



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS ENERGÉTICAS E  
NUCLEARES

LUCAS RAVELLYS PYRRHO DE ALCÂNTARA

**MODELAGEM HIDRODINÂMICA DO SOLO EM ÁREAS DE CAATINGA E  
PASTAGEM NA BACIA DO PAJEÚ**

Recife

2020

LUCAS RAVELLYS PYRRHO DE ALCÂNTARA

**MODELAGEM HIDRODINÂMICA DO SOLO EM ÁREAS DE CAATINGA E  
PASTAGEM NA BACIA DO PAJEÚ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Tecnologias Energéticas e Nucleares. Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos na Agricultura e Meio-Ambiente.

**Orientador:** Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

**Coorientador:** Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho

Recife

2020

Catálogo na fonte:  
Bibliotecário Carlos Moura, CRB-4 / 1502

A347m Alcântara, Lucas Ravellys Pyrrho de.  
Modelagem hidrodinâmica do solo em áreas de caatinga e pastagem na Bacia do Pajeú. / Lucas Ravellys Pyrrho de Alcântara. – 2020.  
122 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.  
Coorientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2020.  
Inclui referências e apêndice.

1. Engenharia nuclear. 2. ONDACBC. 3. Hydrus-1D. 4. Dupla porosidade.  
5. Histerese. 6. BESM. I. Antonino, Antonio Celso Dantas (orientador).  
II. Coutinho, Artur Paiva (coorientador). III. Título.

621.48 CDD (22. ed.)

UFPE  
BCTG/2022-58

LUCAS RAVELLYS PYRRHO DE ALCÂNTARA  
**MODELAGEM HIDRODINÂMICA DO SOLO EM ÁREAS DE CAATINGA E  
PASTAGEM NA BACIA DO PAJEÚ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Tecnologias Energéticas e Nucleares. Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos na Agricultura e Meio-Ambiente.

Aprovado em: 27/02/2020

BANCA EXAMINADORA

---

**Prof. Dr. Alessandro Romario Echevarria Antunes – CAA/UFPE**

---

**Prof. Dr. Mario Augusto Bezerra da Silva – DEN/UFPE**

---

**Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza – UAST/UFRPE**

## **AGRADECIMENTOS**

O presente trabalho foi realizado com apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), processo Nº 465764/2014-2, da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES), processo Nº 88887.136369/2017-00 e da Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia de Pernambuco (FACEPE), processo: APQ-0498-3.07/17, por meio do projeto “Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC)”.

## RESUMO

Detentor dos registros climáticos mais extremos do país, as regiões semiáridas do Nordeste brasileiro sofrem historicamente com a escassez hídrica. Além disso, com o aumento do desmatamento e a substituição da Caatinga nativa por pastagens extensivas, ocorre uma redução da capacidade de infiltração do solo, o que afeta negativamente a dinâmica de água nessa etapa do ciclo hidrológico. Nesse contexto, monitorar e modelar a dinâmica da água no solo com modelos hidrológicos em regiões naturais (como a Caatinga) e degradadas (como a pastagem) é de fundamental importância para compreender a dinâmica dos processos hidrológicos nesses ambientes. Por tudo isso, o objetivo deste trabalho é avaliar a modelagem hidrodinâmica do solo de Caatinga e pastagem na bacia do rio Pajeú. As áreas de estudo estão localizadas no município de Serra Talhada – PE, onde estão instaladas duas torres de monitoramento de fluxos atmosféricos do Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC). Os dados de umidade do solo foram obtidos no ano de 2014 com sensores TDR, dos quais foram calibrados em laboratório com os solos para ambas as estações. Os parâmetros hidrodinâmicos iniciais foram estimados a partir das equações de pedotransferência com o Rosetta-Lite. Após isso foi realizada a análise de sensibilidade dos parâmetros com o método das superfícies de resposta e o método Sobol. Em seguida, foram avaliados os modelos de porosidade única (SP), Dupla Porosidade de Durner (DPD), Dupla Porosidade com Transferência de Massa (DPTM), Dupla Porosidade com Transferência de Pressão (DPTP) e com Histerese na Curva de Retenção e na Curva de Condutividade Hidráulica (HRCC) do programa Hydrus-1D para dinâmica de umidade nas estações. Ainda foi avaliada a capacidade dos modelos em simular a evapotranspiração real medida por Eddy Covariance (EC). Por fim, foi avaliado o impacto dos modelos de cenários históricos e futuro do BESM. A calibração das sondas TDR demonstrou que a relação entre a resposta do sensor e o conteúdo volumétrico de água no solo foi mais bem ajustada por modelos cúbicos. Em geral, os modelos hidrodinâmicos apresentaram melhores ajustes na área de Caatinga (RMSE = 0.01-0.02,  $R^2 = 0.61-0.97$ ) que na Pastagem (RMSE = 0.01-0.03,  $R^2 = 0.61-0.90$ ). Em relação aos parâmetros hidrodinâmicos, foi possível observar que a pastagem apresentou em todos os modelos menores  $K_s$  e  $\theta_{s_m}$ , o que demonstra o impacto negativo da compactação e da mudança da vegetação da vegetação natural no semiárido brasileiro. O modelo de dupla porosidade com transferência de pressão apresentou o melhor ajuste aos dados medidos na estação BR-GST, entretanto, foi possível notar que a divergência

entre os modelos para a estação BR-CST foi mínima, podendo considerar o modelo de porosidade única para representar a região. Os resultados apresentados mostram a necessidade de testar mais de um modelo na análise hidrodinâmica de uma região. Os resultados demonstram que o número de dias futuros com a umidade abaixo o ponto de murcha permanente (PMP) indicando que o número de dias em que as áreas ficarão abaixo ao PMP irá aumentar de acordo com os cenários futuros.

Palavras-chave: ONDACBC; Hydrus-1D; dupla porosidade; histerese; BESM.

## ABSTRACT

Holder of the most extreme climate records in the country, the semiarid regions of the Northeastern Brazil have historically suffered from water scarcity. Besides, the semi-arid has a biome found only in this region, the Caatinga. However, the Caatinga biome has been suffering from anthropization processes, where extensive pastures are implanted in deforested areas. In this context, Monitoring and modeling the soil moisture dynamics with hydrological models in natural (such as Caatinga) and degraded (as pasture) areas is of fundamental importance to understand the dynamics of hydrological processes. Therefore, the objective of this work is to evaluate the hydrodynamic modeling of Caatinga soil and pasture in the Pajeú river basin. The study area was the municipality of Serra Talhada - PE, where two hydrometeorological monitoring towers of the National Observatory of Water and Carbon Dynamics in the Caatinga Biome (ONDACBC) project are installed. Soil moisture data were obtained in 2014 with TDR sensors, which were calibrated in the laboratory with soils for both seasons. Initial hydrodynamic parameters were estimated from pedotransfer equations with Rosetta-Lite. After that, the sensitivity analysis of the parameters was performed by the response surfaces method. Then, we evaluated the single porosity (SP), Durner Double Porosity (DPD), Mass Transfer Double Porosity (DPTM), Pressure Transfer Double Porosity (DPTP) and Retention Curve and Hysteresis models. Hydrus-1D Hydraulic Conductivity Curve (HRCC) for station moisture dynamics. The ability of the models to simulate the actual evapotranspiration measured by Eddy Covariance (EC) was also evaluated. Finally, the impact of BESM's historical and future scenario models was evaluated. The calibration of TDR probes showed that cubic models better adjusted the relationship between sensor response and volumetric soil water content. In general, hydrodynamic models showed better adjustments in Caatinga area (RMSE = 0.01-0.02,  $R^2 = 0.61-0.97$ ) than in Pasture (RMSE = 0.01-0.03,  $R^2 = 0.61-0.90$ ). Regarding the hydrodynamic parameters, it was observed that the pasture presented in all smaller models  $K_s$  and  $\theta_{sm}$ , which demonstrates the negative impact of the compaction and change of vegetation of natural vegetation in the Brazilian semiarid. The pressure transfer double porosity model presented the best fit to the data measured at the BR-GST. However, it was possible to notice that the divergence between the models for the BR-CST station was minimal, considering the single porosity model for representing the region. The results presented show the need to test more than one model in the hydrodynamic analysis of a region. The results demonstrate that the number of future days with humidity

below the permanent wilting point (PMP) indicating that the number of days the areas will fall below the PMP will increase according to future scenarios.

Keywords: ONDACBC; Hydrus-1D; dual-porosity; hysteresis; BESM.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização da Caatinga no território brasileiro.....	24
Figura 2 -	Triângulo de classificação de textura do solo.....	27
Figura 3 -	Amostra de solo não saturado indicando as frações.....	28
Figura 4 -	Efeito da histerese na relação entre potencial de sucção e conteúdo de água. Sendo (A) curva de retenção na sorção e dessorção e (B) efeito gargalo de garrafa nos poros.....	34
Figura 5 -	Localização da área de estudo no município de Serra Talhada em Pernambuco.....	44
Figura 6 -	Croqui do monitoramento de água no solo como o uso do TDR na estação BR-CST(A) e BR-GST(B).....	45
Figura 7 -	Ensaio de granulometria do solo. Sedimentação (A) e Peneiramento (B)..	46
Figura 8 -	Equipamentos utilizados para calibração do sensor TDR.....	47
Figura 9 -	Distribuição da precipitação total mensal nos postos BR-CST, BR-GST e as médias mensais históricas (1914-2019).....	57
Figura 10 -	Curva de distribuição granulométrica dos perfis dos solos das estações de monitoramento.....	58
Figura 11 -	Distribuição dos dados da curva de calibração dos sensores TDR na estação BR-CST (A) e BR-GST (B).....	61
Figura 12 -	Distribuição temporal de umidade do solo e da precipitação nas estações BR-CST(A) e BR-GST(B).....	62
Figura 13 -	BoxPlot da variabilidade mensal da umidade média do solo na estação (A) BR-CST e na estação (B) BR-GST no ano de 2014.....	63
Figura 14 -	Figura 14 - Avaliação da sensibilidade da malha do perfil da estação BR-CST, sendo: (A) fluxo de drenagem, (B) Recarga, (C) Infiltração acumulada, (D) Escoamento superficial acumulado, (E) Lâmina de água armazenada e (F) Evaporação acumulada.....	65
Figura 15 -	Figura 15. Avaliação da sensibilidade da malha do perfil da estação BR-GST, sendo: (A) fluxo de drenagem, (B) Recarga, (C) Infiltração acumulada, (D) Escoamento superficial acumulado, (E) Lâmina de água armazenada e (F) Evaporação acumulada.....	66

