = 0,60 m) e G9 (RMSE = 0,40 m) (Figuras 4.32 a 4.36) tiveram boa precisão até o segundo semestre de 2016, quando houve aumento do erro. No período sem dados da estação de EECSB atingiram valores de RMSE de 0,82m, 0,78 m, 0,45 m, 0,68 m, 0,59 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,12 m, 0,25 m, 0,20 m, 0,18 m, 0,28 m, respectivamente

Figura 4.28 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G1

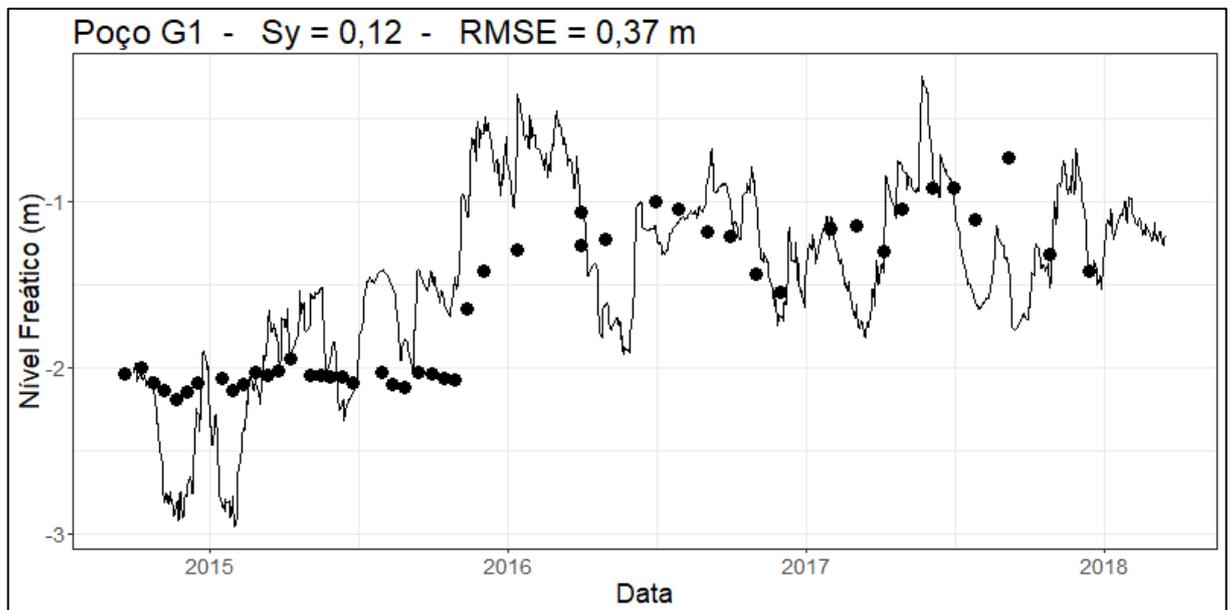


Figura 4.29 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G2

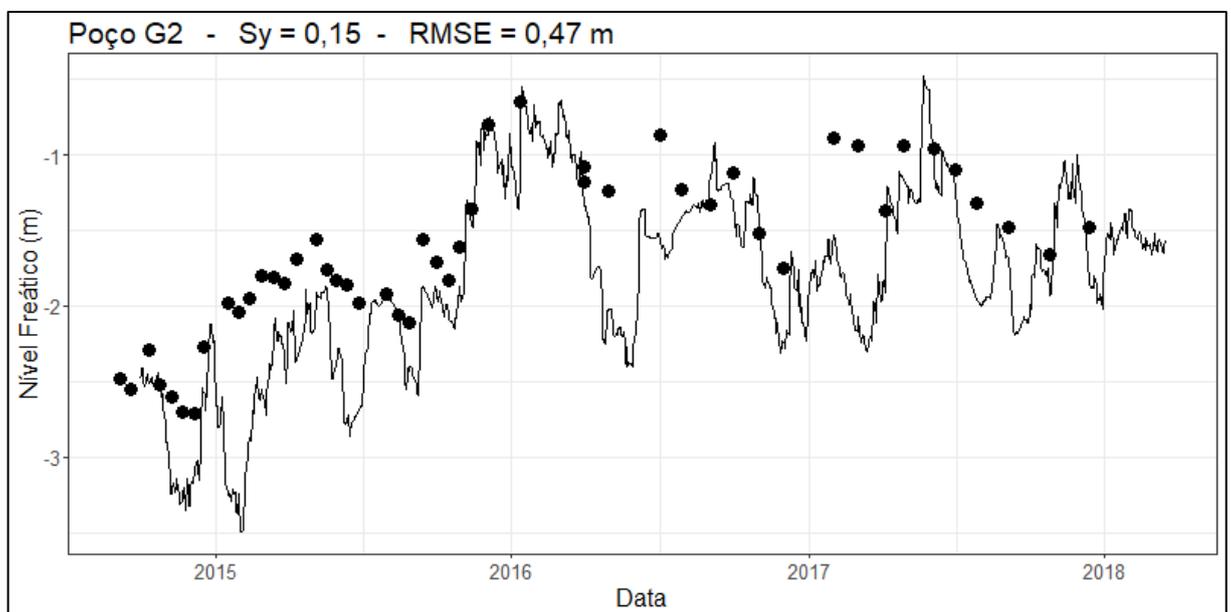


Figura 4.30 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G3

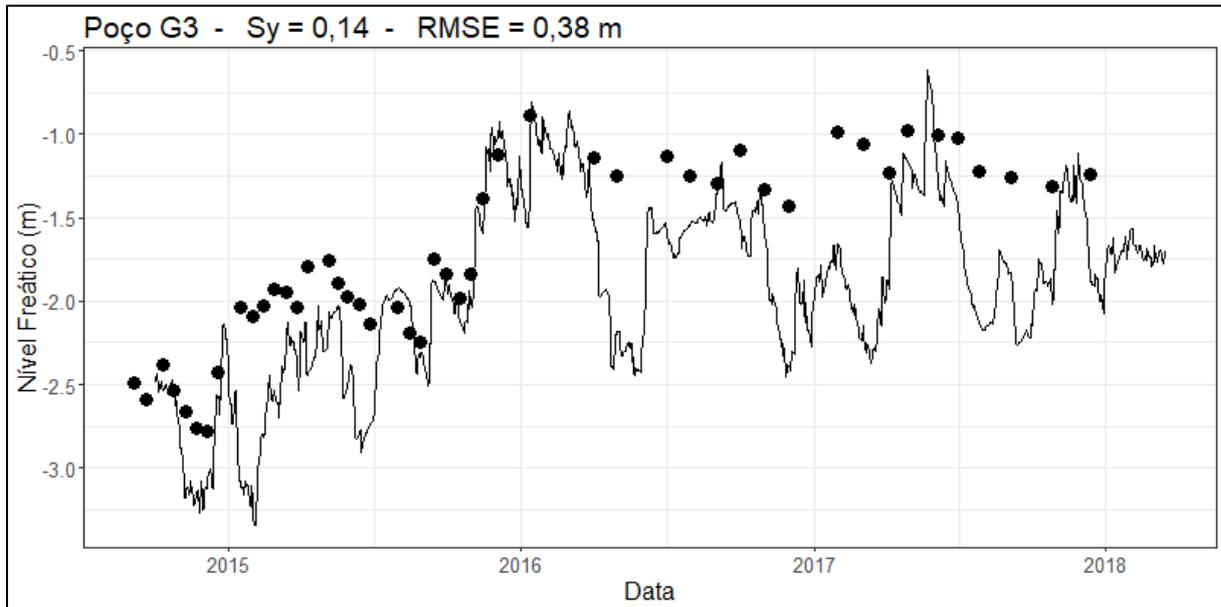


Figura 4.31 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G4

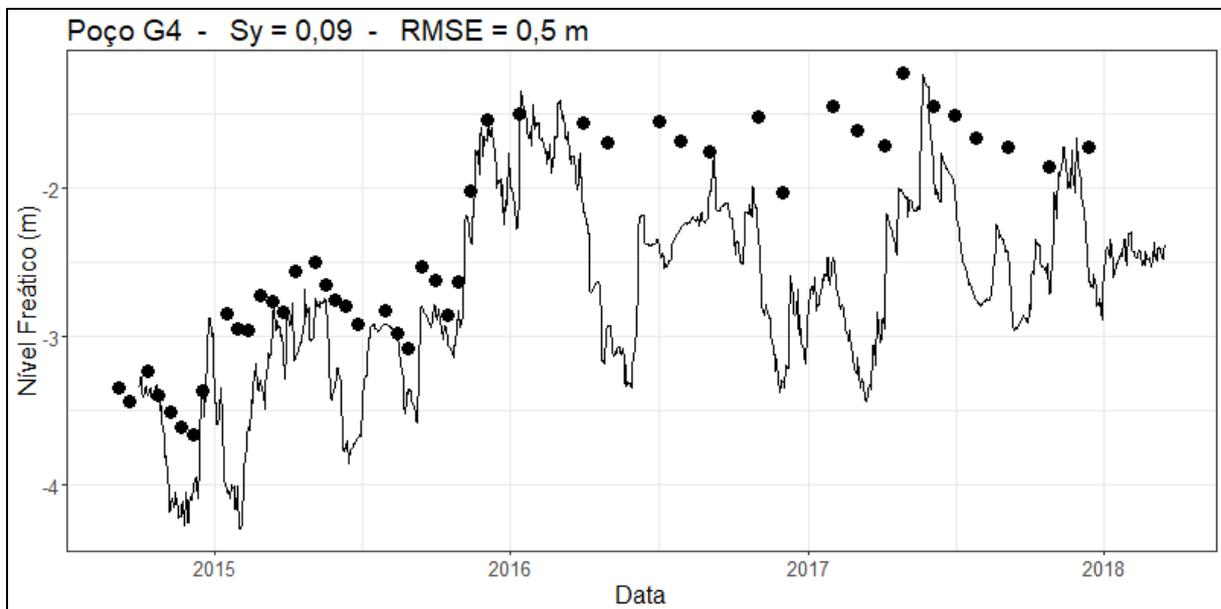


Figura 4.32 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G5

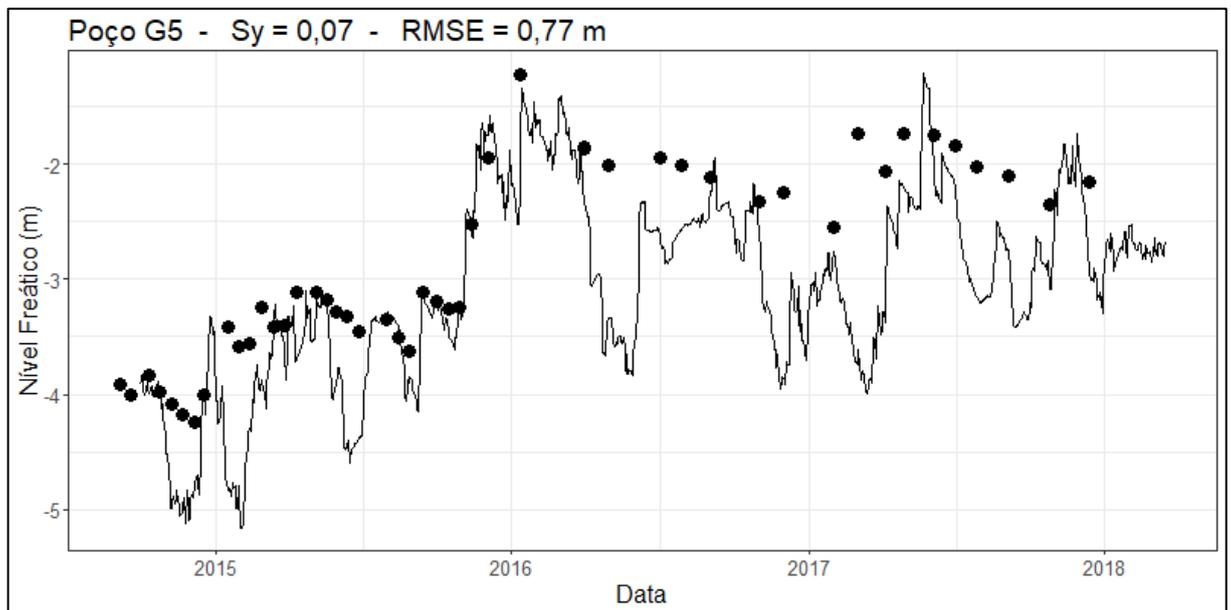


Figura 4.33 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G6

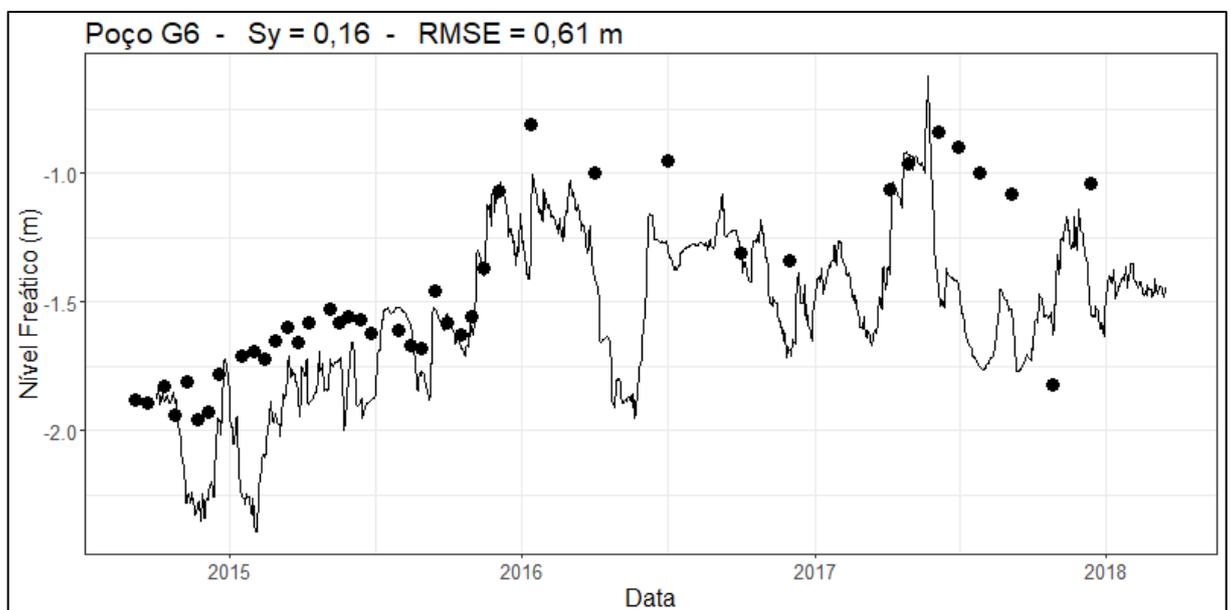


Figura 4.34 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G7

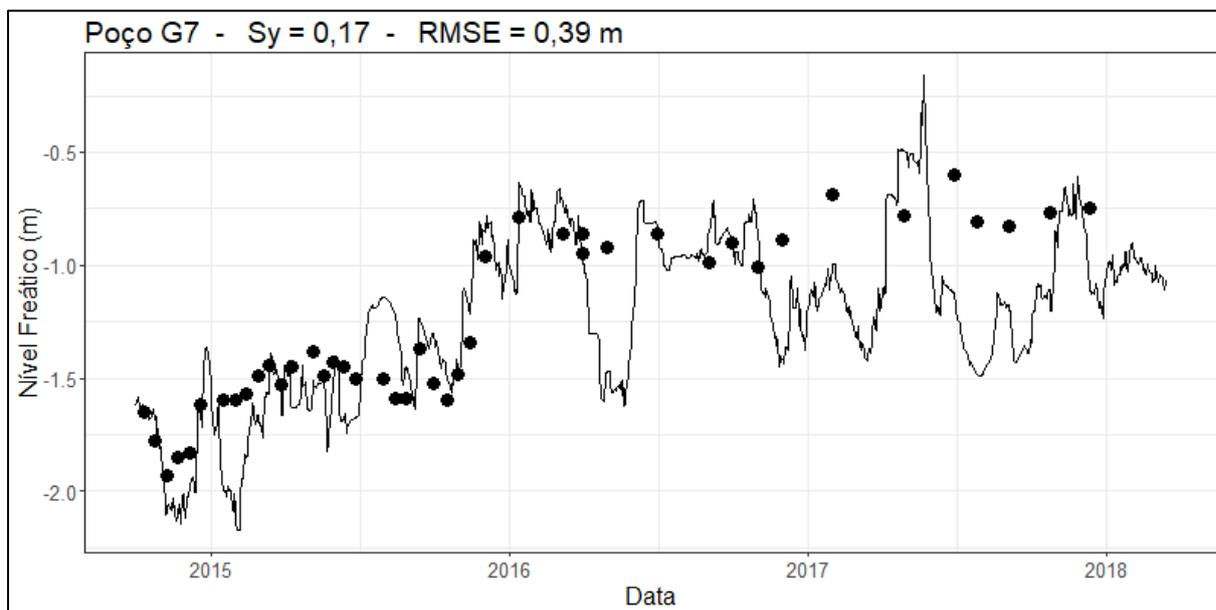


Figura 4.35 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G8

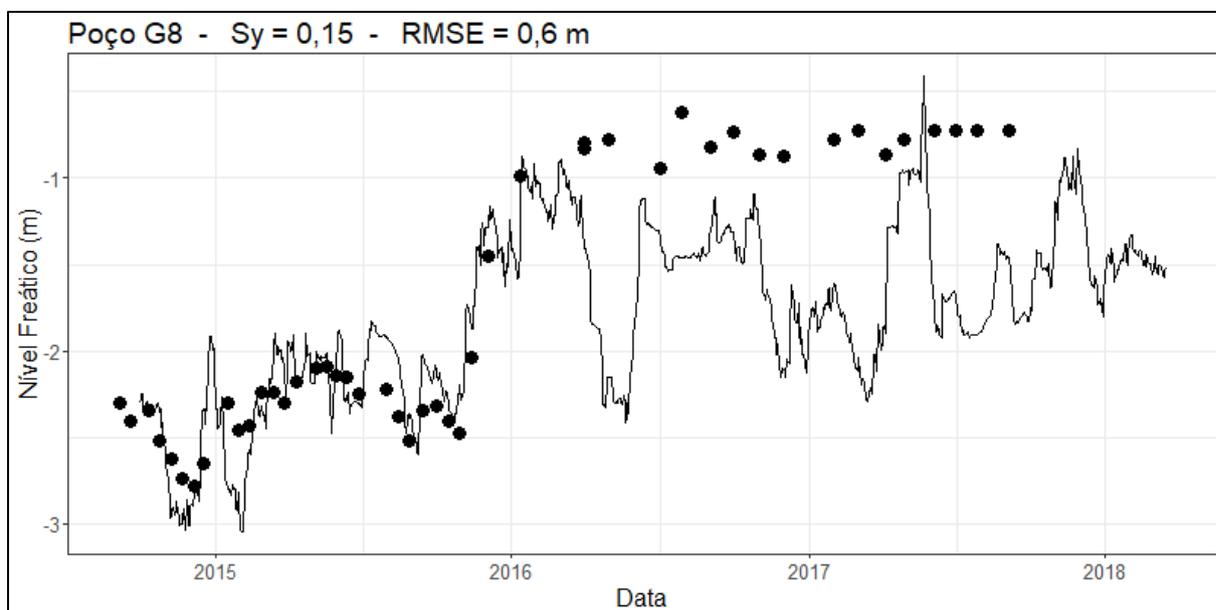
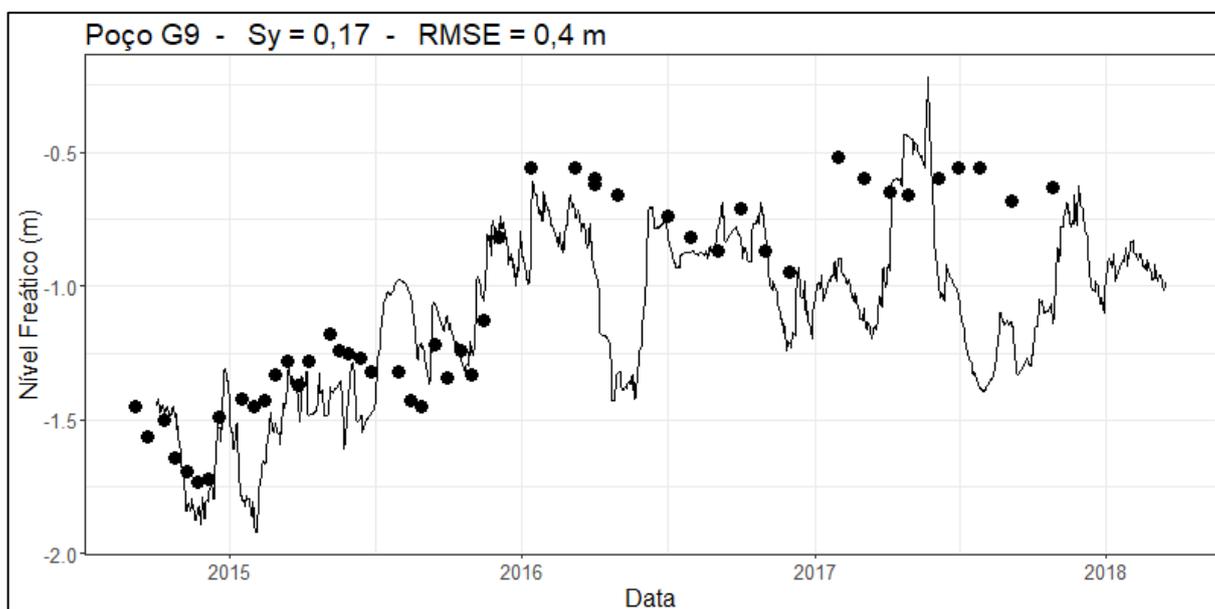


Figura 4.36 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço G9



