

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E
RECURSOS HÍDRICOS**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO BRASIL: CENÁRIO ATUAL E
PROJEÇÕES CLIMÁTICAS**

ANA FLÁVIA MARTINS MONTEIRO

**ITAJUBÁ (MG), BRASIL
2020**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E
RECURSOS HÍDRICOS**

ANA FLÁVIA MARTINS MONTEIRO

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO BRASIL: CENÁRIO ATUAL E
PROJEÇÕES CLIMÁTICAS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração:

Meio Ambiente e Recursos Hídricos

Orientadora:

Prof^a Dra. Fabrina Bolzan Martins

Coorientador:

Prof^o Dr. Roger Rodrigues Torres

**ITAJUBÁ (MG), BRASIL
2020**


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E
RECURSOS HÍDRICOS**

ANA FLÁVIA MARTINS MONTEIRO


**EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO BRASIL: CENÁRIO ATUAL E
PROJEÇÕES CLIMÁTICAS**

Dissertação aprovada por banca examinadora em 17 de fevereiro de 2020 conferindo a autora o título de **Mestre em Ciências em Meio Ambiente e Recursos Hídricos**.

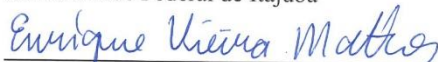
Banca examinadora:




Prof^a Dra. Fabrina Bolzan Martins (Orientadora)
Universidade Federal de Itajubá



Prof^o Dr. Roger Rodrigues Torres (Coorientador)
Universidade Federal de Itajubá



Prof^o Dr. Enrique Vieira Mattos
Universidade Federal de Itajubá



Prof^o Dr. Marcel Carvalho Abreu
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

**ITAJUBÁ (MG), BRASIL
2020**

Ao meu amigo, desde a graduação ao mestrado, Vitor Hugo, pela paciência em ensinar e pela ajuda imensurável durante todo esse processo.

OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

À Deus, maior fortaleza da minha existência, pela vida e oportunidade de evolução.

À Universidade Federal de Itajubá, pelas conquistas e experiências adquiridas, além dos trabalhadores nela inseridos, e, em especial, ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos pelo aprimoramento profissional.

À minha querida orientadora, professora Fabrina, meu maior exemplo profissional, por todo ensinamento, respeito, confiança e amizade. Ao meu coorientador, professor Roger, pela atenção, ajuda e clareza no desenvolvimento desse trabalho. Também aos demais professor que colaboraram para minha formação, sempre dispostos a auxiliar, e à banca examinadora pelo aceite em colaborar com essa pesquisa.

Ao meu namorado, Juan, meu maior incentivador, pela destreza nas palavras motivadoras, pelo amor, companheirismo e paciência. À minha mãe, irmão e sobrinho pelo incentivo e por serem minha base para conseguir alcançar meus objetivos.

À minha eterna melhor amiga, Ana Letícia, meu maior exemplo de determinação e persistência, pela amizade de ouro e cumplicidade. Ao amigo, Rafael, que levarei do mestrado para vida, pela convivência e companhia. Aos amigos Gabriel e João, sempre presentes, pela paciência e suporte em todos os momentos.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

“Não há progresso sem esforço, vitória sem luta,
aperfeiçoamento sem sacrifício, assim como não
existe tranquilidade sem paciência.”

Chico Xavier

RESUMO

MONTEIRO, Ana Flávia Martins. **Evapotranspiração no Brasil: cenário atual e projeções climáticas**. 2020. 100 f. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2020.

A evapotranspiração de referência (ET_0) possui variação espacial e temporal, devido a atuação de sistemas meteorológicos, tipo de vegetação e propriedades do solo. É um parâmetro essencial para o planejamento de sistemas de irrigação e eficiência do uso da água através da otimização dos recursos hídricos, tornando-se necessário quantificar sua distribuição espacial e magnitude. Porém, a ET_0 é uma variável dificilmente medida em estações meteorológicas, além de não estar presente diretamente nos modelos de projeções climáticas, fazendo com que a utilização de métodos de estimativa se torne uma ferramenta atrativa. No entanto, informações sobre a análise do comportamento dessa variável são relativamente restritas no Brasil, provavelmente devido à limitada disponibilidade dos dados e ao longo tempo requerido no processamento dessas informações. As informações da ET_0 no Brasil são restritas a escala regional, além de serem produzidas por métodos de estimativa complexos ou ferramentas de determinação incompletas. Adicionalmente, o Brasil é um dos maiores produtores de *commodities* agrícolas do mundo, e grande parte do seu território apresenta-se vulnerável às mudanças climáticas projetadas para ocorrerem durante o século XXI, o que poderá refletir diretamente em alterações na ET_0 . Nesse sentido, é essencial verificar o padrão espaço-temporal da ET_0 , estimar com precisão sua resposta às mudanças climáticas e identificar as principais variáveis meteorológicas que causam variações na evapotranspiração. Sendo assim, o presente trabalho tem como objetivo analisar a influência das projeções climáticas para o final do século XXI (2071-2100), utilizando dois cenários de forçante radiativa (*Representative Concentration Pathways* - RCPs 4.5 e 8.5), no comportamento da evapotranspiração diária no Brasil, baseado no método de estimativa da ET_0 que apresenta melhor representatividade para as condições climáticas brasileira. Para análise das condições climáticas atuais foram utilizados dados diários de temperatura (máxima e mínima) do ar, umidade relativa, intensidade do vento a 2 m, radiação solar global, ET_0 e pressão atmosférica para o período de 1980 a 2017. Para análise das projeções de mudanças climáticas foram utilizados dados diários de temperatura do ar, radiação solar global e umidade relativa do ar à superfície de seis modelos do sistema climático provenientes das simulações e projeções do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5). O comportamento da ET_0 foi acompanhado principalmente pelas variáveis temperatura do ar, radiação solar global e umidade relativa. Por essa razão, o método de *Turc* foi superior aos demais na estimativa da ET_0 , com valores de raiz do quadrado médio do erro entre 0,3 e 0,5 mm dia⁻¹, erro percentual absoluto médio entre 8 e 10 % e índice de desempenho *c* entre 0,65 e 0,93. As projeções climáticas dos seis modelos climáticos indicaram padrão diversificado na estimativa da ET_0 . Considerando o RCP 8.5, apesar da distribuição das diferenças sazonais e anuais de ET_0 apresentarem estrutura espacial semelhante ao RCP 4.5, nota-se uma intensificação da redução ($\sim 0,30$ mm dia⁻¹), oposto ao esperado. Uma justificativa consiste nas incertezas acerca das mudanças futuras na ET_0 , tanto relacionado as interações de fatores meteorológicos, quanto no desempenho do método de estimativa considerando cenários futuros e a escolha dos modelos climáticos.

Palavras-chave: Método de *Turc*, CMIP5, Estimativa de evaporação.

ABSTRACT

MONTEIRO, Ana Flávia Martins. **Evapotranspiration in Brazil: current scenario and climate projections**. 2020. 100 f. Master of Science (Master in Environment and Water Resources - Natural Resources Institute, Federal University of Itajubá, Itajubá, 2020).

Reference evapotranspiration (ET_0) has spatial and temporal variation, due to the performance of meteorological systems, vegetation type and soil properties. It is an essential parameter for planning irrigation systems and water use efficiency through the optimization of water resources, make it necessary to quantify their spatial distribution and magnitude. However, ET_0 is a variable that is difficult to measure in meteorological stations, in addition to not being directly present in climate projection models, making the use of estimation methods an attractive tool. However, information on the analysis of the behavior of this variable is relatively restricted in Brazil, probably due to the limited availability of data and the long time required to process this information. ET_0 information in Brazil is restricted to a regional scale, in addition to being produced by complex estimation methods or incomplete determination tools. Additionally, Brazil is one of the largest producers of agricultural *commodities* in the world, and a large part of its territory is vulnerable to climate changes projected to occur during the 21st century, directly reflecting changes in ET_0 . In this sense, it is essential to check the ET_0 space-time pattern, accurately estimate its response to climate change and identify the main meteorological variables that cause variations in evapotranspiration. Therefore, the present work aims to analyze the influence of climate projections for the end of the 21st century (2071-2100), using two scenarios of radiative forcing (*Representative Concentration Pathways* - RCPs 4.5 and 8.5), on the behavior of daily evapotranspiration in the Brazil, based on the ET_0 estimation method that presents the best representativeness for the Brazilian climatic conditions. For the analysis of the current climatic conditions, daily data of air temperature (maximum and minimum), relative humidity, wind intensity at 2 m, global solar radiation, ET_0 and atmospheric pressure for the period from 1980 to 2017 were used. For climate change, daily data on air temperature, global solar radiation and relative humidity on the surface of six climate system models from simulations and projections of the *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) were used. The behavior of ET_0 was mainly accompanied by the variables of air temperature, global solar radiation and relative humidity. For this reason, the *Turc* method was superior to the other in estimating ET_0 , with root mean square error values between 0.3 and 0.5 mm day⁻¹, mean absolute percentage error between 8 and 10 % and performance index *c* between 0.65 and 0.93. The climatic projections of the six climate models indicated a diversified pattern in the ET_0 estimate. Considering RCP 8.5, despite the distribution of seasonal and annual differences in ET_0 present a spatial structure similar to RCP 4.5, there is an intensification of the reduction (~ 0.30 mm day⁻¹), opposite to what was expected. One justification is the uncertainties about future changes in ET_0 , both related to the interactions of meteorological factors, as well as the performance of the estimation method considering future scenarios and the choice of climate models.

Keywords: Method *Turc*, CMIP5, Evaporation estimate.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

- Figura 1.1.** Padrão espacial da média mensal da evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}), radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), temperatura máxima e mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), velocidade do vento (m s^{-1}) e umidade relativa do ar (%) sobre todo o território brasileiro para o período de 1980-2017..... 35
- Figura 1.2.** Comportamento das variáveis A) radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), B) umidade relativa do ar (%), C) temperatura do ar (máxima e mínima) ($^{\circ}\text{C}$), D) velocidade do vento (m s^{-1}) e E) evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) para o período de 1980-2017, considerando todo território brasileiro. 36
- Figura 1.3.** Valores diários da raiz do quadrado médio do erro (RQME; superior), erro percentual absoluto médio (MAPE; centro) e índice de desempenho c (inferior) entre os trinta métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, considerando todo o território brasileiro. 43
- Figura 1.4.** Padrão espacial do desempenho dos métodos para a estimativa da ET_0 (mm dia^{-1}), considerando as estatísticas raiz do quadrado médio do erro (RQME), erro percentual absoluto médio (MAPE) e índice de desempenho c . Por brevidade, foram demonstrados somente os dez métodos que obtiveram melhor desempenho..... 45
- Figura 1.5.** Distribuição das estatísticas raiz do quadrado médio do erro (RQME; primeira linha), erro percentual absoluto médio (MAPE; segunda linha) e índice c (terceira linha) para as cinco regiões (cinco primeiras colunas) e todo território brasileiro (última coluna), considerando os dez métodos de estimativa da evapotranspiração que apresentaram melhor desempenho. 50
- Figura 1.6.** Distribuição espacial do comportamento dos melhores métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para os valores sazonais (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e médios anuais..... 52

CAPÍTULO II

- Figura 2.1.** Distribuição espacial do comportamento da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) e das simulações dos seis modelos climáticos considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual de 1980-2005. 70
- Figura 1.2.** Distribuição espacial do comportamento da radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) e das simulações dos seis modelos climáticos considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual de 1980-2005. 71
- Figura 2.3.** Distribuição espacial do comportamento da umidade do ar à superfície (%) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) e das simulações dos seis modelos climáticos considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual de 1980-2005. 72
- Figura 2.4.** Comportamento espacial do viés estatístico para a evapotranspiração de referência (ET_0 ; mm dia^{-1}), calculada pelo método de Turc, utilizado na avaliação dos seis modelos climáticos separadamente e através da média entre eles, por meio do *ensemble*, para o período de 1980-2005. O viés foi calculado pela diferença entre os dados diários simulados

pelos modelos e interpolados pelos dados do Xavier et al. (2016) considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera). 74

Figura 2.5. Variação temporal simulada para o período *historical* (1980-2005) e projetada (2071-2100) para todo o território brasileiro da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e umidade relativa (%). As linhas em negrito preta representam a média dos modelos no período *historical*, azul a média dos modelos no RCP 4.5 e vermelha no RCP 8.5. Os valores em escala mais clara de preto, azul e vermelho representam a variação dos resultados médios dos valores mínimos e máximos das variáveis para o período *historical*, RCP 4.5 e RCP 8.5, respectivamente. 76

Figura 2.6. Mudanças climáticas projetadas na temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente. 78

Figura 2.7. Mudanças climáticas projetadas na radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente. 79

Figura 2.8. Mudanças climáticas projetadas na umidade relativa (%) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente. 80

Figura 2.9. Mudanças climáticas projetadas na evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 4.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente e pelo resultado do *ensemble*. 82

Figura 2.10. Mudanças climáticas projetadas na evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente e pelo resultado do *ensemble*. 83

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1.1. Métodos selecionados para a estimativa da evapotranspiração de referência em todo o território brasileiro.....27

Tabela 1.2. Equações dependentes utilizadas na estimativa da evapotranspiração de referência para todo o território brasileiro.....30

CAPÍTULO II

Tabela 2.1. Lista de modelos do CMIP5, resoluções horizontais aproximadas e instituições responsáveis.....666

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ab - Método Abtew

al - Albedo para a cultura padrão (grama)

ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul

ASCE - Sociedade Americana de Engenheiros Civis

BM - Método Blaney e Morin

c - índice de desempenho

CCMs - Complexos Convectivos de Mesoescala

Cm - Método Camargo

CMIP5 - *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*

Cp - Método Caprio

\bar{E} - Média dos valores estimados

e_a - Pressão de vapor parcial (hPa)

e_a' - Pressão de vapor parcial (kPa)

E_i - Valores estimados

e_s - Pressão de vapor de saturação (hPa)

e_s' - Pressão de vapor de saturação (kPa)

ET_o - Evapotranspiração de referência (mm dia^{-1})

FAO - Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação

G - Fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)

GL - Método Garcia Lopez

h - Ângulo horário do nascer do Sol (graus)

Hd - Método Holdridge

Hg - Método Hargreaves

Hg_Mod - Método Hargreaves modificado

HH - Método Hick Hess

Hm - Método Hamon

HS - Método Hargreaves e Samani

HS_Mod - Método Hargreaves e Samani modificado

hur - umidade relativa do ar (%)

IPCC AR5 - Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas

IQR - Intervalo interquartilico

Iv - Método Ivanov

JBN - Jatos de Baixos Níveis

Kh - Método Kharrufa

MAPE - Erro percentual absoluto médio (%)

MB - Método McGuinness Bordne

MC - Método McCloud

Mk - Método Makkink

Mr - Método Mahringer

N - Fotoperíodo (hora)

NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*

nd - Número de observações

NDA - Número do dia do ano entre 1 (1 de janeiro) à 365 (31 de dezembro)

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

\bar{O} - Média dos valores observados

O_i - Valores observados

p - Porcentagem anual de luz (%)

P_a - Pressão atmosférica em superfície (hPa)

Pm - Método Penman

Pm_Orig - Método Penman original

PM - Método de Penman-Monteith

PT - Método Priestley e Taylor

R_a - Radiação solar expressa em (mm dia^{-1})

R_a' - Radiação extraterrestre expressa em (mm dia^{-1})

Rad_G - Método Radiação Global

Rad_L - Método Radiação Líquida

Rad_T - Método Radiação Temperatura

RCPs - *Representative Concentration Pathways*

R_e - Radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

Rm - Método Romanenko

R_n - Saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

RQME - Raiz do quadrado médio do erro (mm dia^{-1})

R_s - Radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

rsds - Radiação solar global (W m^{-2})

SMSA - Sistema de Monção Sul Americano

SS - Método Stephens Stewart

T - Temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$)

T_{3d} - Temperatura média diária de três dias anteriores ($^{\circ}\text{C}$)

T_{anual} - Temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$)

T_{a} - Temperatura média do ar (K)

$T_{\text{máx}}$ - Temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$)

$T_{\text{mín}}$ - Temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$)

TP - Método Tanner Pelton

Tr - Método Trabert

Tu - Método Turc

u - Intensidade do vento a 2 m (m s^{-1})

UR - Umidade relativa do ar (%)

$VCANs$ - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

WMO - Método WMO

$ZCAS$ - Zona de Convergência do Atlântico Sul

$ZCIT$ - Zona de Convergência Intertropical

α - Latitude (graus)

γ - Constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

Δ - Declividade da curva de pressão de saturação ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

λ - Calor latente de vaporização (MJ kg^{-1})

σ - Constante de Stefan-Boltzman ($\text{MK K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

ε_a - Emissividade do ar

ε_s - Emissividade da superfície do solo considerando a cultura padrão (grama)

δ - Declinação solar (radianos)

$\left(\frac{d}{D}\right)^2$ - Distância média Terra-Sol (km)

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL	17
CAPÍTULO I	20
1.1. INTRODUÇÃO	20
1.2. METODOLOGIA.....	24
1.2.1. DADOS E ÁREA DE ESTUDO	24
1.2.2. MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA	26
1.2.3. SELEÇÃO DO MÉTODO DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA	32
1.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
1.3.1. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS DE ENTRADA DOS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA	33
1.3.1.1. REGIÃO NORTE.....	37
1.3.1.2. REGIÃO NORDESTE.....	38
1.3.1.3. REGIÃO CENTRO-OESTE	39
1.3.1.4. REGIÃO SUDESTE.....	40
1.3.1.5. REGIÃO SUL.....	40
1.3.2. INTERCOMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO BRASIL	41
1.3.2.1. ANÁLISE PARA O BRASIL CONSIDERANDO OS VALORES ANUAIS DE ET_0	41
1.3.2.2. ANÁLISE POR REGIÃO CONSIDERANDO OS VALORES ANUAIS E SAZONAIS DE ET_0	46
1.4. CONCLUSÃO.....	54
1.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55
CAPÍTULO II.....	63
2.1. INTRODUÇÃO	63
2.2. METODOLOGIA.....	65
2.2.1. MÉTODO DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA.....	65
2.2.2. PROJEÇÕES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA	66
2.2.2.1. VALIDAÇÃO PARA O CLIMA PRESENTE	67
2.2.2.2. AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	67
2.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	68
2.3.1. CLIMA PRESENTE: ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DOS MODELOS CLIMÁTICOS NA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA	68
2.3.2. CLIMA FUTURO: ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DOS MODELOS CLIMÁTICOS NA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA	75
2.4. CONCLUSÃO.....	86
2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS GERAIS	91
ANEXOS	94

INTRODUÇÃO GERAL

A evapotranspiração é o processo de transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera e decorre principalmente da relação entre as condições atmosféricas e a vegetação (ANTONOPOULOS; ANTONOPOULOS, 2017; ALMOROX et al., 2018). A evapotranspiração de referência (ET_0), originalmente introduzida sob o termo evapotranspiração potencial, possui variação espacial e temporal (XING et al., 2014), sendo o principal parâmetro agrometeorológico utilizado no dimensionamento, planejamento e manejo de irrigação (JHAJHARIA et al., 2015; NOURI et al., 2017), gerenciamento de recursos hídricos através da eficiência do uso da água (LIU et al., 2018; VICENTE et al., 2018) e análise dos impactos provenientes das mudanças climáticas (LANG et al., 2017; MOSES; HAMBIRA, 2018). É definida como o conteúdo de água evapotranspirada por uma cultura de referência (grama), em crescimento ativo ($\sim 0,12$ m), cobrindo totalmente a superfície sem restrição hídrica, apresentando resistência de superfície (~ 70 s m^{-1}) e albedo (0,23) (ALLEN et al., 1998).

A evapotranspiração é obtida diretamente somente por meio de lisímetros (drenagem, pesagem e lençol freático constante), os quais são exclusivos de estações meteorológicas convencionais. Ademais, são instrumentos utilizados em pesquisa (TFWALA et al., 2018), mas devido ao alto custo, tanto para instalação quanto manutenção, tornam-se ferramentas inviáveis de serem utilizadas para medições em grandes territórios (ALMOROX et al., 2015). Uma alternativa atrativa para solucionar a ausência de dados é a estimativa da ET_0 por meio de diferentes métodos, os quais foram desenvolvidos e testados para várias condições climáticas. A diversidade de métodos se dá em função dos tipos e resoluções das variáveis de entrada, relações funcionais, aplicabilidade de uso (TEGOS et al., 2015; DEWES et al., 2017) e qualidade das resoluções espaço-temporal (SORENSSON; RUSCICA, 2018). Existem métodos que utilizam em diferentes relações funcionais a inclusão de diferentes variáveis de entrada como o proposto por Penman-Monteith, recomendado pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (do acrônimo em inglês, FAO) por sua capacidade de representar melhor os processos físicos que influenciam na evapotranspiração. No entanto, apresenta limitações por ser um método que requer dados de entrada que muitas vezes não estão disponíveis nas estações meteorológicas, nem estão presentes nos modelos de projeções climáticas (WANG et al., 2015; GUO et al., 2017), podendo levar a inaplicabilidade de estudos com essa variável em cenários de mudanças climáticas (VALIPOUR et al., 2017). No

entanto, não há confirmação da superioridade de um método sobre o outro, nem da melhor relação funcional e das variáveis de entrada que devem ser consideradas. Além disso, também existem métodos como o uso de sensoriamento remoto e modelos baseados em processos, os quais apresentam pouca praticidade devido a qualidade dos dados e requerem uma série de equações para obter indiretamente a ET_o (WANG; DICKINSON, 2012).

Adicionalmente, uma vez que eventos extremos têm sido registrados em diferentes regiões da América do Sul (NATIVIDADE et al., 2017; TORRES et al., 2012; TORRES; MARENGO, 2014), estudos sobre os impactos e vulnerabilidades advindas das mudanças climáticas são cada vez mais visados em diversos setores socioeconômicos (LYRA et al., 2017). Nesse contexto, o Brasil apresenta-se vulnerável às mudanças climáticas¹ projetadas para ocorrerem no século XXI (SANTOS et al., 2017; ROCHEDO et al., 2018). De maneira geral, as projeções climáticas indicam para o final do século XXI um clima mais quente em todo o território brasileiro enquanto tendências heterogêneas são projetadas para a variável precipitação (IPCC, 2013; TORRES; MARENGO, 2014). Essas mudanças podem refletir diretamente em alterações na evapotranspiração (DEWES et al., 2017; VALIPOUR et al., 2017; WANG et al., 2018), que podem impactar e inviabilizar o cultivo de determinadas culturas (SANTOS et al., 2017; TAVARES et al., 2018), além de reduzir a produtividade e a qualidade da produção de culturas agrícolas (ASSAD et al., 2013; MORIONDO et al., 2015; HEINEMANN et al., 2017; RAMIREZ-CABRAL et al., 2017; TIRONI et al., 2017; FRAGA et al., 2019).

No entanto, existem controvérsias em relação às tendências na variabilidade da ET_o , sendo fundamental analisar também o comportamento e a contribuição das variáveis meteorológicas (ZHANG et al., 2015; LIU et al., 2018), bem como seu comportamento em cenários de mudanças climáticas. Considerando a importância da evapotranspiração (DEWES et al., 2017) e dadas as evidências de mudanças climáticas (GHARBIA et al., 2018), é desejável que haja uma compreensão abrangente das tendências e os efeitos que acompanham as alterações na evapotranspiração em todo o território brasileiro. Nesse contexto, esforços devem ser realizados a fim de entender as respostas da evapotranspiração às mudanças climáticas, podendo ser útil na determinação de propostas de mitigação dos possíveis danos provocados por esses impactos.

Sendo assim, o objetivo geral desta dissertação foi avaliar e comparar os métodos de estimativa que melhor representam a ET_o em escala diária para condições climáticas atuais,

¹Mudanças climáticas são definidas como qualquer alteração no sistema climático que persiste por várias décadas ou mais (IPCC, 2013).

analisar como os modelos climáticos do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) representam essa variável, assim como avaliar o impacto das mudanças climáticas no comportamento da evapotranspiração no Brasil projetadas para o final do século XXI (2071-2100). Esta dissertação está dividida em dois capítulos: o Capítulo I teve como objetivo identificar quais os métodos de estimativa da evapotranspiração diária se adequam às condições climáticas atuais; e o Capítulo II teve como objetivo analisar como os modelos climáticos do CMIP5 representam essa variável e a influência das projeções climáticas para o final do século, utilizando dois cenários de forçante radiativa (*Representative Concentration Pathways* - RCPs 4.5 e 8.5), no comportamento da evapotranspiração diária no Brasil, baseado no método que apresentou melhor representatividade.

CAPÍTULO I

MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO PARA O BRASIL CONSIDERANDO AS CONDIÇÕES CLIMÁTICAS ATUAIS

1.1. INTRODUÇÃO

O termo evapotranspiração de referência (ET_o)² representa a evapotranspiração diária de uma superfície com vegetação gramada em crescimento ativo sob condições ideais, ou seja, em condições climáticas favoráveis³ e disponibilidade ilimitada de água no solo (LANG et al., 2017; SILVA et al., 2017; GHARBIA et al., 2018). A ET_o possui variação espacial e temporal (JOVANOVIĆ; ISRAEL, 2012; XING et al., 2014), devido a atuação de diferentes sistemas meteorológicos, heterogeneidade da paisagem e topografia, condições climáticas, tipo de vegetação e propriedades do solo (CAPORUSSO; ROLIM, 2015).

A ET_o é uma variável chave do sistema climático, pois interliga os processos de superfície como balanço hídrico, balanço de energia e balanço de carbono (SORENSSON; RUSCICA, 2018). Além disso, é a variável agrometeorológica mais utilizada no dimensionamento e planejamento de irrigação (WANG et al., 2015; NOURI et al., 2017; SILVA et al., 2018), na determinação do balanço hídrico resultando em um manejo adequado evitando perdas agrícolas (FREITAS et al., 2018), na identificação de períodos de seca devido a variabilidade da precipitação e alto potencial da evapotranspiração (JOVANOVIĆ; ISRAEL, 2012; SORENSSON; RUSCICA, 2018), na eficiência do uso da água através da otimização dos recursos hídricos (NAM et al., 2015; VICENTE et al., 2018), na variabilidade da temperatura e extremos quentes (SORENSSON; RUSCICA, 2018), na avaliação de indicadores ambientais, modeladores de ecossistemas, sistema de energia solar e na análise dos impactos provenientes das mudanças climáticas (LANG et al., 2017).

O monitoramento e previsão da evapotranspiração é importante para diversas aplicações hidrológicas e agrícolas, como consumo de água para irrigação e pecuária, produção de eletricidade e uso humano, bem como na limitação das incertezas a respeito das

²Termo desenvolvido na década de 1970 (DOORENBOS; PRUITT, 1977) para solucionar problemas envolvendo a definição e interpretação relacionados a evapotranspiração potencial. A ET_o está associada a um tipo específico de vegetação (VALIPOUR et al., 2017), e sendo definida como conteúdo de água evapotranspirada por uma cultura de referência (grama), em crescimento ativo (~0,12 m), cobrindo totalmente a superfície sem restrição hídrica, apresentando resistência de superfície (~70 m s⁻¹) e albedo (0,23) (PEREIRA et al., 1997; ALLEN et al., 1998).

³Padrões climáticos, principalmente por condições térmicas e hídricas, apropriados ao pleno desenvolvimento de uma determinada cultura (SANTOS et al., 2017).

condições climáticas futuras (SORENSSON; RUSCICA, 2018). A ET_o também desempenha um papel importante nas características climáticas em larga escala, especialmente no Brasil, que possui vasta extensão territorial e diferentes características climáticas (LLOPART et al., 2019). Como exemplo, o incremento do fluxo de calor latente no final da estação seca sobre a região Amazônica contribui para o desenvolvimento do Sistema de Monção Sul-Americano (SMSA) (LI; FU, 2004; REBOITA et al., 2010). Ademais, a umidade da Amazônia, advinda entre outras fontes da ET_o , contribui entre 25 e 70 % para o regime de precipitação das regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil (DRUMOND et al., 2014; MARTINEZ; DOMINGUEZ, 2014).

Mesmo com sua importância reconhecida, a ET_o somente pode ser obtida diretamente através de lisímetros (drenagem, pesagem e lençol freático constante), os quais apresentam alto custo na instalação e manutenção (ALMOROX et al., 2015), além de serem instrumentos exclusivos de estações meteorológicas convencionais (GAVILI et al., 2018; TFWALA et al., 2018). Também podem ser usados dados de ET_o provenientes de interpolações de dados observados ou estimados como os disponibilizados pelo *Climate Prediction Center* e *Climatic Research Unit*. Porém, são obtidos indiretamente pelo método de Penman-Monteith e, justamente por isso, são utilizadas diferentes metodologias para obter indiretamente a ET_o .

Nesse contexto, a ET_o pode ser obtida indiretamente por meio de vários métodos, abrangendo desde observações pontuais, utilização de sensoriamento remoto até modelagem baseada em processos (CAPORUSSO; ROLIM, 2015; VALIPOUR et al., 2017; SORENSSON; RUSCICA, 2018). O uso de sensoriamento remoto combina métodos físicos utilizando dados de temperatura de superfície e métodos de índice de vegetação (SORENSSON; RUSCICA, 2018) convertidos em variáveis espaciais (JOVANOVIC; ISRAEL, 2012). Por isso apresenta pouca praticidade, pois requer uma série de equações para obter indiretamente a ET_o (WANG; DICKINSON, 2012), além da baixa qualidade dos dados devido a resolução espaço-temporal, tipo de imagem e série temporal. De acordo com Seneviratne et al. (2010) qualquer avaliação baseada em sensoriamento remoto e simulação de modelo é questionável sem que haja uma relação baseada em medições pontuais no solo. Já os modelos baseados em processos, em sua maioria, utilizam medições de fluxos totais do calor latente de vaporização que acompanha a evapotranspiração, e fluxo sensível de calor ou observações de precipitação e vazão (WANG; DICKINSON, 2012). Porém, apresentam resolução espacial e temporal mais grosseira (SORENSSON; RUSCICA, 2018). Em contrapartida, existem inúmeros métodos de estimativa da ET_o baseados em dados provenientes de observações pontuais, os quais apresentam alta resolução temporal e resultam

em estimativas espacialmente mais representativas (ALENCAR et al., 2015; GHARBIA et al., 2018). Além disso, as estimativas são feitas com dados observados no clima presente, podendo ser aplicados para condições futuras em cenários de mudanças climáticas (SORENSSON; RUSCICA, 2018).

Há uma infinidade de métodos de estimativa da ET_o , os quais diferem entre si pelo grau de complexidade, pelas relações funcionais, variáveis de entrada, finalidade de uso (como: irrigação, balanço hídrico, modeladores de ecossistemas, identificação de períodos de seca), condições iniciais para as quais esses métodos foram aplicados (Tabelas 1.1 e 1.2) e condições climáticas para as quais foram desenvolvidas (TEGOS et al., 2015; DEWES et al., 2017; VALIPOUR et al., 2017). Dentre eles, existem métodos considerados mais simples, que utilizam em diferentes relações funcionais a inclusão de variáveis como a temperatura do ar e umidade relativa; até métodos mais complexos, que exigem dados de entrada mais refinados, como o fluxo de energia no solo, que tem menor disponibilidade nos bancos de dados. Um exemplo é o método de Penman-Monteith (PM), que possui capacidade de representar os processos físicos e aerodinâmicos (como resistência da camada limítrofe entre a folha e a atmosfera) que influenciam na ET_o para qualquer condição climática (SILVA et al., 2017). Justamente por isso, é o método recomendado pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (do acrônimo em inglês, FAO). No entanto, é um método que apresenta limitações para algumas localidades, pois requer dados de entrada que muitas vezes não estão disponíveis nas estações meteorológicas, nem estão presentes em outros bancos de dados, assim como nos modelos de projeções climáticas (WANG et al., 2015; GUO et al., 2017; PAPARRIZOS et al., 2017). Por isso, torna-se necessário optar por métodos que sejam ao mesmo tempo precisos e exijam dados de entrada facilmente disponíveis (CAPORUSSO; ROLIM, 2015).

Existem vários estudos relacionados à estimativa da ET_o em todo o mundo (ANTONOPOULOS; ANTONOPOULOS, 2017; LANG et al., 2017; PAPARRIZOS et al., 2017; ALMOROX et al., 2018; GAVILI et al., 2018), inclusive no Brasil (ALENCAR et al., 2015; CARVALHO et al., 2015; SANCHES et al., 2015; DANTAS et al., 2016; LIMA JUNIOR et al., 2016; SILVA et al., 2017; VICENTE et al., 2018). No entanto, a grande maioria dos estudos baseiam-se somente na escolha do melhor método de estimativa da ET_o e são realizados para escala local (CAPORUSSO; ROLIM, 2015; FREITAS et al., 2018; SILVA et al., 2018) e, em alguns casos, para escala regional (GOMES et al., 2014; MINUZZI et al., 2014; TANAKA et al., 2016; GOMES FILHO et al., 2017), desconsiderando a macroescala. Além disso, utilizam séries temporais curtas (entre 2 e 5 anos) (BRAGANÇA et

al., 2010; TAGLIAFERRE et al., 2010; ALENCAR et al., 2015; CAPORUSSO; ROLIM, 2015; CARVALHO et al., 2015; GOMES FILHO et al., 2017) e não há comprovação da superioridade de um método sobre outro nem sobre as melhores relações funcionais que devem ser consideradas (JOVANOVIC; ISRAEL, 2012). Adicionalmente, existem controvérsias em relação às tendências na variabilidade da ET_o , sendo fundamental analisar também o comportamento e a contribuição das variáveis meteorológicas (ZHANG et al., 2015; FAN et al., 2016; LIU et al., 2018), além da semelhança entre os métodos de estimativa da ET_o .