- Figura 16 - Sensibilidade relativa dos parâmetros hidrodinâmicos da estação 68  
BR-CST. (A) fluxo de drenagem, (B) Recarga, (C) Infiltração acumulada,  
(D) Escoamento superficial acumulado, (E) Lâmina de água armazenada  
e (F) Evaporação acumulada.....
- Figura 17 - Sensibilidade relativa dos parâmetros hidrodinâmicos da estação 69  
BR-GST. (A) fluxo de drenagem, (B) Recarga, (C) Infiltração acumulada,  
(D) Escoamento superficial acumulado, (E) Lâmina de água armazenada  
e (F) Evaporação acumulada.....
- Figura 18 - Análise de Sensibilidade Global pelo método Sobol para o Volume Médio 70  
Armazenado (A e C) e a Evapotranspiração real (ETa) (B e D) para o  
período em análise para as estações BR-CST (A e B) e BR-GST (C e  
D) Volume Médio Armazenado (A e C) e a Evapotranspiração real (ETa)  
(B e D).....
- Figura 19 - Conteúdo de água observado e simulado pelos modelos para as 73  
profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm na estação BR-CST.....
- Figura 20 - Conteúdo de água observado e simulado pelos modelos para as 75  
profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm na estação BR-GST.....
- Figura 21 - Fluxos acumulados no ano de 2014 para a estação BR-CST com os 82  
modelos SP, DPD, DPTM, DPTP e HRCC.....
- Figura 22 - Fluxos acumulados no ano de 2014 para a estação BR-GST com os 83  
modelos SP, DPD, DPTM, DPTP e HRCC.....
- Figura 23 - Comparação entre a estimativa da evapotranspiração real estimada pelos 84  
modelos e a medida pela Eddy Covariance na estação BR-CST.....
- Figura 24 - Comparação entre a estimativa da evapotranspiração atual estimada pelos 85  
modelos e a medida pela Eddy Covariance na estação BR-GST.....
- Figura 25 - Comparação do histograma de umidade média do perfil entre os cenários 86  
histórico (Azul) e futuro (Vermelho) para a estação BR-CST. Sendo estes  
cenários simulados com RCP 4.5 (índice 1) e 8.5 (índice 2) pelo modelo  
BESM, e os modelos hidrodinâmicos SP(A), DPD(B), DPTM(C),  
DPTP(D) e HRCC(E), a linha cinza pontilhada representa o limite do  
PMP, igual a  $0,065 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$  .....

- Figura 26 - Comparação do histograma de umidade média do perfil entre os cenários 88  
histórico (Azul) e futuro (Vermelho) para a estação BR-GST. Sendo estes  
cenários simulados com RCP 4.5 (índice 1) e 8.5 (índice 2) pelo modelo  
BESM, e os modelos hidrodinâmicos SP(A), DPD(B), DPTM(C),  
DPTP(D) e HRCC(E), a linha cinza pontilhada representa o limite do  
PMP, igual a  $0,05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  .....
- Figura 27 - Evapotranspiração real anual no cenário histórico e futuro pelo modelo 92  
BESM nos cenários RCP 4.5 e 8.5 em ambas as estações.....
- Figura 28 - Descarga de fundo anual no cenário histórico e futuro pelo modelo 92  
BESM nos cenários RCP 4.5 e 8.5 em ambas as estações.....

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação granulométrica, segundo a Sociedade Internacional de Ciência do Solo.....	26
Tabela 2 - Dados de entrada utilizados para análise de sensibilidade do modelo no Hydrus -1D.....	49
Tabela 3 - Intervalo de todos os parâmetros utilizados para avaliar a sensibilidade em ambas às estações.....	51
Tabela 4 - Parâmetros utilizados em cada modelo para simular o fluxo de água na zona não saturada do solo.....	52
Tabela 5 - Potenciais de Feddes et al. (1978) estabelecidos por Grinevskii (2011) para o solo Franco-arenoso, sendo a vegetação lenhosa a estação BR-CST e gramínea a estação BR-GST.....	53
Tabela 6 - Propriedades textural das camadas dos solos das estações.....	58
Tabela 7 - Parâmetros hidrodinâmicos da equação de Van Genuchten com hipótese de Muallen obtidos pelo Rosetta-Lite das camadas dos solos das estações..	59
Tabela 8 - Avaliação dos modelos de estimativa da umidade volumétrica dos solos em estudo, coeficiente de determinação ( $R^2$ ), índice de concordância (d), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de confiança dos modelos (c).....	60
Tabela 9 - Resumo estatístico da umidade do solo ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ ) nas estações de monitoramento BR-CST e BR-GST.....	64
Tabela 10 - Estatísticas do ajuste dos modelos para os dados hidrodinâmicos da estação BR-CST.....	76
Tabela 11 - Estatísticas do ajuste dos modelos para os dados hidrodinâmicos da estação BR-GST.....	77
Tabela 12 - Parâmetros dos modelos hidráulicos do solo ajustados pelo método inverso no Hydrus-1D nas estações BR-CST e BR-GST.....	78
Tabela 13 - Estatísticas do ajuste dos modelos em simular a ETa na estação BR-CST.....	84

Tabela 14 - Estatísticas do ajuste dos modelos em simular a ETa na estação BR-GST.....	86
Tabela 15 - Resumo do percentual de dias em que a umidade média do perfil ficou abaixo do ponto de murcha utilizando os modelos hidrodinâmicos em estudo nas estações BR-CST e BR-GST, e com os cenários RCP 4.5 e 8.5 do modelo BESM.....	91

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

APAC	Agência Pernambucana de Águas e Climas
ASG	Análise de Sensibilidade Global
ASL	Análise de Sensibilidade Local
BESM	Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre
BEST	Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters
BR-CST	Torre de monitoramento de dados hidrometeorológicos do projeto ONDACBC instalada na área de bioma Caatinga no município de Serra Talhada – PE
BR-GST	Torre de monitoramento de dados hidrometeorológicos do projeto ONDACBC instalada na área de Pastagem no município de Serra Talhada – PE
c	Índice de confiança do modelo
Cw	A função de capacidade hidráulica do solo
d	Índice de concordância de wilmott
dp	Densidade das partículas
DPD	Modelo hidráulico do solo considerando dupla porosidade (Durner, 1994)
DPTM	Modelo hidráulico do solo considerando dupla porosidade com transferência de massa entre a zona móvel e imóvel
DPTP	Modelo hidráulico do solo considerando dupla porosidade com transferência de pressão entre a zona móvel e imóvel
ds	Densidade do solo
EC	Eddy Covariance
ETa	Evapotranspiração Real
ETo	Evapotranspiração de Potencial
$\varepsilon_v$	Índice de vazios
h	Altura de coluna d'água que pode ser positiva (potencial de pressão) ou negativa (potencial de sucção)
H	Carga hidráulica ou carga de pressão ou carga piezométrica
HRCC	Modelo hidráulico do solo considerando histerese na curva de retenção e condutividade hidráulica
ISST	Sociedade Internacional de Ciência do Solo
kge	Coefficiente de Klinga – Gupta
KGE	Coefficiente de Klinga – Gupta limitado
Ks	Condutividade hidráulica saturada
l	Parâmetro de tortuosidade ligado à conectividade dos poros
Mg	Massa gasosa

MI	Massa de líquidos
Ms	Massa do solo
Mt	Massa total
n e m	Parâmetros de forma
nse	Coefficiente de Nash e Sutcliffe
NSE	Coefficiente de Nash e Sutcliffe limitado
ONDACBC	Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga
PROJETA	Projeções de Mudança do Clima para a América do Sul Regionalizadas pelo modelo ETA
q	Fluxo linear de água
r	Coefficiente de correlação de Pearson
R <sup>2</sup>	Coefficiente de determinação
RCP	Representative Concentration Pathway
RMSE	Raiz do Erro Quadrático da Média
S	Grau de Saturação do solo
SBCS	Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Se	Grau de Saturação efetiva do solo
Sim	Drenagem para região imóvel
Sm	Drenagem para região móvel
SP	Modelo hidráulico do solo considerando porosidade única.
TDR	Reflectometria no Domínio do Tempo
u	Umidade gravimétrica
USDA	Departamento de Agricultura dos Estados Unidos
Vg	Volume gasoso
Vl	Volume de líquidos
Vs	Volume do solo
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
$\alpha$	Inverso do comprimento da entrada de ar
$\alpha\omega, \omega$	Coefficiente de transferência de massa de primeira ordem
$\eta$	Porosidade do solo
$\theta$	Umidade volumétrica
$\theta_{im}$	Umidade volumétrica na região imóvel
$\theta_m$	Umidade volumétrica na região móvel

$\theta_r$	Umidade residual
$\theta_s$	Umidade na saturação
$\psi_g$	Potencial gravimétrico
$\psi_m$	Potencial matricial
$\Psi_o$	Potencial osmótico
$\psi_p$	Potencial de pressão
$\psi_t$	Potencial total
$\Gamma_w$	Taxa de transferência de água da região móvel para a imóvel

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>20</b>
1.1	OBJETIVO GERAL.....	22
1.1.1	Objetivos específicos.....	23
<b>2</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA.....</b>	<b>24</b>
2.1	O BIOMA CAATINGA E A PASTAGEM.....	24
2.2	DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO.....	26
2.2.1	Solo.....	26
2.2.2	Propriedades Físicas do Solo.....	27
2.2.3	Propriedades Hidráulicas do Solo.....	29
2.2.3.1	<i>Potencial e retenção da água no solo.....</i>	<i>30</i>
2.2.3.2	<i>Fluxo e Transferência de Água no Solo.....</i>	<i>31</i>
2.2.3.3	<i>Fluxos com modelos de dupla porosidade.....</i>	<i>34</i>
2.2.3.4	<i>Histerese nas curvas de retenção e condutividade hidráulica.....</i>	<i>35</i>
2.3	MONITORAMENTO DA DINÂMICA DE ÁGUA NO SOLO.....	36
2.4	MODELOS DE FLUXO DE ÁGUA - HYDRUS-1D.....	37
2.4.1	Modelos de porosidade única.....	40
2.4.2	Modelos de dupla porosidade e histerese.....	42
2.4.3	Estimativa da Evapotranspiração real (ETa) pelo Hydrus-1D.....	44
<b>3</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>46</b>
3.1	LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	46
3.2	DADOS METEOROLÓGICOS.....	47
3.3	MONITORAMENTO DA UMIDADE DO SOLO.....	48
3.4	CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DOS SOLOS.....	48