O poço P1 (RMSE = 0,50 m) (Figura 4.37) apresentou subestimativa entre 2014 e 2016 e superestimativa entre 2017 e 2018, resultado similar aos poços P2 (RMSE = 0,64 m) e P3 (RMSE = 0,56 m) (Figuras 4.38 e 4.39). No período sem dados da estação de EEcSB atingiram valores de RMSE de 0,62 m, 0,65 m, 0,68 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,38 m, 0,48 m, 0,51 m, respectivamente

Figura 4.37- Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço P1

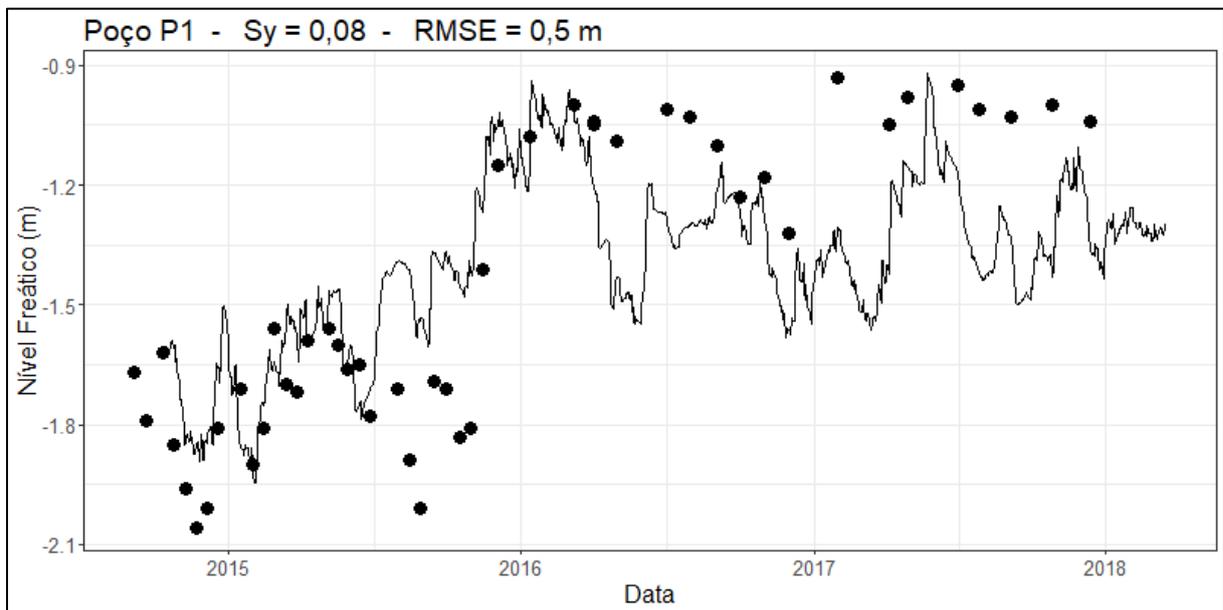


Figura 4.38- Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço P2

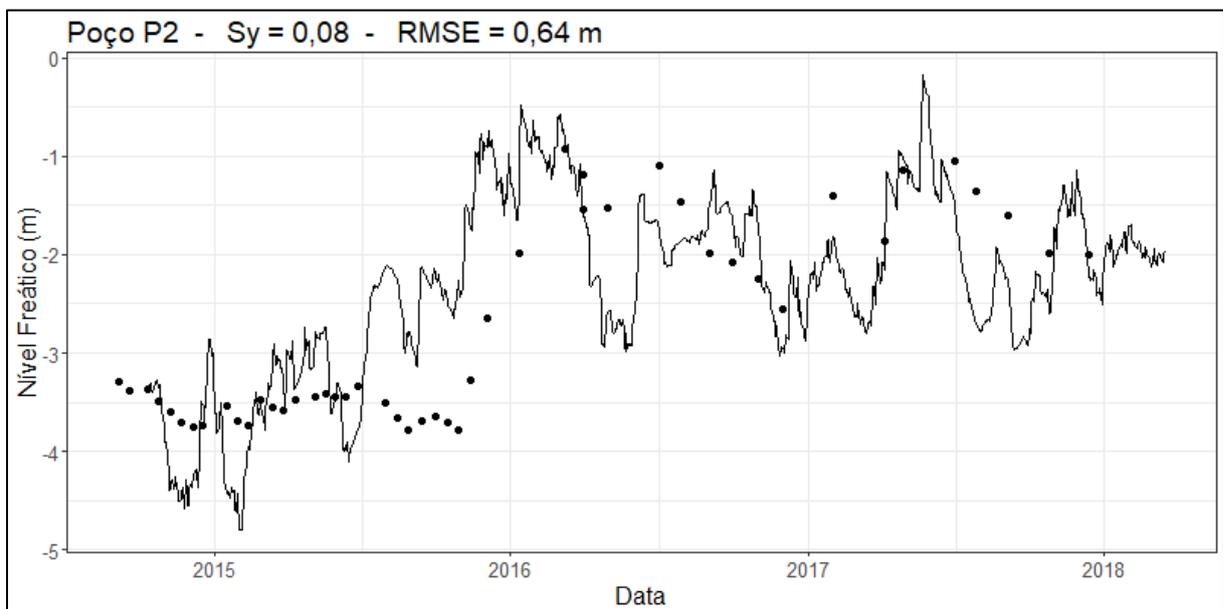
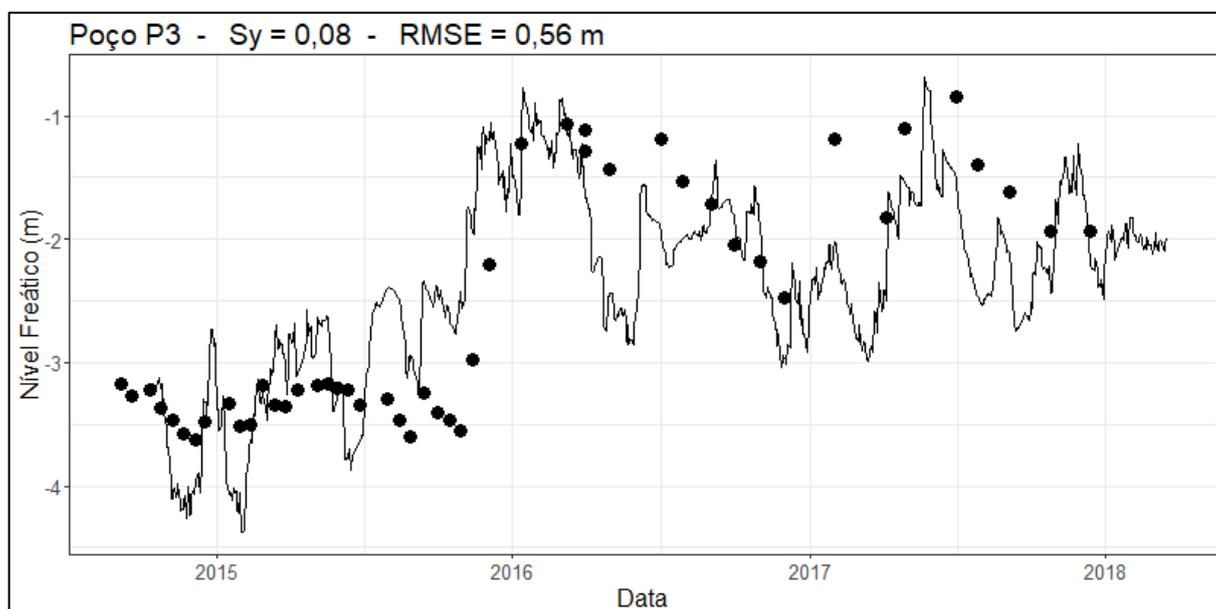


Figura 4.39 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço P3



Os poços S1 (RMSE = 0,41 m), S2 (RMSE = 0,34 m), S3 (RMSE = 0,35 m), S11 (RMSE = 0,39 m) e S14 (RMSE = 0,54 m) (Figuras 4.40 a 4.42 e 4.50 e 4.51) apresentam precisão moderada, porém resultados acompanham as tendências indicadas nas medições. No período sem dados da estação de EEcSB atingiram valores de RMSE de 0,62m, 0,72 m, 0,45 m, 0,48 m, 0,62 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,22m, 0,28 m, 0,18 m, 0,25 m, 0,32 m, respectivamente.

Enquanto que os poços S4 (RMSE = 0,50 m), S5 (RMSE = 0,48 m), S6 (RMSE = 0,40 m), S7 (RMSE = 0,34 m), S8 (RMSE = 0,44 m), S9 (RMSE = 0,37 m) e S10 (RMSE = 0,43 m) (Figuras 4.43 a 4.49) apresentaram os melhores resultados. No período sem dados da estação de EEcSB atingiram valores de RMSE de 0,68m, 0,32 m, 0,56 m, 0,45 m, 0,52 m, 0,58 m, 0,52 m, respectivamente, enquanto no período anterior os valores foram de 0,32m, 0,25m, 0,18 m, 0,29 m, 0,27 m, 0,31 m, 0,25 m, respectivamente.