Outro ponto importante que deve ser considerado é o impacto na ET_o decorrente das mudanças climáticas (XING et al., 2014), uma vez que essa variável será alterada em condições de clima futuro (MOSES; HAMBIRA, 2018; LLOPART et al., 2019). Trabalhos que estimem a ET_o diária considerando todo o território brasileiro, com pretensão de expandir para cenários de mudanças climáticas, a fim de analisar o comportamento futuro dessa variável são necessários e ao mesmo tempo escassos. Alguns trabalhos existentes como os de Silva et al. (2017), Sorensson e Ruscica (2018) e Jerszurki et al. (2019) foram realizados com viés diferenciado, como o de Sorensson e Ruscica (2018) que analisam as incertezas entre os métodos de obtenção da ET_o através de dados advindos de sensoriamento remoto, reanálise e modelos de superfície terrestre. Já Silva et al. (2017) e Jerszurki et al. (2019) focam na análise da sensibilidade considerando apenas o método de PM na estimativa da ET_o para a região Amazônica e para todo o território brasileiro, respectivamente.

Já os trabalhos de Cardoso e Justino (2014), Llopart et al. (2019), Santos et al. (2019) e Sousa et al. (2019) analisaram os impactos das mudanças climáticas sobre a ET_o . Llopart et al. (2019), apesar de considerar toda a América do Sul, analisa indiretamente o impacto dos modelos de projeções climáticas regionais na ET_o , e considera somente dados projetados de temperatura e precipitação. Santos et al. (2019) e Sousa et al. (2019) realizaram o estudo de mudanças climáticas com modelos de projeções climáticas aplicados em métodos de estimativa da ET_o , porém são limitados à uma escala regional. Já Cardoso e Justino (2014), apesar de analisarem o comportamento da ET_o no Brasil em condições de mudanças climáticas, utilizam cenários climáticos defasados e apenas um modelo de clima-vegetação. É importante salientar que os modelos de projeções climáticas, tanto globais quanto regionais, não possuem diretamente em seu banco de dados a variável ET_o , e a falta de dados leva à possível inaplicabilidade nos estudos sobre ET_o para as condições de clima futuro (VALIPOUR et al., 2017; JERSZURKI et al., 2019), uma vez que é necessário primeiramente obter a ET_o através de métodos que considerem preferencialmente dados pontuais para

condições atuais, para posteriormente esses métodos serem analisados com dados de modelos de projeções climáticas.

Dada a importância da ET_o e a carência de estudos dessa natureza considerando resoluções espaciais e temporais mais refinadas, o objetivo deste estudo consiste em analisar trinta métodos de estimativa da ET_o e identificar os que melhor representam a ET_o em escala diária para condições climáticas atuais, assim como verificar a relação espaço-temporal desta variável para todo o território brasileiro. Cabe enfatizar que os pontos positivos deste trabalho em relação aos já realizados são: utilização de métodos de estimativas da ET_o que considerem dados observados interpolados para pontos de grade, os quais possuem maior resolução espacial e temporal; utilização de métodos desenvolvidos para diferentes tipos de clima e superfície (Tabela 1.1) que ao mesmo tempo possuem fundamento biofísico, uma vez que consideram as resistências do solo e da planta (VALIPOUR et al., 2017); utilização de série temporal de dados considerada longa para esse tipo de estudo (38 anos); realização da análise em macroescala, que permitirá a escolha do melhor método para a escala desejada (para cada ponto de grade ou região), e, por fim, utilização de métodos que possuem dados de entrada que estão disponíveis em modelos de projeções climáticas, podendo ser aplicados para condições de clima futuro.

1.2. METODOLOGIA

1.2.1. Dados e área de estudo

O Brasil apresenta uma vasta extensão territorial (~ 8.500.000 km²) abrangendo desde latitudes baixas (5° 16' 20" N) a médias (33° 45' 03" S), caracterizando a latitude como um importante controlador climático, cobrindo regiões tropicais e subtropicais (LLOPART et al., 2019). Faz fronteira com os Andes, que contribui expressivamente para as variações climáticas em todas as regiões do Brasil. Algumas regiões do Brasil, como parte da região Norte, principalmente na região Amazônica, são influenciadas pelos ventos alísios, enquanto outras como a região Sul têm um clima frio controlado por sistemas de latitudes médias atuantes ao longo do ano (REBOITA et al., 2010), ou possuem clima majoritariamente seco como a parte central do Nordeste (LYRA et al., 2014). Todas essas características influenciam a ocorrência de diferentes tipos de sistemas meteorológicos, os quais combinados com a geografia diversificada com a presença de regiões montanhosas, vastas planícies e áreas florestadas (REBOITA et al., 2010), contribuem para a grande variação espacial e temporal das variáveis de entrada (Tabela 1.1) dos métodos de ET_o para todo o território brasileiro.

O presente estudo utiliza dados diários interpolados espacializados em pontos de grade para o período de 1980 a 2017 (série temporal de 38 anos). Foram utilizados dados diários de temperatura máxima ($T_{\text{máx}}$) e mínima do ar ($T_{\text{mín}}$), umidade relativa (UR), intensidade do vento a 2 m (u), radiação solar global (R_s) e evapotranspiração de referência (ET_o). Essas variáveis são provenientes do banco de dados disponibilizados por Xavier et al. (2016) (<https://utexas.app.box.com/v/Xavier-et-al-IJOC-DATA>), os quais apresentam pontos de grade com resolução horizontal de 0,25 graus em latitude e longitude e domínio que abrange todo o território brasileiro. Além dessas variáveis, utilizou-se os dados diários de pressão atmosférica em superfície (P_a) proveniente do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) disponibilizado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), com resolução de 2,5 graus em latitude e longitude, posteriormente interpolado para a grade de 0,25 graus para intercomparação.

Os dados do Xavier et al. (2016) derivam da interpolação espacial de dados observados, subsidiados pela validação cruzada, um processo que compara dados pontuais observados - coletados de pluviômetros e de estações meteorológicas automáticas e convencionais - com estimativas obtidas através de seis diferentes métodos de interpolação⁴ para cada variável. Esse processo de validação cruzada tem a finalidade de selecionar o melhor esquema de interpolação, por meio da precisão de medidas estatísticas entre dados observados e estimados nas localidades em que essas informações estão disponíveis, para cada variável meteorológica. Como muitas aplicações meteorológicas requerem um conjunto de pontos de grade uniforme (para comparar com observações de satélite ou cálculos de modelos climáticos), é importante processar dados de estações terrestres para essa resolução. O conjunto de dados meteorológicos disponibilizados por pontos de grade aumenta significativamente a disponibilidade de dados meteorológicos no Brasil, uma vez que amplia a área de abrangência de dados disponíveis e podem ser usados para execução de diversos estudos (HAYLOCK et al., 2008). Além disso, evitam falhas na base de dados.

⁴Metodologias de interpolação testadas: 1) Média aritmética; 2) Interpolação natural; 3) *Spline* de placa fina; 4) Ponderação de distância inversa; 5) Ponderação de distância angular; 6) Ponto comum.

No caso da ET_o , o banco de dados disponibilizados por Xavier et al. (2016) considera como dado observado o valor obtido pela equação de PM^5 atualizada pela Sociedade Americana de Engenheiros Civis (ASCE; JERSZURKI et al., 2019), considerado o método padrão pela FAO por se aproximar do valor de ET_o observado em qualquer condição climática (ALLEN et al., 1998). No entanto, é considerado um método complexo, pois não utiliza termos diretos e requer a inclusão de variáveis de entrada que possuem medições disponíveis limitadas e muitas vezes não são observadas em estações meteorológicas (WANG et al., 2015; ALMOROX et al., 2018) ou disponibilizados pelos modelos de projeções climáticas ou dados de reanálise, por exemplo, reduzindo a funcionalidade deste método. Por esse motivo, torna-se necessário e prático utilizar métodos que apresentam dados de entrada prontamente disponíveis em qualquer base de dados e que ao mesmo tempo possam estar presentes nos modelos de projeções climáticas. Além disso, os dados disponibilizados por Xavier et al. (2016) necessitam de periódicas atualizações, o que, em termos práticos, não se torna tão eficaz quanto a utilização de métodos de estimativa da ET_o baseado em dados de entrada facilmente disponíveis.

1.2.2. Métodos de estimativa da evapotranspiração diária

Neste estudo foram utilizados trinta métodos de estimativa da ET_o (Tabelas 1.1 e 1.2) para serem aplicados em todo o território brasileiro, os quais possuem diferentes relações funcionais e inclusão de diferentes variáveis de entrada. Os métodos de estimativa da ET_o utilizados neste estudo foram escolhidos de modo a representar as categorias existentes (baseados na temperatura do ar, radiação solar, umidade relativa e velocidade do vento) (Tabela 1.1), por considerar as diferentes condições iniciais, os tipos de superfície os quais foram desenvolvidos e por ter a capacidade de estimar a ET_o em diferentes condições meteorológicas (CARVALHO et al., 2015; TANAKA et al., 2016; DEWES et al., 2017; VALIPOUR et al., 2017).

$${}^5ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u (e_s' - e_a')}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u)}$$

Em que: ET_o é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); u é a velocidade do vento média diária a 2 m (m s^{-1}); e_s' é a pressão de vapor de saturação (kPa); e_a' é a pressão de vapor parcial (kPa); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); Δ é a declividade da curva de pressão de saturação ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); 900 e 0,34 são valores adimensionais referentes a cultura padrão (grama).

Tabela 1.1. Métodos selecionados para a estimativa da evapotranspiração de referência em todo o território brasileiro.

Métodos	Equações	Variáveis Independentes	Tipo de Superfície	Referências
Abtew (<i>Ab</i>)	$ET_o = \frac{0,01786 R_s T_{máx}}{\lambda}$		Gramma	Abtew, 1996
Blaney Morin (<i>BM</i>)	$ET_o = p (0,457 T + 8,13)(1,14 - 0,01 UR)$		Gramma	Blaney; Morin, 1942
Camargo (<i>Cm</i>)	$ET_o = F R_a' T$	$F = 0,0100 ; T_{anual} \leq 23$ $F = 0,0105 ; T_{anual} = 24$ $F = 0,0110 ; T_{anual} = 25$ $F = 0,0115 ; T_{anual} = 26$ $F = 0,0120 ; T_{anual} > 26$	Gramma	Cunha et al., 2013
Caprio (<i>Cp</i>)	$ET_o = \frac{6,1}{10^3} R_s (1,8 T + 1)$		Gramma	Caprio, 1974
Garcia Lopez (<i>GL</i>)	$ET_o = 1,21 \times 10^{\frac{7,45 T}{243,7+T}} (1 - 0,01 UR) + 0,21 T - 2,3$		-	Cunha et al., 2013
Hamon (<i>Hm</i>)	$ET_o = 0,55 \left(\frac{N}{12} \right)^2 \left(\frac{4,95 \exp^{0,062 T}}{100} \right) 25,4$		-	Hamon, 1961
Hargreaves (<i>Hg</i>)	$ET_o = 0,0075 R_a (1,8 T + 32)$		Gramma	Back, 2008
Hargreaves Modificado (<i>Hg_Mod</i>)	$ET_o = R_a' (1,8 T + 32) 0,0006 (100 - UR)^{0,5}$		Gramma	Back, 2008
Hargreaves Samani (<i>HS</i>)	$ET_o = 0,0023 R_a' (T_{máx} - T_{mín})^{0,5} (17,8 + T)$		Gramma	Hargreaves; Samani, 1985
Hargreaves Samani Modificado (<i>HS_Mod</i>)	$ET_o = 0,0009384 R_e (T_{máx} - T_{mín})^{0,424} (17,8 + T)$		Gramma	Trajkovic, 2007
Hick Hess (<i>HH</i>)	$ET_o = \frac{1}{\lambda} \left(\frac{\Delta}{0,90 \Delta + 0,63 \gamma} \right) R_n$		-	Bruin; Keijman 1979

Holdridge (<i>Hd</i>)	$ET_o = \frac{58,93 T}{365}$		-	Holdridge, 1959
Ivanov (<i>Iv</i>)	$ET_o = 0,00006 (25 + T)^2 (100 - UR)$		Líquida	Valipour et al., 2017
Kharrufa (<i>Kh</i>)	$ET_o = 0,34 p T^{1,3}$		-	Cunha et al., 2013
Mahringer (<i>Mr</i>)	$ET_o = 2,86 u^{0,5} (e_s' - e_a')$		Líquida	Mahringer, 1970
Makkink (<i>Mk</i>)	$ET_o = 0,61 \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) R_a - 0,12$		Grama	Makkink, 1957
McCloud (<i>MC</i>)	$ET_o = 0,254x1,07^{1,8T}$		-	Jacobs; Satti, 2001
McGuinness Bordne (<i>MB</i>)	$ET_o = \frac{R_e T + 5}{\lambda 68}$		-	McGuinness; Bordne, 1972
Penman (<i>Pm</i>)	$ET_o = (2,625 + 0,713 u) (e_s' - e_a')$		Líquida e solo nu	Penman, 1948
Penman Original (<i>Pm_Orig</i>)	$ET_o = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) 0,408 (R_n - G) + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) 0,26 \left(1 + \frac{u}{160} \right) (e_s - e_a)$		Líquida e solo nu	Penman, 1948
Priestley Taylor (<i>PT</i>)	$ET_o = 1,26 \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right)$		Líquida e cobertura morta	Priestley; Taylor, 1972
Radiação Global (<i>Rad_G</i>)	$ET_o = 0,9 + 0,115 R_s$		Grama	Tomar; O'Toole, 1980
Radiação Líquida (<i>Rad_L</i>)	$ET_o = 0,86 \frac{R_n - G}{\lambda}$		Grama	Bruin; Stricker, 2000
Radiação Temperatura (<i>Rad_T</i>)	$ET_o = \frac{1}{\lambda} \frac{R_s T_{máx}}{56}$		Grama	Cunha et al., 2013
Romanenko (<i>Rm</i>)	$ET_o = 4,5 \left(1 + \frac{T}{25} \right)^2 \left(1 - \frac{e_a}{e_s} \right)$		-	Cunha et al., 2013

Stephens Stewart (<i>SS</i>)	$ET_o = 0,4047 R_s (0,01476 T + 0,0724)$		Grama	Winter et al., 1995
Tanner Pelton (<i>TP</i>)	$ET_o = 0,457 R_n - 0,11$		-	Cunha et al., 2013
Trabert (<i>Tr</i>)	$ET_o = 3,075 u^{0,5} (e_s' - e_a')$		Líquida	Valipour et al., 2017
Turc (<i>Tu</i>)	$ET_o = (0,3107 R_s + 0,65) \frac{T a_t}{T + 15}$	$a_t = 1 ; UR \geq 50\%$ $a_t = 1 + \frac{50 - UR}{70} ; UR < 50\%$	Grama	Valipour et al., 2017
WMO (<i>WMO</i>)	$ET_o = (1,298 + 0,934 u) (e_s' - e_a')$		Líquida	Valipour et al., 2017

Em que: ET_o é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); R_s é a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); R_e é a radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); R_a é a radiação solar global expressa em (mm dia^{-1}); R_a' é a radiação extraterrestre expressa em (mm dia^{-1}); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); $T_{\text{máx}}$ é a temperatura máxima diária ($^{\circ}\text{C}$); $T_{\text{mín}}$ é a temperatura mínima diária ($^{\circ}\text{C}$); T_{anual} é a temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$); u é a velocidade do vento média diária a 2 m (m s^{-1}); UR é a umidade relativa média do ar (%); N é o fotoperíodo (hora); e_s é a pressão de vapor de saturação (hPa); e_s' é a pressão de vapor de saturação (kPa); e_a é a pressão de vapor parcial (hPa); e_a' é a pressão de vapor parcial (kPa); p é a porcentagem anual de luz (%); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); Δ é a declividade da curva de pressão de saturação ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); λ é o calor latente de vaporização (MJ kg^{-1}); - tipos de superfície para os quais métodos foram desenvolvidos não encontrados.

Tabela 1.2. Equações dependentes utilizadas na estimativa da evapotranspiração de referência para todo o território brasileiro.

Variáveis	Equações	Variáveis Independentes	Referências
R_n (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	$R_n = (1 - \alpha l)R_s - \varepsilon_s(\sigma(T - 4))^4 + \varepsilon_a(\sigma(T))^4$	$\alpha l = 0,23$ $\sigma = 4,903 \times 10^{-9}$ $\varepsilon_s = 0,97$ $\varepsilon_a = 0,7 + 5,95 \times 10^{-4} e_a' \exp\left(\frac{1500}{T + 273,1}\right)$	Allen et al., 1998
R_e (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	$R_e = \frac{0,0864}{\pi} 1367 \left(\frac{d}{D}\right)^2 ((h \operatorname{sen} \alpha \operatorname{sen} \delta) + (\operatorname{cos} \alpha \operatorname{cos} \delta \operatorname{sen} h))$	$\left(\frac{d}{D}\right)^2 = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{NDA - 360}{365}\right)$ $h = \operatorname{arcos} - (\operatorname{tan} \alpha \operatorname{tan} \delta)$ $\delta = 23,45 \operatorname{sen}\left(\frac{360(284 + NDA)}{365}\right)$	Allen et al., 1998
R_a (mm dia ⁻¹)	$R_a = R_s 0,408$		Allen et al., 1998
R_a' (mm dia ⁻¹)	$R_a' = R_e 0,408$		Allen et al., 1998
G (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	$G = 0,38 (T - T_{3d})$		Allen et al., 1998
N (hora)	$N = 0,1333 \operatorname{arcos}(-1 (\operatorname{tan} \alpha \operatorname{tan} \delta))$		Allen et al., 1998
e_s (hPa)	$e_s = e_s' 10$		Allen et al., 1998
e_s' (kPa)	$e_s' = \frac{(e_{smáx} + e_{smín})}{2}$	$e_{smáx} = 0,6108 \exp(x_{máx})$ $e_{smín} = 0,6108 \exp(x_{mín})$ $x_{máx} = \frac{17,27 T_{máx}}{237,3 + T_{máx}}$ $x_{mín} = \frac{17,27 T_{mín}}{237,3 + T_{mín}}$	Allen et al., 1998
e_a (hPa)	$e_a = e_s \frac{UR}{100}$		Allen et al., 1998

e_a' (kPa)	$e_a' = e_s' \frac{UR}{100}$	Allen et al., 1998
p (%)	$p = \frac{N}{4380}$	Pereira et al., 1997
γ (kPa °C ⁻¹)	$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} \left(\frac{P_a}{10} \right)$	Allen et al., 1998
Δ (kPa °C ⁻¹)	$\Delta = \frac{4098 \left(0,6108 \exp \left(\frac{17,27 T}{T + 237,3} \right) \right)}{(T + 237,3)^2}$	Allen et al., 1998
λ (MJ kg ⁻¹)	$\lambda = 2,4418$	Allen et al., 1998

Em que: al é o albedo para a cultura padrão (grama); σ é a constante de Stefan-Boltzman (MJ K⁻⁴ m⁻² dia⁻¹); ε_s é a emissividade da superfície do solo considerando a cultura padrão (grama); ε_a é a emissividade do ar; $\left(\frac{d}{D}\right)^2$ é a distância média Terra-Sol (km); NDA é o número do dia do ano – entre 1 (1 de janeiro) à 365 (31 de dezembro); h é o ângulo horário do nascer do Sol (graus); α é a latitude (graus); δ é a declinação solar (radianos); T_{3d} é a temperatura média diária de três dias anteriores (°C); P_a é a pressão atmosférica do ar (hPa).

1.2.3. Seleção do método de estimativa da evapotranspiração de referência

Para avaliar a qualidade e selecionar adequadamente os métodos que melhor representam a ET_o para todo o território brasileiro, foram utilizadas as estatísticas (VALIPOUR et al., 2017; ZHANG et al., 2017; MONTEIRO; MARTINS, 2019): raiz do quadrado médio do erro (RQME), erro percentual absoluto médio (do acrônimo em inglês, MAPE) e o índice de desempenho (índice c):

$$RQME = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{nd} (E_i - O_i)^2}{nd}} \quad (1)$$

$$MAPE = \frac{100\%}{nd} \sum_{i=1}^{nd} \left| \frac{E_i - O_i}{O_i} \right| \quad (2)$$

O índice c classifica o desempenho do método de acordo com sete critérios de interpretação (>0,85: ótimo; 0,76 a 0,85: muito bom; 0,66 a 0,75: bom; 0,61 a 0,65: moderado; 0,51 a 0,60: fraco; 0,41 a 0,50: muito fraco e $\leq 0,40$: péssimo) (CAMARGO; SENTELHAS, 1997), sendo obtido por:

$$c = \left[\frac{\sum (E_i - \bar{E})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum (E_i - \bar{E})^2 \sum (O_i - \bar{O})^2}} \right] \cdot \left[1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^{nd} (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{nd} (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right) \right] \quad (3)$$

Em que, E_i são os valores de ET_o estimados pelos métodos, O_i os valores dos dados observados de ET_o provenientes da equação de PM, nd o número de observações, \bar{E} é a média dos valores estimados de ET_o e \bar{O} a média dos dados observados de ET_o .

As estatísticas foram aplicadas para cada ponto de grade da área de estudo e representadas por *boxplot* de fendas. O objetivo do *boxplot* de fendas é verificar se existe sobreposição entre suas fendas; se as fendas não se sobrepõem para diferentes conjuntos de dados (e/ou métodos de estimativa da ET_o), então esses conjuntos de dados, compostos pelas estatísticas dos métodos, são significativamente diferentes entre si para um nível de confiança de 95 %. A região limitada pela caixa presente no *boxplot* representa o intervalo interquartílico (IQR) de 25 a 75 % dos dados obtidos para cada estatística (RQME, MAPE e índice c) e métodos de ET_o , com uma linha horizontal que divide a caixa em duas seções pelo valor mediano. O traçado superior indica o percentil 75 % + 1,5 x IQR e o inferior representa 25 % percentil - 1,5 x IQR, e quaisquer valores superiores ou inferiores aos percentis são considerados *outliers*, representando que o dado e/ou o método são considerado inapropriado (MATTHEE; MECIKALSKI, 2013). Com relação aos valores das variáveis de entrada (ET_o , $T_{m\acute{a}x}$, $T_{m\acute{i}n}$, R_s , UR e u) quando são superiores ou inferiores aos percentis, esses resultados representam afastamento dos demais dados, demonstrando comportamento diferenciado, provavelmente devido as peculiaridades climáticas de cada região brasileira.

Com o intuito de eliminar os métodos que apresentassem desempenho fraco, muito fraco e péssimo ($c \leq 0,60$) na estimativa da ET_o diária, primeiramente foi realizada a análise prévia considerando os trinta métodos (Tabela 1.1) sobre todo o território brasileiro. Foram calculadas as estatísticas RQME, MAPE e o índice c de todos os métodos e representados por meio de *boxplot*. A partir da análise prévia, foram selecionados os dez métodos que apresentaram melhor desempenho na estimativa da ET_o , dado pelo menor RQME e MAPE e maior índice c , analisando-os de forma pormenorizada para cada região. Todas as análises pormenorizadas foram realizadas sazonalmente e anualmente, a fim de analisar os métodos mais precisos na estimativa da ET_o para as diferentes condições climáticas das regiões brasileiras. Foram utilizados *boxplot* e mapas para melhor visualização do comportamento das variáveis de entrada dos métodos e para representar o padrão espacial na precisão dos dez métodos de estimativa da ET_o .

1.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

1.3.1. Distribuição espacial das variáveis meteorológicas de entrada dos métodos de estimativa da evapotranspiração diária

De acordo com a análise espacial considerando a média mensal dos valores diários das variáveis de entrada dos métodos de ET_o (Figura 1.1), é possível observar que os maiores valores de ET_o (6 mm dia^{-1}) e R_s ($20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), e menores valores de UR (40 %) são observados para a região Nordeste, independente da estação do ano, com picos na primavera; além dos ventos mais intensos (3 m s^{-1}) concentrados na parte litorânea do Nordeste. Ao longo do ano, a região Norte e parte da região Centro-Oeste possuem elevados valores de UR (80 %), ET_o (entre 3 e 4 mm dia^{-1}) e R_s (entre 14 e $18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e ventos menos intensos ($0,5 \text{ m s}^{-1}$) (Figura 1.1) principalmente nos meses de outono. Já nas regiões Sul e Sudeste do Brasil o u varia entre 1 e 2 m s^{-1} e a UR varia de 60 a 80 %; além de apresentarem menores valores de R_s ($10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e ET_o (1 mm dia^{-1}), principalmente no inverno (Figura 1.1). O comportamento dos valores de temperatura ($T_{\text{mín}}$ e $T_{\text{máx}}$) apresentam os menores valores de $T_{\text{mín}}$ ($\leq 10 \text{ }^\circ\text{C}$) e $T_{\text{máx}}$ ($\leq 22 \text{ }^\circ\text{C}$) concentrados na região Sul e aumenta em direção às regiões Norte e Nordeste, com $T_{\text{mín}} \sim 22 \text{ }^\circ\text{C}$ e $T_{\text{máx}} \sim 34 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 1.1).

Somente pela análise visual é possível verificar que o aumento da ET_o é diretamente acompanhado pela R_s , $T_{\text{máx}}$ e u , e indiretamente acompanhado pela $T_{\text{mín}}$ e UR. Adicionalmente, todas as variáveis possuem sinal semelhante de aumento (diminuição) de

magnitude. Porém, o sinal mais intenso é entre a ET_o e R_s e são diretamente proporcionais (Figura 1.1). Esse comportamento é esperado, em função da R_s ser a variável que mais explica a ET_o , quando comparada, principalmente, à $T_{máx}$ e u (ABTEW, 1996; ANTONOPOULOS; ANTONOPOULOS, 2017). Esse fato está relacionado ao processo de ET_o ser influenciado primeiramente pelo balanço de radiação em ondas curtas e longas em associação com a variação da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e nebulosidade, que por sua vez afeta a amplitude térmica (CARVALHO et al., 2015).

A atuação de diferentes sistemas atmosféricos nas regiões brasileiras é responsável pela variabilidade mensal, sazonal e anual da $T_{mín}$, $T_{máx}$, R_s , UR e u que, por sua vez, interferem no comportamento e no padrão da ET_o (Figura 1.1) (CAPORUSSO; ROLIM, 2015). Como a atuação dos sistemas atmosféricos variam entre as regiões brasileiras, uma análise pormenorizada está inserida nos itens 1.3.1.1 a 1.3.1.5.

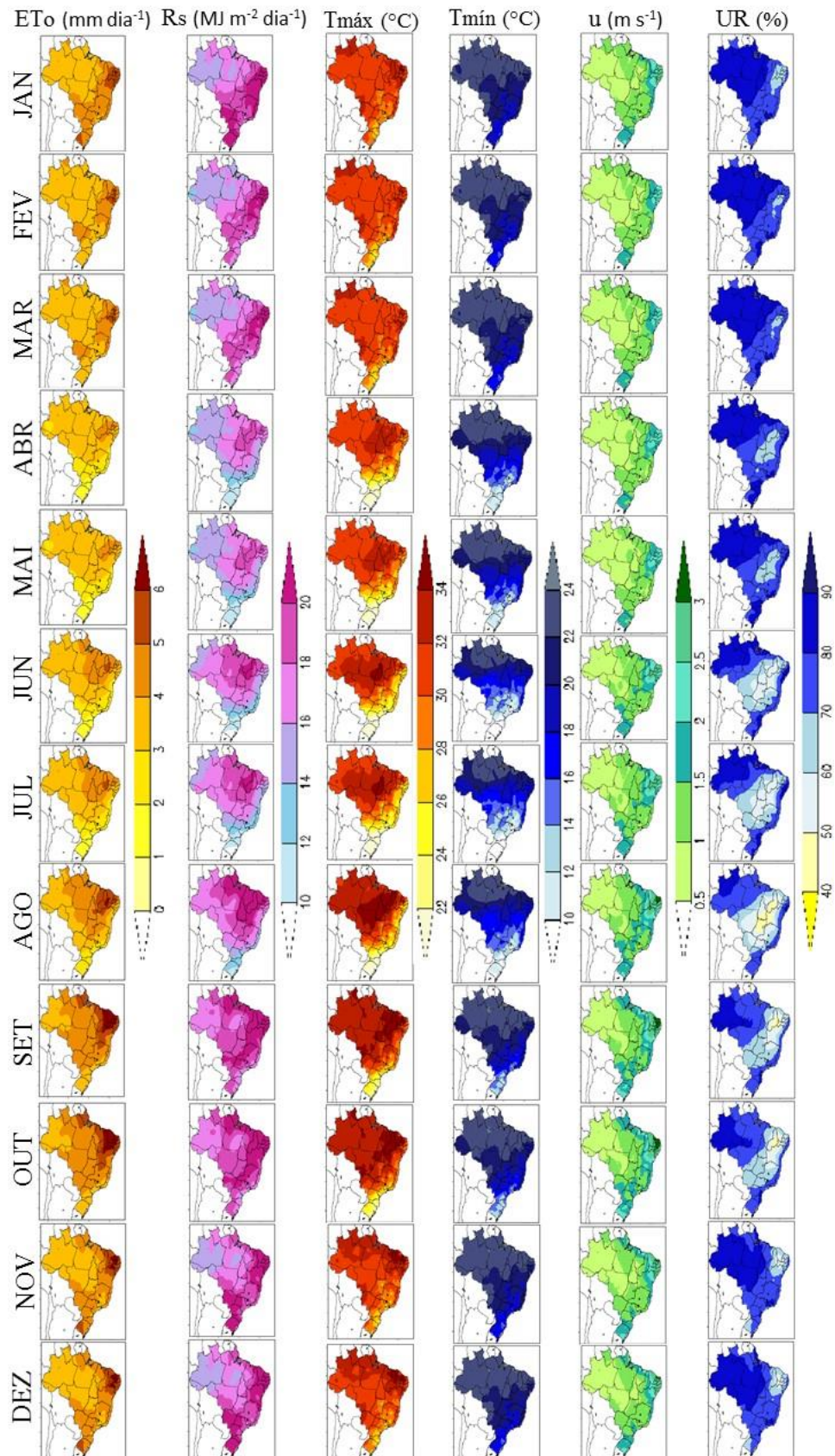


Figura 1.1. Padrão espacial da média mensal da evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹), radiação solar global (MJ m⁻² dia⁻¹), temperatura máxima e mínima do ar (°C), velocidade do vento (m s⁻¹) e umidade relativa do ar (%) sobre todo o território brasileiro para o período de 1980-2017.

A Figura 1.2 mostra a distribuição da radiação solar global, umidade relativa do ar, temperatura do ar (máxima e mínima), velocidade do vento e evapotranspiração de referência para o período de estudo, considerando todo o território brasileiro. Verifica-se que entre 25 e 75 % dos dados de ET_o estão entre 3,5 e 4,1 mm dia^{-1} e os valores superiores a 4,8 mm dia^{-1} estão acima dos valores interquartílicos (Figura 1.2), os quais foram observados na região Nordeste entre os meses de primavera e verão (Figura 1.1). Além disso, 25 a 75 % dos dados de $T_{\text{mín}}$ e $T_{\text{máx}}$ estão entre 18 e 22 $^{\circ}\text{C}$ e 30 e 32 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente, sendo que valores de $T_{\text{mín}} < 14$ $^{\circ}\text{C}$ e $T_{\text{máx}} < 27$ $^{\circ}\text{C}$ representam valores abaixo do IQR e representa maior distância da mediana (Figura 1.2), os quais são observados na região Sul e na porção sul da região Sudeste nos meses de outono e inverno (Figura 1.1). Com relação a u , os valores superiores a 2,1 m s^{-1} (Figura 1.2) foram observados na região Nordeste ao longo do ano (Figura 1.1). O valor mediano de UR é ~ 75 % (Figura 1.2), sendo valores baixos aqueles < 60 % e observados nas regiões centrais do Brasil, principalmente nos meses de inverno (Figura 1.1). Já a R_s varia de 15 a 21 $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$, com valores concentrados, aproximadamente entre 16 e 18 $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ (Figura 1.2). Valores de $R_s < 16$ $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ são observados principalmente nas regiões Norte, Sul e a porção sul da região Sudeste nos meses de abril a agosto, e $R_s > 18$ $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ são observados principalmente nos meses de primavera e verão em quase todo território brasileiro (Figura 1.1).

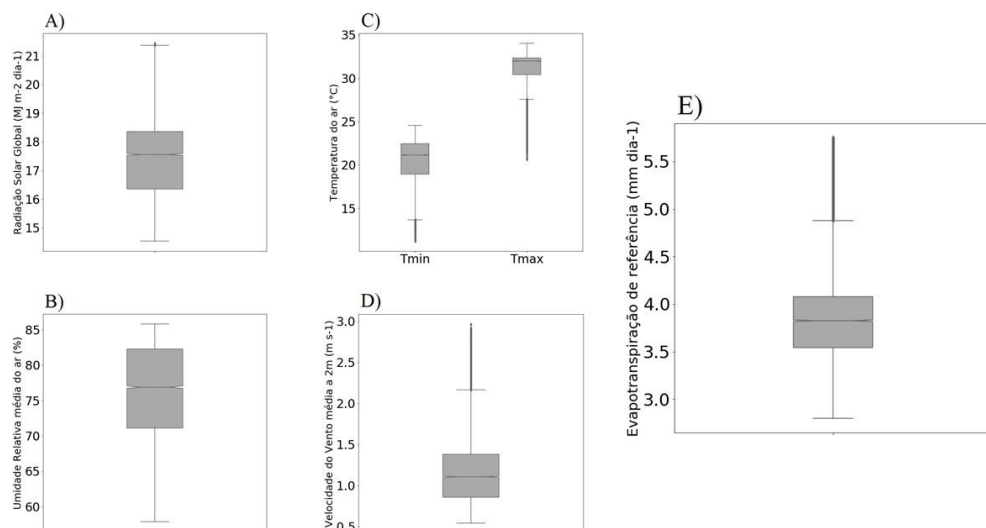


Figura 1.2. Comportamento das variáveis A) radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), B) umidade relativa do ar (%), C) temperatura do ar (máxima e mínima) ($^{\circ}\text{C}$), D) velocidade do vento (m s^{-1}) e E) evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) para o período de 1980-2017, considerando todo território brasileiro.