3.5	CALIBRAÇÕES DAS SONDAS TDR DE UMIDADE DO SOLO.....	49
3.6	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE.....	51
3.6.1	Análise de Sensibilidade Local (ASL).....	52
3.6.2	Análise de Sensibilidade Global (ASG).....	52
3.7	SIMULAÇÃO DA DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO.....	54
3.7.1	Modelos Hidráulicos do Solo Utilizados.....	54
3.7.2	Condições de Contorno Atmosféricas.....	55
3.7.3	Extração de Água Pelas Raízes.....	56
3.7.4	Calibração e Validação do Modelo.....	57
3.7.5	Avaliação da Estimativa da Evapotranspiração Real (Eta).....	57
3.7.6	Parâmetros Estatísticos Utilizados .....	57
3.7.7	Simulação Futura com o Modelo BESM .....	59
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>60</b>
4.1	ASPECTOS METEOROLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO.....	60
4.2	PROPRIEDADES FÍSICAS E HIDRODINÂMICAS DOS SOLOS.....	61
4.3	CURVAS DE CALIBRAÇÃO DOS SENSORES TDR.....	63
4.4	DINÂMICA DIÁRIA DE PRECIPITAÇÃO, EVAPOTRANSPIRAÇÃO E UMIDADE DO SOLO.....	65
4.5	SENSIBILIDADE DO MODELO.....	69
4.5.1	Sensibilidade da Malha.....	69
4.5.2	Análise de Sensibilidade Local (ASL).....	71
4.5.3	Análise de Sensibilidade Global (ASG).....	73
4.6	MODELOS HIDRÁULICOS DO SOLO.....	75
4.6.1	Modelagem Hidrodinâmica do Solo.....	75
4.6.2	Estatísticas do Ajuste dos Modelos Hidráulicos do Solo.....	79

4.6.3	Parâmetros dos Modelos Hidráulicos do Solo Ajustados pelo Método Inverso..	83
4.6.4	Avaliação do Balanço Hídrico para o Ano de 2014.....	87
4.6.5	Estimativa da Evapotranspiração Real (Eta).....	89
4.6.6	Simulações com os Cenários RCP 4.5 e 8.5 do Modelo BESM.....	92
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>102</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>104</b>
	<b>APÊNDICE A - ALGORITMO EM PYTHON 3.7 PARA AVALIAR A</b>	
	<b>SENSIBILIDADE GLOBAL DO MODELO HYDRUS - 1D PELO</b>	<b>116</b>
	<b>MÉTODO SOBOL.....</b>	

## 1 INTRODUÇÃO

Detentor dos registros climáticos mais extremos do país, as regiões semiáridas do nordeste brasileiro sofrem historicamente com a escassez hídrica (BRITO et al., 2018). Além disso, com o aumento do desmatamento e a substituição da Caatinga nativa por pastagens extensivas, ocorre uma redução da capacidade de infiltração do solo, o que afeta negativamente a dinâmica de água nessa etapa do ciclo hidrológico (OLIVEIRA JUNIOR et al., 2014). Dessa forma, um dos grandes desafios atuais é a geração de dados sobre como a mudança de uso da terra pode afetar a dinâmica da água no solo. Uma vez que essas informações são escassas e são requisitos para modelos de gestão conservacionistas dos recursos hídricos, sobretudo na região semiárida do Brasil.

Nesse contexto, o monitoramento da umidade do solo é importante para gerar dados e correlacionar as propriedades hidrodinâmicas com os diferentes usos do solo. Segundo Santos Neto et al. (2019), o monitoramento da umidade do solo pode ser realizado por metodologias diretas e indiretas. Entre os métodos indiretos, destaca-se a técnica TDR (Reflectometria no Domínio do Tempo) que permite relacionar a constante dielétrica do meio ao seu conteúdo volumétrico de água. Esse é um dos métodos mais utilizados para o monitoramento da dinâmica da umidade do solo (DA SILVA et al., 2015, PINHEIRO et al., 2016, COSTA et al., 2016, URSULINO et al., 2019). As maiores vantagens da aplicação da técnica TDR são a exatidão e a possibilidade de automação no processo de coleta de dados. Como desvantagem é recomendada a calibração prévia do equipamento com os solos a serem utilizados (SOUZA et al., 2016).

Alguns códigos de simulações hidrológicas se destacam por determinar as propriedades hidrodinâmicas do solo a partir de séries de dados de umidade. Dentre esses códigos, o programa que mais vem sendo utilizado para simulação e caracterização das propriedades hidrodinâmica é o Hydrus-1D (DA SILVA et al., 2015, LE BOURGEOIS et al., 2016, SOARES, 2018, KANZARI et al., 2018, GABIRI et al., 2018, URSULINO et al., 2019). O Hydrus-1D resolve a equação unidimensional de Richards (1931) para o fluxo de água no solo com diferentes níveis de saturação (ŠIMŮNEK, 2008). Essas simulações são fundamentais nesse tipo de investigação, auxiliando na avaliação dos impactos dos diferentes usos do solo nas propriedades hidrodinâmicas.

O Hydrus-1D é um código que possui seis tipos de modelos para as propriedades hidráulicas do solo. Com o programa ainda é possível realizar simulações considerando a

histerese na curva de retenção e condutividade hidráulica (HRCC). Além disso, é possível selecionar dois modelos de fluxo de não-equilíbrio com dupla porosidade com transferência de massa entre as zonas móveis e imóveis presumidas como proporcionais a conteúdo de água ou potencial matricial. Em geral o modelo de porosidade única (SP) é o mais utilizado para a simulação dos fluxos de água no solo (GABIRI et al., 2018; URSULINO et al., 2019; SHELIA et al., 2018; KANZARI et al., 2018). Isso ocorre devido ao menor número de parâmetros necessários para realizar as simulações, o que facilita a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos.

O Hydrus-1D foi avaliado por Gabiri et al. (2018) que utilizaram o modelo de porosidade única para simulação da dinâmica e da disponibilidade da água no solo. Uma vez que esse código permite integrar condições climáticas e o armazenamento da água no solo sendo calibrado para suprir falhas em séries de umidades. Os resultados demonstraram que o Hydrus-1D calibrado pode ser utilizado para outras parcelas com condições hidrológicas semelhantes. Da Silva Junior et al. (2013) destacam que o Hydrus-1D estimou adequadamente pelo método inverso os parâmetros hidrodinâmicos do modelo de porosidade única em uma lavoura de café em textura argilosa a muito argilosa nas camadas de 0-20 e 20-60 cm, evidenciando uma deficiência do método para maiores profundidades. No Nordeste brasileiro, Ursulino et al. (2019) investigaram a dinâmica da água no solo com o Hydrus-1D. Os autores utilizaram o método inverso no modelo de porosidade única, a partir de dados de umidade de sensores TDR, evidenciando que esse modelo foi eficiente em simular a dinâmica da água no solo. Kanzari et al. (2018) também comprovaram a eficiência do Hydrus-1D para avaliar o fluxo de água em regiões semiáridas da Tunísia, confirmando que o modelo de porosidade única pode ser uma alternativa para avaliar os riscos ambientais relacionados à irrigação com águas salinas em regiões semiáridas.

Em algumas situações, o modelo de porosidade única pode não ser adequado para representar as propriedades hidrodinâmicas de uma região. Nesse sentido, avaliar o comportamento hidrodinâmico do solo, a partir de modelos mais complexos que consideram os processos de histerese (RUDIYANTO et al., 2013; BASHIR et al., 2015) e dupla porosidade do solo (WONGKAEW et al., 2018; HAWS et al., 2005; BRUNETTI et al., 2016) são essenciais para minimizar as incertezas nas simulações hidrodinâmicas do solo.

Wongkaew et al. (2018) ressaltam que o modelo de dupla-porosidade de Durner (1994) (DPD) apresenta melhor desempenho em estimar os valores de condutividade

hidráulica em situações de baixas umidades do que o modelo de porosidade única. Já Haws et al. (2005) verificaram que o modelo de porosidade dupla com transferência de pressão (DPTP) apresenta desempenho superior ao de porosidade única, na simulação de hidrogramas de drenagem. Brunetti et al. (2016), analisando as incertezas do modelo de porosidade única e o modelo de dupla porosidade com transferência de massa (DPTM), concluíram que o modelo mais complexo apresenta um melhor desempenho na descrição do comportamento hidráulico de um pavimento permeável. Além disso, Bashir et al. (2015) demonstraram que a histerese é capaz de afetar os processos hidrológicos na zona vadosa do solo. Os autores destacam ainda a importância de considerar a histerese para projetos de cobertura da terra, previsão de recarga de águas subterrâneas, transporte de contaminantes na zona vadosa e erosão do solo.

Nesse contexto, monitorar e modelar a dinâmica da água no solo, com modelos hidrológicos, em áreas com uso e ocupação diferentes, como as de Caatinga de pastagem, são de fundamental importância para compreender a dinâmica dos processos hidrológicos nesses ambientes. Para tanto, o Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC) é uma iniciativa pioneira que visa reunir um banco de dados climáticos e ecohidrológicos na região do semiárido da região Nordeste do Brasil. Dentro dessa iniciativa, foram instaladas torres de fluxo para realização do monitoramento climático e hidrodinâmico em áreas de Caatinga e de pastagem no município de Serra Talhada (Pernambuco, Brasil). Os dados hidrometeorológicos dessas torres estão inseridos na plataforma AmeriFlux, e essas são denominadas como BR-CST (Caatinga) e BR-GST (Pastagem) (ANTONINO, 2014).

Desse modo, torna-se essencial avaliar os parâmetros hidrodinâmicos nas estações BR-CST e BR-GST utilizando os modelos de porosidade única (SP), Dupla Porosidade de Durner (DPD), Dupla Porosidade com Transferência de Massa (DPTM), Dupla Porosidade com Transferência de Pressão (DPTP) e com Histerese na Curva de Retenção e na Curva de Condutividade Hidráulica (HRCC).