Figura 4.40 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S1

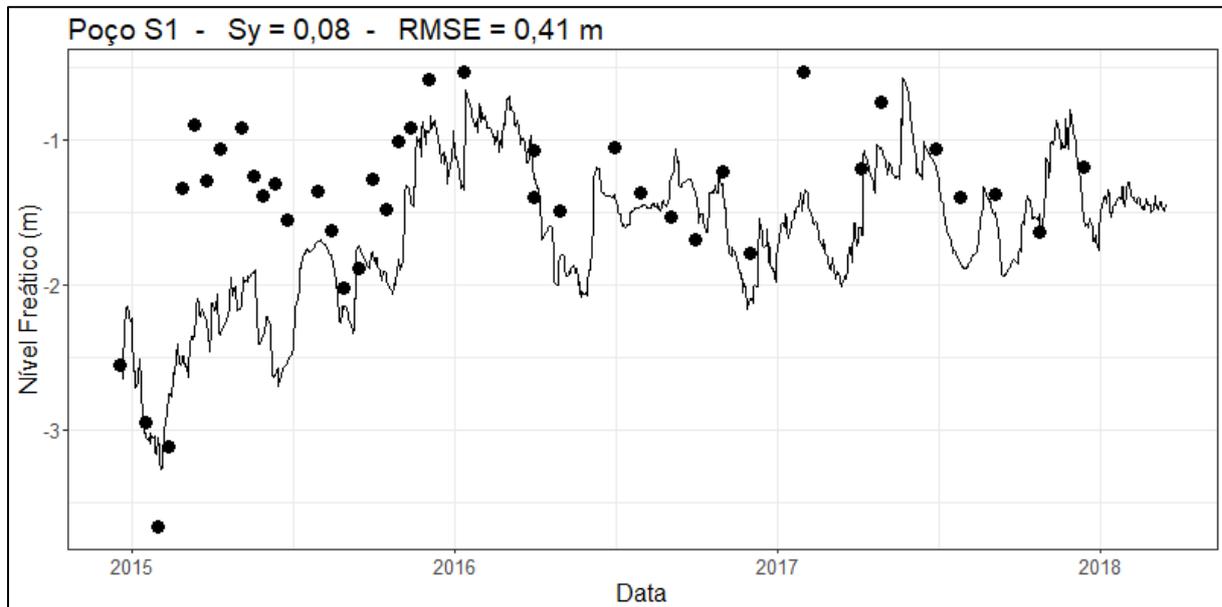


Figura 4.41 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S2

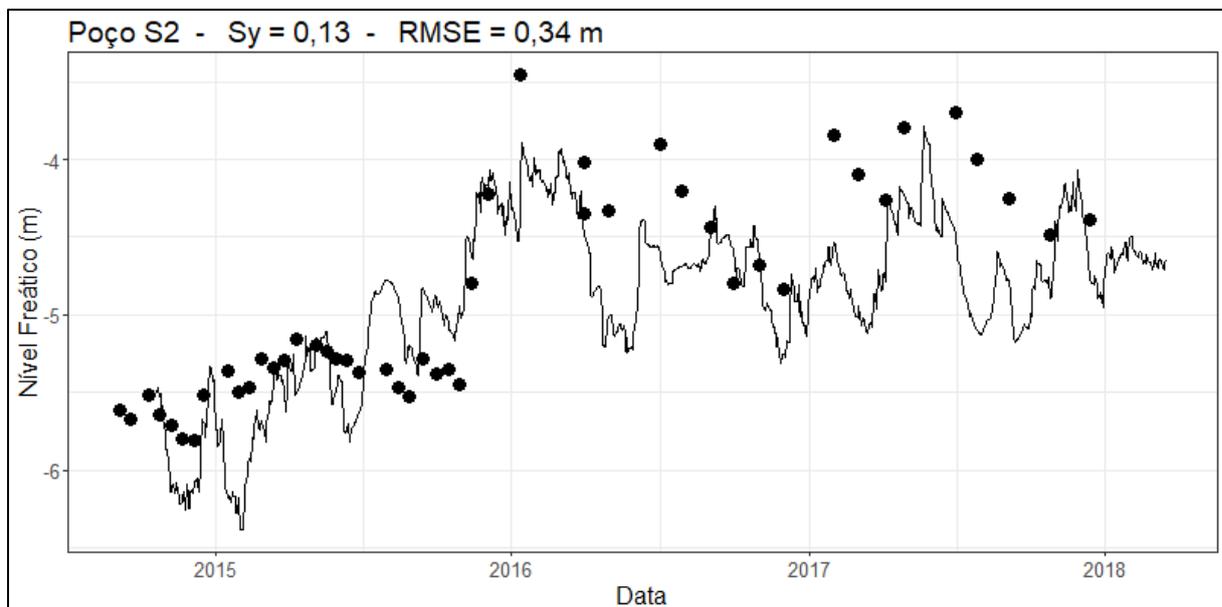


Figura 4.42 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S3

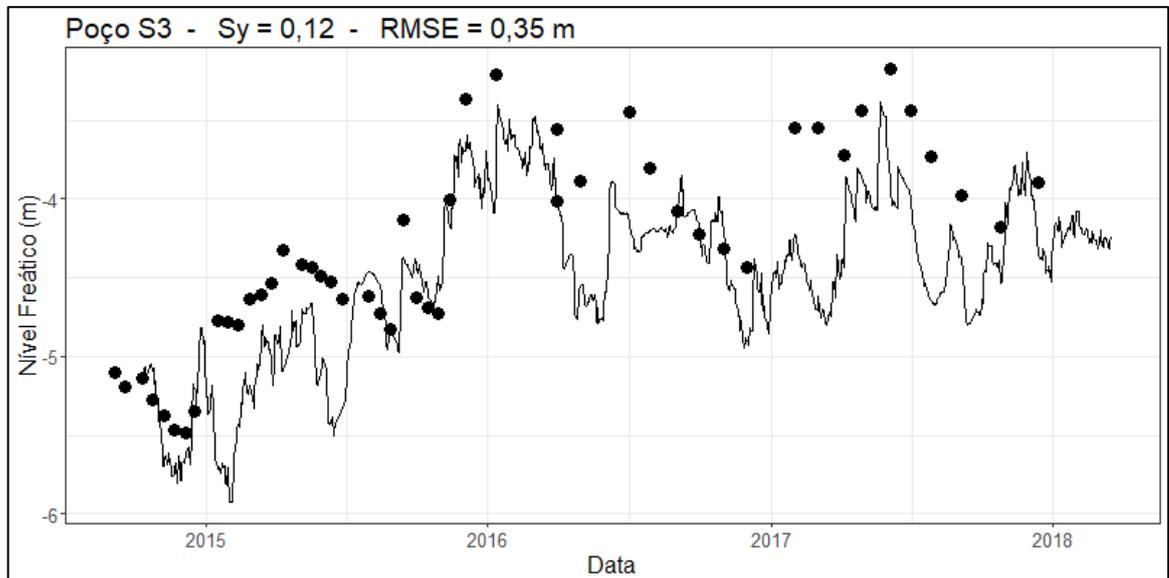


Figura 4.43 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S4

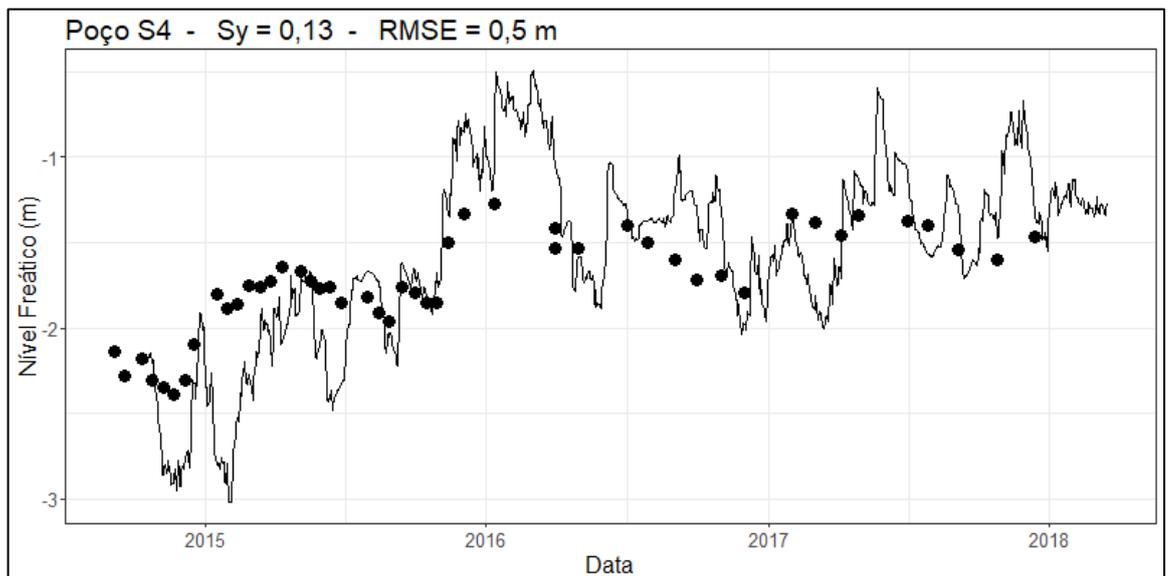


Figura 4.44 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S5

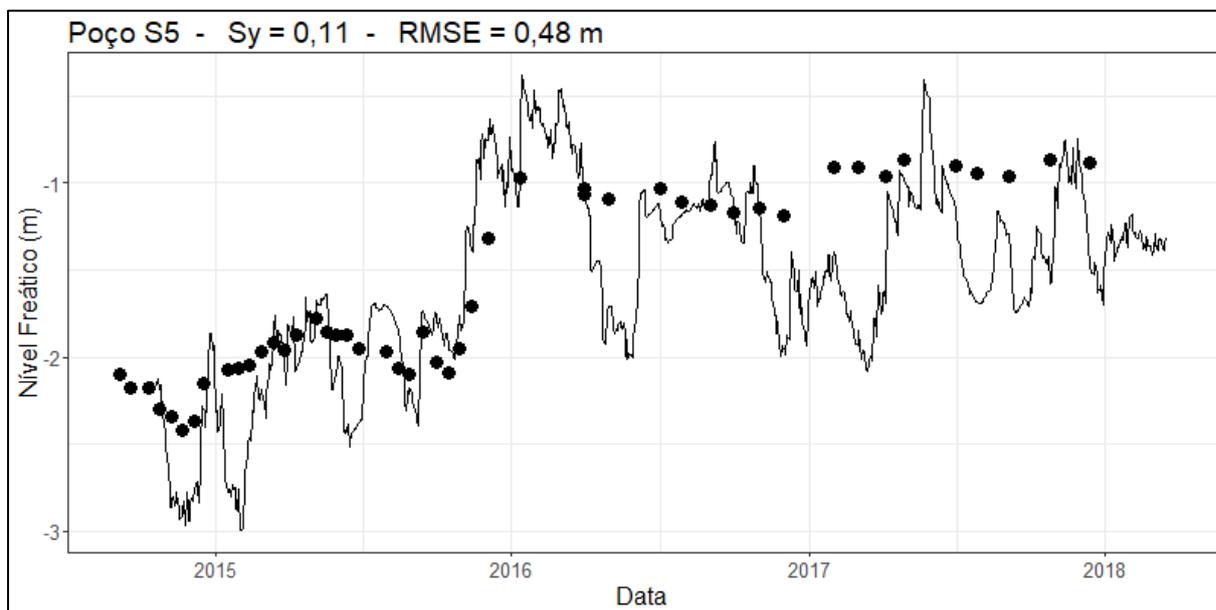


Figura 4.45 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S6

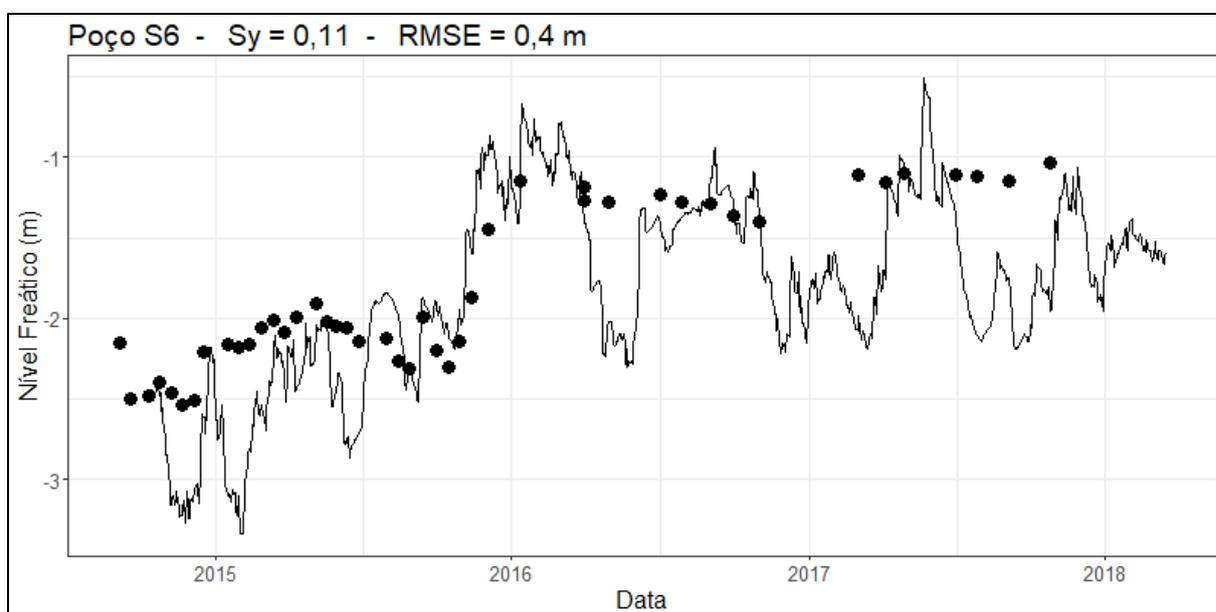


Figura 4.46 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S7

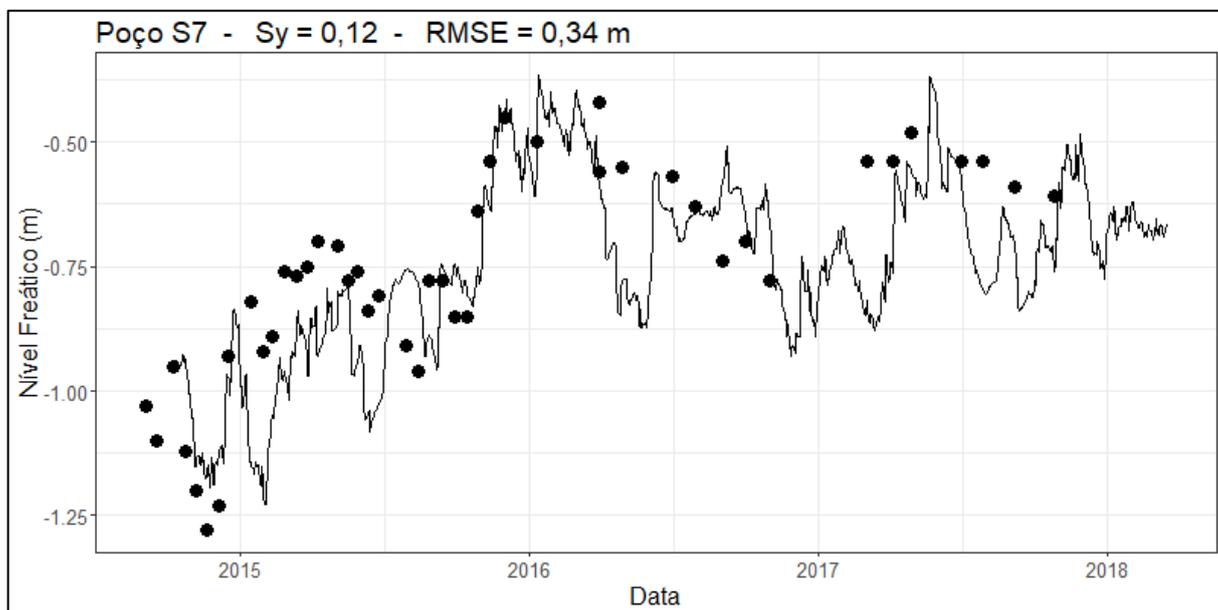


Figura 4.47 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S8

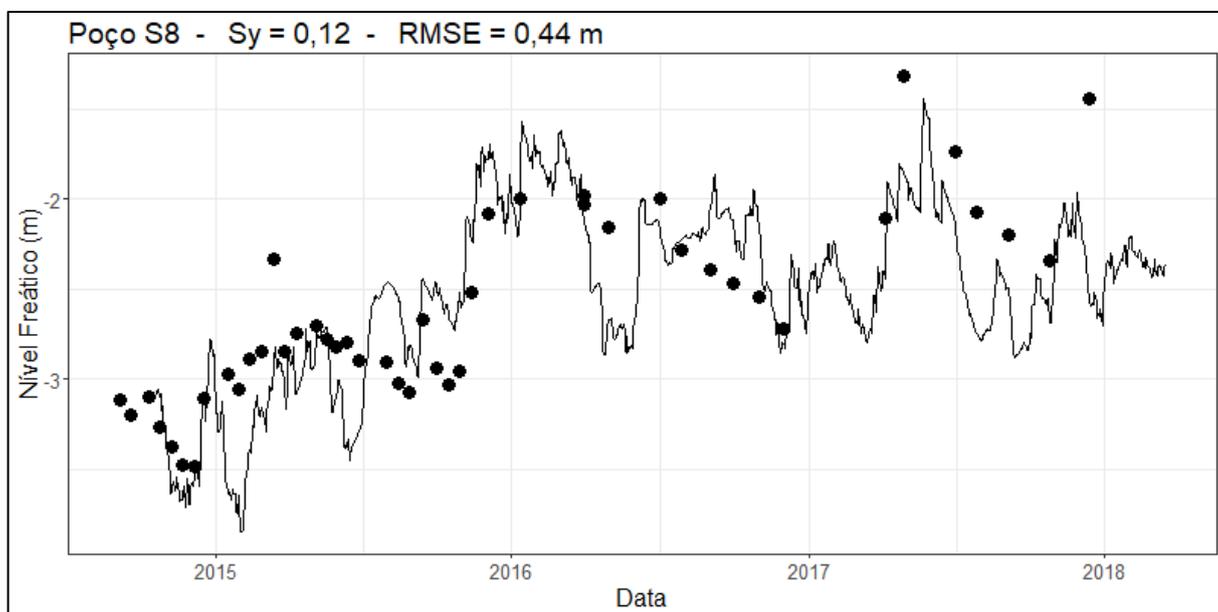


Figura 4.48 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S9

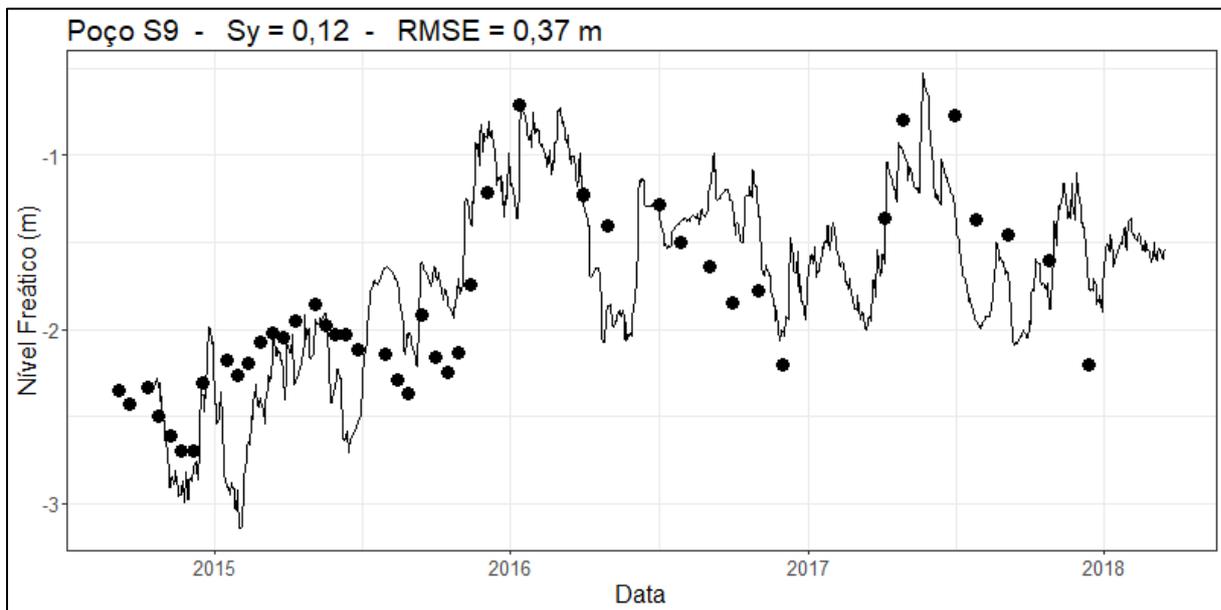


Figura 4.49 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S10.

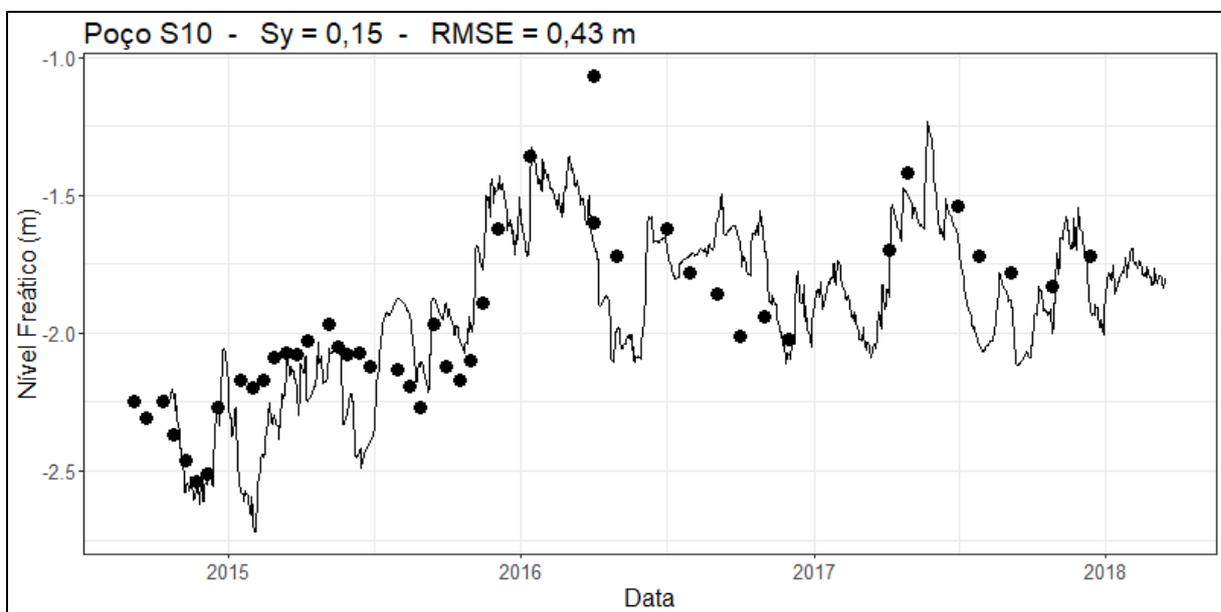


Figura 4.50 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S11

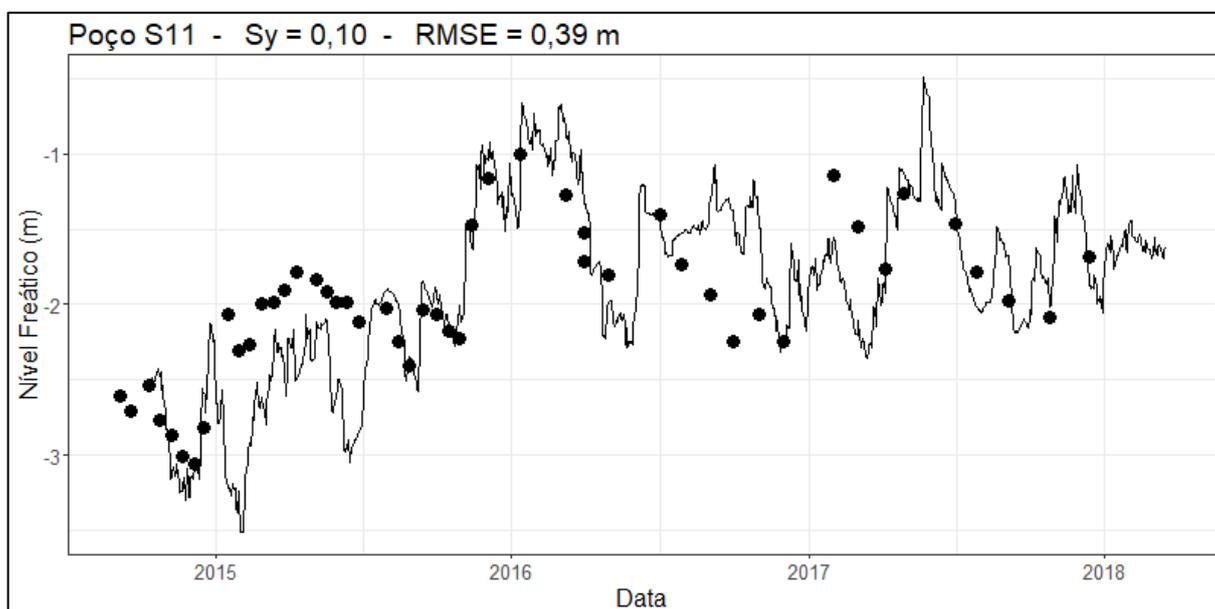
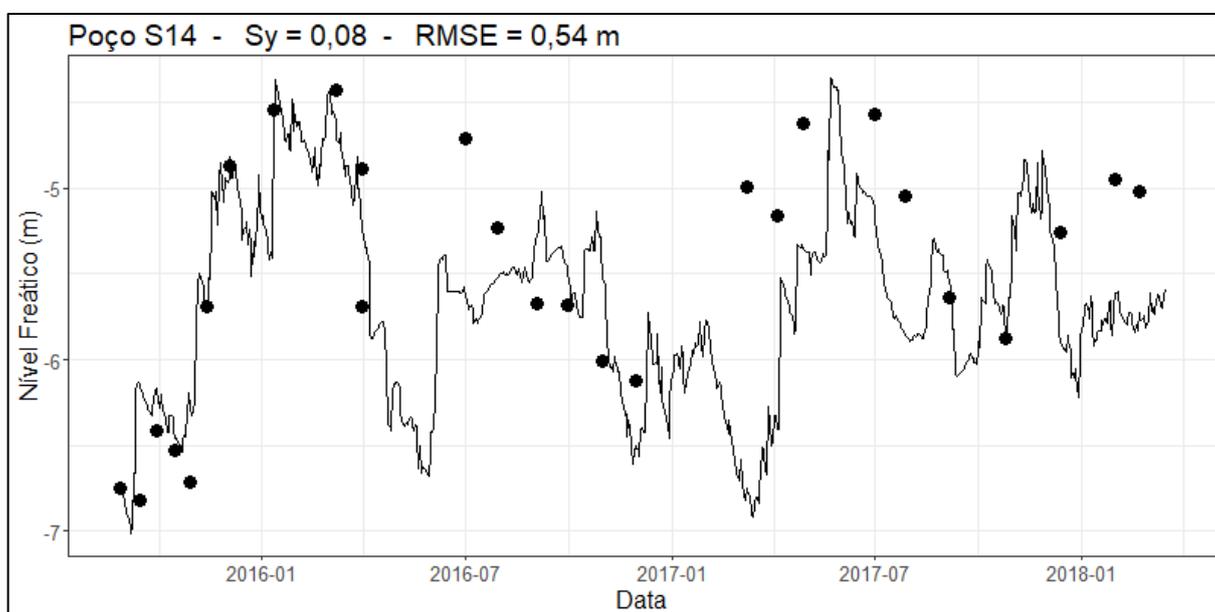


Figura 4.51 - Níveis freáticos modelados (linha) e medidos (pontos) do poço S14



Os resultados foram considerados melhores nos 34 poços mais rasos (que atingiram profundidades menores que 3 metros). Nesses poços, o termo de erro parecia ser inferior a 20% do nível do lençol freático indicando que ele tem uma

resposta mais rápida à evapotranspiração real com sensoriamento remoto, sendo que apenas um poço teve erro maior que 25%. As incertezas estão associadas às mudanças de armazenamento nas águas subterrâneas devido a fluxos de rios regulados, fluxos de águas subterrâneas entre bacias hidrográficas e transferência de água por tubulações. Dentro da resolução espacial da maior parte da série temporal (250 metros) essa acurácia foi considerada satisfatória.