De modo geral, a variação nos valores de R_s , T_{\min} , T_{\max} e u são decorrentes da atuação de diferentes sistemas meteorológicos no Brasil, os quais alteram o balanço de energia e conseqüentemente a ET_o , além de alterar o ciclo anual de precipitação, com variações entre regiões e estações do ano, sendo máximos no verão e, exceto a região Sul, mínimos no inverno (REBOITA et al., 2010; LLOPART et al., 2019). A seguir será inserida uma análise pormenorizada, uma vez que as regiões apresentam grande variação espacial e temporal nos valores das variáveis, devido a atuação de diferentes sistemas meteorológicos.

1.3.1.1. Região Norte

A região Norte sofre influência principalmente dos sistemas meteorológicos denominados Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs), linhas de instabilidade (MARENGO; HASTENRATH, 1993) e friagens. A ZCIT, região de confluência dos ventos alísios, é caracterizada por intensa atividade convectiva e atua principalmente nos meses de verão e outono, trazendo umidade do oceano Atlântico para o interior do continente (REBOITA et al., 2010). As linhas de instabilidade formadas dentro dessa região são resultantes do intenso aquecimento radiativo e da propagação da ZCIT em direção a região Norte (KOUSKY, 1980), atuando principalmente durante os meses de janeiro a junho. Os CCMs também estão associados ao aquecimento radiativo da superfície e atuam no setor norte da região (REBOITA et al., 2010), já as friagens, decorrentes do avanço das frentes frias em direção às menores latitudes, ocorrem no setor sul da região Norte, com maior frequência nos meses de abril a setembro (REBOITA et al., 2010).

De acordo com Marengo et al. (2004) há intensa disponibilidade de umidade na região Norte devido ao transporte de umidade do oceano e provenientes também da evapotranspiração. Adicionalmente, a atuação dos demais sistemas meteorológicos na região contribuem para que ocorram os maiores valores de precipitação (REBOITA et al., 2010), que apresentam heterogeneidade espacial, com uma maior quantidade no setor ocidental da região entre os meses de janeiro e junho, superior a 2000 mm ano^{-1} (MARENGO, 2003). O regime pluviométrico, por sua vez, influencia no maior valor de umidade, corroborando com os dados observados de UR $\sim 80 \%$ ao longo do ano; e os valores de $ET_o \sim 4 \text{ mm dia}^{-1}$ (Figura 1.1) com pico na primavera. As variáveis T_{\min} , T_{\max} , R_s e u apresentam seus maiores valores, respectivamente, de $22 \text{ }^\circ\text{C}$, $32 \text{ }^\circ\text{C}$, $18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e 1 m s^{-1} nos meses de primavera, seguindo o comportamento sazonal de ET_o (Figura 1.1).

Ressalta-se que a região Norte possui importância no clima das regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil (LLOPART et al., 2019). Isso ocorre pois os ventos alísios, que apresentam maior intensidade no verão, transportam a umidade proveniente do oceano Atlântico para a região Norte (DRUMOND et al., 2008). Uma parte dessa umidade é transportada para os subtropicais a leste dos Andes pelos Jatos de Baixos Níveis (JBN) (MARENGO et al., 2004), contribuindo para o regime de precipitação e balanço de energia das regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil.

1.3.1.2. Região Nordeste

Comparativamente com as demais regiões brasileiras, a região Nordeste é mais seca (UR chega a 40 % no final do inverno e início da primavera), possui ventos mais intensos ($> 3 \text{ m s}^{-1}$), principalmente no litoral (REBOITA et al., 2010), além de apresentar os maiores valores de $T_{\text{mín}}$, $T_{\text{máx}}$ e R_s (Figura 1.1) em todos os meses do ano. Mesmo com valores de UR baixos, os maiores valores de u (3 m s^{-1}), associados com maior $T_{\text{mín}}$ (22 °C), $T_{\text{máx}}$ (34 °C) e R_s ($20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) são observados na primavera, influenciando nos maiores valores de ET_o (6 mm dia^{-1}), corroborando com DRUMOND et al. (2014). Os valores de ET_o encontrados para o Nordeste são os maiores do país em todos os meses do ano (primavera e verão = 6 mm dia^{-1} ; outono e inverno = 5 mm dia^{-1}) (Figura 1.1). No entanto, essa região possui diferenças entre os valores de $T_{\text{máx}}$, $T_{\text{mín}}$, R_s , UR e u para os setores litorâneos e continentais, devido a atuação de diferentes sistemas meteorológicos.

No setor litorâneo os valores de ET_o estão entre 4 e 6 mm dia^{-1} , $T_{\text{mín}}$ entre 18 e 22 °C , $T_{\text{máx}}$ entre 26 e 30 °C , R_s entre 14 e $20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e u entre 2 e 3 m s^{-1} , todos para os meses de outono/inverno e primavera/verão, respectivamente. Os sistemas atmosféricos que atuam no litoral dessa região são: ondas de leste, brisa marítima, ZCIT, Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) (KOUSKY; GAN, 1981). As ondas de leste se formam na área de influência dos ventos alísios e geram quebras na ZCIT, apresentando regiões com nebulosidade intercaladas por regiões sem nebulosidade (REBOITA et al., 2010). A circulação atmosférica em altos níveis atuando com o cavado sobre o nordeste brasileiro favorecem a formação de VCANs, que adentram o continente (KOUSKY; GAN, 1981). Considerando a porção continental do Nordeste, no início do outono, a ZCIT atua posicionando-se mais ao sul, fazendo com que a pressão fique mais baixa nessa região (REBOITA et al., 2010), aumentando o transporte de umidade nessa época do ano, o que aumenta os valores de UR (~ 60 a 70%) (Figura 1.1).

Devido ao bloqueio dos ventos de leste em função da barreira topográfica presente na serra localizada na porção interior do Nordeste, as regiões mais continentais, como o sertão nordestino, possuem menor precipitação (REBOITA et al., 2010). Isso ocorre, pois os ventos de leste carregam ar mais frio (retém menos umidade) que o presente no sertão nordestino e, ao penetrar nessa região, os ventos são aquecidos e a umidade relativa diminui (REBOITA et al., 2010), tal como apresentado na Figura 1.1 (UR ~ 40 %). Já que o ar deve ir para níveis mais altos para saturar, então, ocorre menos precipitação nessa região. Mesmo apresentando menor precipitação e UR, a região continental do Nordeste possui valores elevados de R_s (entre 16 e 20 MJ m⁻² dia⁻¹), $T_{\text{mín}}$ (entre 18 e 22 °C), $T_{\text{máx}}$ (entre 24 e 34 °C) e u (entre 1 e 2,5 m s⁻¹), que influenciam na maior $ET_o > 3$ mm dia⁻¹ em todos os meses do ano.

1.3.1.3. Região Centro-Oeste

Na região Centro-Oeste os menores valores de $T_{\text{mín}}$ (14 °C), $T_{\text{máx}}$ (28 °C), R_s (14 MJ m⁻² dia⁻¹) e UR (40 %) são obtidos no inverno e os maiores valores de $T_{\text{mín}}$ (22 °C), $T_{\text{máx}}$ (32 °C), R_s (18 MJ m⁻² dia⁻¹) e UR (80 %) na primavera (Figura 1.1). Devido a essa característica, os menores valores de ET_o (2 mm dia⁻¹) são obtidos no inverno e maiores (4 mm dia⁻¹) na primavera (Figura 1.1). Isso ocorre devido a atuação do SMSA (RAMAGE, 1971), em que no verão o intenso aquecimento radiativo da superfície contribui para o desenvolvimento de atividades convectivas, enquanto no inverno os menores totais pluviométricos estão associados a atuação da ASAS.

Sobre o Centro-Oeste e Sudeste (item 1.3.1.4) do Brasil, o escoamento de noroeste do JBN convergindo com o escoamento de nordeste induzido pela circulação da ASAS, juntamente com os alísios de nordeste, resultam em uma banda de nebulosidade, intensificando a precipitação nestas regiões nos meses de verão, caracterizando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (LENTERS; COOK, 1995). Além disso, a porção norte do Centro-Oeste sofre influência dos CCMs, que atuam na região Norte do país. Isso explica a semelhança do comportamento das variáveis (ET_o , $T_{\text{mín}}$, $T_{\text{máx}}$, R_s , UR e u) entre a região Norte e a porção norte do Centro-Oeste (Figura 1.1). Já a região mais ao sul sofre influência de sistemas extratropicais como frentes frias e linhas de instabilidade (REBOITA et al., 2010).

1.3.1.4. Região Sudeste

A região Sudeste apresenta valores de $T_{\text{mín}}$, $T_{\text{máx}}$, R_s , UR, u e ET_o variáveis ao longo das estações do ano, e os menores (maiores) valores são encontrados no outono/inverno (primavera/verão). Os valores de u permanecem praticamente constantes em torno de 1 m s^{-1} ao longo do ano, com pico de $1,5 \text{ m s}^{-1}$ na primavera, enquanto o R_s varia entre 12 e $20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, $T_{\text{mín}}$ entre 12 e 20 °C , $T_{\text{máx}}$ entre 24 e 32 °C e UR entre 50 e 70 %. Os maiores valores de ET_o ocorrem na primavera (5 mm dia^{-1}), principalmente na porção noroeste e os menores valores (1 mm dia^{-1}) no outono (abril e maio) e inverno (junho e julho).

A presença da ZCAS confere ao Sudeste um clima típico de monção, com dois períodos bem definidos com inverno (verão) seco (chuvoso), devido ao SMSA (REBOITA et al., 2010). Além disso, 25 a 70 % da umidade da região Norte é transportada para o Sudeste pelo JBN à leste dos Andes (MARENGO et al., 2004; DRUMOND et al., 2014). Sistemas como linhas de instabilidade, CCMs e VCANs também atuam nessa região. As linhas de instabilidade ocorrem principalmente no encontro do ar úmido do oceano com o ar seco do continente e os CCMs atuam principalmente sobre o oeste do estado de São Paulo (NETO, 2005). Os VCANs de origem subtropical formam-se em qualquer época do ano (inclusive no inverno) e atuam sobre as regiões Sudeste e Sul (item 1.3.1.5) do Brasil influenciando no regime de precipitação dessas regiões (PALMER, 1951). Além disso, a entrada de frentes frias, principalmente na porção sul, reduz as temperaturas ($T_{\text{mín}}$ e $T_{\text{máx}}$) e atuam na ocorrência de chuvas nesta região, principalmente nos meses de inverno (GARCIA et al., 2018). Isso justifica a variação temporal e espacial das variáveis de entrada dos métodos de estimativa da ET_o .

1.3.1.5. Região Sul

A região Sul apresenta variação sazonal entre as variáveis $T_{\text{mín}}$, $T_{\text{máx}}$, R_s , UR, u e ET_o , sendo os menores valores encontrados no inverno e maiores valores no verão (Figura 1.1). Os valores de $T_{\text{mín}}$ variam entre 10 e 18 °C , $T_{\text{máx}}$ entre 22 e 29 °C , R_s entre 10 e $20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, UR entre 70 e 80 % e u variando entre 1 e 2 m s^{-1} ao longo do ano. Os maiores valores de ET_o ocorrem no verão (5 mm dia^{-1}), principalmente na porção oeste do Rio Grande do Sul e os menores valores (1 mm dia^{-1}) no inverno. Os valores de ET_o são os menores quando comparados às demais regiões brasileiras, exceto nos meses de novembro, dezembro e

janeiro. Isso ocorre devido ao menor valor de T_{\min} , T_{\max} e R_s e maior UR e devido aos totais pluviométricos elevados e praticamente constantes ao longo do ano (RAO; HADA, 1990).

A região Sul apresenta clima subtropical, com precipitação constante e ausência de estação seca definida devido a atuação de sistemas frontais em todos os meses do ano e intensificados no inverno (KOUSKY, 1979), ciclones (MIKY FUNATSU et al., 2004), formação de CCMs principalmente no verão (REBOITA et al., 2010), bloqueios atmosféricos que impedem a passagem de sistemas de tempo (REBOITA et al., 2010), sistemas de circulação locais (BRAGA; KRUSCHE, 2000), influência indireta da ZCAS e sistemas ciclônicos em níveis médios conhecidos como vírgula invertida (BONATTI; RAO, 1987).

Os sistemas frontais se deslocam do Pacífico e seguem para o Nordeste do Brasil (KOUSKY, 1979). Na região Sul ocorrem pelo menos a atuação de quatro sistemas frontais por mês no inverno, causando precipitação e elevação da UR ou por atuarem na região ou por fornecerem condições para o desenvolvimento de linhas de instabilidade. Ciclones e frentes frias se desenvolvem devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis (REBOITA et al., 2010). O litoral sulista recebe a influência dos sistemas de circulação de brisa, pelo gradiente de temperatura entre continente e oceano (REBOITA et al., 2010). A ZCAS atua principalmente sobre o Sudeste brasileiro, podendo gerar movimentos subsidentes intensos no Sul ao longo do ano (NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997). Como a disponibilidade de umidade favorece a precipitação e os totais pluviométricos são praticamente constantes ao longo do ano, a região Sul apresenta valores de UR elevados o ano todo (~ 70 %) (Figura 1.1). Além disso, o El Niño causa chuvas excessivas no sul do Brasil durante a primavera e verão, que são favorecidas por um jato subtropical no sudeste da América do Sul (GRIMM et al., 1998) e por um JBN da América do Sul intensificado (VIEGAS et al., 2019). Esses sistemas justificam a variação temporal e espacial das variáveis de entrada, exceto de u , dos métodos de estimativa da ET_o .

1.3.2. Intercomparação entre os métodos de estimativa da evapotranspiração de referência no Brasil

1.3.2.1. Análise para o Brasil considerando os valores anuais de ET_o

Pela análise prévia entre os trinta métodos de estimativa da ET_o (Figura 1.3), observa-se que o RQME varia de $\pm 0,2$ a $4,7 \text{ mm dia}^{-1}$, com valores concentrados entre 1 e 3 mm dia^{-1} ; o MAPE varia de ± 5 a 120 %, concentrados entre 20 e 30 %; e o índice c varia entre valores

que indicam péssimo desempenho (~ 0) a ótimo desempenho ($\sim 0,9$). Pela análise da Figura 1.3, é possível perceber que quanto maior o IQR (e maior a distância das barras verticais), maior o valor (e discrepância) de RQME e MAPE e maior a diferença entre os valores observados e estimados de ET_o . Com relação aos IQRs de RQME e MAPE, os métodos que apresentaram as menores discrepâncias (RQME; MAPE) foram: *Ab* (0,70 mm dia⁻¹; 12 %), *Hg* (0,75 mm dia⁻¹; 13 %), *Rad_T* (0,70 mm dia⁻¹; 12 %) e *Tu* (0,50 mm dia⁻¹; 8 %), enquanto o método *TP* apresentou as maiores discrepâncias (RQME; MAPE) (4,2 mm dia⁻¹; 105 %). Já para o índice *c*, é possível observar que os métodos *Ab*, *Hg*, *Mk*, *Pm_Orig*, *Rad_T*, *SS* e *Tu* apresentaram desempenho moderado a ótimo (índice $c \geq 0,6$) e os métodos *BM*, *Cm*, *HS*, *Kh*, *Mr*, *MC*, *MB*, *Rm*, *TP*, *Tr* e *WMO* apresentaram péssimo desempenho (índice $c \leq 0,4$).

Resumidamente, foi possível classificar os trinta métodos de estimativa da ET_o (Tabela 1.1) em três estratos baseados na qualidade do ajuste (menor valor de RQME e MAPE e maior valor de índice *c*):

- I. Estrato I, de melhor desempenho, composto pelos métodos *Ab*, *Hg*, *Mk*, *Pm_Orig*, *Rad_T*, *SS* e *Tu*;
- II. Estrato II, de desempenho moderado, composto pelos métodos *Cp*, *GL*, *Hm*, *Hg_Mod*, *HS_Mod*, *HH*, *Hd*, *Iv*, *Pm*, *PT*, *Rad_G*, *Rad_L*;
- III. Estrato III, de desempenho fraco, composto pelos métodos restantes: *BM*, *Cm*, *HS*, *Kh*, *Mr*, *MC*, *MB*, *Rm*, *TP*, *Tr* e *WMO*.

Dessa forma, os métodos mais simples como: *Hm*, *Hd*, *Kh*, *MC* e *Rm*, que consideram apenas a variável T não foram precisos para estimar a ET_o , e não devem ser considerados como métodos alternativos para a estimativa da ET_o em locais que possuem dados disponíveis apenas de temperatura.

Os métodos *Hm* (índice $c \sim 0,33$) e *Kh* (índice $c \sim 0,40$) também não foram eficientes para a estimativa da ET_o em localidades da Serra da Mantiqueira (PEREIRA et al., 2009) e Jaboticabal (CAPORUSSO; ROLIM, 2015), ambas localizadas no Sudeste brasileiro. Adicionalmente, os métodos *Hd* (índice $c \sim 0,59$) e *Rm* (índice $c \sim 0,53$) não foram eficientes na estimativa da ET_o em diferentes regiões do Mato Grosso (TANAKA et al., 2016). A justificativa para a ineficiência desses métodos é devido as limitações na representatividade das condições climáticas para a ET_o baseando-se somente no comportamento de uma única variável (temperatura do ar ou radiação solar ou umidade relativa do ar ou velocidade do vento) (PEREIRA et al., 2009; ANTONOPOULOS; ANTONOPOULOS, 2017), uma vez que os diferentes sistemas meteorológicos atuantes influenciam nas condições climáticas e nas

variáveis de entrada e, conseqüentemente, no resultado da estimativa da ET_0 (TANAKA et al., 2016; FREITAS et al., 2018).

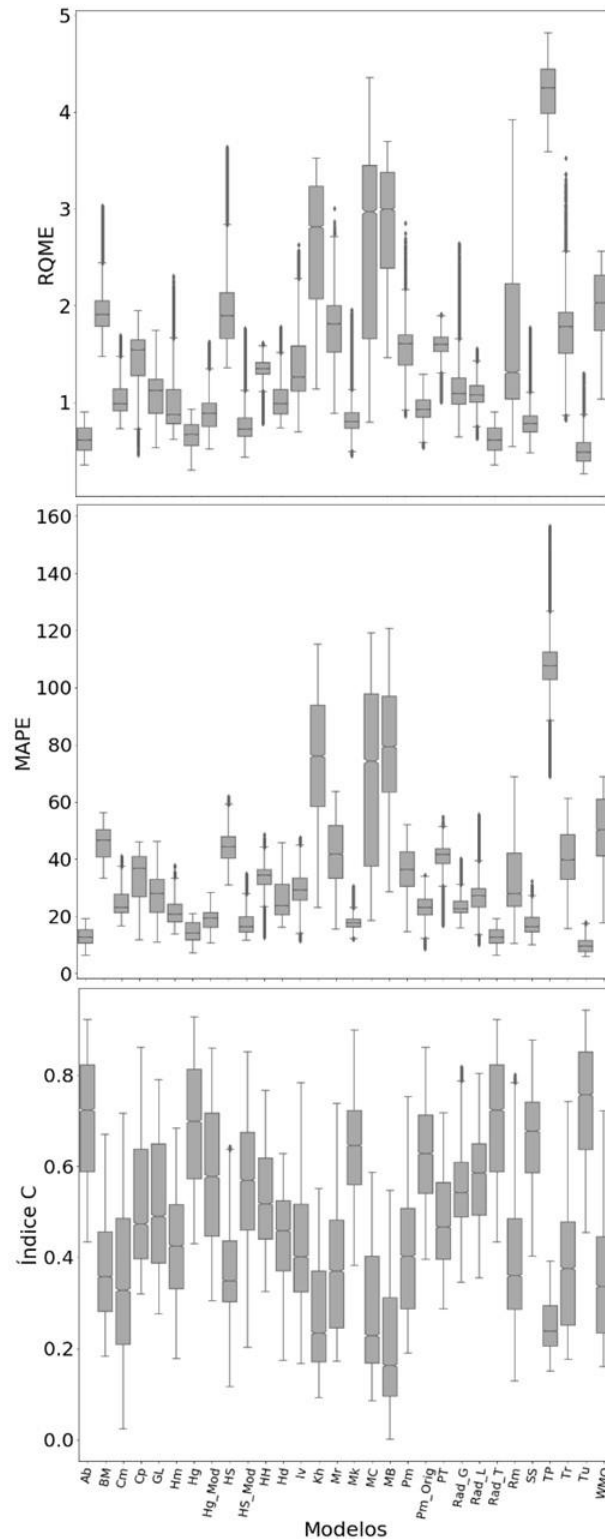


Figura 1.3. Valores diários da raiz do quadrado médio do erro (RQME; superior), erro percentual absoluto médio (MAPE; centro) e índice de desempenho c (inferior) entre os trinta métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, considerando todo o território brasileiro.

Após a análise prévia, os dez métodos de estimativa da ET_0 que apresentaram melhor desempenho (menor RQME e MAPE e índice $c > 0,55$) foram selecionados para uma análise pormenorizada, a qual foi realizada considerando os valores diários de ET_0 analisados de forma anual para todo o território brasileiro e para as regiões (Figura 1.5), assim como considerando os valores diários de ET_0 analisados de forma sazonal (Anexos 1-4). Esses dez métodos foram divididos em cinco grupos com base nas variáveis de entrada inseridas em suas relações funcionais (Tabela 1.1):

- I. Grupo I: dependentes da radiação solar (Rad_G e Mk);
- II. Grupo II: dependentes da combinação entre radiação solar e temperatura do ar (Ab , Hg , Rad_T e SS);
- III. Grupo III: dependentes da combinação entre radiação solar (ou extraterrestre), temperatura do ar e umidade relativa (Hg_{Mod} e Tu);
- IV. Grupo IV: dependente do saldo de radiação e fluxo de calor no solo (Rad_L);
- V. Grupo V: dependente da combinação entre saldo de radiação, fluxo de calor no solo, velocidade do vento e déficit de pressão de vapor (Pm_{Orig}).

A justificativa para o melhor desempenho de métodos que utilizam a radiação solar como variável de entrada deve-se ao fato dessa variável exercer forte influência na magnitude e na determinação da evapotranspiração (ANTONPOULOS; ANTONPOULOS, 2017; MONTEIRO; MARTINS, 2019). Mesmo assim, as medições da R_s são exclusivas de estações meteorológicas automáticas (MONTEIRO; MARTINS, 2019), sendo necessário obtê-las de banco de dados originados de interpolações, como os de Xavier et al. (2016), ou indiretamente através de métodos de estimativas (SILVA et al., 2012; LYRA et al., 2014; MACÊDO et al., 2016; SOUZA et al., 2017; MONTEIRO; MARTINS, 2019).

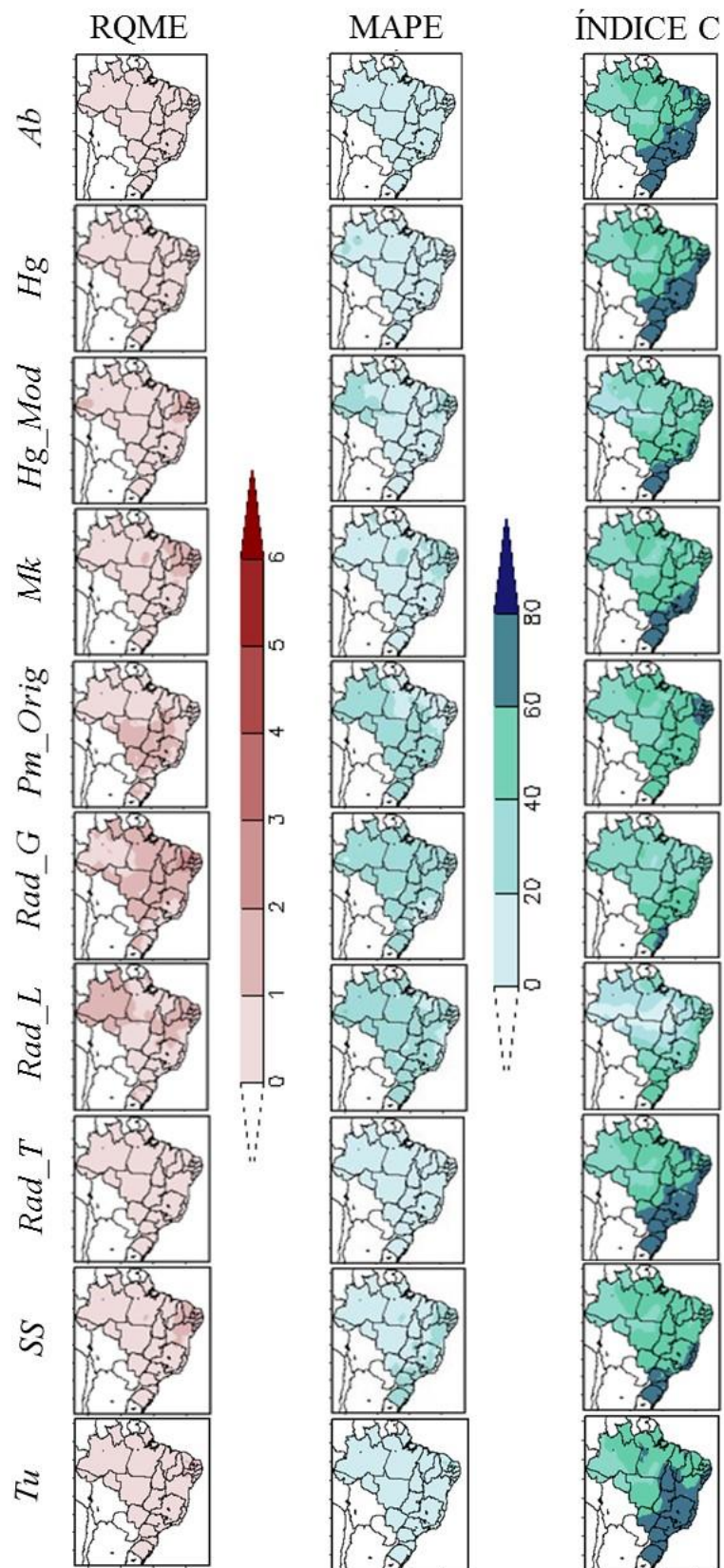


Figura 1.4. Padrão espacial do desempenho dos métodos para a estimativa da ET_o (mm dia^{-1}), considerando as estatísticas raiz do quadrado médio do erro (RQME), erro percentual absoluto médio (MAPE) e índice de desempenho c . Por brevidade, foram demonstrados somente os dez métodos que obtiveram melhor desempenho.

Pela análise prévia, foi possível observar que os métodos *Ab* e *Rad_T* (Grupo II) possuem sobreposição das fendas para as distribuições dos três parâmetros estatísticos (RQME, MAPE e índice *c*) (Figura 1.3). Isso significa que ambos os métodos são considerados semelhantes entre si na estimativa da ET_o , sendo métodos que consideram em diferentes relações funcionais a $T_{máx}$ e R_s e pertencem à mesma categoria de métodos. Mesmo assim, ambos foram coerentes na determinação da ET_o para todo o território brasileiro.

1.3.2.2. Análise por região considerando os valores anuais e sazonais de ET_o

Considerando todo o território brasileiro, assim como as cinco regiões brasileiras (Figura 1.5 e Figura 1.6), os métodos que apresentaram melhor desempenho considerando RQME, MAPE e índice *c* foram: *Tu*, *Ab* e *Rad_T* sendo pertencentes ao Grupo III e II, respectivamente. Os demais métodos (do melhor para o pior desempenho) foram: *Hg*, *SS*, *Mk*, *Pm_Orig*, *Hg_Mod*, *Rad_L* e *Rad_G*. Para todos os dez métodos, de modo geral, os melhores resultados estatísticos foram obtidos para a região Sudeste, com menor valor de RQME (0,3 a 1,2 mm dia⁻¹) e MAPE (7 a 30 %) e elevado valor de índice *c* (0,62 a 0,89); enquanto os piores resultados foram para a região Norte, com maior valor de RQME (0,5 a 1 mm dia⁻¹) e MAPE (10 a 26 %) e menor valor de índice *c* (0,44 a 0,64) (Figura 1.5). Esses desempenhos podem estar relacionados com a densidade das estações meteorológicas presentes nessas duas regiões (Sudeste = alta; Norte = baixa). As regiões Centro-Oeste, Nordeste e Sul apresentaram valor de RQME variante entre 0,35 e 1,4 mm dia⁻¹, MAPE entre 7 e 42 % e índice *c* entre 0,54 e 0,92.

Mesmo com a diferença de desempenho entre as regiões, foi possível classificar os métodos como aqueles que apresentaram desempenho fraco (índice *c* médio = 0,57): *Hg_Mod*, *Rad_L* e *Rad_G*; moderado (índice *c* médio = 0,66): *Hg*, *SS*, *Mk* e *Pm_Orig*; e bom (índice *c* médio = 0,73): *Tu*, *Ab* e *Rad_T*. Mesmo tendo os piores desempenhos, os métodos *Hg_Mod*, *Rad_L* e *Rad_G* foram considerados muito fraco para a região Norte (índice *c* ~ 0,45) a muito bom para a região Sul (índice *c* ~ 0,82). Já os métodos *Hg*, *SS*, *Mk* e *Pm_Orig* mesmo sendo considerados intermediários, obtiveram valores de índice *c* médio entre 0,58 (Norte), 0,67 (Centro-Oeste), 0,70 (Nordeste), 0,77 (Sudeste) e 0,84 (Sul); enquanto os métodos *Tu*, *Ab* e *Rad_T* obtiveram valores de índice *c* médio entre 0,61 (Norte), 0,74 (Centro-Oeste), 0,79 (Nordeste), 0,87 (Sudeste) e 0,91 (Sul).

Os métodos que apresentaram desempenho fraco, como o *Rad_G* (Grupo I) foi proposto por Tomar e O'Toole (1980) sendo considerado um método simples para estimar a ET_o pois inclui somente a radiação solar (Tabela 1.1) e foi desenvolvido para clima de monção. Pelos valores médios anuais de ET_o , esse método apresentou desempenho fraco para todo o território brasileiro (RQME = 1,1 mm dia⁻¹; MAPE = 21 % e índice $c = 0,54$) e para as cinco regiões (índice c variando entre 0,50 (Norte) e 0,77 (Sul)) (Figura 1.5). O *Rad_G* estimou razoavelmente a ET_o para a região norte fluminense, Rio de Janeiro (índice $c \sim 0,70$) (MENDONÇA et al., 2003) e para Jaboticabal, São Paulo (índice $c \sim 0,82$) (CAPORUSSO; ROLIM, 2015). No entanto, apresentou desempenho moderado (índice $c = 0,64$) para estimar a ET_o em Chapadão do Sul (Centro-Oeste) (CUNHA et al., 2013), com subestimativa da ET_o para valores $> 2,5$ mm dia⁻¹. Mesmo que a ET_o acompanhe o comportamento diário da R_s , ou seja, quando R_s aumenta (diminui) a ET_o tende a aumentar (diminuir) (Figura 1.1) (ANTONOPOULOS; ANTONOPOULOS, 2017), a inclusão apenas dessa variável não conseguiu captar adequadamente a variação da ET_o para o território brasileiro. Isso ocorre em função da grande variação climática e pela variabilidade espacial e temporal diária da ET_o (PEREIRA et al., 2009; TANAKA et al., 2016).

Semelhante ao *Rad_G*, o método *Rad_L* (pertencente ao Grupo IV) também apresentou desempenho fraco (RQME $\sim 0,97$ mm dia⁻¹, MAPE ~ 22 % e índice $c \sim 0,57$) na estimativa da ET_o para o território brasileiro e para as cinco regiões, tanto para valores médios anuais (Figura 1.5) quanto sazonais de ET_o (Anexos 1-4). Um dos motivos para o *Rad_L* não apresentar bom desempenho é que ele utiliza exclusivamente o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo, que são medidas praticamente indisponíveis em banco de dados meteorológicos e por essa razão são obtidos indiretamente por equações (Tabela 1.2). Estudo realizado em Chapadão do Sul (Centro-Oeste) (CUNHA et al., 2013), apresentou tendência em subestimar os valores de ET_o acima de 2 mm dia⁻¹, sendo que na maioria das regiões brasileiras (Figura 1.1) são observados valores diários de ET_o entre 2 e 4 mm dia⁻¹. Portanto, é um método que deve ser refutado, já que apresenta erros e subestima a ET_o , além de utilizar como dados de entrada variáveis que são obtidas indiretamente (R_n e G).