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar a modelagem hidrodinâmica do solo em áreas de Caatinga e pastagem na bacia do rio Pajeú.

### 1.1.1 Objetivos Específicos

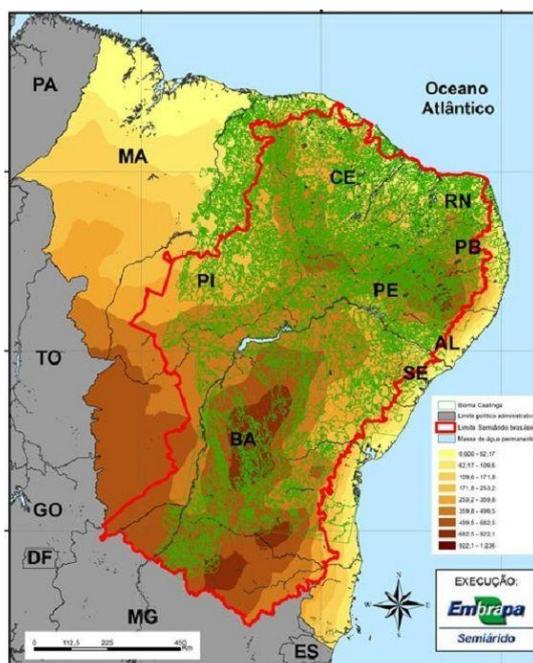
1. Desenvolver curvas de calibração para um sensor tipo TDR para as duas estações: BR-CST e BR-GST;
2. Analisar a sensibilidade da discretização da malha e dos parâmetros hidrodinâmicos do modelo Hydrus-1D em ambas as estações;
3. Calibrar e validar o modelo do Hydrus-1D com modelos de porosidade única (SP), dupla porosidade (DPD, DPTM e DPTP) e histerese (HRCC), utilizando o método inverso para os dados de campo das duas estações;
4. Avaliar a capacidade do Hydrus-1D em estimar a Evapotranspiração Real (ETa) medida por Eddy Covariance (EC);
5. Simular cenários futuros a partir do Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM) com os modelos hidráulicos do solo SP, DPD, DPTM, DPTP e HRCC.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 O BIOMA CAATINGA E A PASTAGEM

A Caatinga é um bioma exclusivamente brasileiro e compõe 13% do território brasileiro e 70% da região do Nordeste, seu nome é de origem tupi e significa mata branca que é a característica principal de sua paisagem com um aspecto seco e sem vida no período de seca. Ela está compreendida nas latitudes de 2° 45' e 17° 21' LS e sua área é de cerca de 1.037.517,80 Km<sup>2</sup> (ALVES, 2007). Segundo ALVES (2009), a Caatinga se localiza dentro do denominado Polígono das Secas e engloba os estados nordestinos de Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, além da região norte do estado de Minas Gerais (Figura 1).

Figura 1 - Localização da Caatinga no território brasileiro



Fonte: EMBRAPA

O ecossistema da Caatinga apresenta uma variedade de fauna e flora, sendo muitas delas encontradas apenas neste bioma. A característica principal das espécies presentes nesse bioma é a alta capacidade de sobreviver e se adaptar a climas secos. Além disso, devido aos seus baixos índices pluviométricos e a alta variabilidade da temperatura diária, a Caatinga apresenta aspectos semelhantes ao deserto (ALVES et al., 2009). Apesar disso, mediante os

primeiros eventos de chuva, a vegetação da Caatinga promove uma elevada produção de biomassa, favorecendo a conservação da vegetação nativa (BEZERRA et al., 2013; COSTA et al., 2016).

A partir do século XVII, originaram-se os primeiros centros urbanos no semiárido brasileiro, dando início a ocupação do bioma da Caatinga pelo gado, fazenda e currais de bois. Atualmente a pecuária tornou-se a atividade principal dentro desse bioma, devido à possibilidade de a vegetação nativa propiciar alimentação e dessedentação aos animais (MOREIRA et al., 2007). As pastagens englobam aproximadamente 32% de toda vegetação natural do globo terrestre (PARTON et al., 1995). A informação mais recente da área de pastagem no Brasil é de 151 milhões de hectares, o que corresponde a aproximadamente 17,8% do território brasileiro (DIEESE, 2011).

Ramos et al. (2010) afirmam que o impacto antrópico na Caatinga devido ao pisoteio excessivo do gado aumentam a densidade e resistência a penetração, e diminuem a porosidade do solo nos primeiros centímetros do solo. Além disso, a pastagem extensiva pode causar degradações fortes que podem ser irreversíveis no ecossistema de Caatinga, empobrecendo a vegetação e perdendo a diversidade florística (ALVES, 2009).

A compactação e a diminuição da porosidade do solo resultam no aumento do escoamento superficial e a diminuição da taxa de infiltração, causando erosões no solo e déficit na recarga dos aquíferos. Silva et al. (2019), na análise comparativa de áreas de Caatinga e pastagem degradada (no município de Serra Talhada, estado de Pernambuco), observaram que a Caatinga apresenta maiores taxas de infiltração da água no solo e as menores perdas de conteúdo de água do solo.

O conteúdo de água tem influência direta nos processos ecológicos, hidrológicos, geotécnicos e meteorológicos, bem como regula os processos de troca de calor e balanço de energia na superfície do solo (SANTOS NETO, 2015). Soares (2018) também destaca que a capacidade de retenção de água do solo é primordial para o consumo humano e/ou animal durante os períodos de estiagem do semiárido.

Apesar das secas frequentes nesse bioma e a escassez de recursos hídricos, há a ausência de estudos que avaliem o impacto da substituição da Caatinga por atividades agropecuárias. Isso se dá devido às poucas informações existentes no Brasil sobre a dinâmica de água no solo sob diferentes condições de cobertura vegetal, inclusive a da Caatinga (DA SILVA et al., 2015).

## 2.2 DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO

### 2.2.1 Solo

O solo é um dos compartimentos de água de maior importância para os processos de transferência entre solo-planta-atmosfera. Tendo em vista que, a vegetação depende majoritariamente da água retida pelo solo para atender às suas demandas; e o início do escoamento superficial, a evapotranspiração e a taxa de infiltração dependem fortemente da sua umidade inicial (COSTA et al., 2016).

Analisando fisicamente, os solos são materiais porosos oriundos do intemperismo das rochas e podem ser compostos por até três fases (sólida, líquida e gasosa). Ele ainda pode ser dividido em zona saturada ou zona não saturada. A zona não saturada, também denominada de zona vadosa, é constituída por uma matriz sólida preenchida por água e ar, nessa região ocorrem os processos de infiltração, evaporação, escoamento, e transferência de água para zona saturada.

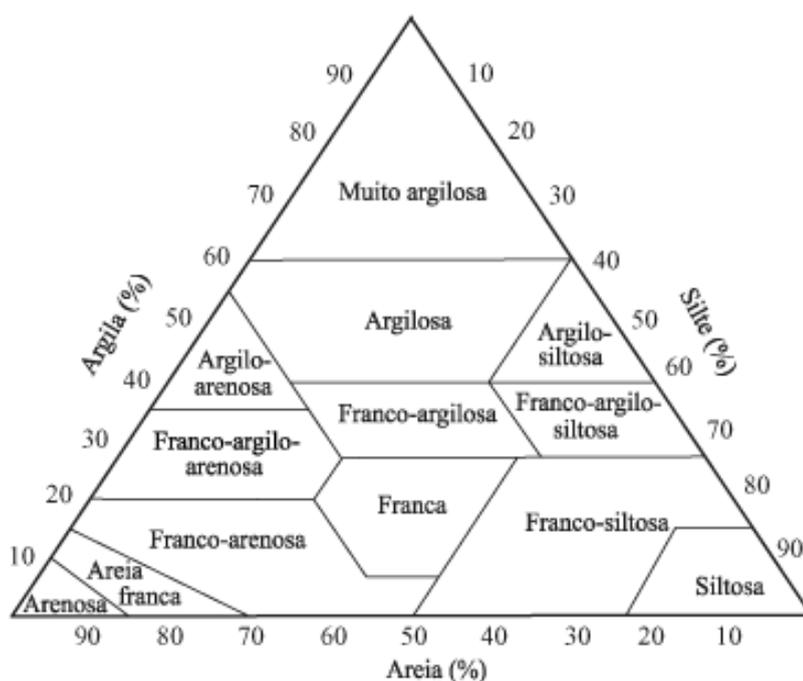
A matriz sólida do solo é composta por grãos minerais que são os encontrados na sua rocha de origem (minerais primários) e que são formados na decomposição (minerais secundários). Os minerais podem se agrupar formando partículas de tamanhos variados, comumente as partículas são divididas em três frações texturais classificadas de acordo com seu tamanho: areia, silte e argila. A classificação textural do solo proposta pela Sociedade Internacional de Ciência do Solo – ISST é apresentada na Tabela 1.

**Tabela 1 - Classificação granulométrica, segundo a Sociedade Internacional de Ciência do Solo (USDA, 1993).**

<b>Classificação</b>	<b>Tamanho dos grãos (diâmetro médio, mm)</b>
Areia muito grossa	2,0 – 1,0
Areia grossa	1,0 – 0,5
Areia média	0,5 – 0,25
Areia fina	0,25 – 0,10
Areia muito fina	0,10 – 0,05
Silte	0,05 – 0,002
Argila	< 0,002

As classes podem ser determinadas através do triângulo de texturas propostas pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e adotadas pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), conforme apresentadas na Figura 2.