Alguns estudos já foram realizados na área de estudo. Nava e Manzione (2015) aplicaram o modelo de análise de séries temporais PIRFICT (*Predefined Impulse Response Function In Continuous Time*) com precipitação e ET_o para explicar o nível de água subterrânea de dois poços e obtiveram EVP (porcentagem de variância explicada) de 96 e 84%. Neste primeiro estudo, verificou-se que as funções de impulso e resposta ajustadas aos dados caracterizaram uma relação dinâmica entre as variáveis explicativas (precipitação e evapotranspiração) e os lençóis freáticos. Silva e Manzione (2016) aplicaram o modelo de análise de séries temporais HARTT (Hydrograph Analysis: Rainfall and Time Trend) com dados de precipitação para explicar o nível de água subterrânea e valores de R^2 variando de 79 a 85% com um tempo de resposta de um mês após os eventos de precipitação. Manzione (2018) apontou que a precipitação por si só não seria suficiente para explicar os níveis das águas subterrâneas e que variava espacialmente de maneira suave, sem mudanças abruptas.

4.5 Considerações Finais

Neste trabalho, uma combinação de evapotranspiração real de grande escala espacialmente remota e sistemas de informações geográficas de escoamento superficial foi usada para o balanço hídrico, a fim de modelar os níveis de água subterrânea. A metodologia forneceu os parâmetros necessários para a caracterização do balanço hídrico na escala de 5-15 dias e na escala diária pela interpolação de $\frac{ET_A}{ET_o}$ por pixel. A variabilidade temporal da ET_A ajusta-se à sazonalidade climática da região, especialmente ao fluxo de radiação disponível na área estudada. Os resultados indicaram que o potencial de recarga variou de 15% a 50% da precipitação anual total de acordo com o uso da terra. A aproximação entre a recessão de nível freático e a razão entre evapotranspiração real e o rendimento específico apresentou bom resultado, constituindo-se em uma das principais

novidades do modelo apresentado, junto ao uso da fração evapotranspirativa obtida com o modelo SAFER e aproximada a escala diária.