Já o método *Hg_Mod* (Grupo III) possui a inclusão das variáveis radiação solar, temperatura do ar e umidade relativa (Tabela 1.1). Por esse motivo, em teoria, consegue estimar a ET_o para localidades que possuem grandes oscilações diurnas de temperatura do ar e umidade relativa, devido ao aquecimento diurno diferenciado, exatamente o que ocorre em todo o território brasileiro (Figura 1.1). Como o método *Hg_Mod* não apresenta uma condição que diferencie regiões úmidas e secas pela inserção da UR, provavelmente esse deve ter sido

o motivo pelo qual o método foi impreciso na estimativa da ET_o . No entanto, o Hg_Mod apresentou desempenho fraco para todas as regiões brasileiras, exceto para a região Sul (Figuras 1.4 e 1.5) e não conseguiu representar adequadamente o comportamento sazonal da ET_o entre as regiões (Anexos 1-4), com valores de RQME entre 0,65 (Sudeste) e 0,95 (Norte) mm dia^{-1} , MAPE entre 14 (Sudeste) e 20 (Norte) % e índice c entre 0,45 (Norte) e 0,82 (Sul). Estudos como os de Back (2008), realizado para Urussanga (região Sul), apresentaram subestimativa para valores mensais de ET_o a partir de 1 mm dia^{-1} , no entanto, o desempenho foi superior ao deste estudo (índice $c \sim 0,76$) (BACK, 2008). Para os estudos de Camargo e Sentelhas (1997) e Conceição (2010), ambos para o estado de São Paulo, Hg_Mod apresentou um desempenho intermediário, com índice c de 0,71 e 0,79, respectivamente.

Dentre os métodos que apresentaram desempenho moderado (Hg , SS , Mk e Pm_Orig) (Figura 1.5), o Pm_Orig (Grupo V) foi o pior deles, seguido pelo Mk (Grupo I) e SS (Grupo II). Exceto para o Nordeste, Pm_Orig não foi eficiente na estimativa da ET_o nas demais regiões brasileiras (Figura 1.5 e Anexos 1-4), com RQME $\sim 0,9 \text{ mm dia}^{-1}$ e MAPE $\sim 22 \%$. Esse resultado discorda de Pereira et al. (2009) para a Serra da Mantiqueira, Bragança et al. (2010) para o Espírito Santo e Caporusso e Rolim (2015) para Jaboticabal, todos na região Sudeste do Brasil, nos quais o Pm_Orig apresentou desempenho muito bom, com índice c de 0,9; 0,78 e 0,98, respectivamente. Esperava-se que o Pm_Orig resultasse em melhor desempenho na estimativa da ET_o em todas as regiões brasileiras, justamente pelo fato de considerar como variáveis de entrada o saldo de radiação, fluxo de calor no solo, velocidade do vento e déficit de pressão de vapor. No entanto, resultados semelhantes foram obtidos por Valipour et al. (2017) para regiões áridas (RQME = $9,52 \text{ mm dia}^{-1}$), semiáridas (RQME = $4,74 \text{ mm dia}^{-1}$) e mediterrâneas (RQME = $5,32 \text{ mm dia}^{-1}$) do Irã. Nesse sentido, de acordo com Carvalho et al. (2015), o efeito da u na estimativa da ET_o é relativamente pequeno, exceto para zonas áridas e com valores de u elevados, sendo uma característica presente na região Nordeste do Brasil. Portanto, o método Pm_Orig apresentou bons resultados apenas no Nordeste, uma vez que essa região apresenta a maior intensidade de u ($1,5$ a 3 m s^{-1}) (Figura 1.1). Adicionalmente, a falta de qualidade de ajuste nas demais regiões pode ser explicada pela qualidade dos dados de u provenientes do banco de dados de Xavier et al. (2016), que são os menos precisos do banco de dados (índice de correlação variando entre 0,4 e 0,6) (XAVIER et al., 2016). A menor precisão dos dados de u quando comparado aos demais dados pode ser devido aos valores ausentes nas estações meteorológicas ou ao fato do banco de dados de Xavier et al. (2016) não considerar na interpolação os efeitos topográficos que influenciam na u (XAVIER et al., 2016). Além disso, assim como Rad_L , o Pm_Orig possui

como dado de entrada o R_n e G que são obtidos indiretamente por equações (Tabela 1.2), pois são praticamente indisponíveis em banco de dados meteorológicos.

O método *Mk* - pertencente ao Grupo I - apresentou pior desempenho no Norte (RQME = 0,8 mm dia⁻¹, MAPE = 17 % e índice $c = 0,57$) e Nordeste (RQME = 0,9 mm dia⁻¹, MAPE = 19 % e índice $c = 0,66$). O método *Mk* é uma simplificação do método de Penman (1948) e foi desenvolvido para as condições de clima temperado da Holanda (ALENCAR et al., 2015), o qual considera a radiação solar e um fator relacionado a curva de saturação. Estudos como os realizados por Antonopoulos e Antonopoulos (2017) para o norte da Grécia (RQME = 0,96 mm dia⁻¹), Caporusso e Rolim (2015) para Jaboticabal, São Paulo (MAPE médio = 17,2 %) e Pereira et al. (2009) para a Serra da Mantiqueira (índice $c \sim 0,75$), ambos localizados no Sudeste brasileiro, e por Sousa et al. (2010) para diferentes localidades do Sergipe, Nordeste brasileiro (índice c médio $\sim 0,70$), obtiveram boas estimativas para a ET_o pelo *Mk*. Por outro lado, o método *Mk* obteve péssimo desempenho para as condições climáticas do Irã (RQME = 1,82 mm dia⁻¹) (GAVILI et al., 2018), para a localidade de Chapadão do Sul (RQME = 2,5 mm dia⁻¹) e para várias localidades do estado de Mato Grosso (RQME médio = 2,67 mm dia⁻¹) (TANAKA et al., 2016), todas localizadas no Centro-Oeste brasileiro. Para o Irã, *Mk* subestimou os valores de ET_o para todas as estações do ano, enquanto para as localidades brasileiras superestimou nos valores acima de 2 mm dia⁻¹ (CUNHA et al., 2013; TANAKA et al., 2016). Portanto, devido ao seu desempenho, é um método que também deve ser refutado.

Já o método *SS* - pertencente ao Grupo II - apresentou desempenho muito bom na região Sul e parte litorânea do Sudeste, com valores de RQME $\sim 0,8$ mm dia⁻¹, MAPE ~ 24 % e índice $c \sim 0,83$. No entanto, nas demais regiões brasileiras seu desempenho foi considerado moderado, com valores de RQME $\sim 0,8$ mm dia⁻¹, MAPE ~ 16 % e índice $c \sim 0,65$. O método *SS* também apresentou desempenho intermediário para Chapadão do Sul, Mato Grosso do Sul (índice $c = 0,80$) (CUNHA et al., 2013) e Londrina, Paraná (índice $c = 0,83$) (SILVA et al., 2017). Apesar de apresentar desempenho de moderado a muito bom nas regiões brasileiros, seu uso deve ser evitado na presença de outros métodos de estimativa da ET_o mais eficientes.

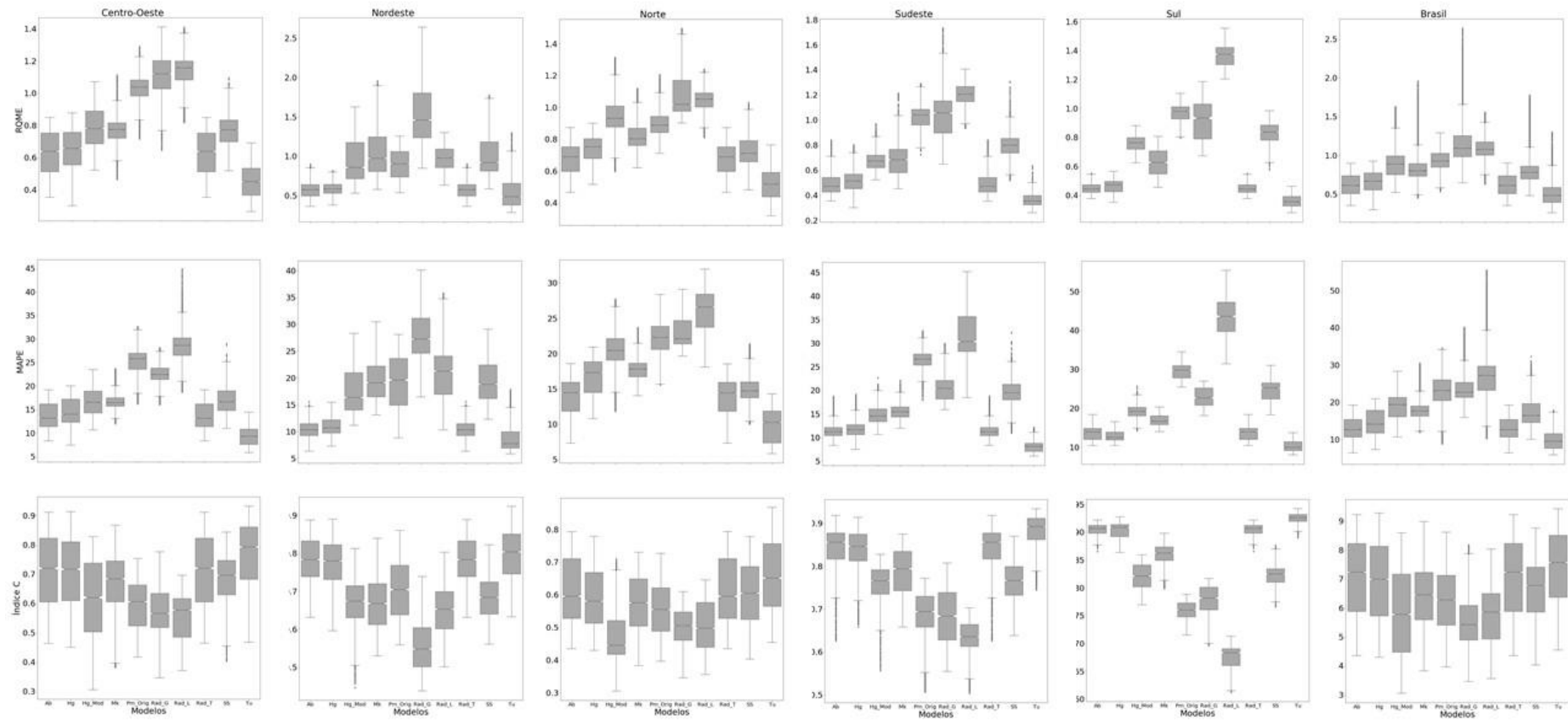


Figura 1.5. Distribuição das estatísticas raiz do quadrado médio do erro (RQME; primeira linha), erro percentual absoluto médio (MAPE; segunda linha) e índice c (terceira linha) para as cinco regiões (cinco primeiras colunas) e todo território brasileiro (última coluna), considerando os dez métodos de estimativa da evapotranspiração que apresentaram melhor desempenho.

Os métodos *Hg*, *Rad_T* e *Ab*, todos pertencentes ao Grupo II, apresentaram desempenho muito bom a ótimo para todo o território brasileiro e para as cinco regiões brasileiras (Figuras 1.5 e 1.6). Esses métodos estimam a ET_o a partir da radiação solar e temperatura do ar (Tabela 1.1) e, obtiveram baixos valores de RQME entre 0,42 (Sul) e 0,79 (Norte) mm dia^{-1} , MAPE 11 (Sudeste) e 17 (Norte) % e índice c entre 0,58 (Norte) e 0,91 (Sul). Esses métodos, especialmente o *Ab* e *Rad_T*, também conseguiram captar e explicar o comportamento sazonal da ET_o (Anexos 1-4).

O método *Hg* foi inicialmente desenvolvido para locais de clima árido e semiárido (ALENCAR et al., 2015; SILVA et al., 2018). Justamente por isso, apresenta desempenho muito bom no Nordeste (Figura 1.6) e, além dos métodos *Ab* e *Rad_T*, é o terceiro método (considerando o Grupo II) que apresenta melhor desempenho nas regiões Nordeste (índice $c \sim 0,77$), Centro-Oeste (índice $c \sim 0,71$), Sudeste (índice $c \sim 85$) e, principalmente Sul (índice $c \sim 0,91$). Na região Sul há sobreposição de fendas com os métodos *Ab* e *Rad_T* (Figura 1.5). Justamente por isso, os três métodos apresentam similaridade nos valores de RQME, MAPE e índice c (Figura 1.4) e conseqüentemente são similares na estimativa da ET_o para essa região. Estudos realizados em localidades de Santa Catarina (índice $c \sim 0,90$) (BACK, 2008) e localidades de Sergipe (índice $c \sim 0,87$) (SOUSA et al., 2010) também demonstram bom desempenho na estimativa da ET_o para escala diária e mensal com o método *Hg*.

Já o *Ab* foi desenvolvido para condições climáticas do Sul da Flórida e considera a $T_{\text{máx}}$ e R_s , apresentando baixos valores de RQME (0,42 a 0,7 mm dia^{-1}) e MAPE (11 a 14 %) e elevados valores de índice c (0,59 a 0,91). Como o Sul da Flórida é predominantemente úmido (ABTEW, 1996), somente a inclusão de ambas as variáveis foram suficientes para estimar a ET_o com precisão. No entanto, o *Ab* também apresentou bom desempenho, sendo considerado o melhor método para estimar a ET_o nas regiões semiáridas do Irã (RQME = 0,83 mm dia^{-1}) (VALIPOUR et al., 2017). Portanto, possui capacidade em captar a ET_o em diferentes condições climáticas, assim como para regiões que apresentam grande variabilidade temporal e espacial, principalmente de $T_{\text{máx}}$ e R_s , exatamente o que ocorre nas cinco regiões brasileiras (Figura 1.1).

Adicionalmente, o método *Rad_T* também apresentou desempenho muito bom (índice c variando entre 0,59 a 0,91) para as regiões brasileiras, considerando os valores médios anuais (Figura 1.5) e os valores sazonais (Anexos 1-4) com destaque para as regiões Sudeste e Sul, classificado como ótimo desempenho, com RQME médio = 0,46 mm dia^{-1} , MAPE médio = 16 % e índice c médio = 0,88. Apresenta sobreposição de fendas para as distribuições de RQME, MAPE e índice c com o método *Ab* em todas as regiões (Figuras 1.3 e 1.5), sendo

considerados métodos semelhantes e ao mesmo tempo precisos na estimativa da ET_o . Estudo feito em Chapadão do Sul, Mato Grosso do Sul, localizado no Centro-Oeste apresentou desempenho muito bom (índice $c \sim 0,80$), sendo considerado um dos melhores métodos na estimativa da ET_o (CUNHA et al., 2013). Ambos métodos (Ab e Rad_T) apresentam resultados estatísticos próximos entre si (Figura 1.5) devido a semelhança em suas relações funcionais (Tabela 1.1), além disso, esses métodos podem ser utilizados eficientemente para o território brasileiro quando disponíveis apenas os dados de $T_{máx}$ e R_s .

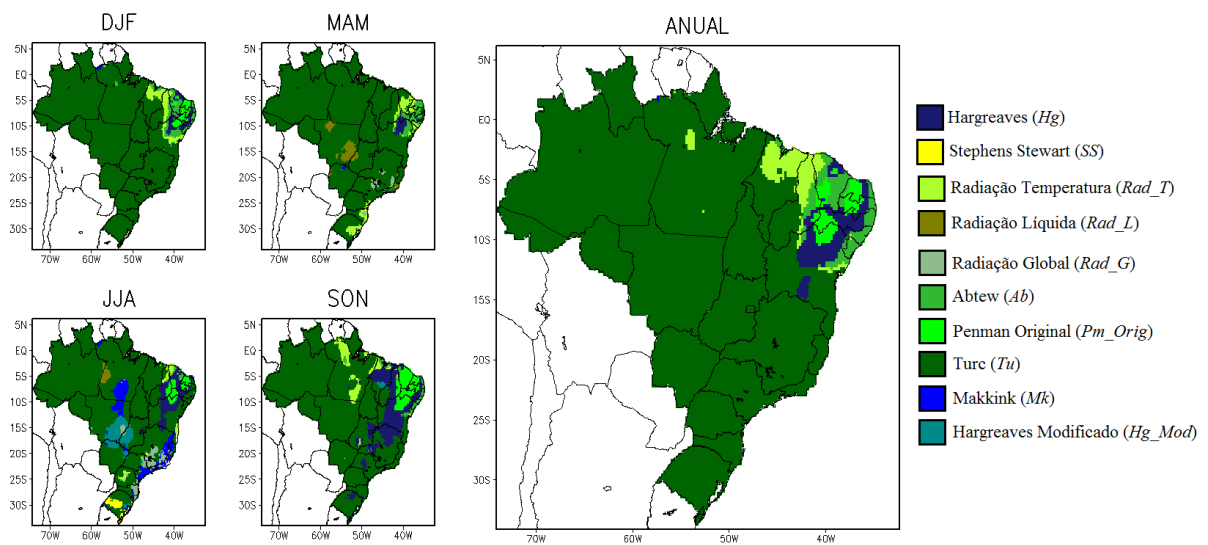


Figura 1.6. Distribuição espacial do comportamento dos melhores métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para os valores médios sazonais (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e médios anuais.

Considerando os valores diários de ET_o analisados de forma anual para todo o território brasileiro (Figuras 1.4 e 1.5) e para as regiões (Figura 1.5), assim como considerando os valores diários de ET_o analisados de forma sazonal (Anexos 1-4), foi possível detectar a superioridade do método Tu em relação a todos os métodos de ET_o testados (Tabela 1.1). Além disso, o método Tu não apresenta sobreposição de fendas com nenhum outro método (Figuras 1.3 e 1.5, Anexos 1-4), sendo considerado estatisticamente diferente dos demais. Os valores de RQME (MAPE) foram semelhantes entre as cinco regiões, com valores entre 0,3 (Sudeste) e 0,5 (Norte) $mm\ dia^{-1}$ (8 (Sudeste) e 10 (Norte) %). O desempenho de Tu foi considerado: ótimo para as regiões Sul (índice $c \sim 0,93$) e Sudeste (índice $c \sim 0,89$), muito bom para o Centro-Oeste (índice $c \sim 0,79$) e Nordeste (índice $c \sim 0,8$) e moderado para o Norte (índice $c \sim 0,65$). Tu possui a inclusão de dados de entrada (temperatura do ar, radiação

solar global e umidade relativa do ar) que possuem influência direta na ET_0 (ANTONOPOULOS; ANTONOPOULOS, 2017; VALIPOUR et al., 2017), sendo o método mais apropriado para determinar a ET_0 em todo o território brasileiro, independente da estação do ano e variabilidade climática. Portanto, a escolha do melhor método de estimativa da ET_0 se deve preferencialmente pelo método Tu considerando todo o território brasileiro, porém, na ausência de dados de UR, deve-se optar pelos métodos Ab ou Rad_T devido sua simplicidade, disponibilidade de variáveis de entrada e eficiência de uso.

Estudos realizados em outros lugares do mundo e também no Brasil demonstraram a superioridade do método de Tu em diferentes estações do ano e condições climáticas. Como exemplos, para as condições climáticas do Irã (correlação $\geq 0,91$) (VALIPOUR et al., 2017), Louisiana, Estados Unidos (RQME = $0,77 \text{ mm dia}^{-1}$) (ROJAS; SHEFFIELD, 2013) e Flórida (correlação $\sim 0,88$) (ARMANI et al., 2018). No Brasil, o método Tu estimou eficientemente a ET_0 para o estado do Mato Grosso, localizado no Centro-Oeste (TANAKA et al., 2016) (índice $c \sim 0,92$); Jaboticabal, São Paulo (índice $c \sim 0,79$), algumas regiões do Sudeste (índice c variando entre $0,74$ e $0,95$) (CAPORUSSO; ROLIM, 2015; CARVALHO et al., 2015) e para condições climáticas da Bahia, Nordeste (índice $c \sim 0,81$) (TAGLIAFERRE et al., 2010). Além de ser um método preciso, apresenta vantagens, pois considera dados frequentemente disponíveis nas estações meteorológicas e outros bancos de dados meteorológicos, como os disponibilizados pelo *Climate Prediction Center* e *Climatic Research Unit* ou provenientes de reanálises (MOREIRA et al., 2018; SORENSSON; RUSCICA, 2018), resultando em estimativas diretas e representativas (GHARBIA et al., 2018). Adicionalmente esses dados de entrada são disponíveis nos modelos de projeções climáticas, aumentando a funcionalidade desse método, devido a aplicabilidade em estudos dos impactos provenientes das mudanças climáticas na ET_0 .

Além disso, o método de Tu , por considerar a estimativa da ET_0 através de valores pontuais e mais refinados, foi superior aos métodos que utilizam sensoriamento remoto e modelagem baseada em processos, os quais podem apresentar resolução espacial e temporal mais grosseira (JOVANOVIC; ISRAEL, 2012; WANG; DICKINSON, 2012). Enquanto o método de Tu apresentou valores baixos de RQME $\leq 0,5 \text{ mm dia}^{-1}$, o uso de produtos advindos de sensoriamento remoto, reanálise e modelos baseados em processos (*land surface models*) obtiveram um erro maior na obtenção da ET_0 . Mesmo sendo escassos, os poucos trabalhos existentes, como os de Sorensson e Ruscica (2018), apresentaram anomalias na obtenção da $ET_0 \geq 2 \text{ mm dia}^{-1}$ para todas as regiões do Brasil, chegando a 3 mm dia^{-1} no extremo norte do país, com os produtos advindos de sensoriamento remoto. Além disso,

anomalias entre 1 e 1,8 mm dia⁻¹ foram encontradas utilizando dados oriundos de modelos baseados em processos, e ~ 2 mm dia⁻¹ com dados obtidos de reanálise (SORENSSON; RUSCICA, 2018). O cálculo da evapotranspiração utilizando dados meteorológicos de reanálise e dados de sensoriamento remoto também foram estudados por Moreira et al. (2018), para a região Amazônica e Cerrado brasileiro. Os resultados demonstraram fraco desempenho na estimativa, com índice de correlação variando de 0,07 a 0,52, inferindo que as discrepâncias entre os dados meteorológicos de reanálise e dados de sensoriamento remoto quando comparados com dados observados pode estar relacionado principalmente às imprecisões associadas aos dados de entrada quando se trata de estimativa da evapotranspiração (MOREIRA et al., 2018).

1.4. CONCLUSÃO

Dos trinta métodos de ET_o analisados neste estudo, somente dez foram considerados aceitáveis para estimar a ET_o para todo o território brasileiro. Mesmo com diferenças observadas no desempenho da estimativa da ET_o entre as regiões, foi possível identificar que os métodos denominados Radiação Global (*Rad_G*), Radiação Líquida (*Rad_L*) e Hargreaves Modificado (*Hg_Mod*) apresentaram desempenho fraco, com maiores valores de RQME (~ 1,1 mm dia⁻¹) e MAPE (~ 23 %) e menores valores de índice *c* (~ 0,57). Os métodos denominados Penman-Original (*Pm_Orig*), Makkink (*Mk*), Stephens Stewart (*SS*) e Hargreaves (*Hg*) apresentaram desempenho moderado, com valores intermediários de RQME (~ 0,76 mm dia⁻¹), MAPE (~ 18 %) e índice *c* (~ 0,66). Já os métodos Abtew (*Ab*), Radiação Temperatura (*Rad_T*) e Turc (*Tu*) apresentaram os melhores desempenhos, com menores valores de RQME (~ 0,57 mm dia⁻¹) e MAPE (~ 12 %) e maiores valores de índice *c* (~ 0,73).

Dos três métodos, o método de *Tu* foi considerado o mais eficiente na estimativa da ET_o em todo o território brasileiro, com valores das estatísticas semelhantes entre as cinco regiões, com menor RQME (~ 0,5 mm dia⁻¹) e MAPE (~ 10 %) e maior valor de índice *c* (0,65 a 0,93). Além disso, não apresentou sobreposição de fendas com nenhum outro método, sendo diferente de todos os outros analisados. Sua principal vantagem consiste na combinação de dados de entrada facilmente medidos nas estações meteorológicas e presentes nos modelos de projeções climáticas, facilitando a utilização desse método em estudos relacionados aos impactos provenientes das mudanças climáticas na ET_o . Porém, na possível ausência de dados de umidade relativa, deve-se optar pela utilização dos métodos *Ab* ou *Rad_T* que consideram,

em semelhantes relações funcionais, apenas as variáveis temperatura do ar e radiação solar global e apresentaram ótimos resultados (índice c médio = 0,88).

A contribuição científica deste trabalho se deve, primeiramente, à lacuna de estudos dessa natureza realizados no Brasil. Além disso, foi possível identificar um método preciso na estimativa da ET_0 que considera dados observados para pontos de grade, os quais possuem maior resolução espacial e temporal, e que ao mesmo tempo possuem fundamento biofísico, uma vez que considera na sua formulação as resistências do solo e da planta. Outro ponto positivo foi que os estudos existentes no Brasil são realizados para escala local e regional, desconsiderando a macroescala. Além disso, utilizam séries temporais curtas e insuficientes para a análise de desempenho (entre 2 e 5 anos) e não trabalham com um número elevado e diversificado de métodos de estimativa da ET_0 . Por outro lado, a adição da análise sazonal mostrou que existe um padrão entre o desempenho dos métodos. Essa verificação não foi realizada anteriormente para todo o território brasileiro simultaneamente e apresenta outra contribuição científica deste trabalho. Embora este estudo compare métodos amplamente utilizados na literatura, é importante enfatizar que qualquer melhoria nas relações funcionais só pode ser realizada através da avaliação (e calibração) dos métodos. Nosso trabalho não levou em consideração os efeitos das mudanças climáticas no comportamento da ET_0 , que será analisado no segundo capítulo.

1.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABTEW, W. Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in South Florida. **Water Resources Bulletin**, v.32, n.3, p.465-473, 1996.
- ALENCAR, L. P. de.; SEDIYAMA, G. C.; MANTOVANI, E. C. Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0 padrão FAO), para Minas Gerais, na ausência de alguns dados. **Revista Engenharia Agrícola**, v.35, n.1, p.39-50, 2015.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 333p. (FAO – Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMOROX, J.; SENATORE, A.; QUEJ, V. H.; MENDICINO G. Worldwide assessment of the Penman-Monteith temperature approach for the estimation of monthly reference evapotranspiration. **Theoretical and Applied Climatology**, v.131, p.693-703, 2018.
- ALMOROX, J.; QUEJ, V. H.; MARTÍ, P. Global performance ranking of temperature-based approaches for evapotranspiration estimation considering Köppen climate classes. **Journal of Hydrology**, v.528, p.514-522, 2015.
- ANTONOPOULOS, V. Z.; ANTONOPOULOS, A. V. Daily reference evapotranspiration estimates by artificial neural networks technique and empirical equations using limited input climate variables. **Computers and Electronics in Agriculture**, v.132, p.86-96, 2017.

- ARMANI, F. A. S.; FREITAS, L. A. de.; MOREIRA, V. S. Avaliação do método de Turc para a estimativa da evapotranspiração de um ambiente litorâneo. **Revista Técnico-Científica**, Edição Especial, p.1-10, 2018.
- BACK, A. J. Desempenho de métodos empíricos baseados na temperatura do ar para a estimativa da evapotranspiração de referência em Urussanga, SC. **Irriga**, v.13, n.4, p.449-466, 2008.
- BLANEY, H. F.; MORIN, K. V. Evaporation and consumptive use of water empirical formulas. **Transaction American Geophysical Union**, v.23, n.1, p.76-83, 1942.
- BONATTI, J. P.; RAO, V. B. Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.44, p.2657-2667, 1987.
- BRAGA, M. F. S.; KRUSCHE, N. Padrão de Ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Revista Atlântica**, v.22, p.27-40, 2000.
- BRAGANÇA, R.; REIS, E. F.; GARCIA, G. O.; PEZZOPANE, J. E. M. Estudo comparativo da estimativa da evapotranspiração de referência no período chuvoso para três localidades no estado do Espírito Santo. **Idesia**, v.28, n.2, p.21-29, 2010.
- BRUIN, H. A. R. de.; KEIJMAN, J. Q. The Priestley-Taylor evapotranspiration model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, p.898-903, 1979.
- BRUIN, H. A. R. de.; STRICKER, J. N. M. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. **Hydrological Sciences Journal**, v.45, n.3, p.391-406, 2000.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, p.89-97, 1997.
- CAPORUSSO, N. B.; ROLIM, G. de. S. Reference evapotranspiration models using different time scales in the Jaboticabal region of São Paulo, Brazil. **Acta Scientiarum Agronomy**, v.37, n.1, p.1-9, 2015.
- CAPRIO, J. M. The solar thermal unit concept in problems related to plant development and potential evapotranspiration. In: LIETH, H. (Ed.) **Phenology and Seasonality Modeling**. Berlin: Springer Verlag, 1974. p.353-364.
- CARDOSO, G. M.; JUSTINO, F. Simulação dos componentes da evapotranspiração sob condições climáticas atuais e de cenários climáticos futuros de aquecimento global com o uso de modelos de clima-vegetação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, p.85-95, 2014.
- CARVALHO, D. F. de.; ROCHA, H. S. da.; BONOMO, R.; SOUZA, A. P. de. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir de dados meteorológicos limitados. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.50, p.1-11, 2015.
- CONCEIÇÃO, M. A. F. Evapotranspiração de referência com base na radiação solar global estimada pelo método de Bristow-Campbell. **Engenharia Agrícola**, v.30, p.619-626, 2010.
- CUNHA, F. F. da.; MAGALHÃES, F. F.; CASTRO, M. A. de. Métodos para estimativa da evapotranspiração de referência para Chapadão do Sul – MS. **Engenharia na Agricultura**, v.21, n.2, p.159-172, 2013.
- DANTAS, G. de. F.; OLIVEIRA, V. M. R. de.; DALRI, A. B.; PALARETTI, L. F.; SANTOS, M. G. dos.; FARIA, R. T. de. Desempenho de métodos na estimativa de

- evapotranspiração de referência para o estado da Paraíba, Brasil. **Irriga**, v.21, n.3, p.481-490, 2016.
- DEWES, C. F.; RANGWALA, I.; BARSUGLI, J. J.; HOBBS, M. T.; KUMAR, S. Drought risk assessment under climate change is sensitive to methodological choices for the estimation of evaporative demand. **Plos One**, p.1-22, 2017.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Crop water requirements**. Rome: FAO, 1977. 143p. (Irrigation and Drainage paper, 24).
- DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.18, p.2577-2598, 2014.
- DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **Journal of Geophysical Research**, v.113, 2008.
- FAN, J.; WU, L.; ZHANG, F.; XIANG, Y.; ZHENG, J. Climate change effects on reference crop evapotranspiration across different climatic zones of China during 1956-2015. **Journal of Hydrology**, v.542, p.923-937, 2016.
- FREITAS, P. A. S. de.; OLIVEIRA, L. M. M.; BARBOSA, R. F. de. S.; URSULINO, B. S.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Evapotranspiração de referência diária por diferentes modelos na bacia hidrográfica do Rio Capibaribe (Pernambuco – Brasil). **Revista Brasileira de Meio Ambiente**, v.4, n.1, p.35-45, 2018.
- GARCIA, S. R.; SANTOS, D. F. dos.; MARTINS, F. B.; TORRES, R. R. Aspectos climatológicos associados ao cultivo da oliveira (*Olea Europaea L.*) em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.22, p.188-209, 2018.
- GAVILI, S.; SANIKHANI, B.; KISIC, O.; MAHMOUDI, M. H. Evaluation of several soft computing methods in monthly evapotranspiration modelling. **Meteorological Applications**, v.25, p.128-138, 2018.
- GHARBIA, S. S.; SMULLEN, T.; GILL, L.; JOHNSTON, P.; PILLA, F. Spatially distributed potential evapotranspiration modeling and climate projections. **Science of the Total Environment**, v.633, p.571-592, 2018.
- GOMES, D. P.; CARVALHO, D. F. de.; OLIVEIRA NETO, D. H. de.; SANTOS, C. A. B. dos. Estimativa da temperatura do ar e da evapotranspiração de referência no estado do Rio de Janeiro. **Irriga**, v.19, p.302-314, 2014.
- GOMES FILHO, R. R.; SOUZA, L. G. de.; SANTOS, I. L. N.; SANTOS, K. V.; OLIVEIRA, D. T. B. de.; SILVA, D. T. da. Estimativa da evapotranspiração de referência do estado de Sergipe. **Scientia Plena**, v.13, n.10, p.1-9, 2017.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.11, n.11, p.2863-2880. 1998.
- GUO, D.; WESTRA, S.; MAIER, H. R. Sensitivity of potential evapotranspiration to changes in climate variables for different Australian climatic zones. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.21, p.2107-2126, 2017.
- HAMON, W. R. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Hydraulics Division ASCE**, v.87, n.3, p.107-120, 1961.

- HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A., Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature. **Applied Engineering in Agriculture**, v.1, n.2, p.96–107, 1985.
- HARGREAVES, G. H. Estimation of potential and crop evapotranspiration. **American Society of Agricultural Engineers**, v.17, n.4, p.701-704, 1974.
- HAYLOCK, M. R.; HOFSTRA, N.; KLEIN, A. M. G. T.; KLOK, E. J.; JONES, P. DP.; NEW, M. A Europe and daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.130, p.1-12, 2008.
- HOLDRIDGE, L. R. Simple method for determining potential evapotranspiration from temperature data. **Science**, v.130, 1959.
- JACOBS, J. M.; SATTI, S. R. **Evaluation of reference evapotranspiration methodologies and afsirs crop water use simulation model**. 2001. 122p. Final Technical Report (Department of Civil and Coastal Engineering) – University of Florida, Gainesville, 2001.
- JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. de.; SILVA, L. de. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate Dynamics**, p.1-14, 2019.
- JOVANOVIC, N.; ISRAEL, S. Critical review of methods for the estimation of actual evapotranspiration in hydrological models. **Evapotranspiration – Remote Sensing and Modeling**, Capítulo 15, p.329-350, 2012.
- KOUSKY, E. V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.108, p.488-498, 1980.
- KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, p.1140-1153, 1979.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.36, n.6, p.538-551, 1981.
- LANG, D.; ZHENG, J.; SHI, J.; LIAO, F.; MA, X.; WANG, W.; CHEN, X.; ZHANG, M. A comparative study of potential evapotranspiration estimation by eight methods with FAO Penman-Monteith method in Southwestern China. **Water**, v.9, p.1-18, 2017.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. **Journal of Climate**, v.8, p.2988-3005, 1995.
- LI, W.; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF Re-Analysis. **Earth and Atmospheric Sciences**, v.17, p.2637-2651, 2004.
- LIMA JUNIOR, J. C. de.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B. de.; NASCIMENTO, F. A. L. do.; MACÊDO, K. G. de. Parametrização da equação de Hargreaves e Samani para estimativa da evapotranspiração de referência no estado do Ceará, Brasil. **Revista Ciência Agrônômica**, v.47, n.3, p.447-454, 2016.
- LIU Q.; YAN, C.; JU, H.; GARRÉ, S. Impact of climate change on potential evapotranspiration under a historical and future climate scenario in the Huang-Huai-Hai Plain, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v.132, p.387-401, 2018.
- LLOPART, M.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. da. Assessment of multi-model climate projections of water resources over South America CORDEX domain. **Climate Dynamics**, p.1-18, 2019.

- LYRA, G. B.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; ZERI, M. Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas state, Northeast of Brazil. **Royal Meteorological Society**, v.34, p.3546-3558, 2014.
- MACÊDO, K. G. de.; OLIVEIRA, J. B. de.; ARRAES, F. D. D.; TORRES, W. L. V.; LIMA JUNIOR, J. C. de. Estimativa da radiação solar global com dados de temperatura do ar em seis cidades do estado do Ceará. **Engenharia na Agricultura**, v.24, n.1, p.68-75, 2016.
- MAHRINGER, W. Studies of the evaporation from lake Neudiedl. **Arch Met Geoph Biokl**, v.18, p.1-20, 1970.
- MAKKINK, G. F. Ekzameno de la formula de Penman. **Net Journal of Agricultural Science**, v.5, p.290-305, 1957.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, p.2261-2280, 2004.
- MARENGO, J. A. Condições climáticas e os recursos hídricos no norte brasileiro. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. (Org.). **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**. Coleção ABRH, 2003.
- MARENGO, J.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, n.4, p.617-627, 1993.
- MARTINEZ, J. A.; DOMINGUEZ, F. Sources of atmospheric moisture for the La Plata River Basin. **Journal of Climate**, v.27, p.6737-6753, 2014.
- MATTHEE, R.; MECIKALSKIL, J. R. Geostationary infrared methods for detecting lightning-producing cumulonimbus clouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.118, p.6580-6592, 2013.
- McGUINNESS, J. L.; BORDNE, E. F. **A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values**. 1972. 76p. Technical Bulletin No. 1452 (Agricultural Research Service) – United States Department of Agriculture, Washington, 1972.
- MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F. de.; BERNARDO, S.; DIAS, G. P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.2, p.275-279, 2003.
- MIKY FUNATSU, B.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmósfera**, v.17, n.2, p.91-113, 2004.
- MINUZZI, R. B.; RIBEIRO, A. J.; SILVA, D. O. da.; KUNESKI, A. C. Estimativa da evapotranspiração de referência diária por Penman-Monteith FAO com dados de temperatura do ar para Santa Catarina. **Irriga**, v.19, p.548-558, 2014.
- MONTEIRO, A. F. M.; MARTINS, F. B. Global solar radiation models in Minas Gerais, Southeastern Brazil. **Advances in Meteorology**, p.1-17, 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.112-118, 2018.
- MOSES, O.; HAMBIRA, W. L. Effects of climate change on evapotranspiration over the Okavango Delta water resources. **Physics and Chemistry of the Earth**, p.1-10, 2018.

- NAM, W. H.; HONG, E. M.; CHOI, J. Y. Has climate change already affected the spatial distribution and temporal trends of reference evapotranspiration in South Korea? **Agricultural Water Management**, v.150, p.129-138, 2015.
- NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Winter Flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.80, n.2, p.139-159, 2002
- NETO, J. L. S. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de CLimatologia**, v.1, n.1, p.43-60, 2005.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v.125, p.279-291, 1997.
- NOURI, M.; HOMAEE, M.; BANNAYAN, M. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some Arid environments under climate change. **Water Resources Management**, v.31, p.2207-2224, 2017.
- PALMER, C. C. On high-level cyclones originating in the tropics. **Transactions of American Geophysics Union**, v.32, p.683-695, 1951.
- PAPARRIZOS, S.; MARIS, F.; MATZARAKIS, A. Sensitivity analysis and comparison of various potential evapotranspiration formulae for selected Greek areas with different climate conditions. **Theoretical and Applied Climatology**, v.128, p.745-759, 2017.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of Royal Society-Series A**, v.193, n.1, p.120-145, 1948.
- PEREIRA, D. dos. R. P.; YANAGI, S. de. N. M.; MELLO, C. R. de.; SILVA, A. M. da.; SILVA, L. A. da. Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região da Serra da Mantiqueira, MG. **Ciência Rural**, v.39, n.9, p.2488-2493, 2009.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, v.100, n.2, p.81-92, 1972.
- RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, New York, 1971. 296p.
- RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of Rainfall over Brazil Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v.42, p.81-91, 1990.
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. R. da.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185-204, 2010
- ROJAS, J. P.; SHEFFIELD, R. E. Evaluation of daily reference evapotranspiration methods as compared with the ASCE-EWRI Penman-Monteith equation using limited weather data in northeast Louisiana. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.139, p.285-292, 2013.
- SANCHES, F. M.; XIMENES, A. R.; CORADI, P. C.; ROQUE, C. G.; CUNHA, F. F. da. Estimativa da evapotranspiração de referência na região norte do Brasil. **Revista de Ciências Agroambientais**, v.13, n.2, p.19-31, 2015.

- SANTOS, L. da. C.; JOSÉ, J. V.; BENDER, F. D.; ALVES, D. S.; NITSCHKE, P. R.; REIS, E. F. dos.; COELHO, R. D. Climate change in the Paraná state, Brazil: responses to increasing atmospheric CO₂ in reference evapotranspiration. **Theoretical and Applied Climatology**, p.1-14, 2019.
- SANTOS, D. F. dos.; MARTINS, F. B.; TORRES, R. R. Impacts of climate projections on water balance and implications on olive crop in Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.21, n.2, p.77-88, 2017.
- SENEVIRATNE, S. I.; CORTI, EL. L.; DAVIN, M.; HIRSCHI, E. B.; JAEGER, I.; LEHNER, B. O.; TEULING, A. J. Investigation soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. **Earth Science Reviews**, v.99, p.125-161, 2010.
- SILVA, G. H. da.; DIAS, S. H. B. D.; FERREIRA, L. B.; SANTOS, J. É. O.; CUNHA, F. F. da. Performance of different methods for reference evapotranspiration estimation in Jaíba, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.22, n.2, p.83-89, 2018.
- SILVA, H. J. F. da.; GONÇALVES, W. A.; BEZERRA, B. G. Sensitivity analysis and regionalization of reference evapotranspiration for the Amazon region. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, v.7, n.5, p.258-271, 2017.
- SILVA, C. R. da.; SILVA, V. J. da.; ALVES JÚNIOR, J.; CARVALHO, H. D. P. Radiação solar estimada com base na temperatura do ar para três regiões de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.3, p.281-288, 2012.
- SORENSSON, A. A.; RUSCICA, R. C. Intercomparison and uncertainty assessment of nine evapotranspiration estimates over South America. **Water Resources Research**, p.1-18, 2018.
- SOUSA, R. M. de.; VIOLA, M. R.; CHOU, S. C.; ALVES, M. V. G.; AVANZI, J. C. Projeções climáticas regionalizadas para o estado do Tocantins, Brasil, nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.24, p.330-347, 2019.
- SOUSA, I. F. de.; SILVA, V. de. P. R. da.; SABINO, F. G.; NETTO, A. de. O. A.; SILVA, B. K. N.; AZAVEDO, P. V. de. Evapotranspiração de referência nos perímetros irrigados do estado de Sergipe. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, n.6, p.633-644, 2010.
- SOUZA, A. P. de.; SILVA, A. C. da.; TANAKA, A. A.; ULIANA, E. M.; ALMEIDA, F. T. de.; KLAR, A. E.; GOMES, A. W. A. Global radiation by simplified models for state of Mato Grosso, Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.52, p.215-227, 2017.
- TAGLIAFERRE, C.; SILVA, R. A. J.; ROCHA, F. A.; SANTOS, L. C.; SILVA, C. S. Estudo comparativo de diferentes metodologias para determinação da evapotranspiração de referência em Eunápolis-BA. **Caatinga**, v.23, n.1, p.103-111, 2010.
- TANAKA, A. A.; SOUZA, A. P. de.; KLAR, A. E.; SILVA, A. C. da.; GOMES, A. W. A. Evapotranspiração de referência estimada por modelos simplificados para o estado do Mato Grosso. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.51, n.2, p.91-104, 2016.
- TEGOS, A.; EFSTRATIADIS, A.; MALAMOS, N.; MAMASSIS, N.; KOUTSOYIANNIS, D. Evaluation of a parametric approach for estimating potential evapotranspiration across different climates. **Agriculture and Agricultural Science Procedia**, v.4, p.2-9, 2015.
- TFWALA, C. M.; VAN RENSBURG, L. D.; BELLO, Z. A.; GREEN, S. R. Calibration of compensation heat pulse velocity technique for measuring transpiration of selected indigenous trees using weighing lysimeters. **Agricultural Water Management**, v.200, p.27-33, 2018.

- TOMAR, V. S.; O'TOOLE, J. C. Water use in lowland rice cultivation in Asia: a review of evapotranspiration. **Agricultural Water Management**, v.3, p.83-106, 1980.
- TRAJKOVIC, S. Hargreaves versus Penman-Monteith under Humid Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.1, p.38-42, 2007.
- VALIPOUR, M.; SEFIDKOUHI, M. A. G.; RAEINI-SARJAZ, M. Selecting the best model to estimate potential evapotranspiration with respect to climate change and magnitudes of extreme events. **Agricultural Water Management**, v.180, p.50-60, 2017.
- VICENTE, M. R.; LEITE, C. V.; SANTOS, R. M. dos.; LUCAS, P. O.; DIAS, S. H. B.; SANTOS, J. A. Evapotranspiração de referência utilizando o método FAO Penman-Monteith com dados faltantes. **Global Science and Technology**, v.11, n.3, p.217-228, 2018.
- VIEGAS, J.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; CANDIDO, L. A.; SOUZA, R. A. F. de.; HALL, D. H.; SOUZA, A. C. de.; GARCIA, S. R.; TEMOTE, G. G.; VALENTIN, W. I. D. Caracterização dos diferentes tipos de El Niño e seus impactos na América do Sul a partir de dados observados e modelados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.34, n.1, p.43-67, 2019.
- WANG, K.; DICKINSON, R. E. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology, and climatic variability. **Reviews of Geophysics**, p.1-54, 2012.
- WANG, W.; XING, W.; SHAO, Q. How large are uncertainties in future projection of reference evapotranspiration through different approaches? **Journal of Hydrology**, v.524, p.696-700, 2015.
- WINTER, T. C.; ROSENBERRY, D. O.; STURROCK, A. M. Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in north central United States. **Water Resources Research**, v.31, n.4, p.983-993, 1995.
- XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **International Journal of Climatology**, v.36, n.6, p.2644-2659, 2016.
- XING, W.; WANG, W.; SHAO, Q.; PENG, S.; YU, Z.; YONG, B.; TAYLOR, J. Changes of reference evapotranspiration in the Haihe River Basin: Present observations and future projection from climatic variables through multi-model ensemble. **Global and Planetary Change**, v.115, p.1-15, 2014.
- ZHANG, J.; ZHAO, L.; DENG, S.; XU, W.; ZHANG, Y. A critical review of the models used to estimate solar radiation. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.70, p.314-329, 2017.
- ZHANG, K. X.; PAN, S. M.; ZHANG, W.; XU, Y. H.; CAO, L. G. Influence of climate change on reference evapotranspiration and aridity index and their temporal-spatial variations in the Yellow River Basin, China, from 1961 to 2012. **Quaternary International**, v.38, p.75-82, 2015.

CAPÍTULO II

IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO BRASIL

2.1. INTRODUÇÃO

Grande parte do Brasil apresenta-se vulnerável às mudanças climáticas projetadas para o século XXI (TORRES et al., 2012; TORRES; MARENGO, 2014; ROCHEDO et al., 2018). De maneira geral, as projeções climáticas indicam para o final do século XXI um clima mais quente em todo território brasileiro, chegando a mais de 5 °C no sul da Amazônia, região Centro-Oeste e oeste do estado de Minas Gerais; além disso, tendências heterogêneas são projetadas para a variável precipitação, com projeções de redução de chuvas em baixas latitudes e aumento em latitudes altas (IPCC, 2013; NATIVIDADE et al., 2017; LLOPART et al., 2019). Como o Brasil é um dos maiores produtores de *commodities* agrícolas do mundo precisa de um sistema de irrigação eficiente para o manejo adequado dos recursos hídricos e alcançar uma produção comercial sustentável (JERSZURKI et al., 2019). Portanto, uma vez que eventos extremos têm sido frequentemente registrados em diferentes regiões da América do Sul (TORRES; MARENGO, 2014; NATIVIDADE et al., 2017), estudos sobre os impactos e vulnerabilidades advindas das mudanças climáticas são necessários em diversos setores socioeconômicos (GUIMARÃES et al., 2016; LYRA et al., 2017), principalmente no setor agrícola, que é altamente dependente das condições climáticas (PORFIRIO et al., 2018).

Nesse contexto, a evapotranspiração de referência (ET_0) é a principal variável agrometeorológica utilizada em projetos de irrigação, além de ser considerada na avaliação de impactos agrícolas através de indicadores de seca, crescimento e rendimento das culturas agrícolas e florestais (FAN et al., 2016; DEWES et al., 2017; JERSZURKI et al., 2019). Isso ocorre, pois pela ET_0 as plantas dissipam calor para a atmosfera, mantendo a temperatura dos tecidos em padrões apropriados ao metabolismo (TAIZ et al., 2018). Espera-se que temperaturas mais altas e os padrões irregulares de precipitação projetados para o Brasil (IPCC, 2013) afetem a ET_0 (DEWES et al., 2017; NOURI et al., 2017; WANG et al., 2018). Isso porque o aumento da temperatura do ar tende a elevar a evapotranspiração, fazendo com que as plantas percam água para a atmosfera em taxas mais elevadas (SANTOS D et al., 2017), o que pode impactar e inviabilizar o cultivo de várias culturas se a disponibilidade hídrica não for adequada (RAMIREZ-CABRAL et al., 2017; TAVARES et al., 2018;

PIROVANI et al., 2018), além de reduzir a produtividade e a qualidade da produção de culturas agrícolas (MORIONDO et al., 2015).

No entanto, autores como Wang et al. (2007) e Zhang et al. (2015) constataram uma tendência oposta, denominada ‘paradoxo da evaporação’, em que o aumento da temperatura do ar pode reduzir a evapotranspiração. Pelo ‘paradoxo da evaporação’, o aumento global da temperatura do ar pode não resultar em um aumento da evapotranspiração (LIU et al., 2018; SANTOS L et al., 2017), demonstrando que as alterações na evapotranspiração (aumento/redução) sofrem influência combinada de outras variáveis meteorológicas, como velocidade do vento (aumento/redução), umidade relativa (redução/aumento) e precipitação (redução/aumento) (FAN et al., 2016). Como existem controvérsias com relação as tendências positivas e negativas das variações na evapotranspiração, a análise da contribuição das variáveis meteorológicas para suas alterações é essencial na identificação de respostas sobre os principais parâmetros que causam variações na evapotranspiração e seu comportamento em cenários de mudanças climáticas (GONDIM et al., 2018; MOSES; HAMBIRA, 2018).

Ao mesmo tempo, a ET_0 é uma variável sensível às mudanças projetadas no decorrer do século XXI (TAO et al., 2015; DEWES et al., 2017; VALIPOUR et al., 2017; JERSZURKI et al., 2019; LLOPART et al., 2019), e os modelos de projeções climáticas não possuem a ET_0 nos bancos de dados, levando à inaplicabilidade de estudos dessa variável em estudos de mudanças climáticas (VALIPOUR et al., 2017). Portanto, primeiramente é necessário aplicar às condições de clima futuro no método de estimativa da ET_0 que melhor representa as condições de clima presente (Capítulo I) para, posteriormente, verificar o padrão espaço-temporal da ET_0 e os impactos decorrentes das mudanças climáticas. Estudos sobre o comportamento da evapotranspiração em cenários de mudanças climáticas no Brasil ainda são escassos e os existentes são restritos a escala regional (LYRA et al., 2017; SANTOS L et al., 2017; GONDIM et al., 2018; SANTOS et al., 2019; SOUSA et al., 2019), ou utilizam os métodos de estimativa de ET_0 complexos (PAN et al., 2015; GUIMARÃES et al., 2016; JERSZURKI et al., 2019) ou modelos de balanço hídrico simplificado (LLOPART et al., 2019). Justamente por isso, podem conter equívocos na determinação dos impactos das mudanças climáticas sobre a ET_0 e não serem representativos para todo o território brasileiro.

Sendo assim, o objetivo deste segundo capítulo foi analisar a influência das projeções climáticas para o final do século XXI (2071-2100), utilizando dois cenários de forçante radiativa (RCPs 4.5 e 8.5), no comportamento da evapotranspiração diária no Brasil, baseado no método que apresenta melhor representatividade (Capítulo I). Cabe ressaltar que os pontos positivos deste trabalho em relação aos já realizados são: utilização de projeções climáticas

para cenários de mudanças climáticas atualizados, aplicação dos dados dos modelos climáticos em um método direto de estimativa da ET_o e sua comparação com dados observados para pontos de grade (os quais possuem melhor resolução espacial e temporal), realização da análise em macroescala fornecendo diretamente o impacto das mudanças climáticas na ET_o . Assim, a avaliação dos impactos das mudanças climáticas na evapotranspiração pode vir a ser útil na determinação de propostas de mitigação dos danos provocados por esses impactos (PAN et al., 2015; DEWES et al., 2017).

2.2. METODOLOGIA

2.2.1. Método de estimativa da evapotranspiração de referência

O Brasil está localizado na América do Sul, entre as latitudes $5^{\circ} 16' 20''$ N e $33^{\circ} 45' 03''$ S e longitudes $34^{\circ} 47' 30''$ E e $73^{\circ} 59' 32''$ W. Sua população ultrapassou 200 milhões de habitantes (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2019), com maior densidade demográfica localizada próximo as regiões litorâneas e concentradas principalmente nas regiões Sul e Sudeste do país. Abrange terras tanto em baixas quanto em latitudes médias, permitindo o desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos que contribuem para a heterogeneidade climática do país (REBOITA et al., 2010). De modo geral, o ciclo sazonal no Brasil é composto por verão chuvoso e inverno seco, sendo influenciados por diferentes sistemas atmosféricos (LLOPART et al., 2019). De acordo com a análise espacial da média mensal da ET_o (Figura 1.1), é possível observar que os maiores valores de ET_o (6 mm dia^{-1}) ocorrem na região Nordeste, independente da estação do ano, e os menores valores (1 mm dia^{-1}) nas regiões Sul e Sudeste, principalmente no inverno.

Considerando os resultados obtidos no Capítulo I, o método de Turc (Tu) (Equação 1) foi considerado o mais apropriado para estimar a ET_o em todo território brasileiro, independentemente das diferentes condições climáticas. Por brevidade, tempo computacional e devido sua eficiência, representatividade e simplicidade, somente esse método foi utilizado nas análises do comportamento da ET_o em cenários climáticos futuros.

$$ET_o = (0,3107 R_s + 0,65) \frac{T a_t}{T+15} \quad (1)$$

Em que: $a_t = 1$ quando $UR \geq 50\%$ ou $a_t = 1 + \frac{50-UR}{70}$ quando $UR < 50\%$

ET_o é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); R_s é a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); UR é a umidade relativa do ar à superfície (%).

Primeiramente a ET_0 foi calculada através do método Tu utilizando-se o banco de dados diários disponibilizados por Xavier et al. (2016) (<https://utexas.app.box.com/v/Xavier-et-al-IJOC-DATA>), os quais apresentam-se em pontos de grade com resolução horizontal de 0,25 graus em latitude e longitude sobre todo o território brasileiro, para um período (1980-2005) compatível com os dados *historical* dos modelos climáticos (Tabela 2.1). Esse banco de dados apresenta bom desempenho em relação aos dados observados (SANTOS et al., 2019), sendo considerado como dado observado neste estudo a fim de validar os resultados obtidos com os modelos climáticos.

2.2.2. Projeções de mudanças climáticas na evapotranspiração de referência

Para as simulações e projeções climáticas foi utilizado o conjunto de dados dos modelos do sistema terrestre provenientes do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5), fornecidos pelo *World Climate Research Programme* e disponibilizados pelo *Earth System Grid data portal* (<https://esgf-data.dkrz.de/search/cmip5-dkrz/>). Do conjunto de modelos do CMIP5, foram escolhidos seis modelos amplamente utilizados na literatura, sendo eles (Tabela 2.1): CanESM2; CNRM-CM5; HadGEM2-CC; IPSL-CM5A-MR; MIROC-ESM e MRI-CGCM3. Além disso, a escolha se deu pela frequência dos dados serem em escala diária, por apresentarem em seu banco de dados as variáveis de entrada necessárias no método Tu e devido ao tempo computacional em trabalhar com esses dados.

Tabela 2.1. Lista de modelos do CMIP5, resoluções horizontais aproximadas e instituições responsáveis.

Modelos	Resolução espacial	Instituição de origem
CanESM2	2.8° x 2.8°	<i>Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canadá</i>
CNRM-CM5	1.4° x 1.4°	<i>Centre National de Recherches Meteorologiques, Meteo-France, França</i>
HadGEM2-CC	1.3° x 1.9°	<i>Met Office Hadley Centre, Reino Unido</i>
IPSL-CM5A-MR	1.3° x 2.5°	<i>Institut Pierre-Simon Laplace, França</i>
MIROC-ESM	2.8° x 2.8°	<i>AORI, NIES, JASMETC, Japão</i>
MRI-CGCM3	1.1° x 1.1°	<i>Meteorological Research Institute, Japão</i>

Foram utilizados dados diários de temperatura média do ar (tas ; K), radiação solar global ($rsds$; $W\ m^{-2}$) e umidade relativa do ar à superfície (rhs ; %), que serão inseridos na formulação de Tu (Equação 1). As unidades das variáveis de entrada foram convertidas para °C (T) e $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$ (R_s), respectivamente. Neste estudo foram considerados somente os RCPs 4.5 e 8.5 (da sigla *Representative Concentration Pathways*), indicando cenários com

comportamento intermediário e mais intenso de forçante radiativa (4.5 e 8.5 W m⁻² | 650 e 1370 [CO₂] ppm), respectivamente. A escolha do intervalo de tempo foi baseada no futuro distante (2071-2100), a fim de analisar o comportamento da ET_o no final do século XXI e incentivar estudos futuros de medidas de adaptação para melhorar a sustentabilidade do setor de irrigação (LYRA et al., 2017; GONDIM et al., 2018).

2.2.2.1. Validação para o clima presente

Os dados do CMIP5 denominados *historical* são originalmente simulados para o período de 1850 a 2005, mas, para fim de comparação com os dados interpolados disponibilizados por Xavier et al. (2016) foram utilizados o período de 1980 a 2005 (26 anos). O método *Tu* calculado com os dados interpolados (XAVIER et al., 2016) foram utilizados para a validação do período *historical* referente aos seis modelos climáticos analisados separadamente e através da média (*ensemble*) entre eles (Tabela 2.1), considerando a análise sazonal e anual.

Para avaliar a qualidade dos modelos foi utilizado o viés estatístico:

$$Viés = \sum_{i=1}^{nd} (E_i - O_i) \quad (2)$$

Em que, E_i são os valores diários de ET_o calculados pelo método *Tu* alimentados pelos dados climáticos, O_i os valores diários de ET_o calculados pelo método *Tu* alimentados pelos dados interpolados considerando o banco de dados disponibilizados por Xavier et al. (2016), nd o número de observações diárias.

Para fins de intercomparação, os dados foram interpolados para uma grade regular comum com relação aos dados do Xavier et al. (2016) (0,25 graus em latitude e longitude). Adicionalmente foram analisados as distribuições espaciais do comportamento das variáveis climáticas de entrada presentes no método *Tu* pelos modelos climáticos.

2.2.2.2. Avaliação dos impactos das mudanças climáticas

As análises com relação as projeções futuras foram baseadas na análise individual dos seis modelos climáticos e na média entre eles (*ensemble*) para os dois RCPs em questão (4.5 e 8.5) projetados para os 30 anos do final do século XXI (2071-2100), setorizados em análise sazonal e anual. As médias temporais foram calculadas, pois o enfoque consistiu na análise das diferenças espaciais. O cálculo das mudanças climáticas projetadas para o clima futuro foi obtido pela diferença entre a média climatológica da projeção para o futuro (2071-2100) e a

média climatológica para o período *historical* (1980-2005) dos RCPs 4.5 e 8.5. Como o objetivo é apresentar o sinal da mudança climática devido ao aquecimento global no contexto de um conjunto multi-modelos (LLOPART et al., 2019), valores positivos representam projeção de aumento na ET_o , T , R_s e UR no período futuro e valores negativos representam projeção de redução. Adicionalmente foram projetados as mudanças climáticas das variáveis climáticas de entrada presentes no método Tu pelos modelos climáticos.

2.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.3.1. Clima presente: análise do comportamento dos modelos climáticos na estimativa da evapotranspiração de referência

Nas Figuras 2.1, 2.2 e 2.3 são apresentadas as distribuições espaciais do comportamento da temperatura do ar (T ; °C), radiação solar global (R_s ; MJ m⁻² dia⁻¹) e umidade relativa do ar (UR ; %) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) pareado com os resultados obtidos através das simulações dos seis modelos climáticos para o clima presente (1980-2005). Exceto para T (Figura 2.1), os seis modelos climáticos apresentaram comportamento heterogêneo na simulação das variáveis R_s e UR (Figuras 2.2 e 2.3). Os maiores valores de T (~ 30 °C) foram obtidos para a região Norte e Nordeste e os menores (~ 20 °C) para as regiões Sudeste e Sul, tanto para os dados do Xavier et al. (2016) quanto para as simulações dos seis modelos climáticos (Figura 2.1). O modelo CanESM2 indicou resultados mais intensos para T , chegando a 40 °C para a região Norte na primavera (Figura 2.1).

Os resultados obtidos com os dados interpolados de Xavier et al. (2016) para R_s apresentou variação de 14 a 22 MJ m⁻² dia⁻¹, nas regiões Norte e Nordeste, respectivamente (Figura 2.2). O MRI-CGCM3 foi o modelo climático que apresentou maior proximidade com os resultados interpolados do Xavier et al. (2016) para o clima presente; enquanto os modelos CanESM2, HadGEM2-CC e, principalmente, IPSL-CM5A-MR indicaram superestimativa nos valores de R_s , principalmente na primavera, ultrapassando 30 MJ m⁻² dia⁻¹ (Figura 2.2). A UR foi a variável que apresentou maior discrepância entre os dados interpolados de Xavier et al. (2016) e simulados pelos seis modelos climáticos (Figura 2.3). Os maiores valores de UR (~ 80 %) foram observados na região Norte e menores no Centro-Oeste e Sudeste, principalmente nos meses de inverno (~ 50 %). No entanto, os modelos CanESM2 e CNRM-

CM5 não conseguiram simular esse comportamento. Inclusive, apresentaram tendência oposta aos dados interpolados por Xavier et al. (2016) em praticamente todos os meses do ano, com destaque para os meses de verão e primavera (Figura 2.3). Exceto para a região Sul, o modelo HadGEM2-CC representou coerentemente o comportamento da UR, porém com pequena subestimativa no Centro-Oeste; e os modelos MIROC-ESM e MRI-CGCM3 representaram o comportamento da UR, porém com superestimativa (Figura 2.3). Esses padrões heterogêneos de R_s e UR simulados para o clima presente (1980-2005) não influenciaram os valores simulados de ET_o (Figura 2.4).

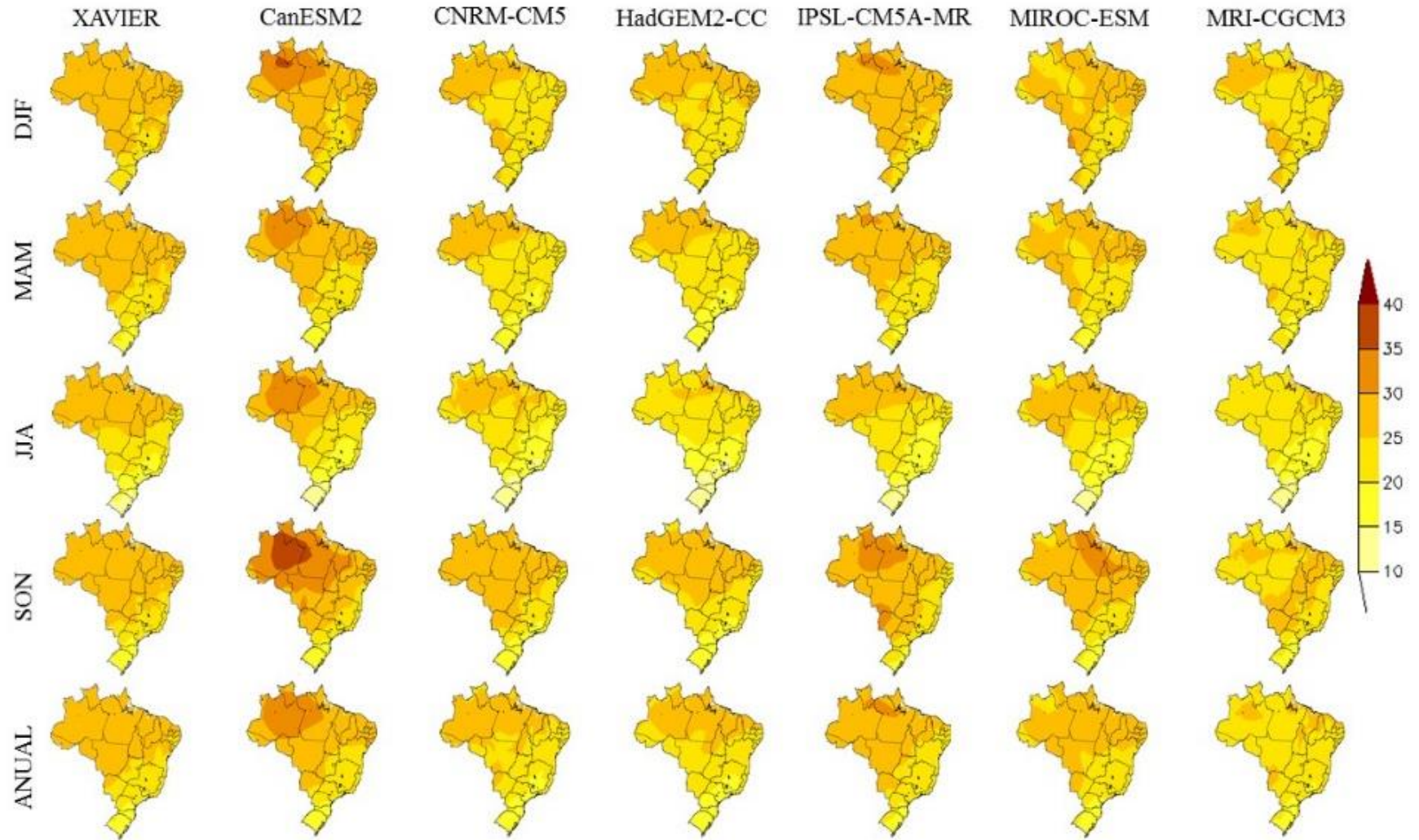


Figura 2.1. Distribuição espacial do comportamento da temperatura do ar (°C) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) e das simulações dos seis modelos climáticos considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual de 1980-2005.