**Figura 2 - Triângulo de classificação de textura do solo**

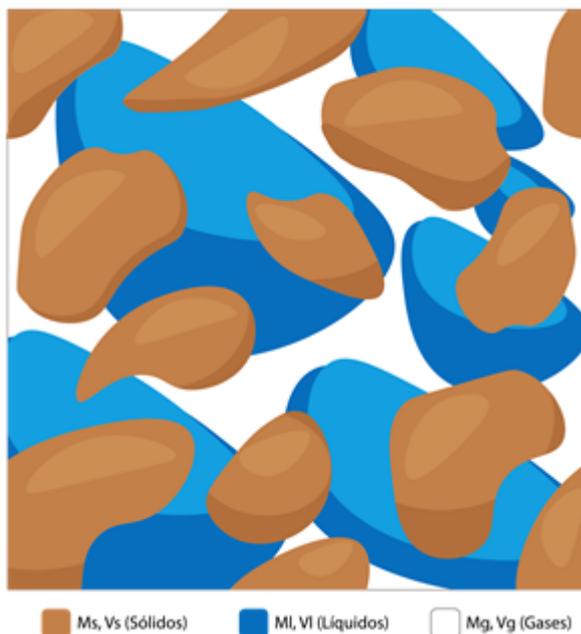


Fonte: REICHARDT e TIMM (2004)

### 2.2.2 Propriedades Físicas do Solo

Ao tomar um volume de controle de uma amostra de solo contendo as três frações (sólida, líquida e gasosa) é possível definir as relações massa-volume de seus constituintes. Na Figura 3 é apresentada uma amostra de solo com suas fases constituintes. O volume total da amostra é definido como a soma de todos os volumes de suas frações constituintes ( $V_s$ ,  $V_l$  e  $V_g$ ). Já a sua massa total ( $M_t$ ) será obtida pela soma de massas de sólidos ( $M_s$ ) e líquidos ( $M_l$ ), tendo em vista que sua massa gasosa ( $M_g$ ) é muito menor que  $M_s$  e  $M_l$ , podendo ser considerada como zero ( $M_g=0$ ).

**Figura 3 - Amostra de solo não saturado indicando as frações**



Fonte: Autor (2020)

Em relação à fração sólida, temos como principais definições a densidade das partículas e a densidade do solo.

A densidade das partículas (equação 1) é determinada pela relação entre a massa das partículas sólidas ( $M_s$ ) e o volume da fase sólida ( $V_s$ ), essa relação é bem próxima a das rochas, e normalmente é adotado o valor de  $2,65 \text{ g/cm}^3$  que corresponde a massa específica do quartzo que é o componente mais abundante nos solos.

$$d_p = \frac{M_s}{V_s} \quad 1)$$

A densidade do solo (equação 2) é definida como a razão entre a massa do solo seco ( $M_s$ ) e o volume total do solo ( $V_t$ ). Ela varia de acordo com o  $V_t$ , e graças a isso ela varia de acordo com o grau de compactação do solo.

$$d_s = \frac{M_s}{V_t} \quad (2)$$

A partir dessas duas definições é possível estabelecer o conceito de porosidade ( $\eta$ ), ela é definida como a relação entre o volume de poros ( $V_t - V_s$ ) e o volume total do solo ( $V_t$ ), ela é

uma medida adimensional ( $m^3.m^{-3}$ ) e pode ser expressa em percentagem. Na equação 3 é demonstrado a relação de porosidade.

$$\eta = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{d_s}{d_p} \quad (3)$$

É ainda possível definir uma relação entre o volume de vazios ( $V_t - V_s$ ) e o volume das partículas sólidas ( $V_s$ ), denominada de índice de vazios ( $\epsilon_v$ ). O índice de vazios também pode ser diretamente obtido a partir da porosidade do solo (equação 4).

$$\epsilon_v = \frac{V_v}{V_s} = \frac{\eta}{1 - \eta} \quad (4)$$

### 2.2.3 Propriedades Hidráulicas do Solo

O comportamento hidráulico dos solos depende da quantidade de água armazenada nos poros. A determinação do conteúdo líquido de água no solo é realizada de dois principais modos, a umidade gravimétrica e a umidade volumétrica.

A umidade gravimétrica ( $u$ ) é definida como a razão entre a massa de água ( $M_a$ ) e massa do solo seco ( $M_s$ ) (equação 5). Ela é uma medida adimensional ( $M.M^{-1}$ ) e não deve ser confundida com a umidade volumétrica ( $\theta$ ) que pode ser definida como a razão entre o volume de água ( $V_a$ ) e o volume total do solo ( $V_t$ ) que contém o volume de água (equação 6).

$$u = \frac{M_a}{M_s} \quad (5)$$

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \quad (6)$$

A umidade do solo é importante para o crescimento das plantas, estando altamente relacionada com as características temporais e de intensidade dos eventos pluviométricos (SANTOS et al., 2011).

Podemos ainda definir o grau de saturação ( $S$ ) como a relação entre o volume de água livre de uma amostra e a porosidade dessa amostra (equação 7). Se todos os espaços vazios estão preenchidos com água, o solo está saturado ou atingiu a umidade de saturação  $\theta_s$ , assim em condições saturadas a umidade volumétrica é numericamente igual à porosidade, no entanto, fisicamente é impossível a remoção de todo o conteúdo gasoso do solo.

$$S = \frac{\theta}{\eta} \quad (7)$$

O volume de água que é impossível à remoção por secagem e/ou drenagem do solo é denominada como umidade residual ( $\theta_r$ ). O grau de saturação desconsidera o efeito da umidade volumétrica residual em seu cálculo, já a saturação efetiva ( $S_e$ ) relaciona o volume de água livre de uma amostra e a capacidade máxima de retenção de água livre dessa mesma amostra (equação 8).

$$S_e = \frac{V_a}{V_a + V_{ar}} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (8)$$

### 2.2.3.1 Potencial e Retenção da Água no Solo

A diferença de energia por unidade de força entre o estado da água no solo e um estado padrão é denominada como potencial total ( $\psi_t$ ), a tendência da água no solo é percorrer do maior potencial para o menor potencial a fim de minimizar a sua energia. Sendo assim, conhecendo diferentes pontos de potencias no solo podemos determinar as tendências de movimento da água (ALVES, 2009). O potencial na zona vadosa possui como componentes o potencial gravitacional ( $\psi_g$ ), o potencial de pressão ( $\psi_p$ ), o potencial matricial ( $\psi_m$ ) e o potencial osmótico ( $\psi_o$ ).

$$\psi_t = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \psi_o \quad (9)$$

A componente gravitacional ( $\psi_g$ ) é a própria energia do campo gravitacional, sendo ela proporcional a diferença entre a posição da água no solo ( $z$ ) e uma posição de referência, essa posição geralmente é escolhida como a superfície do solo ( $z=0$ ). Na equação 10 é apresentado o potencial gravitacional por unidade de peso.

$$\psi_g = \int_0^z dz = z \quad (10)$$

A componente de pressão ( $\psi_p$ ) aparece sempre que a pressão atuante sobre a água é diferente e maior que a pressão que atua sobre a água padrão e pode ser expressa pela equação 11:

$$\psi_p = \frac{P}{\gamma_a} \quad (11)$$

sendo  $P$  a pressão no ponto em  $\text{N/m}^2$  e  $\gamma_a$  o peso da água em  $\text{N/m}^3$ .

O potencial matricial ( $\psi_m$  é função da presença de forças de capilaridade e adsorção que ocorrem na interface entre a matriz sólida e as fases líquida e gasosa no espaço poroso. Devido à complexidade das relações entre a água e as partículas do solo não é possível determinar equação de  $\psi_m$  teórica, essa medida geralmente é feita de modo empírico por meio de tensiômetros ou instrumentos de sucção (REICHARDT & TIMM, 2004). No solo  $\psi_m$  está diretamente ligada com a umidade volumétrica (equação 11), na qual quanto maior o valor de  $\theta$  maior a magnitude de  $\psi_m$ .

$$\psi_m = \int_{\theta_s}^{\theta_i} f(\theta) d\theta \quad (12)$$

A componente osmótica ( $\psi_{os}$  surge por causa das soluções de sais minerais e substâncias orgânicas no solo, ela pode ser expressa pela equação 13.

$$\psi_{os} = \int_{n_o}^{n_i} \mu dn \quad (13)$$

sendo  $n$  os moles de água e  $\mu$  o potencial químico da água dada a presença de solutos.

O potencial total pode ser convertido em carga hidráulica ou carga de pressão ou carga piezométrica (equação 14).

$$H = z + h \quad (14)$$

Nessa expressão,  $h$  é a altura de coluna d'água que pode ser positiva (potencial de pressão) ou negativa (potencial de sucção),  $z$  é o potencial gravitacional.

### 2.2.3.2 Fluxo e Transferência de Água no Solo

A diferença de potencial hidráulico em diferentes pontos do solo ocasiona o movimento da água em meio aos poros. Darcy (1856) verificou que a densidade do fluxo em meios porosos é proporcional ao gradiente de potencial hidráulico (equação 15).

$$\vec{q} = - K_s \vec{\nabla} H \quad (15)$$

Em que  $q$  é a densidade de fluxo de água (L/T),  $\vec{\nabla}H$  é o gradiente de potencial hidráulico (L.L<sup>-1</sup>) e  $K_s$  a condutividade hidráulica do solo (L/T). O sinal negativo da equação indica que o fluxo de água se dá em direção ao decréscimo do potencial hidráulico.

Para o fluxo vertical em meios porosos saturados e não saturados é regido pela equação de Darcy Buckingham (equação 16).

$$q_z = - K(h) \frac{\partial H}{\partial z} = - K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (16)$$

Apenas o conhecimento do fluxo da água em meios porosos não é o suficiente para a determinação da dinâmica da água no solo. Ainda é necessário saber como o conteúdo de água varia em uma superfície de controle em função do tempo, ou seja, é preciso determinar uma equação  $\theta = \theta(x,y,z,t)$ . A equação diferencial parcial que fornece essa expressão é a equação da continuidade dada por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) = - \vec{\nabla} \cdot \vec{q} \quad (17)$$

Como o fluxo  $q$  foi definido na Equação 15, a sua substituição na equação 17 resulta na equação de Richards (1931) na forma tridimensional, e é dada por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot \left( K(h) \vec{\nabla} H \right) \quad (18)$$

A equação de Richards escrita na forma unidimensional, em função da pressão  $\psi$ , resultando na Equação 19.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{dK(h)}{dz} - S(h) \quad (19)$$

A solução da equação de Richards requer informações relacionadas às características hidráulicas do solo, a geometria do problema (condições de contorno ou condições limite) e a um estado inicial de pressão ou de conteúdo de água no solo.

Em meios porosos não saturados ainda é necessário o conhecimento das relações entre umidade do solo e potencial matricial da água no solo ( $\theta(h)$ ), e entre a condutividade hidráulica e potencial matricial ( $K(h)$ ).