A principal fonte de incerteza foi a falta de dados locais entre janeiro e abril de 2017, quando foram utilizados dados medidos por uma estação de outra cidade. Apesar disso, os resultados são considerados consistentes pois nos 34 poços rasos (que atingiram profundidades menores que 3 metros) com os melhores resultados ($R^2 > 0,90$), onde o erro médio quadrático (RMSE) foi inferior a 20%, indicam que houve uma resposta mais rápida evapotranspiração real de sensoriamento remoto, sendo que quatro poços tiveram erro maior que 20% e apenas um poço teve RMSE superior a 25%.

Os resultados deste estudo levaram à conclusão de que a inclusão de condições espaciais temporais e umidade do solo, por ferramentas de sensoriamento remoto, na modelagem dos níveis de água subterrânea foi eficiente. Ela foi facilitada com o uso do pacote “agriwater” do R.

4.6. Referências

- TEIXEIRA, A.H.C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing an Penman-Monteith equation. **Remote Sensing**, v. 2, p. 1287-1319, 2010.
- TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F.; SILVA, G. B. Drought Assessments by Coupling Moderate Resolution Imaging Spetroradiometer Images and Weather Data: A Case Study in the Minas Gerais State, Brazil In: **Remote sensing of hydrometeorological hazards**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2017, p. 53-68.
- TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T., SCHERER-WARREN, M., ANDRADE, R.G, LEIVAS, J.F., VICTORIA, D. de C., BOLFE, E.L., THENKABAIL, P.S., FRANCO, R.A.M. Water Productivity Studies from Earth Observation Data: Characterization, Modeling, and Mapping Water Use and Water Productivity. In: PRASAD, S.T. (Ed.). **Remote Sensing of Water Resources, Disasters, and Urban Studies**. 1ed.Boca Raton, Florida: CRC Group, Taylor and Francis, p. 101-126, 2015a.

- SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. **Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge.** *Hydrogeology Journal*, Vol. 10. Issue 2. Págs. 18-39. 2002.
- LIMA, J.E.F.; SILVA, C.L.; OLIVEIRA, C.A.S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 1, p. 33–41, 2001.
- MANZIONE, R. L., SOLDERA, B.C.; WENDLAND, E.C. Groundwater system response at sites with different agricultural land uses: case of the Guarani Aquifer outcrop area, Brotas/SP-Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 62, p. 28-35, 2016.
- MÚNCH, Z.; CONRAD, J.E.; GIBSON, L.A.; PALMER, A.R.; HUGHES, D. Satellite earth observation as a tool to conceptualize hydrogeological fluxes in the *Sandveld*, South Africa. **Hydrogeology Journal**, v. 21, n. 5, p. 1053–1070, 2013.
- HEALY, R. W.; COOK, P. G., Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology Journal**, v. 10, p. 91-109, 2002
- HAYASHI, M.; FARROW, C.R. Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada). **Hydrogeology Journal**, v. 22, n. 1, p. 1825-1839, 2014.
- CHOW, V.T. **Handbook of Applied Hydrology.** Nova York: McGraw-Hill Book Company, 1964.
- NAVA, A.; MANZIONE, R. L. Resposta de níveis freáticos do sistema Aquífero Bauru (Formação Adamantina) em função da precipitação e evapotranspiração sob diferentes usos da terra. **Águas Subterrâneas**, v. 29, p. 191-205, 2015.
- BASTIAANSSEN, W,G,M; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus basin, Pakistan. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 94, n. 3, p. 321-340, 2003.
- BASTIAANSSEN, W,G,M; CHANDRAPALA, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**, v. 58, n. 2, p. 171-192, 2003.
- BORGES, V. M.; REGINATO, G.; SCHNEIDER, L. Groundwater recharge estimating in the Serra Geral aquifer system outcrop area - Paraná State, Brazil. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 31, n. 4, p. 338, 2017.
- BORTOLIN, T. A.; REGINATO, P. A. R.; SCHNEIDER, V. E. Estimativa de Recarga pelo Método do Balanço Hídrico em uma Bacia Hidrográfica em Ocorrência de

Aquíferos Fraturados. In: XIX CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 2016, **Anais...** [s.l: s.n.].

BRUNNER, P.; BAUER, P.; EUGSTER, M.; KINZELBACH, W. Using remote sensing to regionalize local precipitation recharge rates obtained from the chloride method.

Journal of Hydrology, v. 294, n. 4, p. 241–250, 2004.

CABRAL, O.M.; ROCHA, H.R.; GASH, J.H.; LIGO, M.A.; FREITAS, H.C.; TATSCH, J.D. The energy and water balance of a eucalyptus plantation in southeast Brazil.

Journal of Hydrology, v. 388, n. 34, p. 208–216, 2010.

CUTHBERT, M.O. An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. **Water Resources Research**, v. 46, p. W09515, 2010.

CAO, G.; SCANLON, B.R.; HAN, D.; ZHENG, C. Impacts of thickening unsaturated zone on groundwater recharge in the North China plain. **Journal of Hydrology**, v. 537, p. 260–270, 2016.

DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica); IG (Instituto Geológico); IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas); CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo escala: 1:1.000.000**: nota explicativa. São Paulo: Conselho Estadual de Recursos Hídricos, 2005.

YIN, L.; HU, G.; HUANG, J.; WEN, D.; DONG, J.; WANG, X.; LI, H. Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods.

Hydrogeology Journal, v. 19, n. 8, p. 1563-1575, 2011.

Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE). **Águas subterrâneas no Estado de São Paulo. Diretrizes de Utilização e Proteção.**

2013. Disponível em: [http://www.dae.sp.gov.br/acervoepesquisa/Atlas%20-%20%C3%81guas%20Subterr%C3%A2neas%20\(DAEE-LEBAC\).pdf](http://www.dae.sp.gov.br/acervoepesquisa/Atlas%20-%20%C3%81guas%20Subterr%C3%A2neas%20(DAEE-LEBAC).pdf). Acesso em: 19 jul 2019.

SANTOS, R.M.; KOIDE, S. Avaliação da recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado com base em modelagem numérica do fluxo em meio poroso saturado. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 2, p. 451-465, 2016.

WENDLAND, E.; BARRETO, C.; GOMES, L.H. Water Balance in Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. **Journal of Hydrology**, v. 3, n. 1, p. 261-269, 2007.

WALKER, G.R.; GILFEDDER, M.; DAWES, W.R.; RASSAM, D.W. Predicting aquifer response time for application in catchment modeling. **Groundwater**, v. 53, n. 3, p. 475–484, 2015.

SZILÁGYI, J.; JOZSA, J. MODIS-aided statewide net groundwater recharge estimation in Nebraska. **Ground Water**, v. 51, n. 5, p. 735–744, 2013.

SZILÁGYI, J.; KOVÁCS, Á.; JÓZSA, J. Remote-sensing based groundwater recharge estimates in the Danube-Tisza Sand Plateau Region of Hungary. **Journal of Hydrological Hydromechanics**, v. 60, n. 1, p. 64–72, 2012.

SZILÁGYI, J.; ZLOTNIK, V.A.; JOZSA, J. Net recharge vs. depth to groundwater relationship in the Platte River Valley of Nebraska, United States. **Ground Water**, v. 51, n. 6, p.945–951, 2013.

SILVA, C. O. F.; MANZIONE, R. L.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Large-Scale Spatial Modeling of Crop Coefficient and Biomass Production in Agroecosystems in Southeast Brazil. **Horticulturae**, v. 4, n. 4, 44-64, 2018.

SILVA, C. O. F.; TEIXEIRA, A. H. C.; MANZIONE, R. L. agriwater: An R package for spatial modelling of energy balance and actual evapotranspiration using satellite images and agrometeorological data. **Environmental Modelling & Software**, v. 120, 104497, 2019.

SHARDA, V.N.; KURITHE, R.S.; SENA, S.R.; PANDE, V.C.; TIWARI, S.P. Estimation of groundwater recharge from water storage structures in a semi-arid climate of India. **Journal of Hydrology**, v. 329, n. 1-2, p. 224-243, 2006.

SCHLESINGER, W.H.; JASECHKO, S. Transpiration in the global water cycle. **Agricultural Forest Meteorology**, v. 189–190, p. 115–117, 2014.

SANTHANAM, K.; ABRAHAM, M. Assessment of surface water potential and groundwater recharge in ungauged watersheds: a case study in Tamil Nadu, India. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, p. 788, 2018.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGAO, L. E. O. C.; MU, Q. ; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W. ; ROCHA, H. R. ; RUNNING, S. W. . Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, p. 1658-1976, 2013.

OLIVEIRA, P.T.S.; LEITE, M.B.; MATOS, T.; NEARING, M.A.; SCOTT, R.L.; XAVIER, R.O.; MATOS, D.S.; WENDLAND, E. Groundwater recharge decrease with

increased vegetation density in the Brazilian cerrado. **Ecohydrology**, v. 10, p. e1759, 2017.

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

GLENN, E.P.; DOODY, T.M.; GUERSCHMAN, J.P.; HUETE, A.R.; KING, E.A.; MCVICAR, T.R.; VAN DIJK, A.I.J.M.; VAN NIEL, T.G.; YEBRA, M.; ZHANG, Y. Actual evapotranspiration estimation by ground and remote sensing methods: the Australian experience. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 26, p. 4103–4116, 2011.

LIMA, W.P.; ZAKIA, M.J.B. **As florestas plantadas e a água**. São Carlos: Rima Publisher, 2006.

GONÇALVES, V. F. M.; SANTAROSA, L. V.; MANZIONE, R. L. Mapeamento da recarga de águas subterrâneas no Sistema Aquífero Bauru (SAB) em área de proteção ambiental durante o ano hidrológico 2014/15. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 19, 2016, Campinas. **Anais...** Campinas: ABAS, 2016. Disponível em:

<http://www.abas.org/xixcabas/anais/241374_113_Artigo_VFMG_cabas2.pdf>

Acesso em: 19 jun 2019.

MOREIRA, A. A. ; RUHOFF, A. L.; ROBERTI, D. R.; SOUZA, V. A.; ROCHA, H. R.; PAIVA, R. C. D. Assessment of terrestrial water balance using remote sensing data in South America. **Journal of Hydrology**, p. 131-147, 2019.

MOREIRA, A. A.; ADAMATTI, D. S.; RUHOFF, A. L. Avaliação dos produtos de evapotranspiração baseados em sensoriamento remoto MOD16 e GLEAM em sítios de fluxos turbulentos do Programa LBA. **Ciência e Natura**, v. 40, p. 112, 2018.

MISSTEAR, B.D.R.; BROWN, L.; JOHNSTON, P.M. Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 3, p. 693–706, 2009.

MANZIONE, R. L. Water table depths trends identification from climatological anomalies occurred between 2014 and 2016 in a Cerrado conservation area in the Médio Paranapanema Hydrographic Region/SP-Brazil. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 38, n. 1. P. 68-85, 2018.

- LUCAS, M. C.; GUANABARA, R. C.; WENDLAND, E. Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **Boletín Geológico y Minero**, Madrid, v. 123, n. 3, p. 311-323, 2012.
- KALMA, J.; MCVICAR, T.; MCCABE, M. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Survey Geophysics**, v. 29, n. 4–5, p. 421–469, 2008.
- KING, A.C.; RAIBER, M.; COX, M.E.; CENDÓN, D.I. Comparison of groundwater recharge estimation techniques in an alluvial aquifer system with an intermittent/ephemeral stream (Queensland, Australia). **Hydrogeology Journal**, v. 5, n. 1, p. 1-19, 2017.
- TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J.F.; ANDRADE, R.G.; HERNANDEZ, F.B.T. Water productivity assessments with Landsat 8 images in the Nilo Coelho irrigation scheme. **Irriga**, p.1-10, 2015a.

CONCLUSÕES

A pesquisa apresentada nessa dissertação estudou os níveis freáticos em uma área de Cerrado, localizada em Águas de Santa Bárbara, SP, entre 2014 e 2018, aplicando modelos baseados em sensoriamento remoto. Buscando atingir os objetivos específicos estabelecidos, foi possível chegar às conclusões descritas abaixo:

As inovações alcançadas foram:

- Criação de um pacote no software R capaz de automatizar a modelagem do balanço de energia no solo, aplicando o algoritmo SAFER a imagens MODIS, Landsat-8 e Sentinel-2, e tornando o SAFER acessível a mais pesquisadores;
- Adaptação do algoritmo SAFER para uso em imagens Sentinel-2;
- Modelagem em escala diária de níveis freáticos baseada em uma série temporal diária (Equação 24) que tem como entradas a recarga potencial de aquífero (obtida por meio de dados de moderada resolução temporal de sensoriamento remoto e estação meteorológica) e o rendimento específico (definido dentro de uma faixa, 5-15%, coerente com a literatura científica, de forma a minimizar o erro, RMSE).

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 evapotranspiração 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.

Em estudos futuros, pretende-se calibrar a obtenção da temperatura de superfície pelo método do resíduo da equação de Stefan-Boltzmann, validar a regressão do coeficiente a_L (Equação 17) para outras coberturas vegetais em biomas diferentes do Caatinga, além de calibrar e validar o algoritmo SAFER para imagens Sentinel-2.

A necessidade deste tipo de estudo, pois a dinâmica no uso e cobertura da terra no Cerrado impacta no balanço de energia e, conseqüentemente, no balanço

hídrico, principalmente no caso de aquíferos do tipo livre como o SAB considerando que são mais vulneráveis as ações antrópicas e extremamente voláteis as mudanças nos regimes pluviométricos.

REFERÊNCIAS

- BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 198-212. 1998a.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; WAL, T. V. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 213-229. 1998b.
- CABRAL, O.M.; ROCHA, H.R.; GASH, J.H.; LIGO, M.A.; FREITAS, H.C.; TATSCH, J.D. The energy and water balance of a eucalyptus plantation in southeast Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 388, n. 34, p. 208–216, 2010.
- DYBAS, C.L. Dead zones spreading in World oceans. **BioScience**, v. 55, n. 7, p. 552–557, 2005.
- FOLEY, J., DEFRIES, R., ASNER, G.P., BARFORD, C., BONAN, G., CARPENTER, S.R., CHAPIN, F.S., et al. Global consequences of land use. **Science**, v. 309, p. 570-574, 2005.
- GUNKEL, G., KOSMOL, J., SOBRAL, M., ROHN, H., MONTENEGRO, S., AURELIANO, J. Sugar cane industry as a source of water pollution-case study on the situation in Ipojuca River, Pernambuco, Brazil. **Water, Air, and Soil Pollution**, v. 180, p. 261-269, 2007.
- HE, C., CHENG, S.-K., LUO, Y. Desiccation of the Yellow River and the South Water Northward Transfer Project. **Water International**, v. 30, n. 2, p. 261-268, 2005.
- LEIVAS, J.F.; Teixeira, A.H. de C.; ANDRADE, R.G.; VICTORIA, D. de C.; SILVA, G.B.; BOLFE, E.L. Application of agrometeorological spectral model in rice area in southern Brazil. **Proceedings of SPIE**, v. 9637, p. 96372B-1-96372B-8, 2015.
- REISSLER, J.; MANZIONE, R. L. Classificação do uso da terra em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani entre 2002 e 2011: o caso da bacia do Ribeirão do Jacú, Tejuapá/SP. **Águas Subterrâneas**, v. 30, p. 172-189, 2016.
- SANTAROSA, L. V.; MANZIONE, R. L. Modelo Hidrogeológico Conceitual da Estação Ecológica de Santa Bárbara (EEcSB) em área do Sistema Aquífero Bauru (SAB). **Águas Subterrâneas**, v. 31, p. 404-412, 2017.