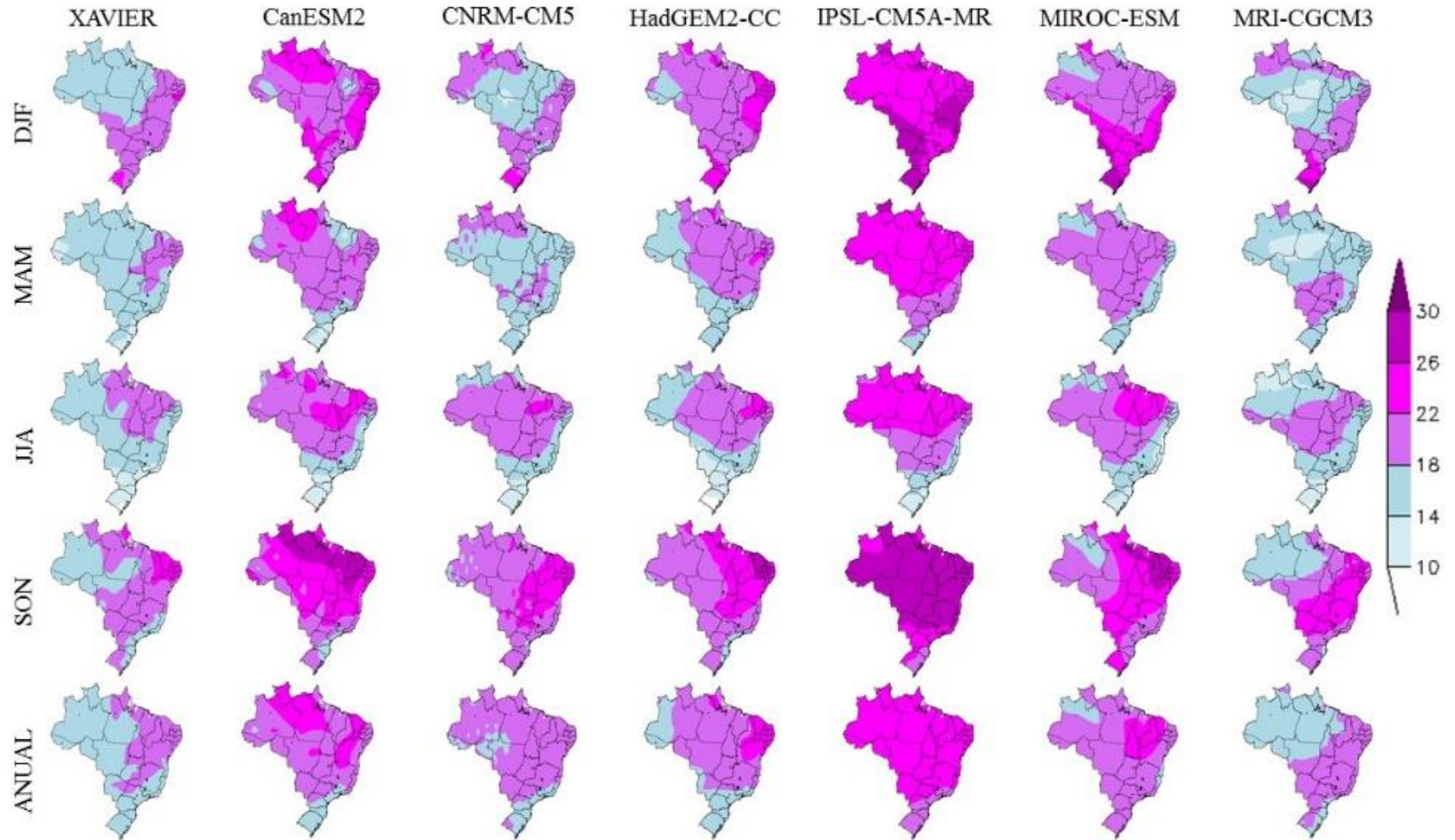


Figura 2.2. Distribuição espacial do comportamento da radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) e das simulações dos seis modelos climáticos considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual de 1980-2005.

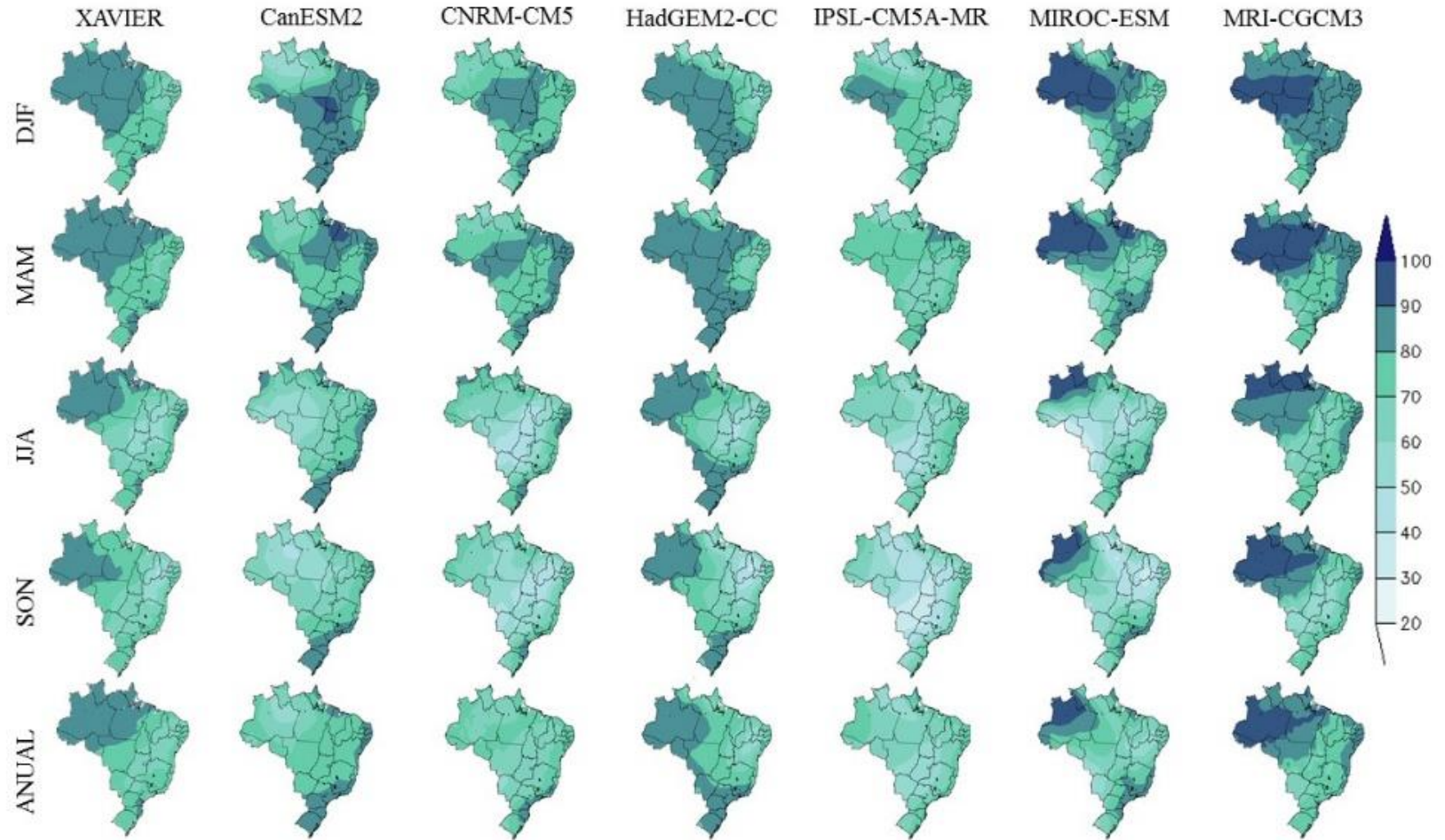


Figura 2.3. Distribuição espacial do comportamento da umidade do ar à superfície (°C) dos dados interpolados do Xavier et al. (2016) e das simulações dos seis modelos climáticos considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual de 1980-2005.

Considerando o comportamento espacial do viés estatístico para a ET_o obtida pelo método de Tu para o período de 1980-2005 (Figura 2.4), é possível verificar que os seis modelos climáticos apresentam, majoritariamente, subestimativa na maior parte do território brasileiro, sendo menos intenso ($1,5 \text{ mm dia}^{-1}$) nos meses de outono e mais intenso na primavera ($2,5 \text{ mm dia}^{-1}$). Apenas na região Sul foi observada superestimativa da ET_o de até 1 mm dia^{-1} em todos os modelos climáticos (Figura 2.4). O *ensemble* representou coerentemente o comportamento médio dos seis modelos climáticos, e o MRI-CGCM3 foi considerado o modelo climático que apresenta melhor destreza em representar o comportamento da ET_o , com resultados mais próximos aos valores de ET_o obtidos com os dados interpolados de Xavier et al. (2016) quando comparado aos demais modelos climáticos. Resultado diferente aos deste estudo foi obtido por Guimarães et al. (2016) para o Nordeste, sendo que o modelo climático HadGEM2-CC apresentou melhor resultado (correlação = 0,6 a 0,8) tanto pelo CMIP5 e CORDEX. No entanto, apesar da sutil superioridade do modelo MRI-CGCM3 (Figura 2.4) em relação aos demais, de modo geral, apesar da heterogeneidade na simulação das variáveis T, R_s e UR (Figuras 2.1, 2.2 e 2.3), os modelos não apresentaram comportamento discrepante entre si na simulação da ET_o , com padrão entre os vieses semelhantes, o mesmo foi enfatizado por King et al. (2015) e Dewes et al. (2017) para regiões dos Estados Unidos e por Llopart et al. (2019) para a América do Sul.

Considerando o *ensemble* (média) dos seis modelos climáticos para o clima presente – período *historical* (1980-2005) (Figura 2.4), nota-se que a distribuição dos vieses entre os dados obtidos com os modelos climáticos e os dados interpolados de Xavier et al. (2016) indica mesmo padrão entre os modelos, com subestimativa da ET_o para todo o território e mais intenso na região Nordeste ($1,5 \text{ mm dia}^{-1}$) e superestimativa no Sul (1 mm dia^{-1}). Esses resultados foram semelhantes ao encontrado por Cardoso e Justino (2014) para o Brasil utilizando modelos climáticos regionais, diferentes deste estudo. Pelo comportamento sazonal é possível observar que a maior diferença positiva (1 mm dia^{-1}) ocorre nos meses de inverno, na região Sul, e a maior diferença negativa ($2,5 \text{ mm dia}^{-1}$) ocorre nos meses de primavera, no Nordeste (Figura 2.4). Os meses de outono apresentam comportamento menos intenso, indicando que é a estação em que os dados dos modelos climáticos mais se aproximam dos dados interpolados por Xavier et al. (2016) (Figura 2.4).

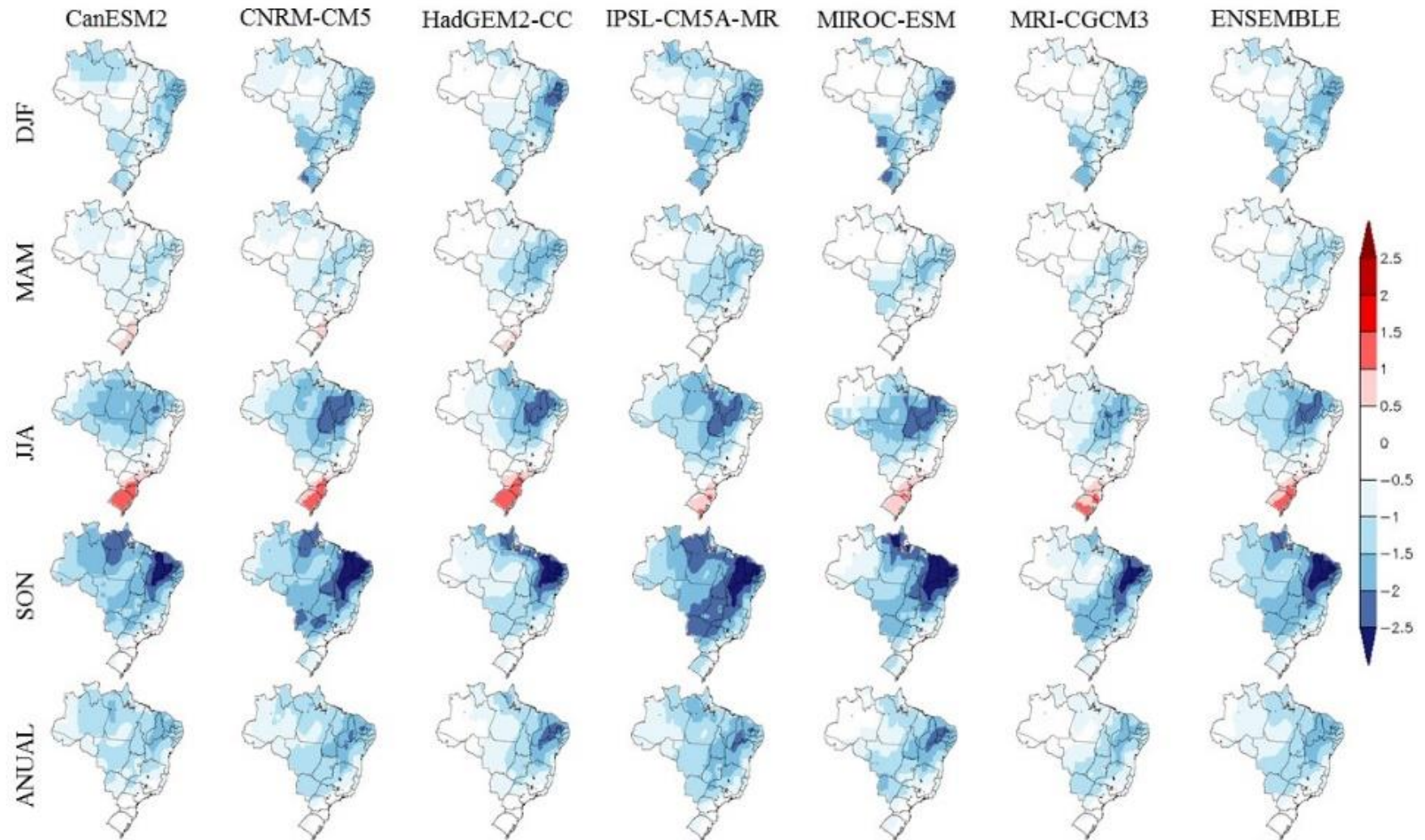


Figura 2.4. Comportamento espacial do viés estatístico para a evapotranspiração de referência (ET_0 ; $mm\ day^{-1}$), calculada pelo método de Turc, utilizado na avaliação dos seis modelos climáticos separadamente e através da média entre eles, por meio do *ensemble*, para o período de 1980-2005. O viés foi calculado pela diferença entre os dados diários simulados pelos modelos e interpolados pelos dados do Xavier et al. (2016) considerando a análise sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual.

2.3.2. Clima futuro: análise do comportamento dos modelos climáticos na estimativa da evapotranspiração de referência

Com relação ao clima futuro, por brevidade, foram omitidos as projeções de mudanças climáticas de T, R_s e UR relativos ao RCP 4.5 (presentes nos Anexos 5, 6 e 7) os quais apresentam padrões espaciais análogos, mas com intensidade inferior, que o RCP 8.5 (Figuras 2.6, 2.7 e 2.8). Com relação ao clima futuro (2071-2100), as projeções dos modelos climáticos concordam entre si para as projeções de temperatura e indicam aumento no decorrer do século XXI para os cenários (RCPs) 4.5 (~ 3 °C) e mais intenso no 8.5 (~ 6 °C) (Figuras 2.5 e 2.6). As mudanças de temperatura mais intensas são projetadas com os modelos CanESM2, HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-MR e MIROC-ESM e menos intensos nos modelos CNRM-CM5 e MRI-CGCM3 (Figura 2.6). Esses resultados estão de acordo com a literatura e são semelhantes aos de Guimarães et al. (2016), Lyra et al. (2017), Gondim et al. (2018), Llopart et al. (2019) e Sousa et al. (2019) realizados para o Nordeste brasileiro, Sudeste brasileiro, semi-árido brasileiro, América do Sul e estado do Tocantins, respectivamente. Cabe ressaltar que todos os autores utilizam diferentes modelos para as projeções climáticas e, especialmente Lyra et al. (2017), Llopart et al. (2019) e Sousa et al. (2019) utilizam dados de projeções climáticas oriundos de modelos regionais e, mesmo assim, estão coerentes com o presente estudo. Além disso, está de acordo com as projeções apresentadas no IPCC AR5 (IPCC, 2013).

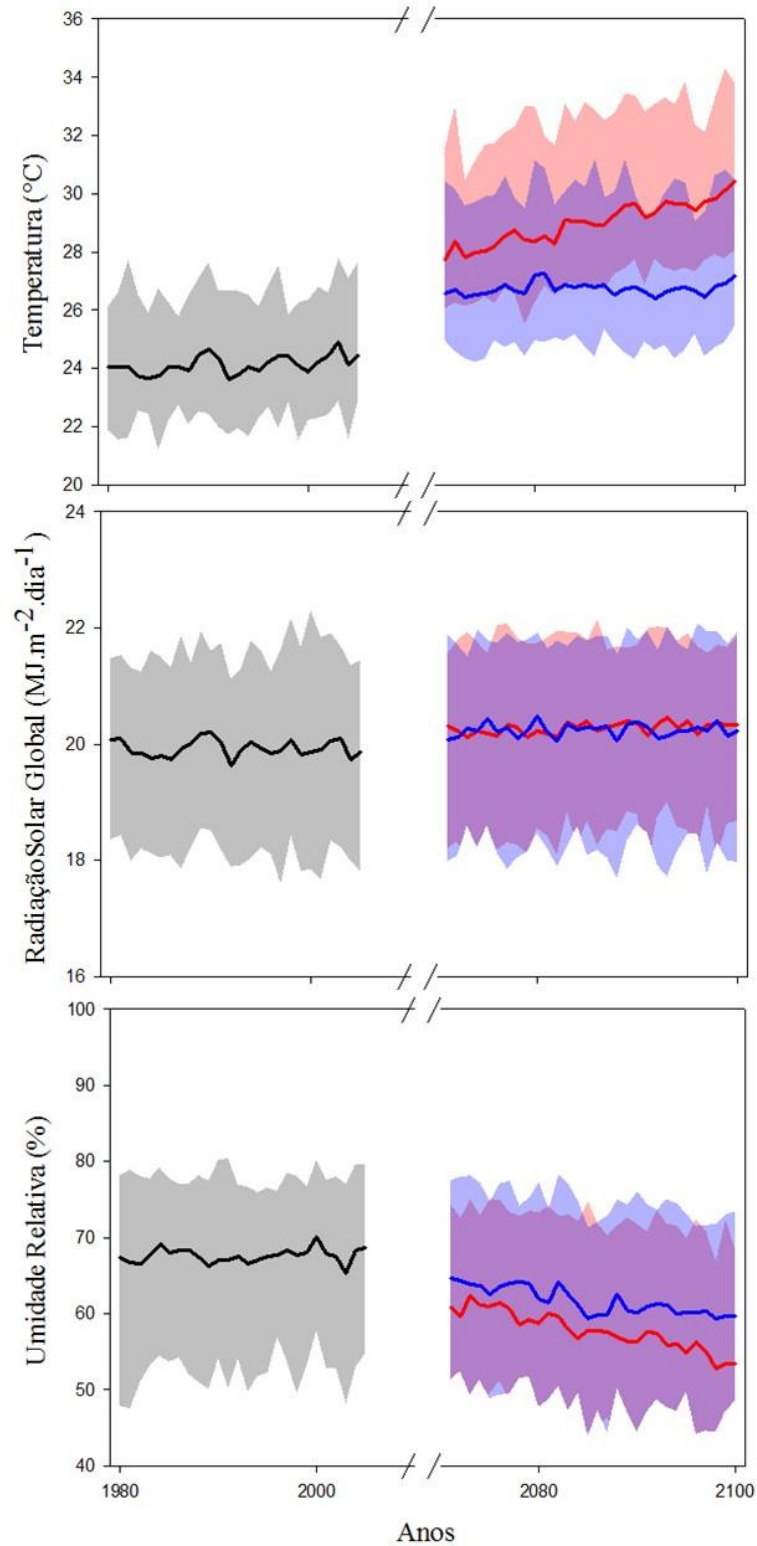


Figura 2.5. Variação temporal simulada para o período *historical* (1980-2005) e projetada (2071-2100) para todo o território brasileiro da temperatura do ar (°C), radiação solar global (MJ m⁻² dia⁻¹) e umidade relativa (%). As linhas em negrito preta representam a média dos modelos no período *historical*, azul a média dos modelos no RCP 4.5 e vermelha no RCP 8.5. Os valores em escala mais clara de preto, azul e vermelho representam a variação dos resultados médios de valores mínimos e máximos das variáveis para o período *historical*, RCP 4.5 e RCP 8.5, respectivamente.

Já as projeções para a radiação solar global (R_s) apresentam comportamentos distintos entre os seis modelos climáticos (Figura 2.7). Enquanto os modelos CanESM2, MIROC-ESM e MRI-CGCM3 projetam aumento de R_s em torno de $3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, principalmente nas regiões Norte e Nordeste, o modelo CNRM-CM5 não apresenta tendência de aumento (ou redução) significativas ao longo do século XXI. Já o modelo IPSL-CM5A-MR apresenta tendência de redução de $1,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ no extremo Norte e no setor continental do Nordeste, para o RCP 8.5 (Figura 2.7). Considerando o *ensemble* dos modelos, verifica-se comportamento praticamente constante da R_s ao longo da série temporal, com valores em torno de $\sim 20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 2.5). Comportamento semelhante foi verificado por Cardoso e Justino (2014) e deve estar associado às mudanças no albedo da superfície, além das projeções de aumento da precipitação e nebulosidade. Por outro lado, Corrêa et al. (2019) demonstraram relação inversa entre o aumento de conteúdo total de ozônio e a redução da radiação.

As projeções climáticas para a umidade relativa do ar (UR) apresentam padrão espacial e magnitude variáveis entre os modelos climáticos para todo o território brasileiro (Figura 2.8). Apesar disso, de maneira geral, apresentam tendência de redução, em torno de 6 % (RCP 4.5) a 10 % (RCP 8.5) para o final do século XXI (Figuras 2.5, 2.8 e Anexo 7); mesma tendência foi encontrada por Liu et al. (2018) para China. Apesar dos padrões heterogêneos projetados para a UR, pode-se inferir que a redução da UR pode ser explicada pela tendência de diminuição da precipitação na maioria das regiões brasileiras (LLOPART et al., 2019, SOUSA et al., 2019). Já na região Sul, em que se projeta aumento da precipitação, não há projeção de aumento/redução da UR. Nos modelos CanESM2, HadGEM2-CC e MIROC-ESM a maior redução ($\sim 10 \%$) ocorre principalmente no Norte e Centro-Oeste ao longo do ano, enquanto no MRI-CGCM3 ocorre no Nordeste e nos meses de inverno e primavera (Figura 2.8). Por outro lado, o modelo IPSL-CM5A-MR não apresenta tendências significativas de aumento ou redução da UR para o final do século XXI (Figura 2.8). Mesmo com os valores de R_s praticamente constantes no decorrer do século XXI, o padrão de aumento da temperatura do ar associado à redução da umidade relativa (Figuras 2.5, 2.6 e 2.8) deverá refletir em mudanças sazonal e anual da ET_o , uma vez que altera a demanda atmosférica (SANTOS D et al., 2017).

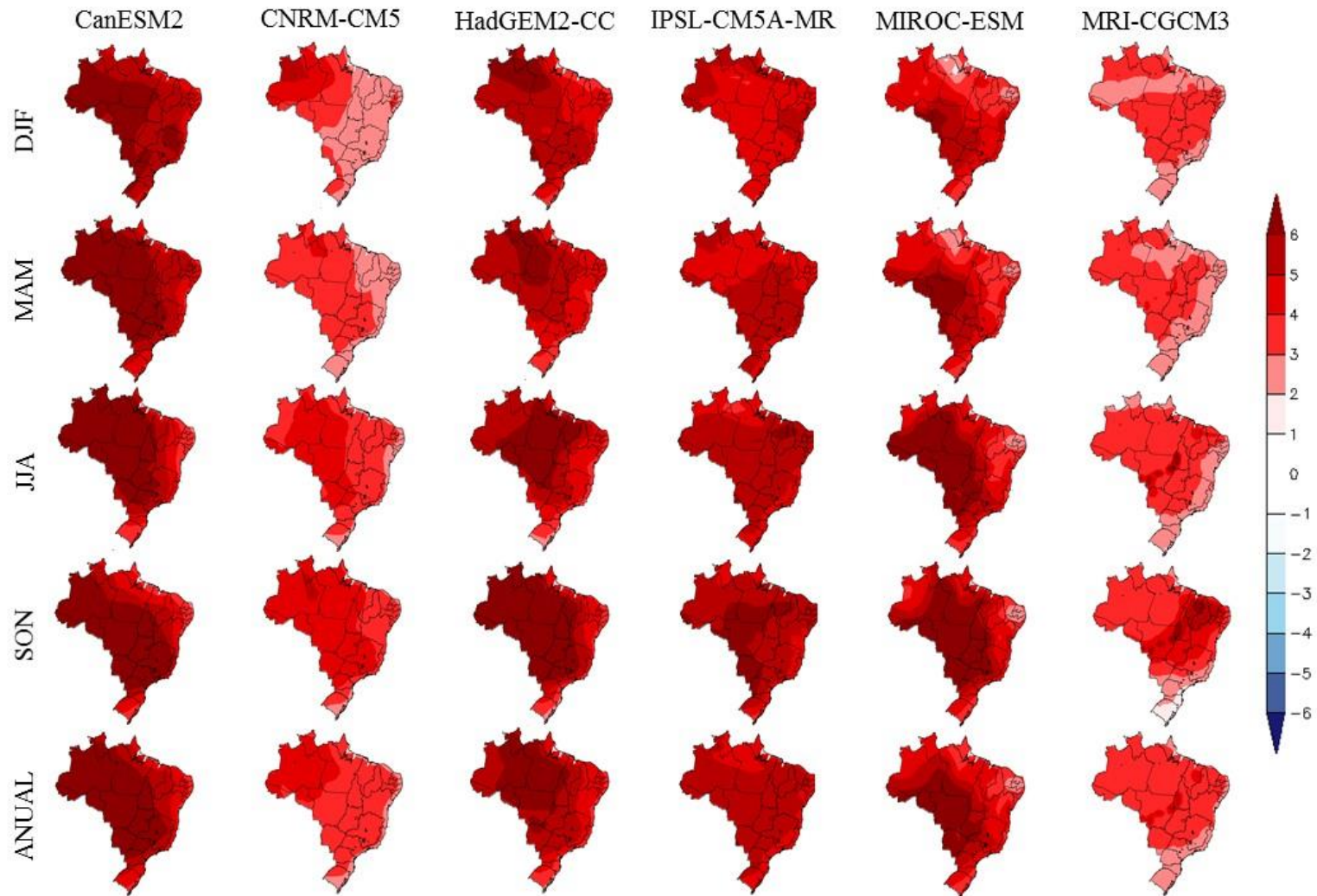


Figura 2.6. Mudanças climáticas projetadas na temperatura do ar (°C) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente.

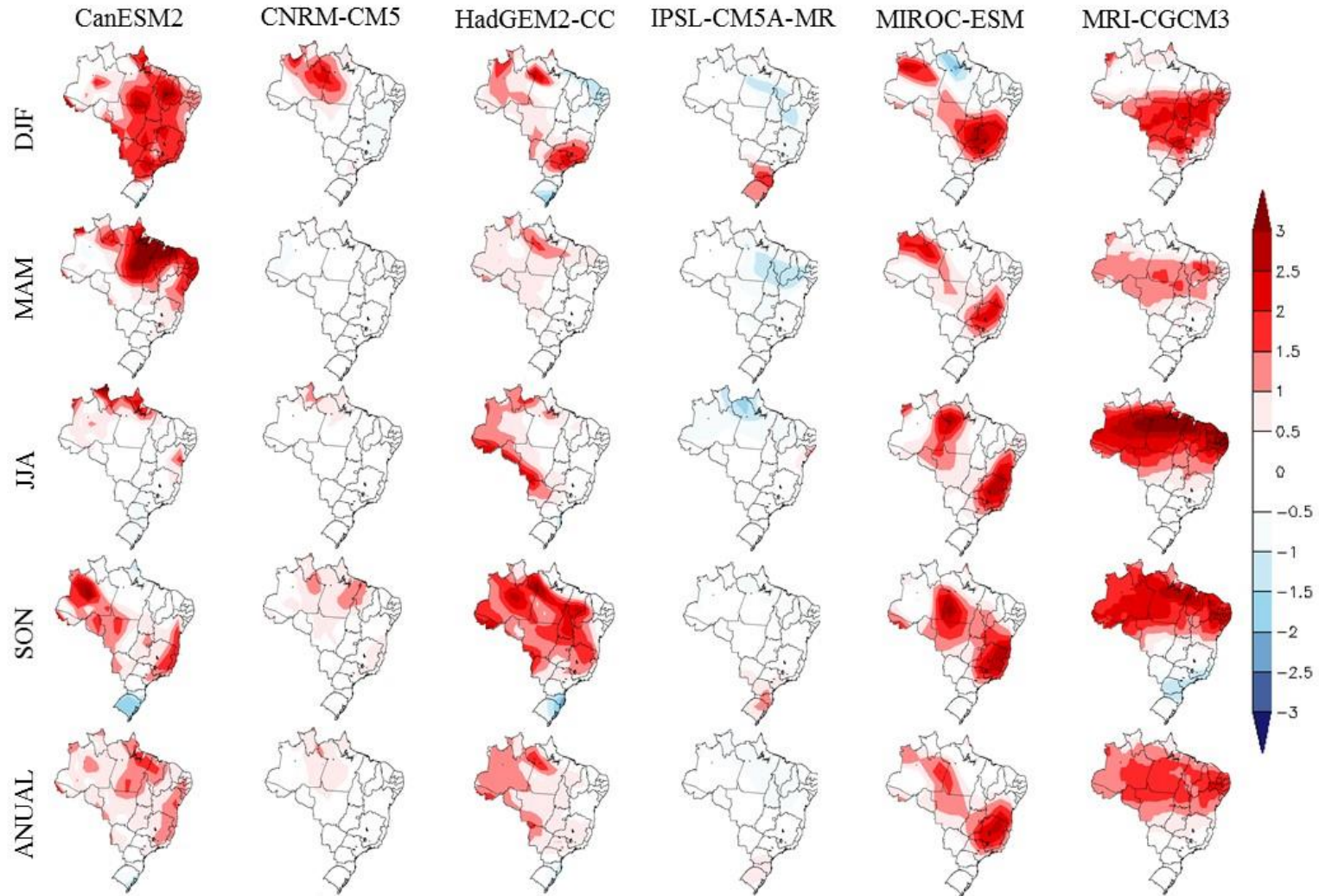


Figura 2.7. Mudanças climáticas projetadas na radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente.

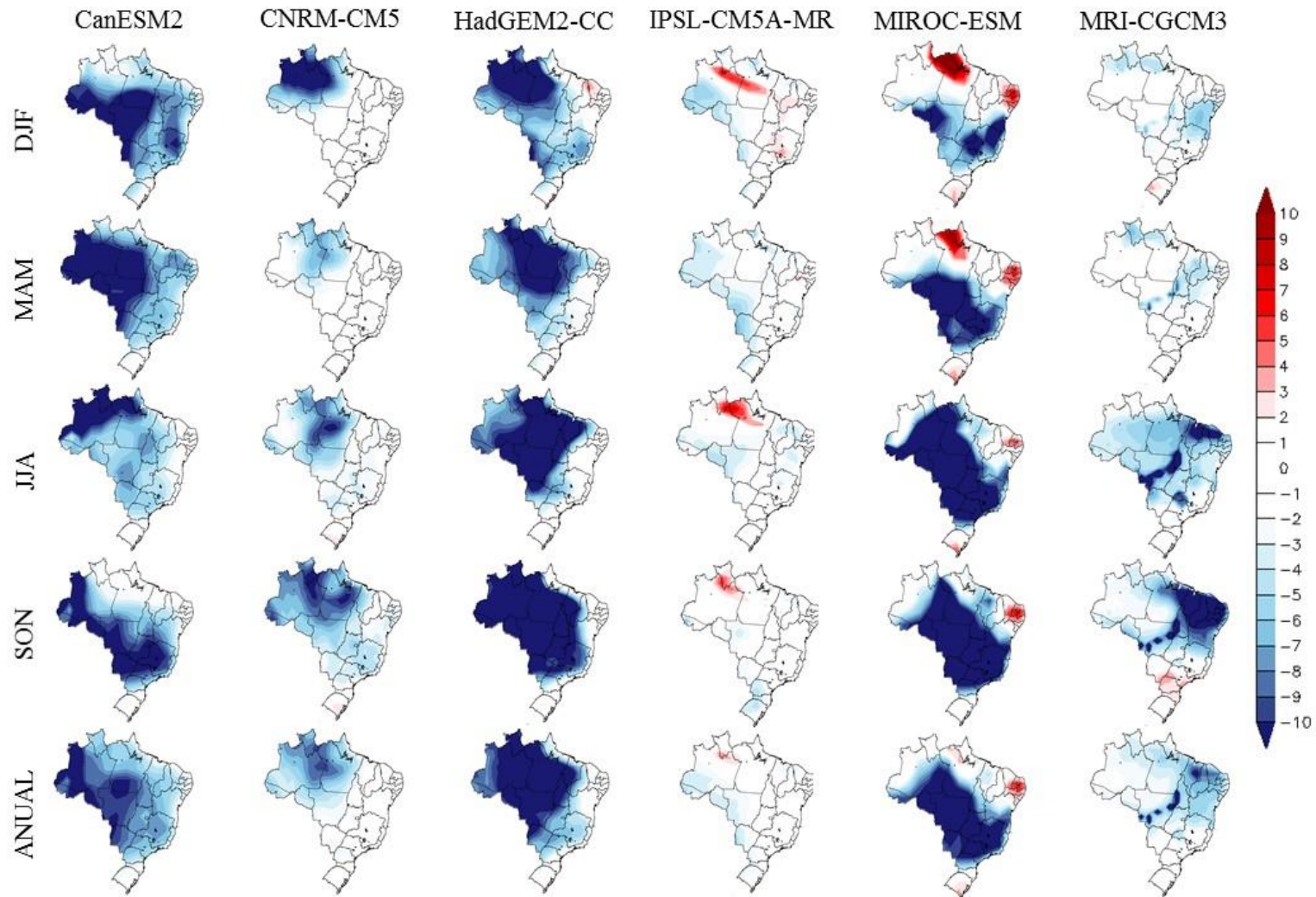


Figura 2.8. Mudanças climáticas projetadas na umidade relativa do ar (%) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente.