As curvas de retenção de água do solo e de condutividade hidráulica são indispensáveis para utilização de modelos matemáticos de previsão de fluxo de água (SOARES, 2018). Antonino et al. (2004) afirmam que as curvas de retenção e condutividade

hidráulica são primordiais na simulação de modelos numéricos de simulação do fluxo transitório de água na zona não saturada.

Para cada amostra de solo homogêneo, o potencial matricial tem um valor característico para cada umidade volumétrica. O gráfico de  $\psi_m$  por  $\theta$  é geralmente denominada como curva de retenção de água no solo. A umidade volumétrica e potencial matricial variam principalmente com a textura e estrutura do solo, além de depender também da conectividade e do tamanho dos poros (COUTINHO, 2011).

Já a condutividade hidráulica do solo não saturado tem o mesmo conceito físico da condutividade hidráulica do meio saturado, no que concerne à característica hidrodinâmica, expressando a maior ou menor facilidade de conduzir água no meio poroso (URSULINO, 2017).

Dentre as equações de relação entre o potencial e a condutividade hidráulica e a retenção de água, a mais popular é a equação de van Genuchten (1980) (Equação 20 e 21).

$$\theta(h) = \left\{ \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} h < 0, \theta_s h \geq 0, \right. \quad (20)$$

$$K = K_s S_e^l \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{\frac{0.5}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (21)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (22)$$

Sendo  $\theta_r$  a umidade residual e  $\theta_s$  a umidade na saturação,  $\alpha$  é o inverso do comprimento da entrada de ar,  $S_e$  a saturação efetiva,  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada,  $l$  é parâmetro de tortuosidade ligado à conectividade dos poros, e  $n$  e  $m$  são parâmetros de forma que estão relacionados com as hipóteses de distribuição dos poros no solo, sendo as hipóteses de Burdine (1953) e Mualem (1976) as mais utilizadas.

A hipótese de distribuição dos poros de Burdine (1953) considera o solo como um conjunto de grupos capilares com raios diferentes e a hipótese de Mualem (1976) considera que o solo é formado por grupos de tubos capilares conectados e em série.

$$m = 1 - \frac{k_p}{n} \quad (23)$$

Nessa relação, fazendo  $k_p = 1$  é considerada a hipótese de distribuição dos poros de Mualem (1976), e fazendo  $k_p = 2$  é considerada a hipótese de distribuição dos poros de Burdine (1953).

### 2.2.3.3 Fluxos com Modelos de Dupla Porosidade

Os modelos de dupla porosidade de transferência de massa e pressão assumem que o fluxo de água é restrito aos poros interligados ou macroporos, e que não há fluxo nos poros sem conexão (ŠIMŮNEK et al., 2003). Essa conceptualização leva a modelos de fluxo e transporte de duas porções, com dupla porosidade (van Genuchten e Wierenga, 1976) que dividem a fase líquida em regiões móveis ( $\theta_m$ ) e imóveis ( $\theta_{im}$ ).

$$\theta = \theta_m + \theta_{\mathfrak{S}} \quad (24)$$

Segundo Šimůnek et al. (2003) a formulação de dupla porosidade para o fluxo de água pode se basear numa formulação mista do Richards para descrever o fluxo de água móvel e uma equação de balanço de massa para descrever a umidade imóvel, da seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} - S_m - \Gamma_w \quad (25)$$

$$\frac{\partial \theta_{\mathfrak{S}}}{\partial t} = -S_{\mathfrak{S}} + \Gamma_w \quad (26)$$

Sendo  $S_m$  e  $S_{im}$  os termos de drenagem para ambas as regiões, e  $\Gamma_w$  é a taxa de transferência de água da região móvel para a imóvel. Para o modelo de dupla porosidade com transferência de massa,  $\Gamma_w$  é assumido como proporcional à diferença de saturações efetivas das duas regiões usando a equação da taxa de primeira ordem:

$$\Gamma_w = \omega (S e_m - S e_{\mathfrak{S}}) \quad (27)$$

Já para o modelo de dupla porosidade com transferência de pressão, o  $\Gamma_w$  é adotado como proporcional a diferença de pressão entre as duas regiões:

$$\Gamma_w = \alpha_{\omega} (h_f - h_m) \quad (28)$$

sendo  $\omega$  e  $\alpha_{\omega}$  os coeficientes de transferência de massa de primeira ordem.

O modelo utilizado de dupla porosidade de Durner (1994) divide o meio poroso em duas regiões regidas pela relação de van Genuchten-Mualem. Sendo uma média ponderada das funções que descrevem o sistema de poros:

$$Se = w_1 \left[ 1 + (\alpha_1 h)^{n_1} \right]^{-m_1} + w_2 \left[ 1 + (\alpha_2 h)^{n_2} \right]^{-m_2} \quad (29)$$

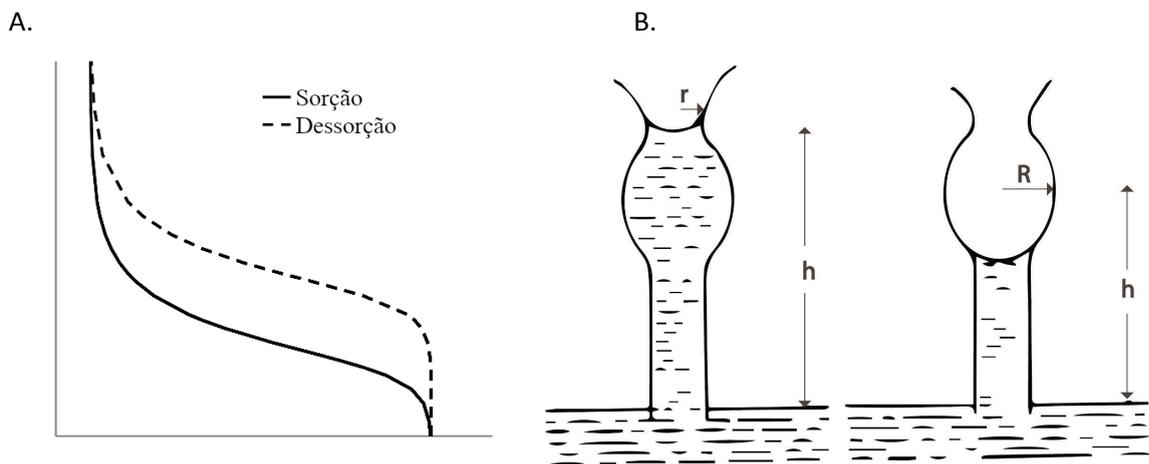
$$K(Se) = Ks \frac{\left( w_1 \alpha_1 \left[ 1 - (1 - Se_1^{\frac{1}{m_1}}) \right] + w_2 \alpha_2 \left[ 1 - (1 - Se_2^{\frac{1}{m_2}}) \right] \right)^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (30)$$

Na qual  $w_i$  é o percentual de cada região,  $\alpha_i$ ,  $n_i$  e  $m_i$  são os parâmetros empíricos que separam as funções hidráulicas, e  $Se_i$  é a saturação efetiva em cada região ( $i=1,2$ ).

#### 2.2.3.4 Histerese nas Curvas de Retenção e Condutividade Hidráulica

O potencial matricial e o conteúdo de água no solo geralmente não apresentam uma única relação, esse fenômeno é denominado de histerese. Essa relação pode ser obtida de duas formas, na sorção e na dessorção da água no solo. A sorção é baseada no aumento gradual da umidade do solo diminuindo a sucção do solo. Já a dessorção é o processo inverso ao da sorção onde, a partir do solo saturado, é realizado o seu secamento gradualmente aumentando a sua sucção. A Figura 4 exemplifica o fenômeno de histerese na sorção e dessorção.

**Figura 4 - Efeito da histerese na relação entre potencial de sucção e conteúdo de água. Sendo (A) curva de retenção na sorção e dessorção e (B) efeito gargalo de garrafa nos poros.**



Fonte: Autor (2020)

Segundo Hillel (1971) o efeito da histerese pode ser atribuído as seguintes causas:

- A não uniformidade geométrica dos poros individuais resulta em macroporos cercado por microporos criando um efeito gargalo de garrafa. Neste caso, o

macroporo não será drenado até que o potencial mátrico seja baixo o suficiente para esvaziar os poros menores que o cercam (Figura 4B).

- O efeito do ângulo de contato, pelo qual o ângulo de contato é maior e, portanto, o raio de curvatura é maior, em um menisco em avanço do que no caso de um recuo.
- O ar aprisionado, o que diminui ainda mais o teor de água do solo. A falha em atingir o verdadeiro equilíbrio pode acentuar o efeito de histerese.
- O inchaço, encolhimento e/ou fenômenos de envelhecimento, que resultam em mudanças na estrutura do solo.

No estudo da diferença entre as curvas de retenção e de condutividade hidráulica obtidas em campo e em laboratório, Basile et al. (2003) argumentam que a diferença nas características hidráulicas obtidas é o resultado de diferentes trajetórias histeréticas. Moezzibadi et al. (2019) evidenciaram diferença entre os parâmetros obtidos nos períodos de sorção e dessorção (o efeito da histerese) ao estudar a variabilidade temporal dos parâmetros hidrodinâmicos em um fluxo vertical durante períodos de eventos de chuvas diferentes.

### 2.3. MONITORAMENTO DA DINÂMICA DE ÁGUA NO SOLO

Determinar o conteúdo de água em campo é de grande importância para o estudo da dinâmica da umidade do solo e o planejamento das atividades agrícolas (GUBIANI et al., 2015). Várias são as maneiras de se estimar a umidade do solo, comumente elas são divididas em dois tipos: métodos diretos e indiretos.

Os métodos diretos envolvem alguma forma de remoção ou separação da água da matriz do solo com a medida direta da água removida, o que pode ser obtido por aquecimento ou pela utilização de solvente ou reação química (MANIERI et al., 2007). Dentre os métodos diretos como: método gravimétrico; método determinador de umidade por equivalência de água e o método das pesagens, o gravimétrico é o mais utilizado, e é o método-padrão para calibração dos métodos indiretos (SANTOS NETO, 2015). Esses métodos são destrutivos e necessitam de coleta, e acabam demandando muito tempo e custo (LIMA et al., 2018).