- SILVA, R. C. F.; MANZIONE, R. L. Aplicação do modelo Hartt no estudo das oscilações dos níveis freáticos do Sistema Aquífero Bauru (SAB) sob vegetação de cerrado. **Águas Subterrâneas**, v. 30, p. 362-374, 2016.
- TATEISH, R., AHN, C.H., Mapping evapotranspiration and water balance for global land surfaces. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**. v. 51, p. 209–215, 1996.
- TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; AHMAD, M.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part B: Application to the regional scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 477-490, 2009.
- TEIXEIRA, A. H. C.; HERNANDEZ, F.B.T.; LOPES, H.L.; SCHERER-WARREN, M.; BASSOI, L.H. A Comparative Study of Techniques for Modeling the Spatiotemporal Distribution of Heat and Moisture Fluxes in Different Agroecosystems in Brazil. In: George G. Petropoulos. (Org.). **Remote Sensing of Energy Fluxes and Soil Moisture Content**. 1ed. Boca Raton, Florida: CRC Group, Taylor and Francis, 2014a, p. 169-191.
- TEIXEIRA, A. H. C.; LEIVAS, J. F.; RONQUIM, C. C.; SILVA, G. B.; VICTORIA, D. de C. Energy balances in sugar cane, coffee and natural vegetation in the northeastern side of the São Paulo state, Brazil. **Proceedings of SPIE**, v.9998, p.99980M-1 - 99980M-16, 2016a.
- TEIXEIRA, A. H. C.; SCHERER-WARREN, M.; HERNANDEZ, F.B.T.; ANDRADE, R.G.; LEIVAS, J.F. Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. **Remote Sensing**, v. 5, p. 5783-5804, 2013.
- TEIXEIRA, A. H. DE C.; PADOVANI, C. R.; ANDRADE, R. G.; LEIVAS, J. F.; VICTORIA, D. DE C.; GALDINO, S. Use of MODIS images to quantify the radiation and energy balances in the Brazilian Pantanal. **Remote Sensing**, v. 7, p. 14597-14619, 2015b.
- TEIXEIRA, A.H, C, BASTIAANSSEN, W.G.M., AHMAD, M.D., MOURA, M.S.B., BOS, M.G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 110-127, 2008.
- TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T., ANDRADE, R.G., LEIVAS, J.F., VICTORIA, D. de C. BOLFE, E.L. Corn Water Variables Assessments from Earth

Observation Data in the São Paulo State, Southeast Brazil. **Journal of Hydraulic Engineering**, v.1, p. 1-11, 2015b.

TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T., SCHERER-WARREN, M., ANDRADE, R.G, LEIVAS, J.F., VICTORIA, D. de C., BOLFE, E.L., THENKABAIL, P.S., FRANCO, R.A.M. Water Productivity Studies from Earth Observation Data: Characterization, Modeling, and Mapping Water Use and Water Productivity. In: PRASAD, S.T. (Ed.). **Remote Sensing of Water Resources, Disasters, and Urban Studies**. 1ed. Boca Raton, Florida: CRC Group, Taylor and Francis, p. 101-126, 2015a.

TEIXEIRA, A.H. de C., HERNANDEZ, F.B.T., ANDRADE, R.G. , LEIVAS, J.F. , BOLFE, E.L. Energy balance with Landsat images in irrigated central pivots with corn crop in the São Paulo State, Brazil. **Proceedings of SPIE**, v. 9239, p. 923900-1-923900-10, 2014b.

TEIXEIRA, A.H. de C.; LEIVAS, J.F.; SILVA, G.B. Options for using Landsat and RapidEye satellite images aiming the water productivity assessments in mixed agroecosystems. **Proceedings of SPIE**, v. 9998, p. 99980A-1-99980A-11, 2016a.

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

TEIXEIRA, A.H.C. Modelling water productivity components in the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. In: Carolina Bilibio; Oliver Hensel; Jeferson Selbach. (Org.). **Sustainable water management in the tropics and subtropics and case studies in Brazil**. 1ed. Kassel: University of Kassel, 2012, v. 3, p. 1077-1100.

TEIXEIRA, A.H.C. **Water productivity assessments from field to large scale: a case study in the Brazilian semi-arid region**. LAP Lambert Academic Publishing: Saarbrücken, Germany, 226p, 2009.

TEIXEIRA, A.H.C., TONIETTO, J., LEIVAS, J. F. Large-scale water balance indicators for different pruning dates of tropical wine grape. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 51, n.7, p. 849-957, 2016b.

TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F. Determinação da produtividade da água com imagens Landsat 8 na região semiárida do Brasil. **Revista Conexões-Ciência e Tecnologia**, v.11, p.22 - 34, 2017.

TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F.; HERNANDEZ, F. B. T.; FRANCO, R. A. M. Large-scale radiation and energy balances with Landsat 8 images and agrometeorological

data in the Brazilian semiarid region. **Journal of Applied Remote Sensing**, v.11, p.016030-11- 016030 -15, 2017b.

TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J. F.; SILVA, G. B. Drought Assessments by Coupling Moderate Resolution Imaging Spetroradiometer Images and Weather Data: A Case Study in the Minas Gerais State, Brazil In: **Remote sensing of hydrometeorological hazards**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2017, p. 53-68.

TEIXEIRA, A.H.C.; LEIVAS, J.F.; ANDRADE, R.G.; HERNANDEZ, F.B.T. Water productivity assessments with Landsat 8 images in the Nilo Coelho irrigation scheme. **Irriga, Edição Especial**, p.1-10, 2015a.

I) ANEXO A – Rede Neural Convolutacional com pacote “keras” do R

Tabela I.1 - Código-fonte base para classificação de uso da terra com imagens Sentinel-2 por meio de redes neurais convolucionais utilizando o pacote "keras" do R

```
# Importando pacotes necessários

library(rgdal)

library(raster)

library(dplyr)

library(RStoolbox)

library(plyr)

library(keras)

library(tfruns)

library(tfestimators)

# Definindo pasta de trabalho
setwd('D:/MESTRADO 2017-2019/Usos da Terra/DJ 75 - 2018')

# Através do comando “stack” foi criada uma tabela chamada “points” com 9 colunas
contendo a reflectância de 9 bandas do Sentinel-2 e cada linha representa um mesmo pixel,
já que o grid foi reamostrado (tabela “grid”) para combinar a resolução espacial de 10
metros em todas as bandas – nessa tabela cada pixel tem uma classe de uso da terra
associada

pontos <- read.csv("pontos_Sentinel2.csv", header=T)

grid <- read.csv("grid_Sentinel2.csv", header=T)

# Criando um data frame apenas com os dados necessários

pontos.df <- cbind(pontos[c(4:13)], Classe_ID = pontos$Classe)

grid.df <- cbind(grid[c(4:13)])

grid.xy <- grid[c(3, 1:2)]
```

```
# Converte Classe em uma variável numérica
pontos.df[,11] <- as.numeric(pontos.df[,11]) -1

# Converte o data frame em matriz
pontos.df<- as.matrix(pontos.df)
grid.df <- as.matrix(grid.df)

# `dimnames` como `NULL`
dimnames(pontos.df) <- NULL
dimnames(grid.df) <- NULL

# Normaliza os dados por  $((x - \text{média}(x)) / \text{desvio padrão}(x))$ 
pontos.df[, 1:10] = scale(pontos.df[, 1:10])
grid.df[, 1:10] = scale(grid.df[, 1:10])

## Split data
# Determinando o tamanho da amostra
ind <- sample(2, nrow(pontos.df), replace=TRUE, prob=c(0.80, 0.20))
# Separando a amostra em treinamento (80% da amostra) e teste (20%)
treinamento <- pontos.df[ind==1, 1:10]
teste <- pontos.df[ind==2, 1:10]

# Classe de atributo
treinamento_alvo <- pontos.df[ind==1, 11]
teste_alvo <- pontos.df[ind==2, 11]

# Hyperparâmetros
```

```

FLAGS <- flags(
  flag_numeric('dropout_1', 0.2, 'Primeiro dropout'),
  flag_numeric('dropout_2', 0.2, 'Segundo dropout'),
  flag_numeric('dropout_3', 0.1, 'Terceiro dropout'),
  flag_numeric('dropout_4', 0.1, 'Quarto dropout')
)

# Definindo os parâmetros do modelo com 4 camadas ocultas com 200 neurônios
model <- keras_model_sequential()
model %>%
  # Input layer
  layer_dense(units = 200, activation = 'relu',
    kernel_regularizer = regularizer_l1_l2(l1 = 0.00001, l2 = 0.00001), input_shape =
c(10)) %>%
  layer_dropout(rate = FLAGS$dropout_1, seed = 1) %>%
  # Hidden layers
  layer_dense(units = 200, activation = 'relu',
    kernel_regularizer = regularizer_l1_l2(l1 = 0.00001, l2 = 0.00001)) %>%
  layer_dropout(rate = FLAGS$dropout_2, seed = 1) %>%
  layer_dense(units = 200, activation = 'relu',
    kernel_regularizer = regularizer_l1_l2(l1 = 0.00001, l2 = 0.00001)) %>%
  layer_dropout(rate = FLAGS$dropout_3, seed = 1) %>%
  layer_dense(units = 200, activation = 'relu',
    kernel_regularizer = regularizer_l1_l2(l1 = 0.0001, l2 = 0.00001)) %>%
  layer_dropout(rate = FLAGS$dropout_4) %>%
  # Output layer
  layer_dense(units = 5, activation = 'softmax')

```

```
summary(model)

# Definindo o otimizador como gradiente descendente estocástico
optimizer <- optimizer_sgd(lr=0.01, decay=1e-6, momentum=0.9)

# Compilando o modelo
model %>% compile(
  loss = 'sparse_categorical_crossentropy',
  optimizer = optimizer,
  metrics = 'accuracy'
)

# Realizando o treinamento
history<-model %>% fit(
  treinamento, treinamento_alvo,
  epochs = 100,
  batch_size = 100,
  shuffle = TRUE,
  validation_split = 0.2,
  callbacks = callback_tensorboard()
)

# Testando o modelo treinado
score <- model %>% evaluate(teste, teste_alvo, batch_size = 100)
cat('Losses do teste:', score[[1]], '\n')
cat('Acurácia do teste:', score[[2]], '\n')
```

```
# Matriz de Confusão do teste  
class.test <- model %>%  
  predict_classes(teste, batch_size = 100)  
table(teste_alvo,class.test)  
  
# Salvando o modelo em .h5  
save_model_hdf5(model, 'CNN_Sentinel2.h5', overwrite = TRUE,  
  include_optimizer = TRUE)
```

II) ANEXO B – Aplicação do “agriwater” em imagens Sentinel-2**Tabela II.1 - Código-fonte para obtenção do balanço de energia no solo com o pacote "agriwater" do R para o DOY 134/2016.**

```
setwd('D:/SAFER/SENTINEL-2 - DOY 134 2016')  
library(sp)  
library(raster)  
library(rgdal)  
library(agriwater)  
DOY = 134  
a = 1.8  
b = -0.008  
radiation_s2(DOY, a, b)
```

III) ANEXO C – Modelagem dos Níveis Freáticos

Tabela III.1 - Caracterização de componentes do balanço hídrico e de fatores influenciadores na capacidade de recarga de aquífero nos poços dentro de seus respectivos períodos de monitoramento.

	Evapotranspiração Real	Coeficiente (C)	Depleção de Nível Freático ($\Delta h < 0$)	Aumento de Nível Freático ($\Delta h > 0$)	Distância do Rio (m)	Porosidade Específica (S_y)	Máxima Profundidade Medida	Erro Médio Quadrático (RMSE)		R^2	Período de Medição de Nível Freático
	x 10 ⁶ mm (ou L m ⁻²) (acumulado)		m (acumulado)	m (acumulado)			(m)	(m)	(m)		
G1	3,25	0,24	-2,65	4,12	15,12	0,12	2,19	0,37	13,17	0,97	Set 2014 – Dez 17
G2	2,63	0,24	-2,10	4,22	94,28	0,15	2,71	0,47	19,28	0,93	Set 2014 – Dez 17
G3	2,45	0,24	-1,93	4,24	56,83	0,14	2,78	0,38	13,45	0,94	Set 2014 – Dez 17
G4	2,23	0,27	-1,73	4,25	64,57	0,09	3,66	0,50	14,64	0,92	Set 2014 – Dez 17
G5	2,28	0,24	-1,78	4,25	32,44	0,07	4,24	0,77	21,53	0,85	Set 2014 – Dez 17
G6	2,81	0,28	-2,25	4,20	58,01	0,16	6,29	0,61	12,60	0,82	Set 2014 – Dez 17
G7	2,42	0,24	-1,94	4,28	42,61	0,17	4,85	0,39	11,33	0,80	Set 2014 – Dez 17
G8	2,11	0,25	-1,67	4,31	32,12	0,15	2,78	0,60	19,02	0,87	Set 2014 – Dez 17
G9	2,58	0,28	-2,11	4,28	122,51	0,17	1,73	0,40	23,81	0,94	Set 2014 – Dez 17
B1	2,70	0,27	-2,15	4,20	69,27	0,15	1,91	0,43	17,61	0,96	Set 2014 – Dez 17

B2	2,15	0,27	-1,71	4,31	58,23	0,15	0,99	0,14	14,49	0,97	Set 2014 – Dez 17
B3	2,44	0,26	-1,99	4,30	30,29	0,14	1,25	0,19	4,55	0,98	Set 2014 – Dez 17
B4	2,93	0,26	-2,37	4,18	34,42	0,15	1,68	0,16	4,88	0,96	Set 2014 – Dez 17
B5	2,48	0,27	-1,98	4,25	79,85	0,15	1,46	0,21	5,61	0,97	Set 2014 – Dez 17
B6	2,22	0,26	-1,75	4,28	92,60	0,16	1,62	0,26	9,40	0,95	Set 2014 – Dez 17
B11	2,89	0,26	-2,27	4,13	11,45	0,12	2,53	0,27	6,03	0,96	Aug 2015 – Dez 17
S1	3,46	0,25	-2,79	4,08	59,18	0,08	3,67	0,41	18,06	0,79	Set 2014 – Dez 17
S2	3,53	0,25	-2,86	4,08	59,66	0,13	5,81	0,34	3,87	0,98	Set 2014 – Dez 17
S3	3,01	0,25	-2,42	4,16	84,33	0,12	5,49	0,35	4,61	0,97	Set 2014 – Dez 17
S4	2,96	0,25	-2,36	4,15	44,82	0,13	2,39	0,50	20,11	0,96	Set 2014 – Dez 17
S5	2,47	0,25	-1,96	4,24	33,13	0,11	2,42	0,48	20,89	0,94	Set 2014 – Dez 17
S6	2,64	0,25	-2,12	4,23	6,25	0,11	4,82	0,40	13,81	0,95	Set 2014 – Dez 17
S7	2,83	0,25	-2,26	4,18	81,13	0,12	1,74	0,34	25,33	0,96	Set 2014 – Dez 17
S8	2,99	0,25	-2,41	4,17	53,64	0,12	3,49	0,44	11,15	0,94	Set 2014 – Dez 17
S9	2,98	0,25	-2,40	4,17	24,12	0,12	2,95	0,37	11,52	0,96	Set 2014 – Dez 17
S10	3,01	0,25	-2,43	4,17	9,25	0,15	2,54	0,43	14,14	0,94	Set 2014 – Dez 17
S11	2,94	0,25	-2,35	4,16	50,25	0,10	3,06	0,39	12,00	0,95	Set 2014 – Dez 17
S14	2,34	0,23	-1,80	4,21	385,45	0,08	6,82	0,54	7,13	0,96	Aug 2015 – Abr 18
P1	2,64	0,25	-2,12	4,23	217,35	0,08	2,06	0,50	23,81	0,92	Set 2014 – Dez 17