Nas Figuras 2.9 e 2.10 é possível verificar o comportamento sazonal e anual das mudanças climáticas nos valores de ET_o para o final do século XXI (2071-2100) em ambos RCPs (4.5 e 8.5) para todo o território brasileiro, considerando cada modelo climático e o *ensemble* (média dos modelos). Em ambos cenários, todos os modelos climáticos indicam padrões espaciais e magnitudes de mudanças de ET_o completamente distintas entre si, porém mais intensas no RCP 8.5. De maneira geral, exceto para o CNRM-CM5, ISPL-CM5A-MR e MRI-CGCM3, há redução da ET_o no Norte, Centro-Oeste e Sudeste mais intensificada no RCP 8.5 ($\sim 0,30 \text{ mm dia}^{-1}$) e ligeiro aumento da ET_o na porção norte da região Sul ($0,3 \text{ mm dia}^{-1}$) (MIROC-ESM XX) e na região Norte ($0,1 \text{ mm dia}^{-1}$) (IPSL-CM5A-MR) (Figura 2.9). Já os modelos CNRM-CM5 e MRI-CGCM3 demonstram não haver alteração da ET_o em cenário futuro (2071-2100) (Figura 2.9). Já para o RCP 8.5 (Figura 2.10), apesar da distribuição das diferenças sazonais e anuais de ET_o apresentarem padrão espacial semelhante ao RCP 4.5, nota-se intensificação da redução ($- 0,30 \text{ mm dia}^{-1}$) principalmente no modelo HadGEM2-CC.

As projeções climáticas considerando o *ensemble* dos seis modelos indicam suavização no padrão espacial e na magnitude de redução da ET_o (Figuras 2.9 e 2.10), uma vez que considera o padrão médio entre os modelos climáticos, com maior redução ($- 0,25 \text{ mm dia}^{-1}$) para a região Norte no mês de inverno (RCP 8.5). Tais resultados divergem dos resultados projetados por Tao et al. (2015) para algumas regiões da China ($+ 3,8 \text{ mm dia}^{-1}$), Rahman et al. (2018) para Bangladesh ($+ 7,2 \text{ mm dia}^{-1}$) e Cardoso e Justino (2014) para todo o território brasileiro e neste último usando modelos e cenários defasados do IPCC ($+ 3 \text{ mm dia}^{-1}$). No entanto, Fan et al. (2016) e Liu et al. (2018) também observaram redução da ET_o para diferentes regiões da China, com redução na ET_o de $2,7 \text{ mm dia}^{-1}$ e $1,3 \text{ mm dia}^{-1}$ (RCP 8.5), respectivamente. Apesar da discrepância, autores como Jhajharia et al. (2009) e Lin et al. (2018) também verificam redução da ET_o inclusive com magnitude similar as obtidas neste trabalho para as regiões da Índia ($- 0,40 \text{ mm dia}^{-1}$) e China ($- 0,43 \text{ mm dia}^{-1}$).

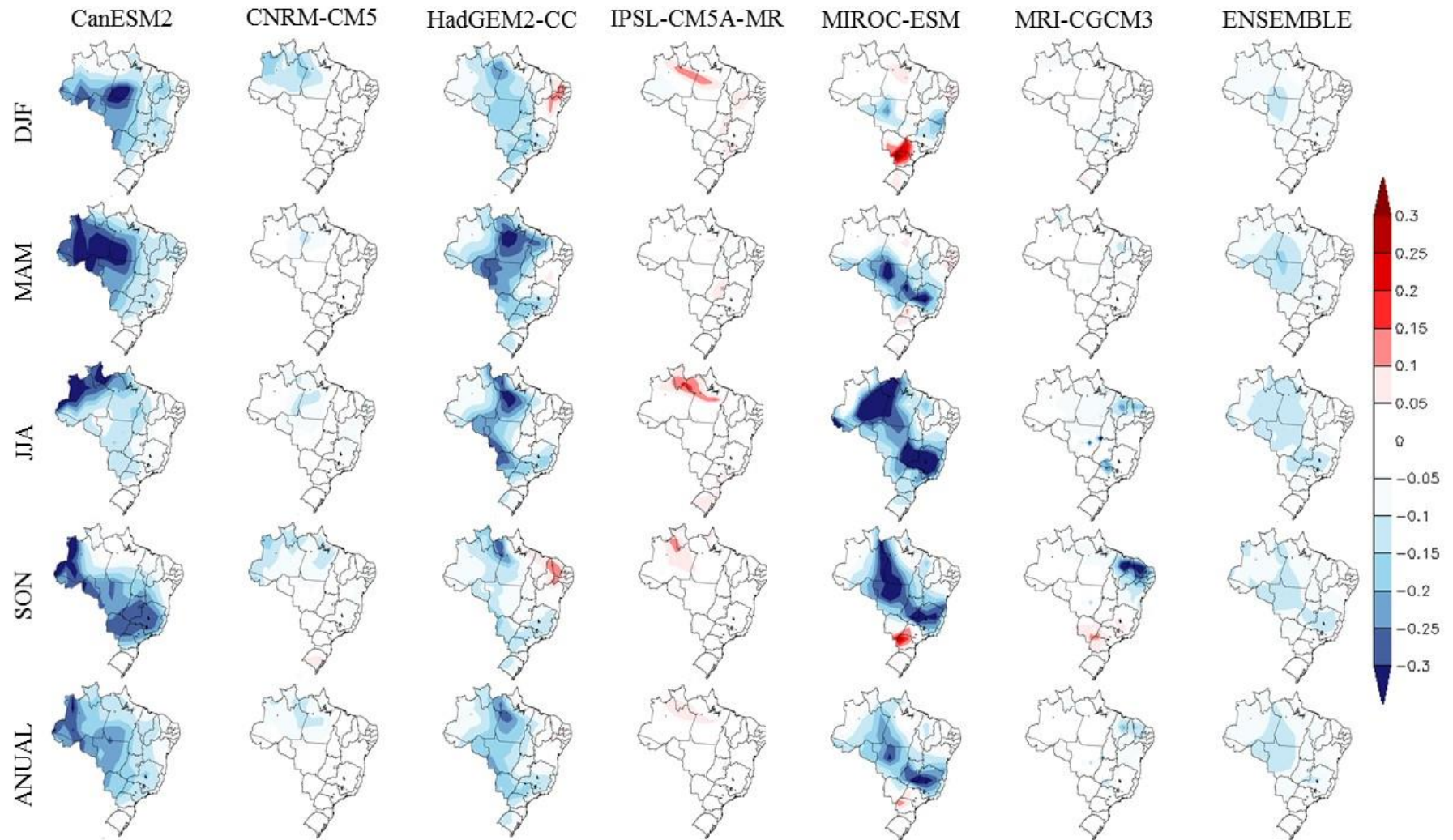


Figura 2.9. Mudanças climáticas projetadas na evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 4.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente e pelo resultado do *ensemble*.

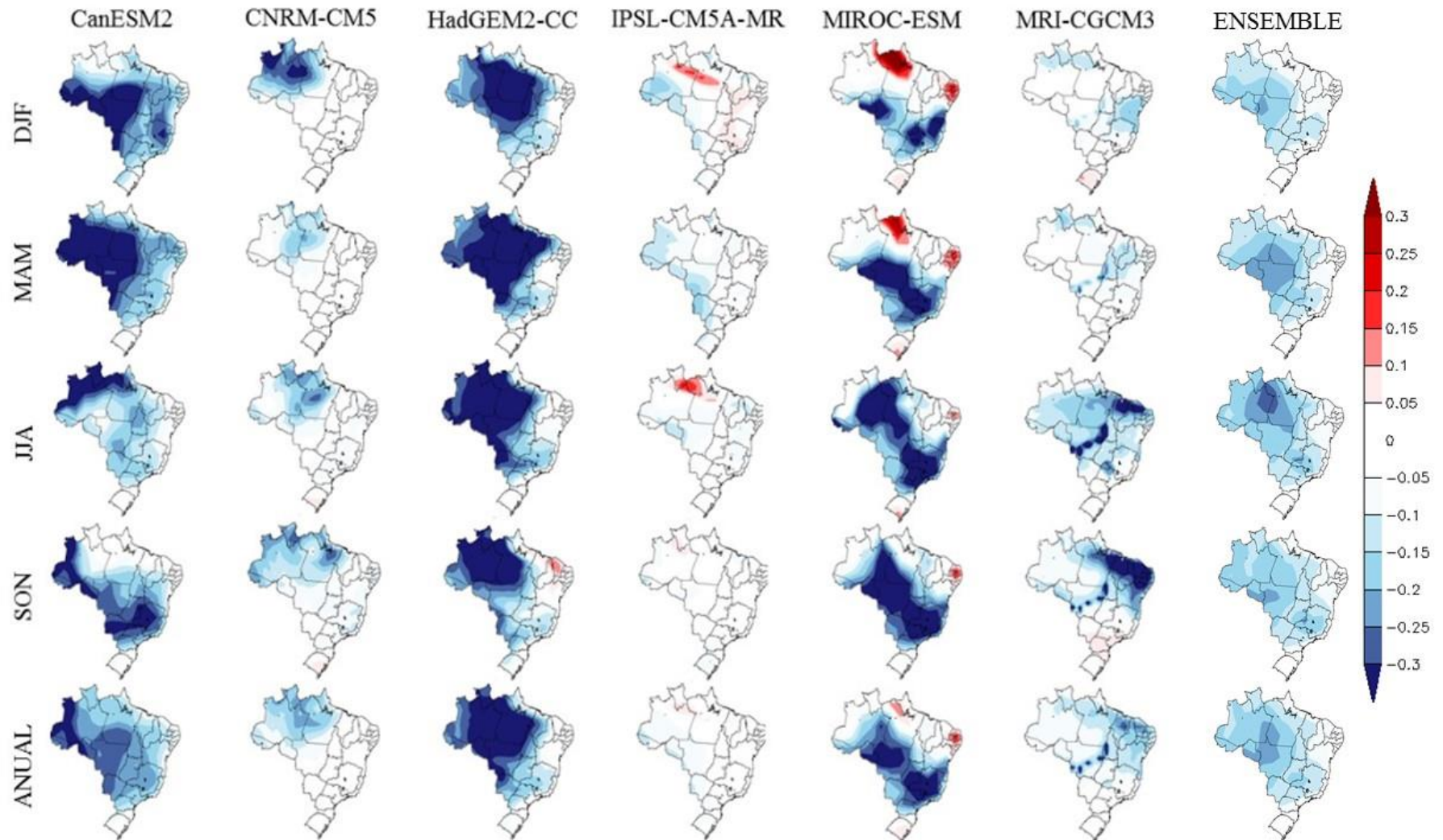


Figura 2.10. Mudanças climáticas projetadas na evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente e pelo resultado do *ensemble*.

À princípio, esses resultados divergem do padrão espacial e temporal esperado no sinal da mudança (aumento e redução), uma vez que o aumento projetado de temperatura do ar e redução da umidade relativa (Figuras 2.3, 2.6 e 2.8) deveriam acarretar em aumento da ET_o (não redução), sendo intensificado no RCP 8.5. Com relação ao padrão espacial e temporal, resultados divulgados por Torres et al. (2012), IPCC (2013) e Torres e Marengo (2014) comprovaram que o aumento da temperatura será mais intenso no Centro-Oeste e Nordeste brasileiro, enquanto que haverá padrão diferenciado de mudanças na precipitação, sendo negativo (positivo) no Nordeste (Sul). Essa resposta indicaria aumentos de ET_o maior no Nordeste (e Centro-Oeste) e, possivelmente, menor na região Sul, o oposto aos resultados desse estudo. Ademais, os aumentos deveriam ser intensificados no final do século e no RCP 8.5, que representa o cenário radiativo mais intenso. Outra análise pode ser feita considerando somente o estado de Minas Gerais; nesse sentido, nota-se que há redução progressiva da ET_o ($\sim 0,10 \text{ mm dia}^{-1}$) em todo o estado, divergindo de Santos D et al. (2017), que também utilizam projeções climáticas oriundas de modelos globais, e Reboita et al. (2018), que utilizaram modelos climáticos regionais.

Adicionalmente, o aumento de $1 \text{ }^\circ\text{C}$ na temperatura média diária poderia acarretar um aumento de ET_o em torno de $0,045 \text{ mm dia}^{-1}$ (JERSZURKI et al., 2019). A grosso modo, o aumento médio projetado de aproximadamente $2 \text{ }^\circ\text{C}$ (RCP 4.5) e $5 \text{ }^\circ\text{C}$ (RCP 8.5) no final do século (Figura 2.3) poderia acarretar em aumento de ET_o de $0,09 \text{ mm dia}^{-1}$ (RCP 4.5) e $0,23 \text{ mm dia}^{-1}$ (RCP 8.5). Principalmente em zonas áridas e semiáridas, nas quais um pequeno incremento na temperatura do ar ocasiona aumentos significativos na ET_o ($\sim \pm 14\%$). Mesmo assim, a resposta da ET_o em função da temperatura não é linear, pois outras variáveis estão correlacionadas nesta resposta, além de diferir espacialmente e temporalmente (LEMOS FILHO et al., 2010). Apesar de existir padrões de comportamento de ET_o diferenciados entre zonas climáticas, estudos recentes apontam que as variáveis mais correlacionadas com o aumento da ET_o são (em ordem de importância): déficit de pressão de vapor ($e_s - e_a$) ou umidade relativa, velocidade do vento, radiação solar e temperatura do ar (LEMOS FILHO et al., 2010; JERSZURKI et al., 2019). Por isso, em estudos futuros antes de avaliar o impacto das mudanças climáticas é fundamental analisar conjuntamente o efeito dessas três variáveis e a significância delas (JERSZURKI et al., 2019) nas projeções da ET_o .

Dessa forma, a redução da ET_o só poderia ser justificada se houvesse o fenômeno conhecido como paradoxo da evaporação (ZHANG et al., 2015; GAO et al., 2017; LIN et al., 2018), que mesmo com o aumento da temperatura reduz a ET_o e vem recebendo diferentes explicações. No entanto, para isso ocorrer deveria haver um feito combinado de aumento da

umidade relativa (e precipitação) e redução da radiação solar global, velocidade do vento (e déficit de pressão de vapor) (FAN et al., 2016). Neste trabalho, analisamos apenas a variação temporal da umidade relativa que apresentou tendência de redução no final do século XXI (Figuras 2.3 e 2.8), seguindo a tendência esperada de redução da precipitação (TORRES et al., 2012). Justamente por isso, o paradoxo da evaporação não deve ser a melhor justificativa para explicar o comportamento da redução da ET_0 no final do século XXI, uma vez que o aumento da temperatura e redução da umidade relativa seria esperado aumento da ET_0 (LEMOS FILHO et al., 2010; SANTOS D et al., 2017; JERSZURKI et al., 2019).

Mesmo assim, autores observaram comportamento semelhante aos obtidos neste estudo de redução de ET_0 e UR, como exemplo, Fan et al. (2016), Gao et al. (2017) e Lin et al. (2018) para diferentes regiões da China. Esses autores não conseguiram justificar essa redução e enfatizaram que o impacto na evapotranspiração é devido a soma de fatores climáticos e meteorológicos, de condições locais, como o tipo de cobertura vegetal, e impactos provenientes de atividades humanas, o que aumentam as incertezas com relação as contribuições que cada variável possui dentro do processo da evapotranspiração. Uma mudança na taxa de ET_0 é o resultado da interação de diversos fatores e sua dominância é relativa às diferentes regiões (LIN et al., 2018) e, embora as tendências espaço-temporais tenham sido analisadas, as mudanças futuras na ET_0 ainda são repletas de incertezas (FAN et al., 2016). Como exemplo, os elementos climáticos não são totalmente independentes entre si e sua interação pode desempenhar papel diferente nas mudanças da ET_0 , dificultando sua precisão (LIN et al., 2018). Além disso, incertezas geradas pelas diferenças nas projeções da R_s e UR considerando diferentes modelos climáticos afetam diretamente nas projeções da ET_0 , podendo levar a interferência nos resultados de projeção da ET_0 . Outra fonte de incertezas estão relacionadas ao desempenho e eficiência do método de estimativa da ET_0 para cenários futuros de mudanças climáticas, uma vez que a maioria é determinado para as condições atuais e não são isentas de erros, sendo estes postergados para as condições de clima futuro. Estudos como o de Dewes et al. (2017), para os Estados Unidos, demonstraram que a escolha do conjunto de dados é crucial para avaliar o comportamento da ET_0 sob às mudanças climáticas, inferindo que os vieses dos modelos climáticos afetam a quantificação das mudanças projetadas da ET_0 . Como exemplo, apesar da semelhança no comportamento dos modelos CanESM2 e GFDL-ESM2M, Dewes et al. (2017) concluíram que o CanESM2 apresenta mais sensibilidade climática que o GFDL-ESM2M, podendo apresentar diferentes respostas de ET_0 .

2.4. CONCLUSÃO

Esse trabalho analisou o comportamento da evapotranspiração de referência para o final do século XXI, utilizando dois cenários de forçante radiativa (RCPs 4.5 e 8.5) e seis modelos climáticos provenientes do CMIP5 (CanESM2; CNRM-CM5; HadGEM2-CC; IPSL-CM5A-MR; MIROC-ESM; MRI-CGCM3). Apesar de o *ensemble* ter representado bem a média dos resultados obtidos com os seis modelos climáticos e, apesar da sutil superioridade do modelo MRI-CGCM3 na simulação da ET_o , as análises foram feitas de maneira individualizadas de modo a representar o comportamento e a resposta de cada modelo.

Exceto para a temperatura do ar, os seis modelos climáticos apresentaram comportamentos distintos na simulação da radiação solar e umidade relativa (maior discrepância) e, apresentaram, majoritariamente, uma subestimativa na estimativa da evapotranspiração de referência na maior parte do território brasileiro, sendo menos intenso ($1,5 \text{ mm dia}^{-1}$) nos meses de outono e mais intenso na primavera ($2,5 \text{ mm dia}^{-1}$).

Há um aumento projetado da temperatura média anual durante o decorrer do século XXI para os cenários RCPs 4.5 e 8.5, sendo mais intenso no final do século XXI e no RCP 8.5. As projeções de umidade apresentaram tendência oposta (e menos intensa) que a temperatura do ar, com ligeira redução ($\sim 10 \%$) no final do século. Já as projeções para a radiação solar global não apresentam tendências de aumento (ou redução) significativas ao longo do século XXI, para ambos cenários (RCP 4.5 e 8.5). Mesmo com projeções da radiação praticamente constantes ($\sim 20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) ao longo da série temporal, o aumento da temperatura do ar associado à redução da umidade relativa refletiu em mudanças sazonal e anual da ET_o , uma vez que altera a demanda atmosférica (SANTOS D et al., 2017).

As projeções climáticas dos seis modelos indicaram padrão diversificado na estimativa da ET_o . Considerando o cenário de forçante radiativa mais intensa (RCP 8.5), apesar da distribuição das diferenças sazonais e anuais de ET_o apresentarem estrutura espacial semelhante ao RCP 4.5, nota-se uma intensificação da redução ($\sim 0,30 \text{ mm dia}^{-1}$), oposto ao esperado. Esses resultados divergem do padrão espacial e temporal esperado, uma vez que o aumento projetado de temperatura do ar e redução da umidade relativa deveriam acarretar em aumento da ET_o , principalmente no centro e Nordeste do Brasil. Uma possível justificativa para esse resultado consiste nas incertezas relacionadas as mudanças futuras na ET_o , tanto relacionado as interações de fatores meteorológicos, quanto no desempenho do método de estimativa considerando cenários futuros e a escolha dos modelos climáticos.

2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARDOSO, G. M.; JUSTINO, F. Simulação dos componentes da evapotranspiração sob condições climáticas atuais e de cenários climáticos futuros de aquecimento global com o uso de modelos de clima-vegetação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, p.85-95, 2014.
- CORRÊA, M. de P.; YAMAMOTO, A. L. C.; MORAES, G. R.; GODIN-BEEKMANN, S.; MAHÉ, E. Changes in the total ozone content over the period 2006 to 2100 and the effects on the erythemal and vitamin D effective UV doses for South America and Antarctica. **Photochemical e Phoyobiological Sciences**, v.18, p.2931-2941, 2019.
- DEWES, C. F.; RANGWALA, I.; BARSUGLI, J. J.; HOBBS, M. T.; KUMAR, S. Drought risk assessment under climate change is sensitive to methodological choices for the estimation of evaporative demand. **Plos One**, p.1-22, 2017.
- FAN, J.; WU, L.; ZHANG, F.; XIANG, Y.; ZHENG, J. Climate change effects on reference crop evapotranspiration across different climatic zones of China during 1956-2015. **Journal of Hydrology**, v.542, p.923-937, 2016.
- GAO, Z.; HE, J.; DONG, K.; LI, X. Trends in reference evapotranspiration and their causative factors in the West Liao River basin, China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.232, p.106-117, 2017.
- GHARBIA, S. S.; SMULLEN, T.; GILL, L.; JOHNSTON, P.; PILLA, F. Spatially distributed potential evapotranspiration modeling and climate projections. **Science of the Total Environment**, v.633, p.571-592, 2018.
- GONDIM, R.; SILVEIRA, C.; SOUZA FILHO, F. de.; VASCONCELOS JUNIOR, F.; CID D. Climate change impacts on water demand and availability using CMIP5 models in the Jaguaribe basin, semi-arid Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v.77, p.1-14, 2018.
- GUIMARÃES, S. O.; COSTA, A. A.; VASCONCELOS JÚNIOR, F. das. C.; SILVA, E. M. da.; SALES, D. C.; ARAÚJO JÚNIOR, L. M. de.; SOUZA, S. M. de. Projeções de mudanças climáticas sobre o nordeste brasileiro dos modelos do CMIP5 e do CORDEX. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.31, p.337-364, 2016.
- GUO, D.; WESTRA, S.; MAIER, H. R. Sensitivity of potential evapotranspiration to changes in climate variables for different Australian climatic zones. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.21, p.2107-2126, 2017.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Levantamento sistemático da produção agrícola: estatística da produção agrícola**: Janeiro de 2019. 2019.
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change - Summary for Policymaker. In: STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G. K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. (Eds). **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. de.; SILVA, L. de. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate Dynamics**, p.1-14, 2019.
- JHAJHARIA, D.; SHRIVASTAVA, S. K.; SARKAR, D.; SARKAR, S. Temporal characteristics of pan evaporation trends under the humid conditions of northeast India. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.763-770, 2009.

- KING, D. A.; BACHELET, D. M.; SYMSTAD, A. J.; FERSCHWEILER, K.; HOBBS, M. Estimation of potential evapotranspiration from extraterrestrial radiation, air temperature and humidity to assess future climate change effects on the vegetation of the Northern Great Plains, USA. **Ecological Modelling**, v.297, p.86-97, 2015.
- LEMOS FILHO, L. A. C.; CARVALHO, L. G.; EVANGELISTA, A. W. P.; ALVES JÚNIOR, J. Análise espacial da influência dos elementos meteorológicos sobre a evapotranspiração de referência em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, p.1294-1303, 2010.
- LIN, P.; HE, Z.; DU, J.; CHEN, L.; ZHU, X.; LI, J. Impacts of climate change on reference evapotranspiration in the Qilian Mountains of China: Historical trends and projected changes. **International Journal of Climatology**, v.38, p.2980-2993, 2018.
- LIU, Q.; YAN, C.; JU, H.; GARRÉ, S. Impact of climate change on potential evapotranspiration under a historical and future climate scenario in the Huang-Huai-Hai Plain, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v.132, p.387-401, 2018.
- LLOPART, M.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. da. Assessment of multi-model climate projections of water resources over South America CORDEX domain. **Climate Dynamics**, p.1-18, 2019.
- LYRA, A.; TAVARES, P.; CHOU, S. C.; SUEIRO, G.; DEREZYNSKI, C.; SONDERMANN, M.; SILVA, A.; MARENGO, J.; GIAROLLA, A. Climate change projections over three metropolitan regions in Southeast Brazil using the non-hydrostatic Eta regional climate model at 5-km resolution. **Theoretical and Applied Climatology**, p.1-20, 2017.
- MORIONDO, M.; FERRISE, R.; TROMBI, G.; BRILLI, L.; DIBARI, C.; BINDI, M. Modelling olive trees and grapevines in a changing climate. **Environmental Modelling & Software**, v.72, p.387-401, 2015.
- MOSES, O.; HAMBIRA, W. L. Effects of climate change on evapotranspiration over the Okavango Delta water resources. **Physics and Chemistry of the Earth**, p.1-10, 2018.
- MOSS, R. H.; EDMONDS, J. A.; HIBBARD, K. A.; MANNING, M. R.; ROSE, S. K.; VAN VUUREN, D. P.; CARTER, T. R.; EMORI, S.; KAINUMA, M.; KRAM, T.; MEEHL, G. A.; MITCHELL, J. F. B.; NAKICENOVIC, N.; RIAHI, K.; SMITH, S. J.; STOUFFER, R. J.; THOMSON, A.; WEYANT, J. P.; WILLBANKS, T. J. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. **Nature**, v.463, p.747-756, 2010.
- NATIVIDADE, U. A.; GARCIA, S. M.; TORRES, R. R. Tendência dos índices de extremos climáticos observados e projetados no estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, p.600-614, 2017.
- NOURI, M.; HOMAEE, M.; BANNAYAN, M. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some Arid environments under climate change. **Water Resources Management**, v.31, p.2207-2224, 2017.
- PAN, S.; TIAN, H.; DANGAL, S. R. S.; YANG, Q.; YANG, J.; LU, C.; TAO, B.; REN, W.; OUYANG, Z. Responses of global terrestrial evapotranspiration to climate change and increasing atmospheric CO₂ in the 21st century. **Earth's Future**, v.3, p.15-35, 2015.
- PORFIRIO, L. L.; NEWTH, D.; FINNIGAN, J. J.; CAI, Y. Economic shifts in agricultural production and trade due to climate change. **Palgrave Communications**, p.1-9, 2018.

- RAHMAN, M. A.; YUNSHENG, L.; SULTANA, N.; ONGOMA, V. Analysis of reference evapotranspiration (ET₀) trends under climate change in Bangladesh using observed and CMIP5 data sets. **Meteorology and Atmospheric Physics**, p.1-17, 2018.
- RAMIREZ-CABRAL, N. Y. Z.; KUMAR, L.; SHABANI, F. Global alterations in areas of suitability for maize production from climate change and using a mechanistic species distribution model (CLIMEX). **Scientific Reports**, v.7, p.1-13, 2017.
- REBOITA, M. S.; MARRAFON, V. H. de. A.; LLOPART, M.; ROCHA, R. P. da. Cenários de mudanças climáticas projetados para o estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, p.110-128, 2018.
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. R. da.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185-204, 2010.
- ROCHEDO, P. R. R.; SOARES FILHO, B.; SCHAEFFER, R.; VIOLA, E. SZKLO, A.; LUCENA, A. F. P.; KOBERLE, A.; DAVIS, J. L.; RAJÃO, R.; RATHMMANN, R. The threat of political bargaining to climate mitigation in Brazil. **Nature Climate Change**, 2018.
- SANTOS, L. da. C.; JOSÉ, J. V.; BENDER, F. D.; ALVES, D. S.; NITSCHKE, P. R.; REIS, E. F. dos.; COELHO, R. D. Climate change in the Paraná state, Brazil: responses to increasing atmospheric CO₂ in reference evapotranspiration. **Theoretical and Applied Climatology**, p.1-14, 2019.
- SANTOS D, F. dos.; MARTINS, F. B.; TORRES, R. R. Impacts of climate projections on water balance and implications on olive crop in Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.21, n.2, p.77-88, 2017.
- SANTOS L, C.; BENDER, F. D.; REID, E. F.; CRUZ, G. H. T.; CAPUCHINHO, F. F. Reference evapotranspiration estimation in climate change scenarios for Rio Verde in the state of Goiás, Brazil. **Revista Geama**, v.3, p.144-148, 2017.
- SOUSA, R. M. de.; VIOLA, M. R.; CHOU, S. C.; ALVES, M. V. G.; AVANZI, J. C. Projeções climáticas regionalizadas para o estado do Tocantins, Brasil, nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.24, p.330-347, 2019.
- TAIZ, L.; ZEIGER, E.; MOLLER, I. M.; MURPHY, A. **Plant Physiology and Development**. 6.ed. Oxford: University Press, 2018. 513p.
- TAO, X. E.; CHEN, H.; XU, C. Y.; HOU, Y. K.; JIE, M. X. Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China. **Water Science and Engineering**, v.8, n.4, p.273-281, 2015.
- TAVARES, P. da. S.; GIAROLLA, A.; CHOU, S. C.; SILVA, A. J. de. P.; LYRA, A. de. A. Climate change impact on the potential yield of *Arabica coffee* in southeast Brazil. **Regional Environmental Change**, v.18, p.873-883, 2018.
- TORRES, R. R.; MARENGO, J. A. Climate change hotspots over South America: from CMIP3 to CMIP5 multi-model datasets. **Theoretical and Applied Climatology**, v.117, p.579-587, 2014.
- TORRES, R. R.; LAPOLA, D. M.; MARENGO, J. A.; LOMBARDO, M. A. Socio-climatic hotspots in Brazil. **Climatic Change**, v.115, p.597-609, 2012.
- VALIPOUR, M.; SEFIDKOUHI, M. A. G.; RAEINI-SARJAZ, M. Selecting the best model to estimate potential evapotranspiration with respect to climate change and magnitudes of extreme events. **Agricultural Water Management**, v.180, p.50-60, 2017.

VAN VUUREN, D. P.; EDMONDS, J.; KAINUMA, M.; RIAHI, K.; THOMSON, A.; HIBBARD, K.; HURTT, G. C.; KRAM, T.; KREY, V.; LAMARQUE, J. F.; MAUSI, T.; MEINSHAUSEN, M.; NAKICENOVIC, N.; SMITH, S. J.; ROSE, S. K. The representative concentration pathways: an overview. **Climatic Change**, v.109, p.5-31, 2011.

WANG, J.; LIU, X.; CHENG, K.; ZHANG, X.; LI, L.; PAN, G. Winter wheat water requirement and utilization efficiency under simulated climate change conditions: A Penman-Monteith model evaluation. **Agricultural and Water Management**, v.197, p.100-109, 2018.

WANG, Y.; JIANG, T.; BOTHE, O.; FRAEDRICH, K. Changes of pan evaporation and reference evapotranspiration in the Yangtze River basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v.90, p.13-23, 2007.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **International Journal of Climatology**, v.36, n.6, p.2644-2659, 2016.

ZHANG, K. X.; PAN, S. M.; ZHANG, W.; XU, Y. H.; CAO, L. G. Influence of climate change on reference evapotranspiration and aridity index and their temporal-spatial variations in the Yellow River Basin, China, from 1961 to 2012. **Quaternary International**, v.380, p.75-82, 2015.