Os métodos indiretos são menos onerosos e se baseiam nas propriedades físicas e químicas dos solos que estão estreitamente relacionadas ao conteúdo de água, baseiam-se em medidas como a moderação de nêutrons, a resistência do solo à passagem de corrente elétrica,

a constante dielétrica do solo e a tensão da água no solo (SANTOS NETO, 2015). Eles ainda são em sua maioria automatizados e fornecem medidas detalhadas do conteúdo de água no solo no espaço e no tempo (MANIERI et al., 2007). Graças a isso, os métodos indiretos são os mais indicados nos estudos de monitoramento de água no solo.

Dentre os métodos indiretos, a técnica da Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) tem sido uma das mais utilizadas na determinação da umidade volumétrica dos solos, devido às diversas características favoráveis, como alta exatidão, não utilização de radiação ionizante e pela possibilidade de automação e multiplexação de um grande número de sensores em um único equipamento (MANIERI et al., 2007).

O método é baseado em medir o tempo de deslocamento  $t(\mu s)$  de uma sequência de pulsos que possuem harmonia na frequência de microondas em uma linha de transmissão (antena), composta de duas hastes de comprimento conhecida, introduzidas no solo. Quanto maior este tempo de deslocamento, maior a constante dielétrica relativa aparente do solo (TOMMASELLI e BACCHI, 2001).

Topp et al. (1980) apresentaram uma calibração universal (Equação 31) através da relação entre a umidade e a constante dielétrica aparente do solo, que poderia ser utilizada para uma ampla diversidade de solos, sendo praticamente independente do teor de sais, da textura e da densidade do mesmo.

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} Ka - 5,5 \cdot 10^{-4} Ka^2 + 4,3 \quad (31)$$

No entanto, a relação proposta por Topp et al. (1980) não possui aplicabilidade universal, uma vez que alguns atributos do solo podem conferir erros às medições (URSULINO, 2017). Coelho et al. (2006) ressaltam que os modelos de calibração variam conforme o tipo de solo e que um modelo polinomial de terceiro grau pode ser calibrado com exatidão para cada situação de solo. Assim como foi observado por Santos Neto et al. (2019) em solos com características texturais diferentes, onde a equação cúbica foi capaz de prever corretamente as relações entre umidade e tempo de pulso.

## 2.4 MODELOS DE FLUXO DE ÁGUA – HYDRUS 1D

Há uma variedade de modelos analíticos e numéricos para simular os processos de transferência de água e soluto na zona não saturada do solo (GARIBI et al., 2018). Os modelos mais populares utilizam a equação de Richards para o fluxo de água e a equação de

convecção-dispersão para o transporte de soluto. Esses modelos são também ferramentas úteis para extrapolar informações de um número limitado de experiências de campo para diferentes solos, culturas e variáveis climatológicas (SIMUNEK et al., 2008).

Dentre esses modelos, o Hydrus-1D é um programa capaz de simular escoamento fluxo de água e transporte de soluto em meios porosos com diferentes níveis de saturação. Além disso, o código possui seis tipos de modelos para as propriedades hidráulicas do solo: o modelo de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980), o modelo de van Genuchten-Mualem com um valor de entrada de ar de -2 cm, equações do tipo van Genuchten modificadas (Vogel e Cislerova, 1988), as equações de Brooks e Corey (1964), o modelo de distribuição lognormal de Kosugi (1996) e um modelo de dupla porosidade (Durner, 1994). Com o modelo de van Genuchten-Mualem, o programa ainda pode fazer simulações considerando a histerese na curva de retenção e condutividade hidráulica segundo os modelos de Scott et al. (1983), Kool e Parker (1987), Lenhard et al. (1991) e Lenhard e Parker (1992). Além disso, é possível selecionar dois modelos de fluxo de não-equilíbrio com dupla porosidade com transferência de massa entre as zonas móveis e imóveis presumidas como proporcionais a conteúdo de água ou pressão de sucção e modelo de permeabilidade dupla.

O Hydrus-1D resolve a equação de Richards por meio de elementos finitos lineares padrão do tipo Galerkin na dimensão espacial e diferenças finitas na dimensão temporal (SIMUNEK et al., 2008). Para facilitar a resolução da equação de Richards (1931), o código a resolve em função do potencial matricial ( $h$ ) e é reescrito como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = Cw(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{dK(h)}{dz} - S(h) \quad (32)$$

Onde  $Cw(h)$  é a função de capacidade hidráulica do solo ( $L^{-1}$ ) que é caracterizada pela inclinação da curva de retenção.

O programa discretiza o perfil de solo em  $N$  intervalos,  $\Delta z$ , na qual  $z=i \Delta z$  e  $i = 0,1,\dots,N$ . Sendo a profundidade positiva para baixo. O objetivo é escolher a posição dos nós, que serão  $N+1$  nós no perfil de solo. O tempo também é discretizado em intervalos  $\Delta t$ , e é escrito como  $t = j\Delta t$ . A profundidade e o tempo podem ser discretizados em intervalos diferentes, porém, nessa situação estão sendo considerados como constantes. A partir disso, a equação 32 pode ser discretizada como:

$$C_w \left( h_i^{j+\frac{1}{2}} \right) \cdot \left( \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} \right) = \frac{K \left( \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right)}{\Delta z^2} (h_{i+1} - h_i + \Delta z) - \frac{K \left( \frac{h_i - h_{i-1}}{2} \right)}{\Delta z^2} (h_i - h_{i-1} + \Delta z) \quad (33)$$

Os subscritos denotam a profundidade e os sobrescritos denotam o tempo. Na equação a condutividade hidráulica é escrita como a média entre os potenciais matriciais (h) dos nós vizinhos. A equação ainda pode ser simplificada em função de  $h_{i-1}^{j+1}, h_i^{j+1}$  e  $h_{i+1}^{j+1}$ :

$$a_i h_{i-1}^{j+1} + b_i h_i^{j+1} + c_i h_{i+1}^{j+1} = d_i \quad (34)$$

Onde:

$$a_i = -r \frac{K_{i-\frac{1}{2}}}{C_{wi}} \quad (35)$$

$$c_i = -r \frac{K_{i+\frac{1}{2}}}{C_{wi}} \quad (36)$$

$$b_i = 1 - a_i - c_i \quad (37)$$

$$d_i = h_i^j + \Delta z (a_i - c_i) \quad (38)$$

Em  $r = \Delta t / \Delta z^2$ ,  $K_{i\pm\frac{1}{2}} = K \left( h_{i\pm\frac{1}{2}}^{j+1} \right)$ ,  $C_{wi} = C_w \left( h_i^{j+\frac{1}{2}} \right)$ ,  $h_{i\pm\frac{1}{2}}^{j+1}$  é a média aritmética entre  $h_i^{j+\frac{1}{2}}$  e  $h_{i\pm\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}$ , e  $h_i^{j+\frac{1}{2}}$  é a média aritmética entre  $h_i^j$  e  $h_i^{j+1}$ . A equação 34 pode ser reescrita em

função de cada nó com N+1 e equações com N-1 incógnitas ( $h_i^{j+1}$ ) e podem ser resolvidas simultaneamente (com pressões e condições de contorno conhecidas). O sistema de equações combinando uma matriz e dois vetores.

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & a_1 & b_1 & c_1 & 0 & \dots & 0 & 0 & a_2 & b_2 & c_2 & \dots & 0 & \dots & \dots & 0 \end{pmatrix} \quad (39)$$

Que pode ser reescrita com a seguinte notação

$$[A] \cdot \{h\}^{j+1} = \{B\}^j \quad (40)$$

Onde  $[A]$  é a matriz tridiagonal quadrada com os coeficientes  $a_i$ ,  $b_i$  e  $c_i$  ao longo da subdiagonal, diagonal e superdiagonal  $\{h\}^{j+1}$  é um vetor de  $N-1$  incógnitas de  $h$  e dois valores conhecidos de  $h$  das condições de contorno, e  $\{B\}^j$  são os vetores contendo os valores conhecidos de  $h$ . Por fim, a equação 40 é resolvida pelo algoritmo de Thomas para Matriz Tridiagonal (TMDA).

Para a modelagem de fluxos na zona vadosa é requerido precisão na estimativa dos parâmetros hidráulicos do solo. Então, uma alternativa para o ajuste desses parâmetros, a partir de dados medidos em campo (como o TDR), é a modelagem inversa. Desse modo, o código do Hydrus-1D dispõe do Método Inverso para determinar os parâmetros hidrodinâmicos a partir de dados medidos em campo. Nele, utiliza-se, na função objetivo, dados de potencial matricial e/ou umidade, medidos em diferentes tempos e profundidades. Essa função objetiva é então minimizada pelo método não linear de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963).

Desse modo, diversos trabalhos vêm utilizando o programa Hydrus-1D para as simulações do fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera, transporte de contaminantes e ajuste dos parâmetros hidrodinâmicos, assim como avaliando a sua capacidade como ferramenta para o manejo agrícola e a gestão de recursos hídricos.

#### 2.4.1 Modelos de Porosidade Única

Na literatura, o modelo de porosidade única de van Genuchten (1976) do Hydrus é o mais utilizado. Isso ocorre devido a facilidade de convergência das simulações por causa do seu menor número de parâmetros de entrada. Além disso, os seus parâmetros podem ser obtidos com maior facilidade em campo ou em laboratório.

Silva Junior et al. (2013) avaliaram a capacidade do modelo de porosidade única em estimar os parâmetros das curvas de retenção e condutividade hidráulica em uma lavoura de café em textura argilosa a muito argilosa. O método inverso do Hydrus foi capaz de estimar adequadamente os parâmetros hidrodinâmicos entre as profundidades de 0-20 e 20-60 cm. Contudo, evidenciaram uma deficiência do método para profundidades entre 60 e 100 cm. Utilizando um modelo acoplado entre Hydrus-1D e DSSAT (Decision Support System for Agrotechnology Transfer), Shelia et al. (2018) simularam a dinâmica da água com o modelo

de porosidade única, crescimento e produtividade das culturas de vagens com diferentes tratamentos de soja e amendoim, do quais comprovaram a eficiência do modelo com valores relativamente altos do índice de Willmott.