P2	2,94	0,25	-2,39	4,20	552,41	0,08	3,79	0,64	17,69	0,87	Set 2014 – Dez 17
P3	2,74	0,25	-2,21	4,21	473,15	0,08	3,62	0,56	15,71	0,89	Set 2014 – Dez 17
BOI_D	2,91	0,21	-2,34	4,18	75,19	0,05	4,85	0,57	12,32	0,94	Aug 2015 – Abr 18
BOI1	2,74	0,21	-2,17	4,18	94,29	0,11	2,67	0,50	20,11	0,96	Aug 2015 – Abr 18
BOI2	2,99	0,21	-2,40	4,16	20,19	0,15	1,54	0,34	17,92	0,97	Aug 2015 – Abr 18
BOI3	2,76	0,21	-2,19	4,18	8,15	0,18	2,39	0,37	10,73	0,97	Aug 2015 – Abr 18
BOI4	2,88	0,25	-2,30	4,17	61,92	0,12	2,01	0,40	23,58	0,96	Aug 2015 – Abr 18
BOI5	3,16	0,21	-2,54	4,14	73,79	0,15	2,72	0,32	7,80	0,98	Aug 2015 – Abr 18
BOI7	2,84	0,23	-2,27	4,18	25,99	0,12	2,39	0,34	13,10	0,97	Aug 2015 – Dez 17
BOI8	2,98	0,21	-2,40	4,17	3,69	0,14	2,98	0,33	7,76	0,97	Aug 2015 – Dez 17

Figura III.1 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2015

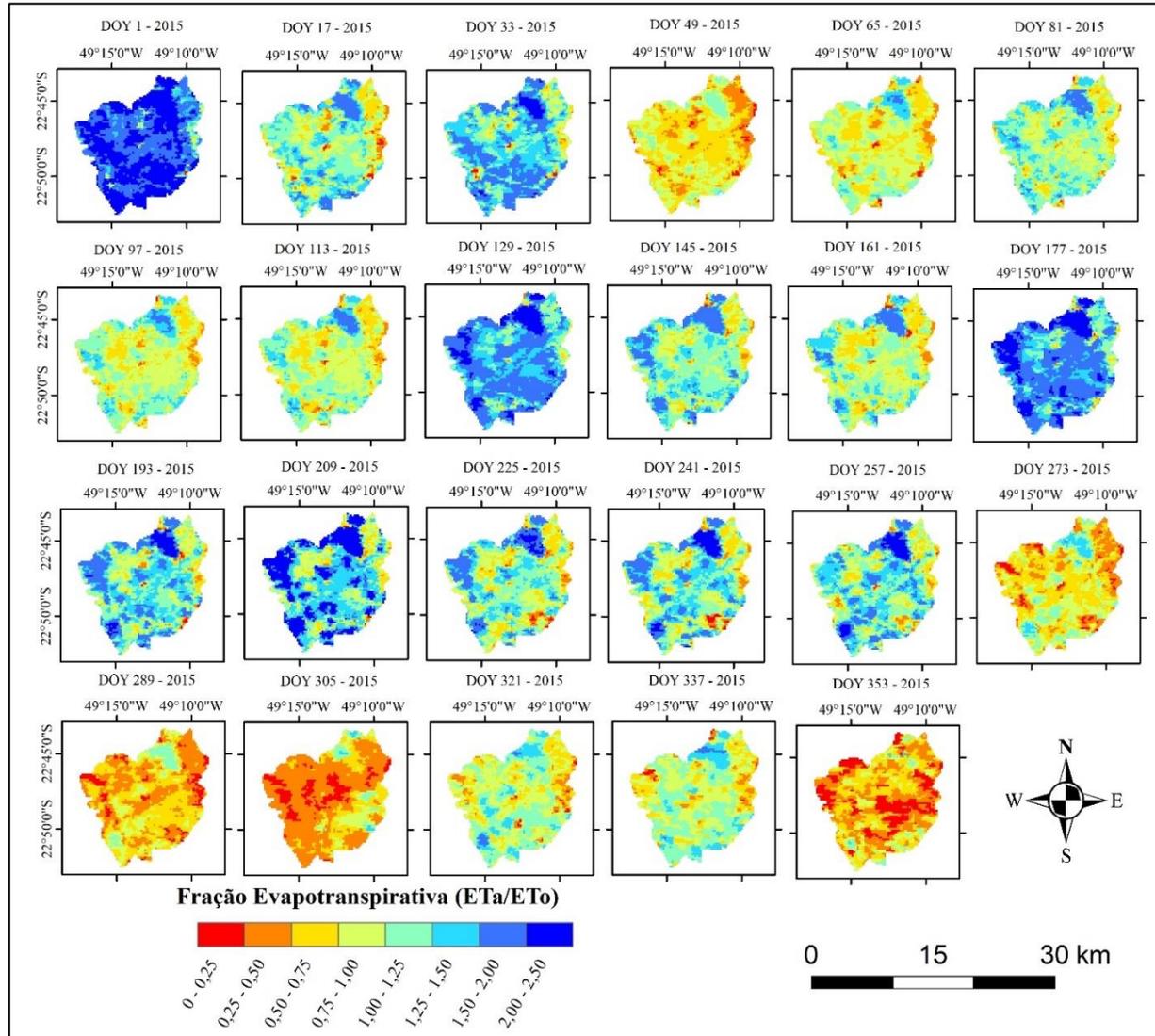


Figura III.2 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2016

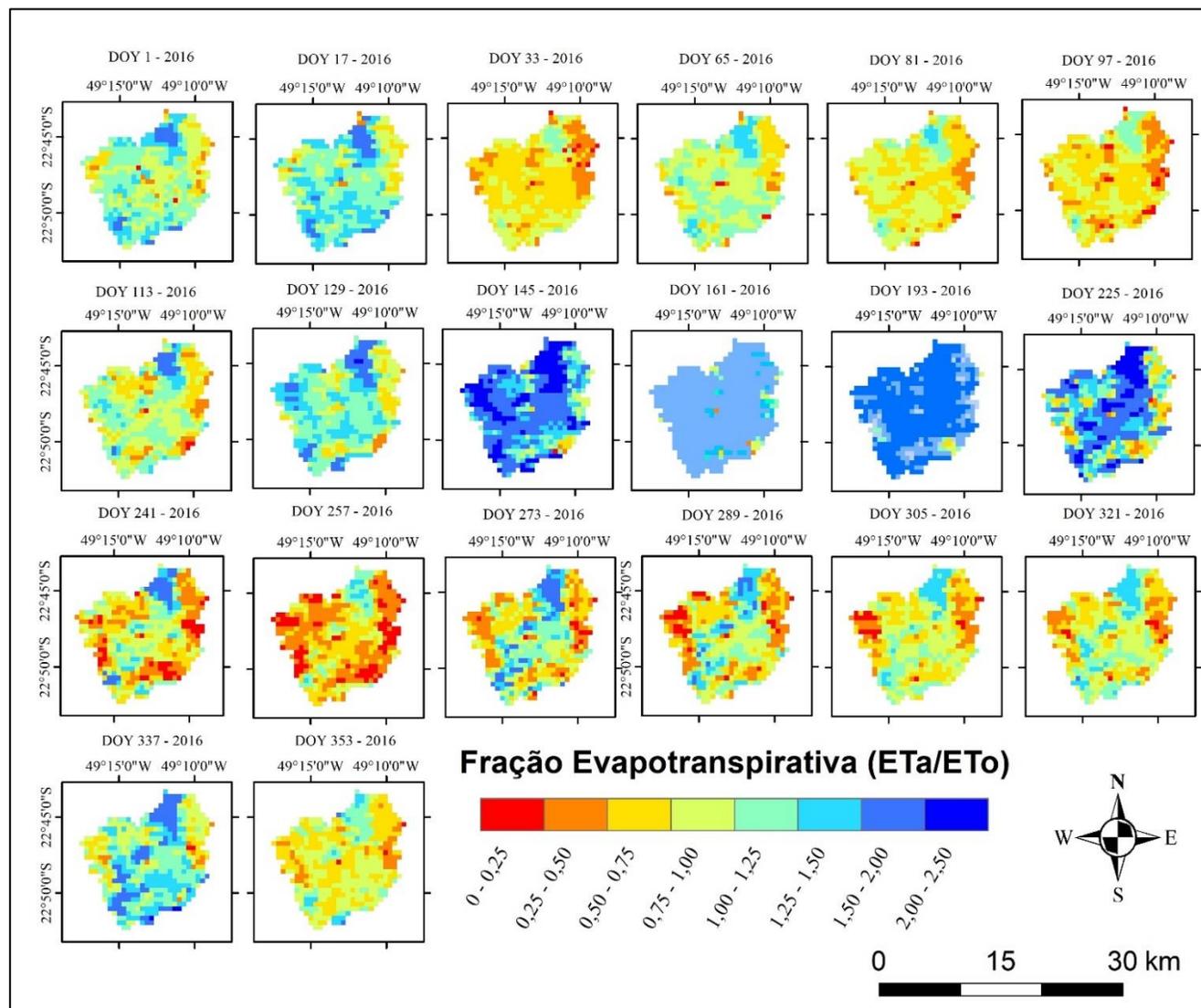


Figura III.3 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2017

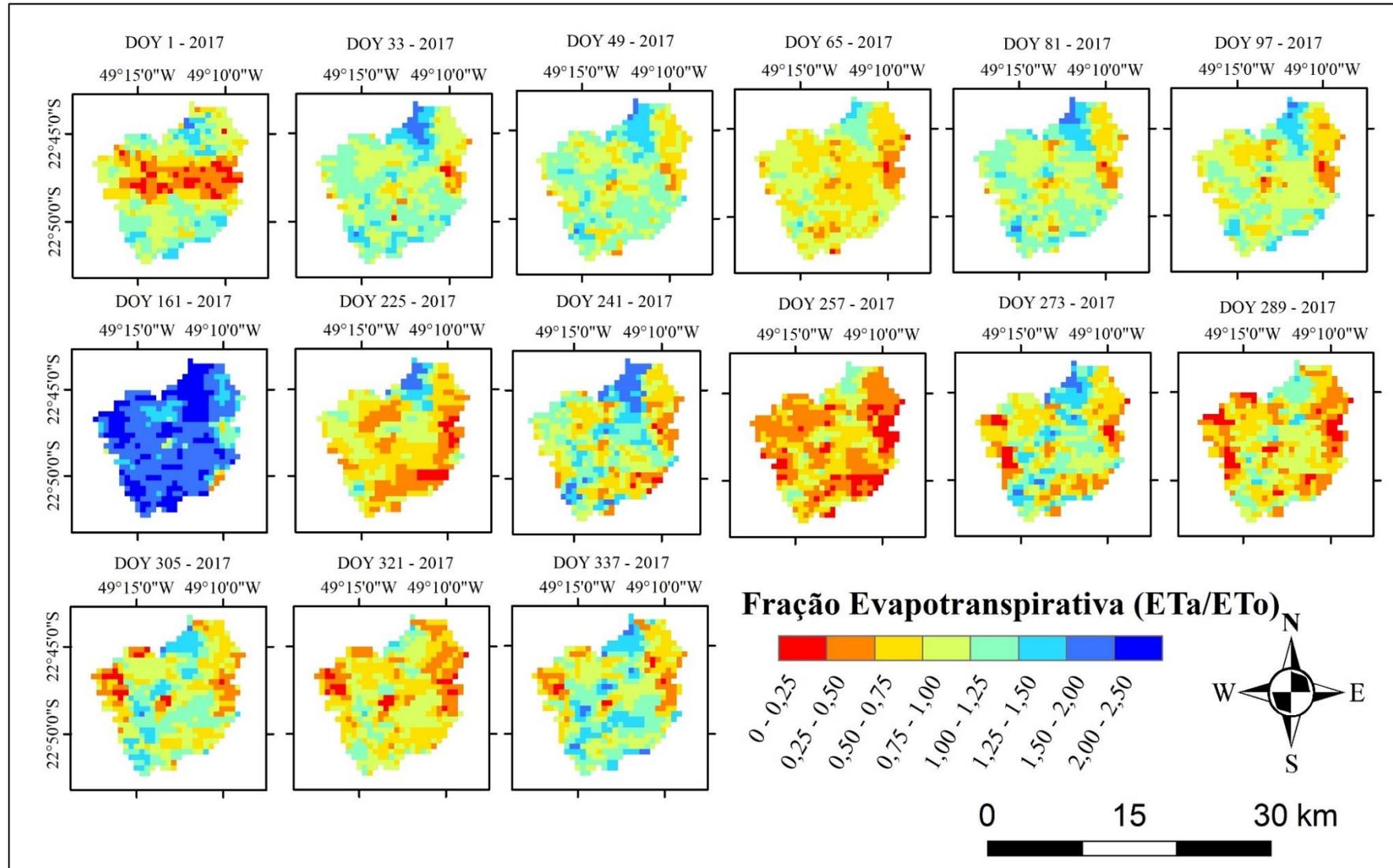


Figura III.4 - Fração evapotranspirativa na área de estudo de imagens Sentinel-2 entre 2016-8

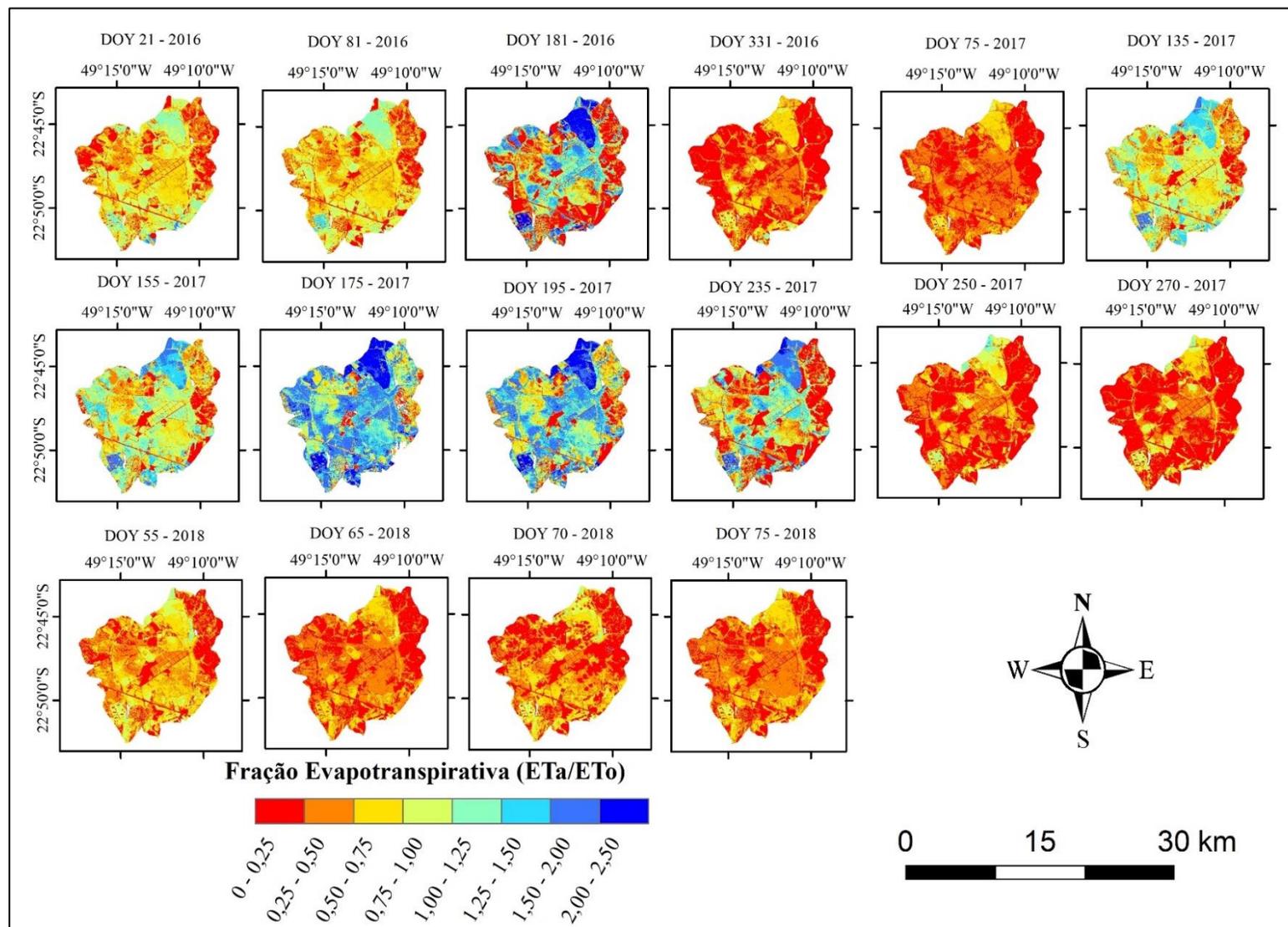


Figura III.5 - Evapotranspiração (mm dia⁻¹) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2014