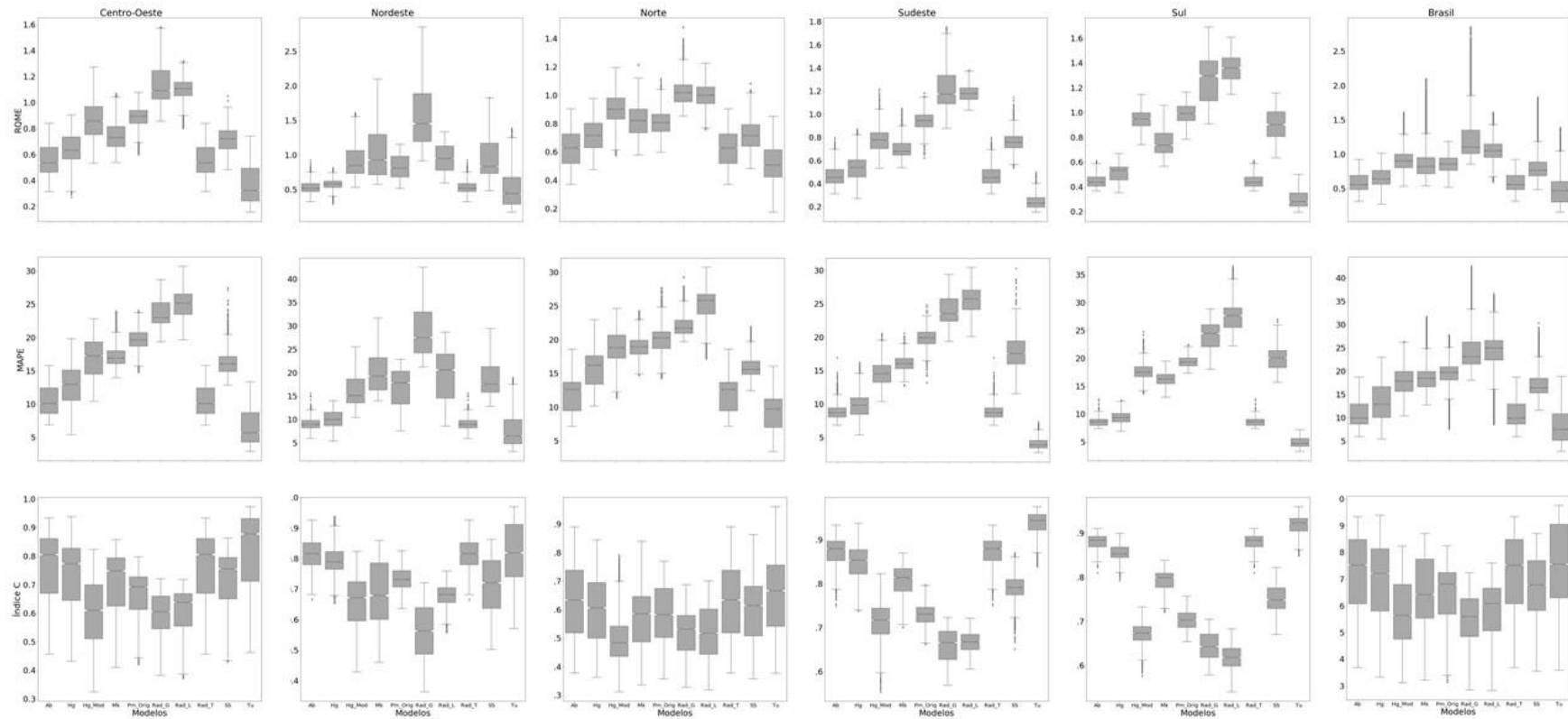
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS GERAIS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 333p. (FAO – Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMOROX, J.; SENATORE, A.; QUEJ, V. H.; MENDICINO G. Worldwide assessment of the Penman-Monteith temperature approach for the estimation of monthly reference evapotranspiration. **Theoretical and Applied Climatology**, v.131, p.693-703, 2018.
- ALMOROX, J.; QUEJ, V. H.; MARTÍ, P. Global performance ranking of temperature-based approaches for evapotranspiration estimation considering Köppen climate classes. **Journal of Hydrology**, v.528, p.514-522, 2015.
- ANTONOPOULOS, V. Z.; ANTONOPOULOS, A. V. Daily reference evapotranspiration estimates by artificial neural networks technique and empirical equations using limited input climate variables. **Computers and Electronics in Agriculture**, v.132, p.86-96, 2017.
- ASSAD, E. D.; MARTINS, S. C.; BELTRÃO, N. E. M.; PINTO, H. S. Impacts of climate change on the agricultural zoning of climate risk for cotton cultivation in Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.48, p.1-8, 2013.
- DEWES, C. F.; RANGWALA, I.; BARSUGLI, J. J.; HOBBS, M. T.; KUMAR, S. Drought risk assessment under climate change is sensitive to methodological choices for the estimation of evaporative demand. **Plos One**, p.1-22, 2017.
- FRAGA, H.; PINTO, J. G.; SANTOS, J. A. Climate change projections for chilling and heat forcing conditions in European vineyards and olive orchards: a multi-model assessment. **Climatic Change**, v.152, p.179-193, 2019.
- GHARBIA, S. S.; SMULLEN, T.; GILL, L.; JOHNSTON, P.; PILLA, F. Spatially distributed potential evapotranspiration modeling and climate projections. **Science of the Total Environment**, v.633, p.571-592, 2018.
- GUO, D.; WESTRA, S.; MAIER, H. R. Sensitivity of potential evapotranspiration to changes in climate variables for different Australian climatic zones. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.21, p.2107-2126, 2017.
- HEINEMANN, A. B.; RAMIREZ-VILLEGAS, J.; STONE, L. F.; DIDONET, A. D. Climate change determined drought stress profiles in rainfed common bean production systems in Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.246, p.64-77, 2017.
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change - Summary for Policymaker. In: STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G. K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. (Eds). **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- JHAJHARIA D.; KUMAR, P.; DABRAL, P. P.; SINGH, V. P.; CHOUDHARY, R. R.; Dinpashoh, Y. Reference evapotranspiration under changing climate over the Thar Desert in India. **Meteorological Application**, v.22, p.425-435, 2015.
- LANG, D.; ZHENG, J.; SHI, J.; LIAO, F.; MA, X.; WANG, W.; CHEN, X.; ZHANG, M. A comparative study of potential evapotranspiration estimation by eight methods with FAO Penman-Monteith method in Southwestern China. **Water**, v.9, p.1-18, 2017.

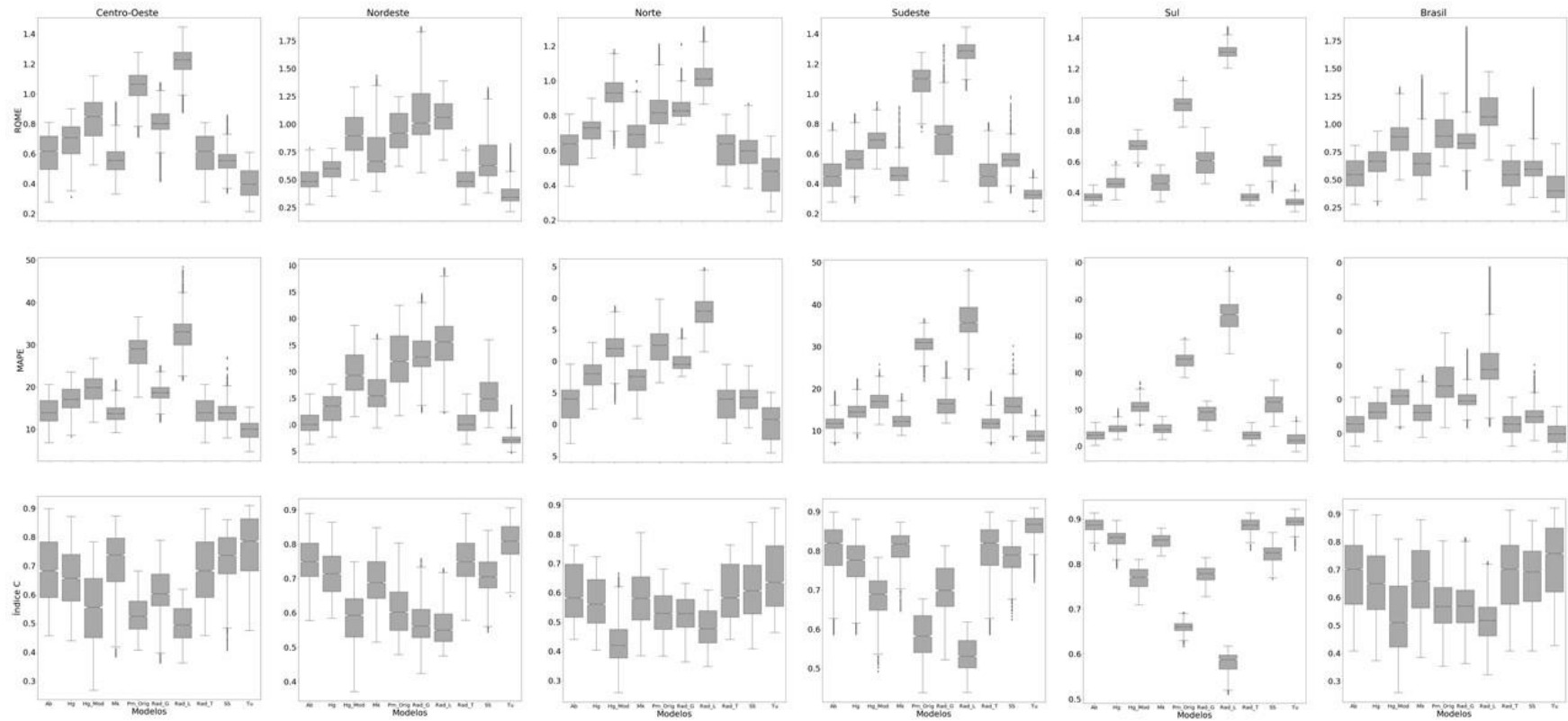
- LIU Q.; YAN, C.; JU, H.; GARRÉ, S. Impact of climate change on potential evapotranspiration under a historical and future climate scenario in the Huang-Huai-Hai Plain, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v.132, p.387-401, 2018.
- LYRA, A.; TAVARES, P.; CHOU, S. C.; SUEIRO, G.; DEREEZYNSKI, C.; SONDERMANN, M.; SILVA, A.; MARENGO, J.; GIAROLLA, A. Climate change projections over three metropolitan regions in Southeast Brazil using the non-hydrostatic Eta regional climate model at 5-km resolution. **Theoretical and Applied Climatology**, p.1-20, 2017.
- MORIONDO, M.; FERRISE, R.; TROMBI, G.; BRILLI, L.; DIBARI, C.; BINDI, M. Modelling olive trees and grapevines in a changing climate. **Environmental Modelling & Software**, v.72, p.387-401, 2015.
- MOSES, O.; HAMBIRA, W. L. Effects of climate change on evapotranspiration over the Okavango Delta water resources. **Physics and Chemistry of the Earth**, p.1-10, 2018.
- NATIVIDADE, U. A.; GARCIA, S. M.; TORRES, R. R. Tendência dos índices de extremos climáticos observados e projetados no estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, p.600-614, 2017.
- NOURI, M.; HOMAEE, M.; BANNAYAN, M. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some Arid environments under climate change. **Water Resources Management**, v.31, p.2207-2224, 2017.
- RAMIREZ-CABRAL, N. Y. Z.; KUMAR, L.; SHABANI, F. Global alterations in areas of suitability for maize production from climate change and using a mechanistic species distribution model (CLIMEX). **Scientific Reports**, v.7, p.1-13, 2017.
- ROCHEDO, P. R. R.; SOARES FILHO, B.; SCHAEFFER, R.; VIOLA, E. SZKLO, A.; LUCENA, A. F. P.; KOBERLE, A.; DAVIS, J. L.; RAJÃO, R.; RATHMMANN, R. The threat of political bargaining to climate mitigation in Brazil. **Nature Climate Change**, 2018.
- SANTOS, D. F. dos.; MARTINS, F. B.; TORRES, R. R. Impacts of climate projections on water balance and implications on olive crop in Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.21, n.2, p.77-88, 2017.
- SORENSSON, A. A.; RUSCICA, R. C. Intercomparison and uncertainty assessment of nine evapotranspiration estimates over South America. **Water Resources Research**, p.1-18, 2018.
- TAVARES, P. da S.; GIAROLLA, A.; CHOU, S. C.; SILVA, A. J. de. P.; LYRA, A. de. A. Climate change impact on the potential yield of *Arabica coffee* in southeast Brazil. **Regional Environmental Change**, v.18, p.873-883, 2018.
- TEGOS, A.; EFSTRATIADIS, A.; MALAMOS, N.; MAMASSIS, N.; KOUTSOYIANNIS, D. Evaluation of a parametric approach for estimating potential evapotranspiration across different climates. **Agriculture and Agricultural Science Procedia**, v.4, p.2-9, 2015.
- TFWALA, C. M.; VAN RENSBURG, L. D.; BELLO, Z. A.; GREEN, S. R. Calibration of compensation heat pulse velocity technique for measuring transpiration of selected indigenous trees using weighing lysimeters. **Agricultural Water Management**, v.200, p.27-33, 2018.
- TIRONI, L. F.; STRECK, N. A.; SANTOS, A. T. L.; FREITAS, C. P. O. de.; FERRAZ, S. E. T. Estimating cassava yield in future IPCC scenarios for the Rio Grande do Sul state, Brazil. **Ciência Rural**, v.47, p.1-10, 2017.
- TORRES, R. R.; LAPOLA, D. M.; MARENGO, J. A.; LOMBARDO, M. A. Socio-climatic hotspots in Brazil. **Climatic Change**, v.115, p.597-609, 2012.

- TORRES, R. R.; MARENGO, J. A. Climate change hotspots over South America: from CMIP3 to CMIP5 multi-model datasets. **Theoretical and Applied Climatology**, v.117, p.579-587, 2014.
- VALIPOUR, M.; SEFIDKOUHI, M. A. G.; RAEINI-SARJAZ, M. Selecting the best model to estimate potential evapotranspiration with respect to climate change and magnitudes of extreme events. **Agricultural Water Management**, v.180, p.50-60, 2017.
- VICENTE, M. R.; LEITE, C. V.; SANTOS, R. M. dos.; LUCAS, P. O.; DIAS, S. H. B.; SANTOS, J. A. Evapotranspiração de referência utilizando o método FAO Penman-Monteith com dados faltantes. **Global Science and Technology**, v.11, n.3, p.217-228, 2018.
- WANG, K.; DICKINSON, R. E. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology, and climatic variability. **Reviews of Geophysics**, p.1-54, 2012.
- WANG, J.; LIU, X.; CHENG, K.; ZHANG, X.; LI, L.; PAN, G. Winter wheat water requirement and utilization efficiency under simulated climate change conditions: A Penman-Monteith model evaluation. **Agricultural and Water Management**, v.197, p.100-109, 2018.
- WANG, W.; XING, W.; SHAO, Q. How large are uncertainties in future projection of reference evapotranspiration through different approaches? **Journal of Hydrology**, v.524, p.696-700, 2015.
- XING, W.; WANG, W.; SHAO, Q.; PENG, S.; YU, Z.; YONG, B.; TAYLOR, J. Changes of reference evapotranspiration in the Haihe River Basin: Present observations and future projection from climatic variables through multi-model ensemble. **Global and Planetary Change**, v.115, p.1-15, 2014.
- ZHANG, K. X.; PAN, S. M.; ZHANG, W.; XU, Y. H.; CAO, L. G. Influence of climate change on reference evapotranspiration and aridity index and their temporal-spatial variations in the Yellow River Basin, China, from 1961 to 2012. **Quaternary International**, v.38, p.75-82, 2015.

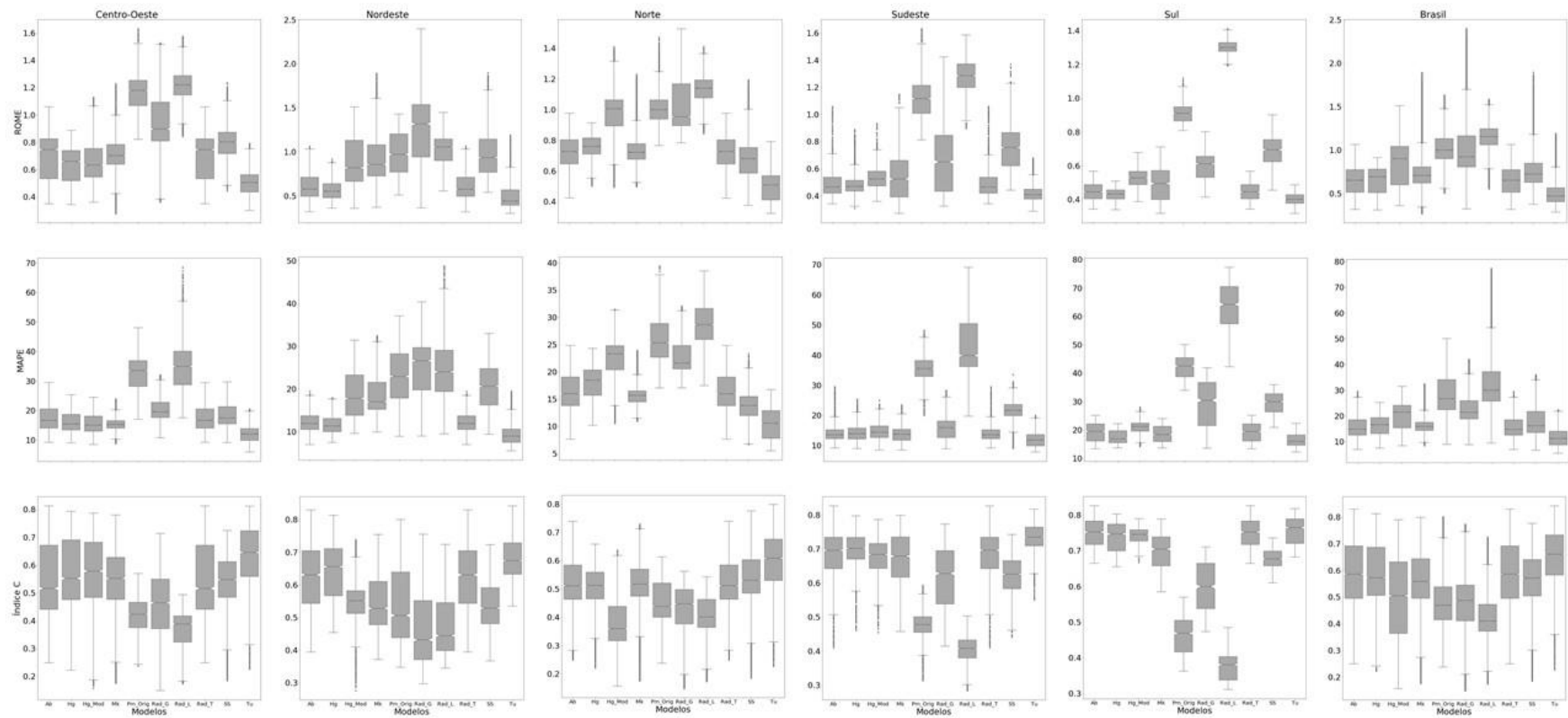
ANEXOS



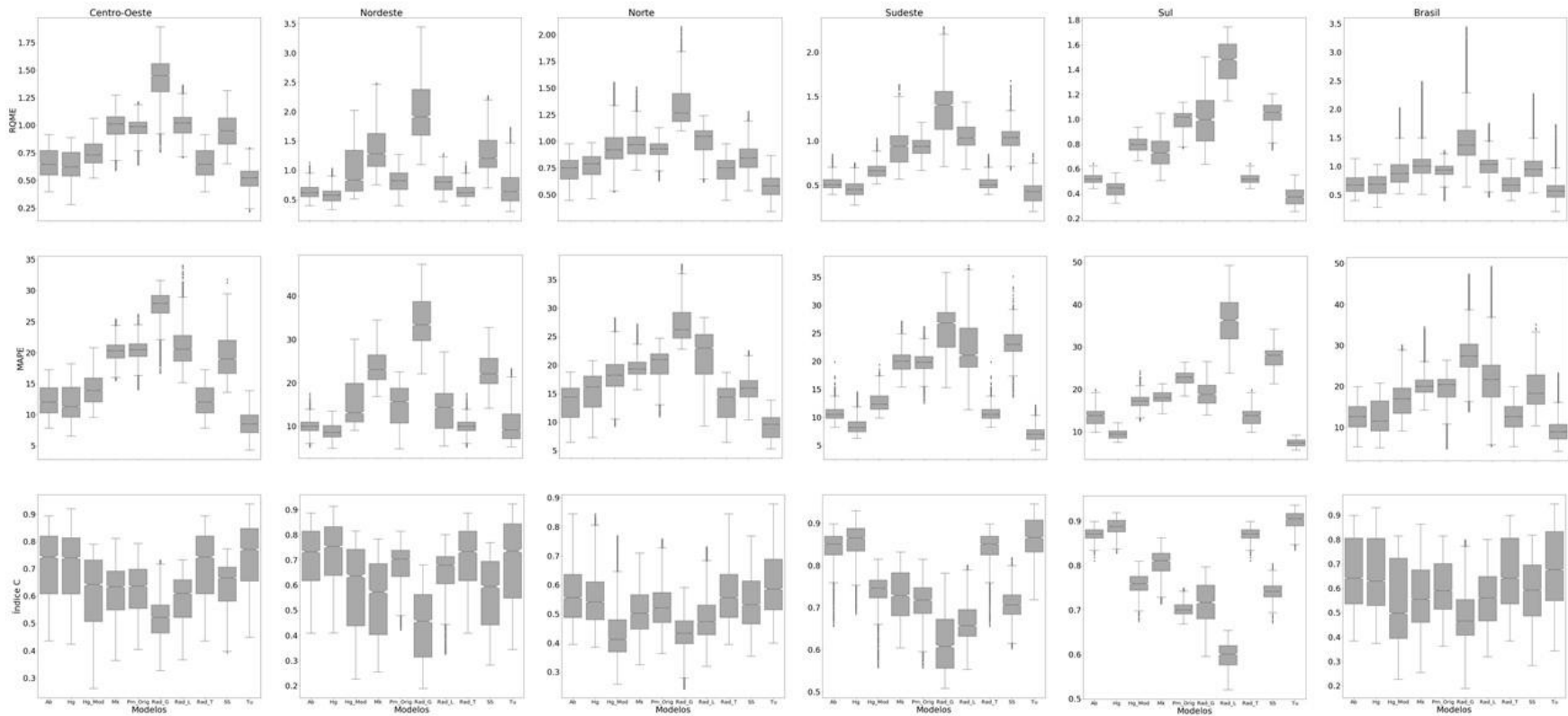
Anexo 1. Distribuição das estatísticas raiz do quadrado médio do erro (primeira linha), erro percentual absoluto médio (segunda linha) e índice c (terceira linha) para as cinco regiões (cinco primeiras colunas) e todo território brasileiro (última coluna), considerando os dez métodos de estimativa da evapotranspiração que apresentaram melhor desempenho para o Verão.



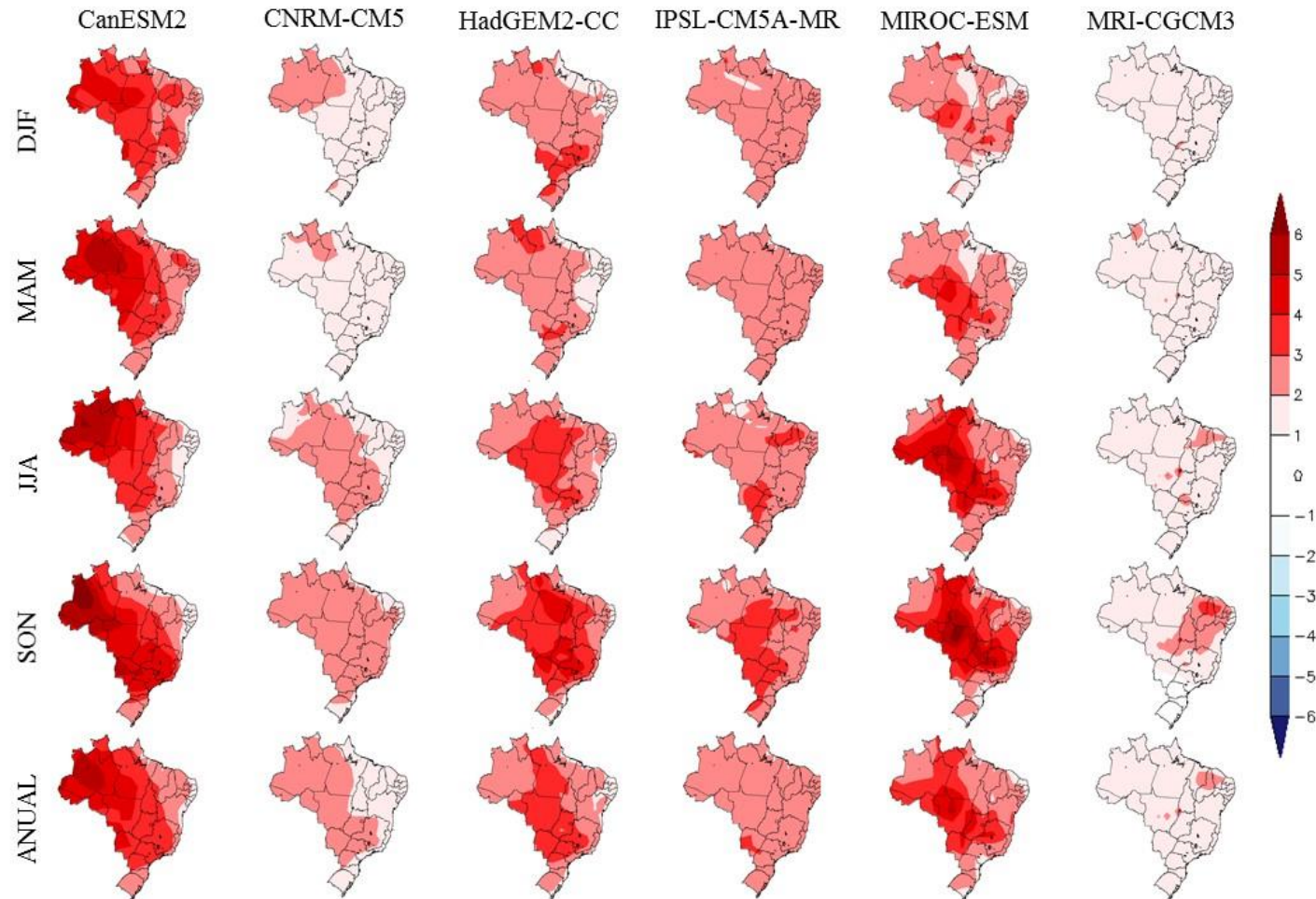
Anexo 2. Distribuição das estatísticas raiz do quadrado médio do erro (primeira linha), erro percentual absoluto médio (segunda linha) e índice c (terceira linha) para as cinco regiões (cinco primeiras colunas) e todo território brasileiro (última coluna), considerando os dez métodos de estimativa da evapotranspiração que apresentaram melhor desempenho para o Outono.



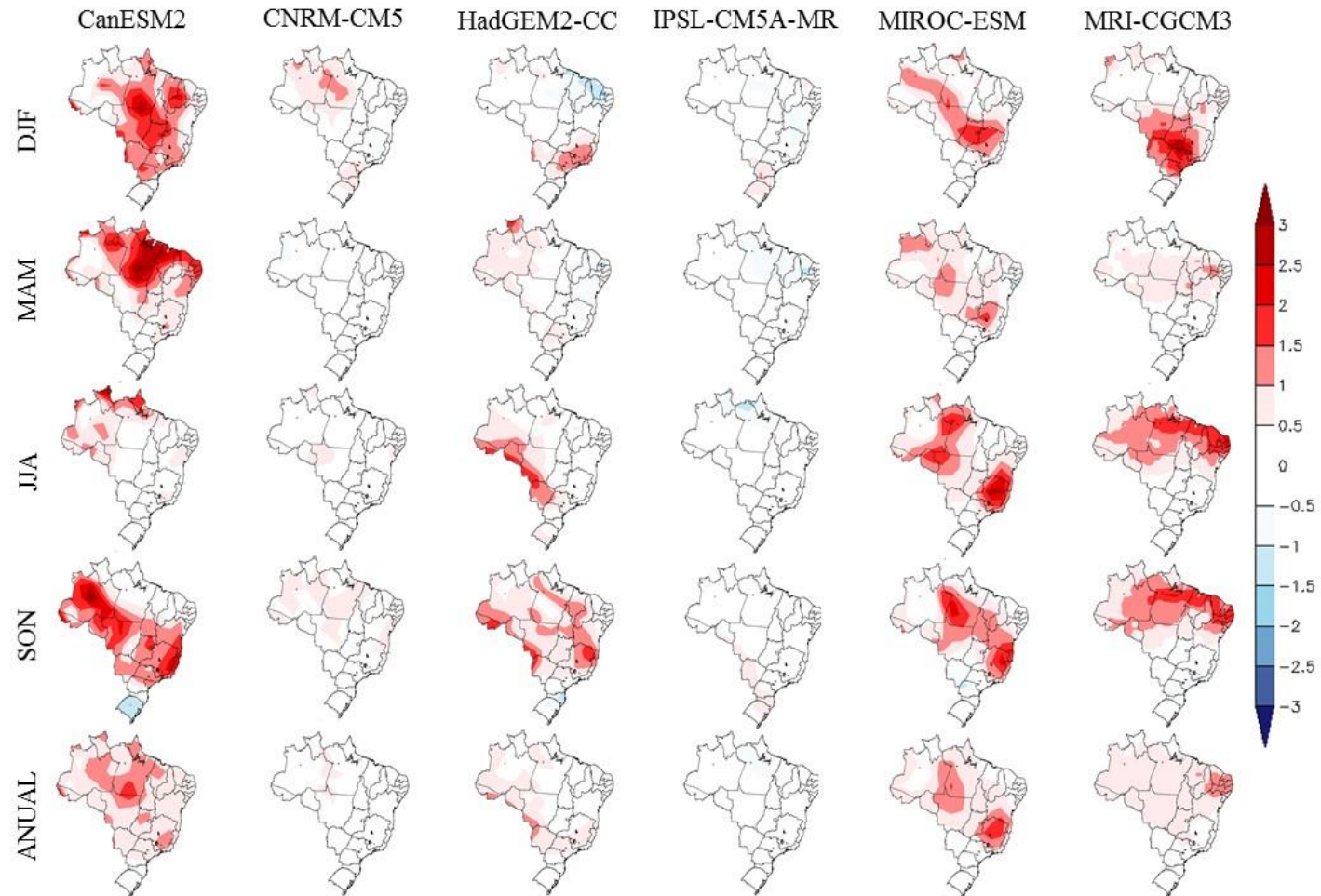
Anexo 3. Distribuição das estatísticas raiz do quadrado médio do erro (primeira linha), erro percentual absoluto médio (segunda linha) e índice c (terceira linha) para as cinco regiões (cinco primeiras colunas) e todo território brasileiro (última coluna), considerando os dez métodos de estimativa da evapotranspiração que apresentaram melhor desempenho para o Inverno.



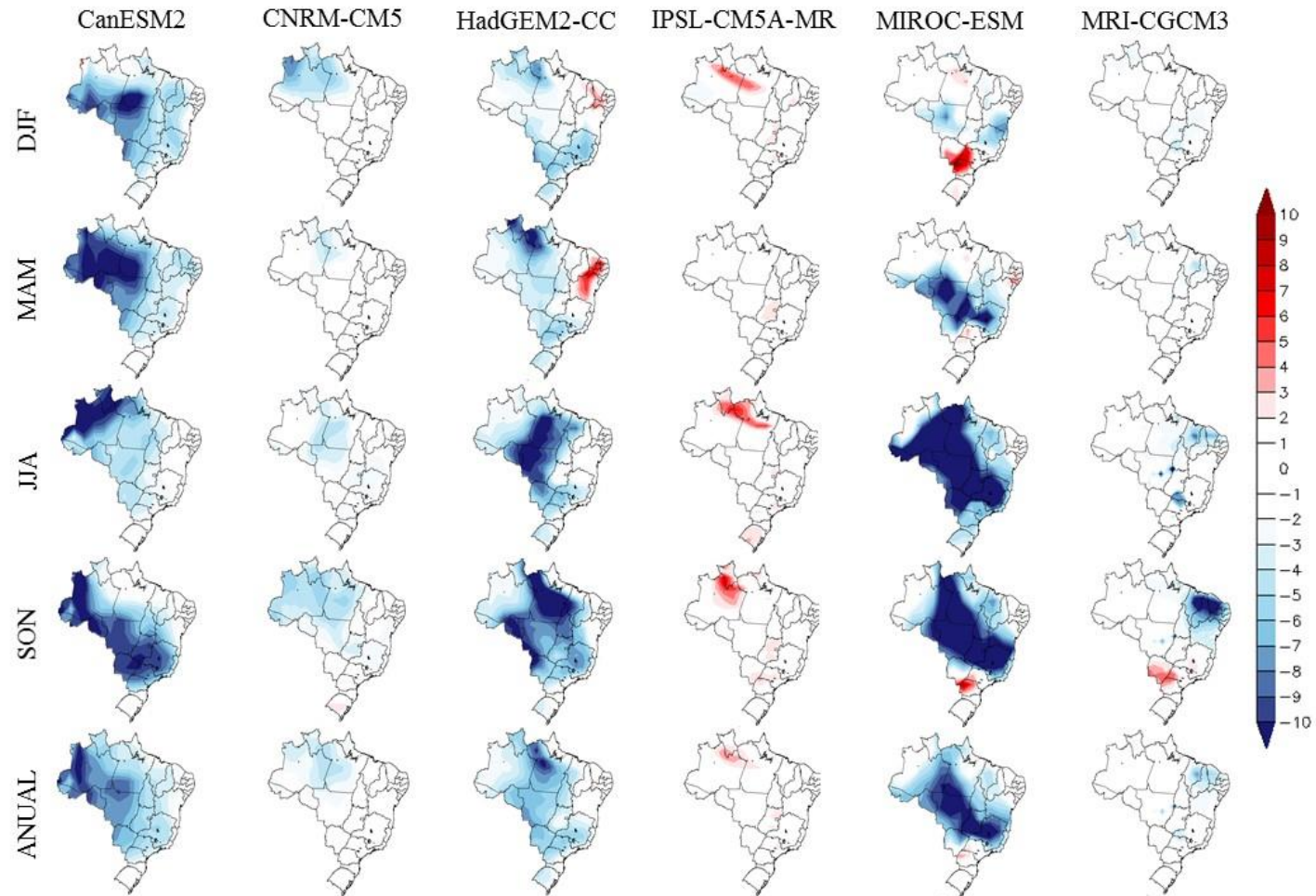
Anexo 4. Distribuição das estatísticas raiz do quadrado médio do erro (primeira linha), erro percentual absoluto médio (segunda linha) e índice c (terceira linha) para as cinco regiões (cinco primeiras colunas) e todo território brasileiro (última coluna), considerando os dez métodos de estimativa da evapotranspiração que apresentaram melhor desempenho para a Primavera.



Anexo 5. Mudanças climáticas projetadas na temperatura do ar (°C) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 4.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente.



Anexo 6. Mudanças climáticas projetadas na radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente.



Anexo 7. Mudanças climáticas projetadas na umidade relativa do ar (%) sazonal (DJF = verão; MAM = outono; JJA = inverno e SON = primavera) e anual para o final do século XXI (2071-2100) para o RCP 8.5. A figura foi elaborada pela projeção do clima futuro menos a simulação do clima presente (1980-2005) para cada modelo separadamente.