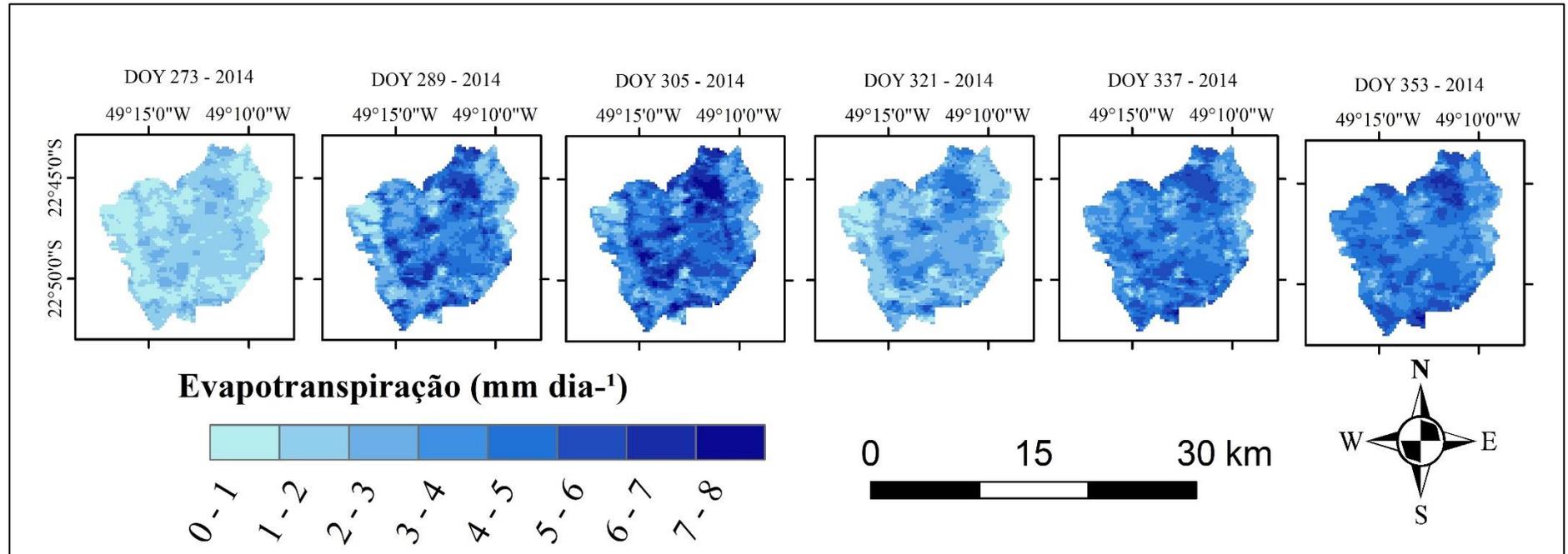


Figura III.7 - Evapotranspiração (mm dia⁻¹) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2016

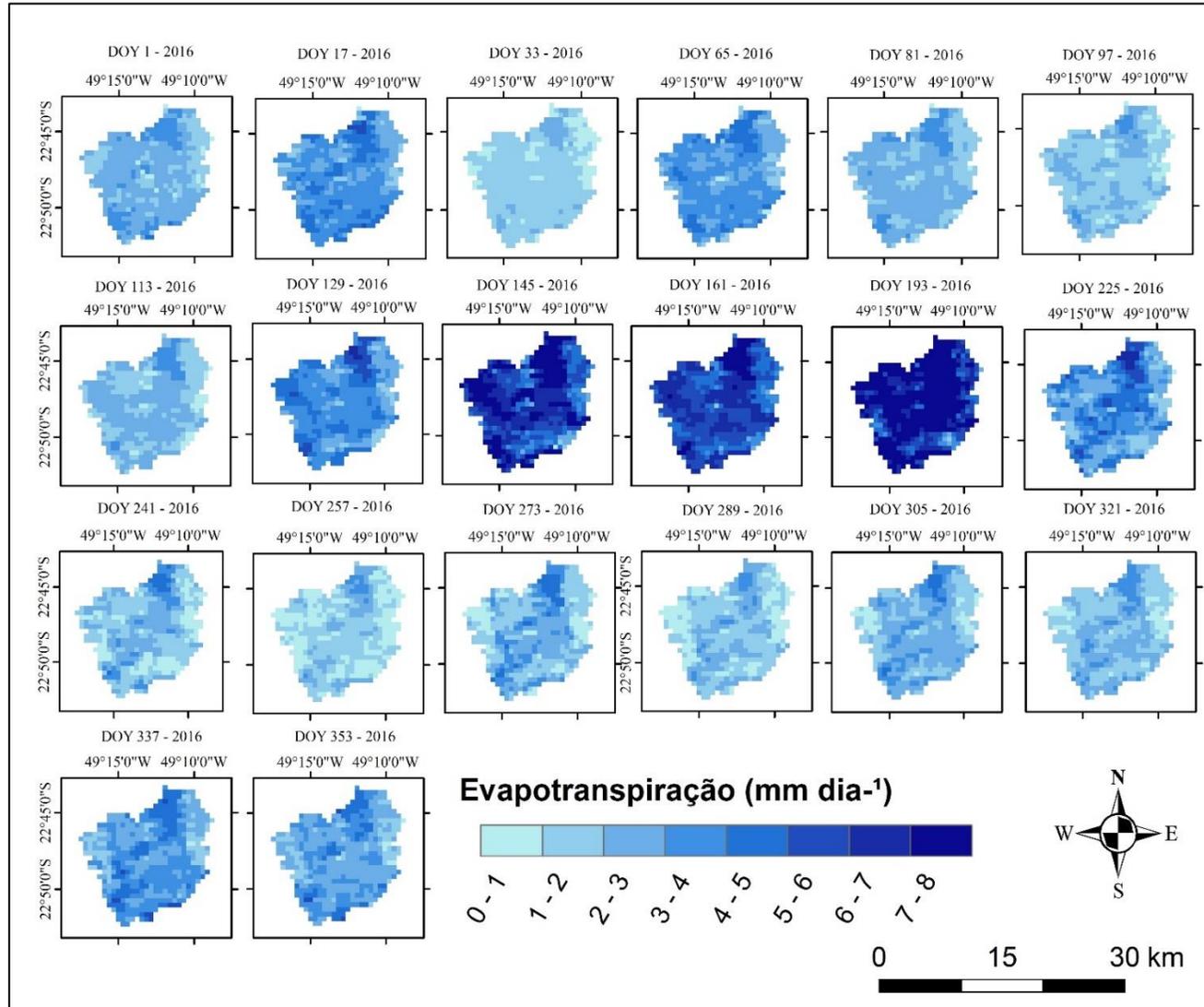


Figura III.8 - Evapotranspiração (mm dia⁻¹) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2017

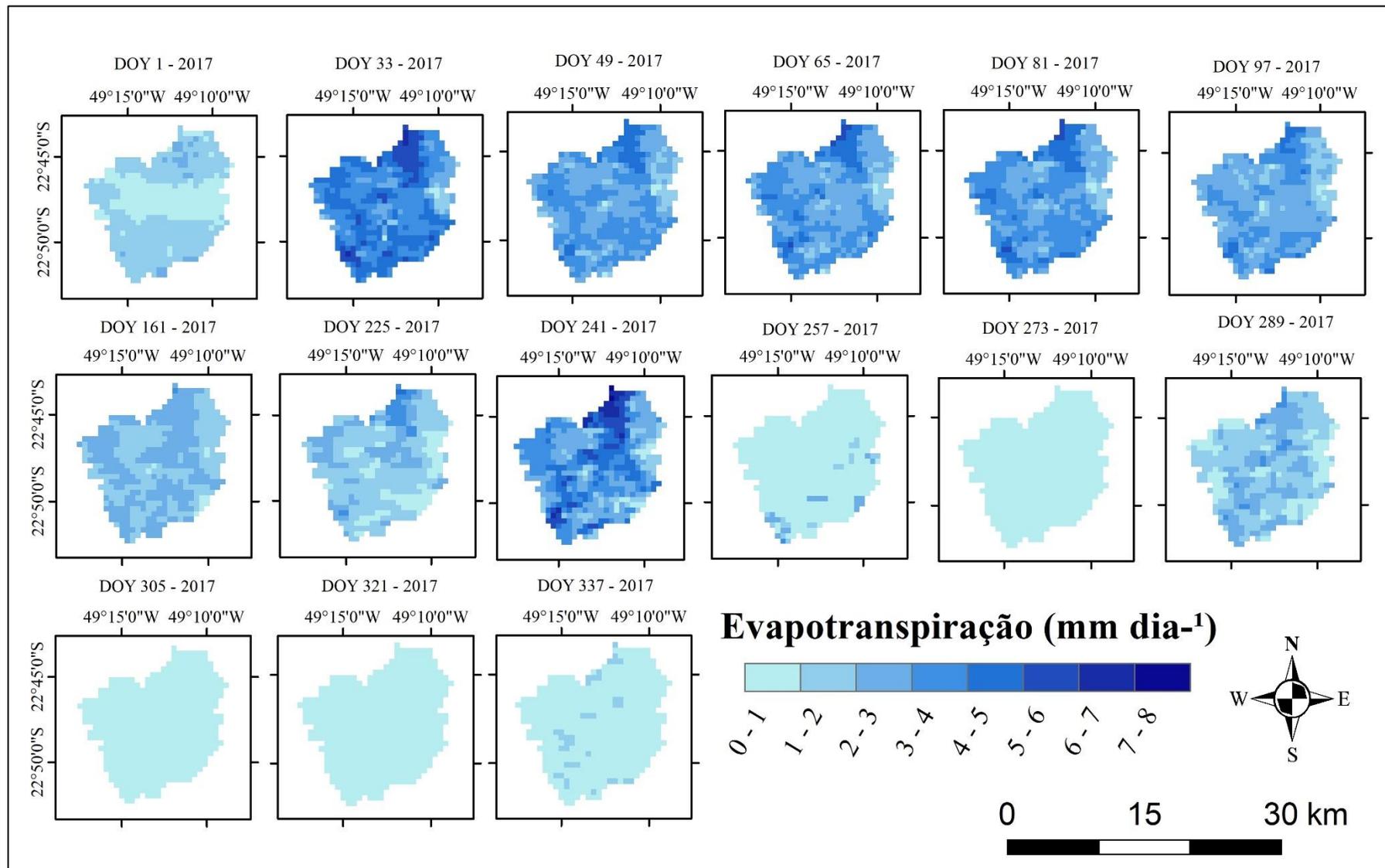


Figura III.9 - Evapotranspiração (mm dia⁻¹) na área de estudo de imagens MODIS do ano de 2018

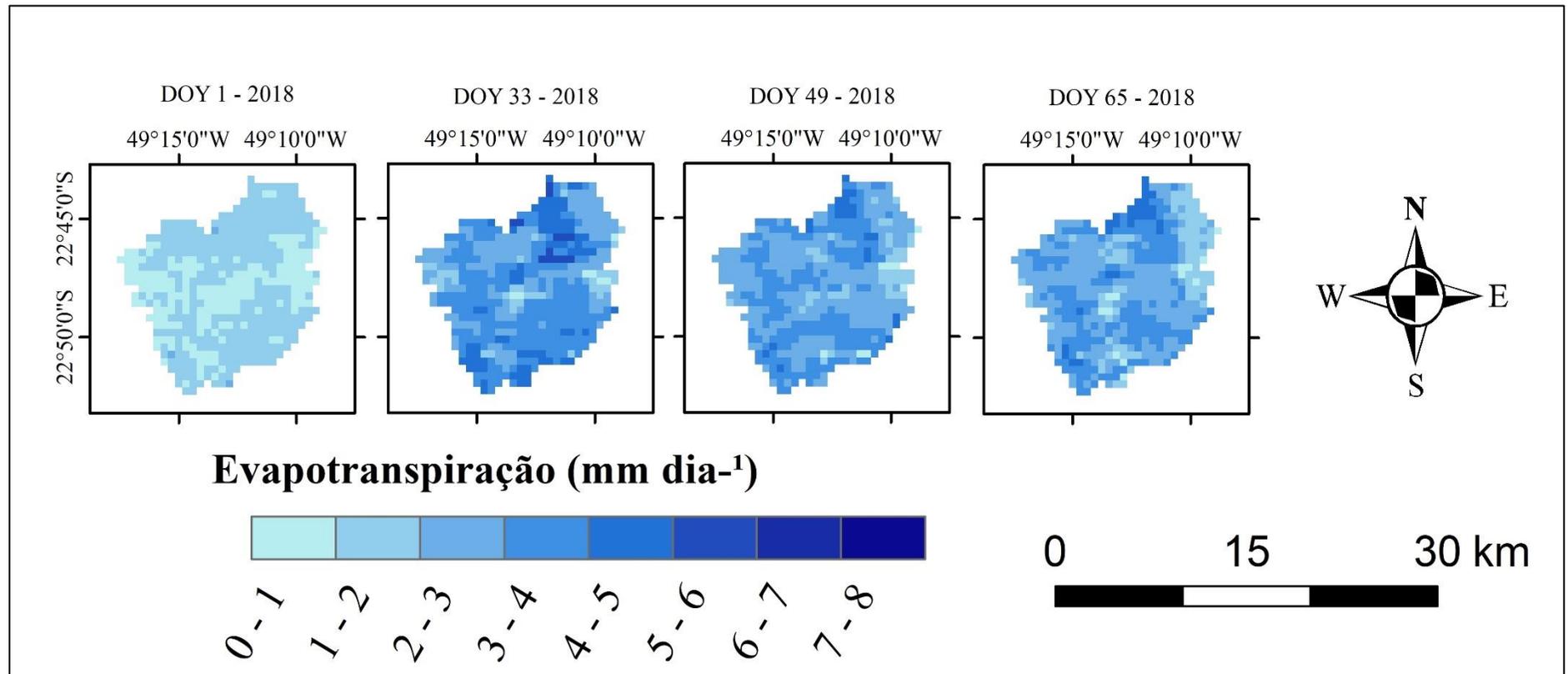


Figura III.10 - Evapotranspiração (mm dia⁻¹) na área de estudo de imagens Sentinel-2 entre 2014-8