O transporte e transformações de nitrogênio em um campo experimental de arroz de sementeira direta na bacia do lago Taihu, no leste da China, foi observado durante duas temporadas consecutivas e simulados usando o modelo Hydrus-1D por Li et al. (2015). Os autores comprovaram a eficácia do modelo de porosidade única em simular os fluxos de nitrogênio, podendo utiliza-lo como ferramenta para projetar práticas ótimas de gerenciamento de fertilizantes no futuro. Tan et al. (2015), também simularam a dinâmica da água e do regime de nitrogênio com o Hydrus-1D, e consideraram-no como um sistema alternativo para melhorar a gestão da água e da concentração de nitrogênio na produção sustentável de arroz. Stoyanova e Kretzschmar (2018), também utilizando o modelo de porosidade única, simularam a umidade na zona não saturada e as condições de mobilização e transporte de arsênio, concluindo que o programa pode ser utilizado como uma ferramenta para análises de fluxo de água e transporte de solutos. Kanzari et al. (2018) também comprovaram a eficiência do Hydrus-1D para avaliar o fluxo de água e sais em regiões semiáridas da Tunísia, confirmando que o modelo pode ser uma ferramenta poderosa para avaliar os riscos ambientais relacionados à irrigação com águas salinas em regiões semiáridas.

Chen et al. (2014) investigaram a dinâmica da umidade do solo em duas bacias hidrográficas durante um período de três anos (2005-2007) usando o Hydrus-1D. O modelo de porosidade única foi satisfatoriamente calibrado com o registro de precipitação pluviométrica, obtendo boas correlações entre o armazenamento calculado e o observado. Já Le Bourgeois et al. (2016), investigaram a capacidade do método inverso do Hydrus-1D em estimar as propriedades hidrodinâmicas do leito de rocha, utilizando de medidas de umidade do solo in situ em múltiplas profundidades sob condições naturais. A abordagem de modelagem inversa permitiu uma estimativa das propriedades hidráulicas da camada de rocha de base, onde nenhuma medida estava disponível. Os conteúdos de água simulada foram próximos ao conteúdo de água medido, porém o modelo de porosidade única falhou algumas vezes em reproduzir saturação do solo nas camadas mais profundas, provavelmente devido ao fluxo sub-superficial na interface solo/leito rochoso.

O modelo Hydrus-1D também foi capaz de simular as variações temporais e espaciais da dinâmica da água no solo na zona não saturada de solos tropicais de várzea solos

(BEYENE et al., 2017), sendo possível estimar a transpiração real, a evaporação do solo e a percolação profunda de campos irrigados. Gabiri et al. (2018) avaliaram o modelo de porosidade única do Hydrus-1D em diferentes zonas hidrológicas de uma planície de inundação tropical na Tanzânia, com o intuito de determinar os fatores de controle para períodos úmidos e secos e avaliar a disponibilidade de água no solo. Eles concluíram que a partir do modelo Hydrus-1D calibrado é possível transferi-lo para outras parcelas com condições hidrológicas similares.

No Nordeste brasileiro Ursulino et al. (2019) investigaram a dinâmica de umidade do solo em duas parcelas na Bacia Hidrográfica Experimental da Gameleira. Utilizando simulações utilizando os parâmetros hidrodinâmicos do algoritmo BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters) e do método inverso do Hydrus-1D, ambos com o modelo de porosidade única, obtendo resultados considerados satisfatórios com ambos os dados. Na Caatinga, Silva et al. (2015) constataram a eficiência do Hydrus-1D em estimar a umidade do solo em escala diária em parcelas experimentais (no município de Pesqueira, PE), sob condição de cobertura natural e solo descoberto. Os autores ainda afirmam que a superestimava da umidade se deu por comportamentos dos processos de interceptação e evapotranspiração, porém o modelo respondeu sensivelmente aos picos de umidade em resposta os eventos de chuva.

Soares (2018) avaliou o efeito da intensidade de precipitação na dinâmica da água em solo de Caatinga com o modelo de porosidade única do Hydrus-1D. O autor ainda pode observar que a maior parte das chuvas precipitadas ficou contida nos primeiros 15 centímetros do solo, e que os eventos pluviométricos intensos e de menor duração determinam maiores valores na umidade superficial do solo, e os eventos menos intensos e de maior duração acarretam em um aumento do teor de água do solo por um período de tempo mais prolongado.

#### 2.4.2 Modelos de Dupla Porosidade e Histerese

Em algumas situações o modelo de porosidade única pode não se adequar a alguns meios porosos. Neste sentido, avaliar o comportamento hidrodinâmico do solo, a partir de modelos mais complexos que consideram os processos de histerese e de dupla porosidade é essencial para minimizar as incertezas nas simulações hidrodinâmicas do solo.

Zeng et al. (2014) utilizaram o modelo de dupla porosidade com transferência de pressão entre a região móvel e imóvel para estudar os efeitos dos regimes de irrigação na lixiviação de sal no perfil do solo. Os resultados simulados pelo Hydrus-1D foram comparados com os observados no distrito de irrigação de Hetao. Segundo os autores a ferramenta do Hydrus-1D demonstrou ser útil para a gestão agrícola. Já Ma e Shao (2008) utilizaram o modelo de dupla porosidade para simular infiltração em solos contendo fragmentos de rochas. Segundo os autores o Hydrus-1D foi capaz de simular os fluxos e o aumento de fragmentos de rochas diminuem os processos de infiltração. Utilizando o método da evaporação do HYPROP, Bezerra-Coelho et al. (2018) utilizaram o Hydrus-1D para validar os modelos de porosidade única e de dupla porosidade de Durner apresentados pelo equipamento. Nesse mesmo contexto, Bruneti et al. (2016) utilizaram o Hydrus-1D para descrever o comportamento hidráulico de pavimentos permeáveis instalados na Universidade da Calábria. Os autores utilizaram dois cenários diferentes de descrição do comportamento hidráulico: o primeiro utilizou um modelo de porosidade única para todas as camadas do pavimento permeável; o segundo utilizou um modelo de porosidade dupla para as camadas base e sub-base. O melhor valor do coeficiente de eficiência de Nash para o primeiro e segundo cenário foi de 0,43 e de 0,81, respectivamente, indicando que a abordagem de dupla porosidade é mais apropriada para descrever o fluxo saturado de maneira variável nas camadas base e sub-base. Bashir et al. (2015) investigaram o impacto da histerese da curva de retenção nas características de infiltração de solos submetidos a quatro condições climáticas diferentes, de muito seco a úmido na província canadense de Alberta. Os autores demonstraram que a histerese pode afetar significativamente a previsão de fluxo, redistribuição e armazenamento de água na zona não saturada. Além disso, a consideração de histerese resulta em previsão de menor infiltração e menor movimento da água no solo. Eles também destacam a importância de considerar a histerese para uma ampla gama de problemas geotécnicos, como projeto de cobertura do solo, previsão de recarga de águas subterrâneas, transporte de contaminantes na zona vadosa, erosão do solo, estabilidade de taludes e inchaço/encolhimento solos.

### 2.4.3 Estimativa da Evapotranspiração real (ETa) pelo Hydrus-1D

A evapotranspiração (ET) é o maior fluxo externo de água e uma componente chave do ciclo hidrológico (Sheffield et al., 2010). Além disso, O fluxo de água para a atmosfera pelo processo de ET constitui 95% do balanço hídrico em regiões áridas (Kool et al., 2014). Atualmente, as medições de ET sobre superfícies de terra geralmente são relacionadas com método de Eddy Covariance (EC) (Souza et al., 2015). No entanto, o uso do método EC é limitado por esforços experimentais em termos de alto custo e manutenção de dispositivos.

Nesse contexto, diversos trabalhos vêm recentemente utilizando modelos hidrológicos, como o Hydrus-1D, para estimar a evapotranspiração real (ETa) (Galleguillos et al., 2017, Beyene et al., 2017, Parajuli et al., 2019, Angaleeswari e Ravikumar, 2019).

Galleguillos et al. (2017) avaliaram a capacidade do modelo de porosidade única do Hydrus-1D em simular a evapotranspiração de referência em escala horário e diária em uma plantação de vinhedos de sequeiro em uma bacia do Mediterrâneo. A validação dos resultados de ETa foi realizada de forma independente das medidas de EC. Além disso, as regressões lineares entre as estimativas EC e Hydrus-1D forneceram inclinações e desvios próximos de 1 e 0, respectivamente, o que indica baixos erros sistemáticos. Contudo os autores relataram dificuldades em estimar a evapotranspiração horária entre o nascer e pôr do sol. No entanto, essas dificuldades na estimativa da evapotranspiração não foram consideradas críticas, pois ocorreram durante períodos de baixo fluxo de energia, com impactos limitados na escala de tempo diária. Eles ainda afirmam que considerar o efeito da histerese ajude a melhorar a modelagem, a calibração e a estimativa a ETa pelo modelo Hydrus-1D.

Já Beyene et al. (2017) estimaram a evapotranspiração real e a percolação profunda em solos irrigados de uma planície de inundação tropical no noroeste da Etiópia, utilizando o modelo de porosidade única do programa Hydrus-1D. Os autores compararam a ETa fornecida pelo Hydrus-1D com o modelo de balanço hídrico, e obtiveram uma forte correlação segundo o coeficiente de Pearson. Ainda observaram que  $\theta_s$ ,  $K_s$  e  $n$  foram considerados os parâmetros mais importantes para o modelo do Hydrus.

Em seu trabalho, Parajuli et al. (2019) utilizaram o Hydrus-1D para estimar a evapotranspiração real de solos pedregosos em ecossistemas montanos, na qual foi estimado a contribuição do conteúdo de pedras nas propriedades de retenção de água no solo. Os autores simularam a ETa em três cenários diferentes, considerando o solo sem nenhuma pedra, pedras altamente porosas e pedras porosas desprezíveis. Os autores consideraram para o cenário sem

pedras o modelo de porosidade única, e para o cenário com pedras foi considerado o modelo de dupla porosidade de Durner (1994). A evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) foi calculada usando a equação combinada de Penman-Monteith. A umidade do solo e a ETa simulada pelo Hydrus-1D foram consideradas em boa concordância com a umidade do solo diretamente medida e a ETa usando o EC, indicando que o modelo é eficiente na simulação de fluxos de fronteira, incluindo a ETa. Contudo, os resultados demonstraram que há uma superestimação significativa da ETa ao negligenciar a dupla porosidade do meio em comparação à ETa medida por EC.

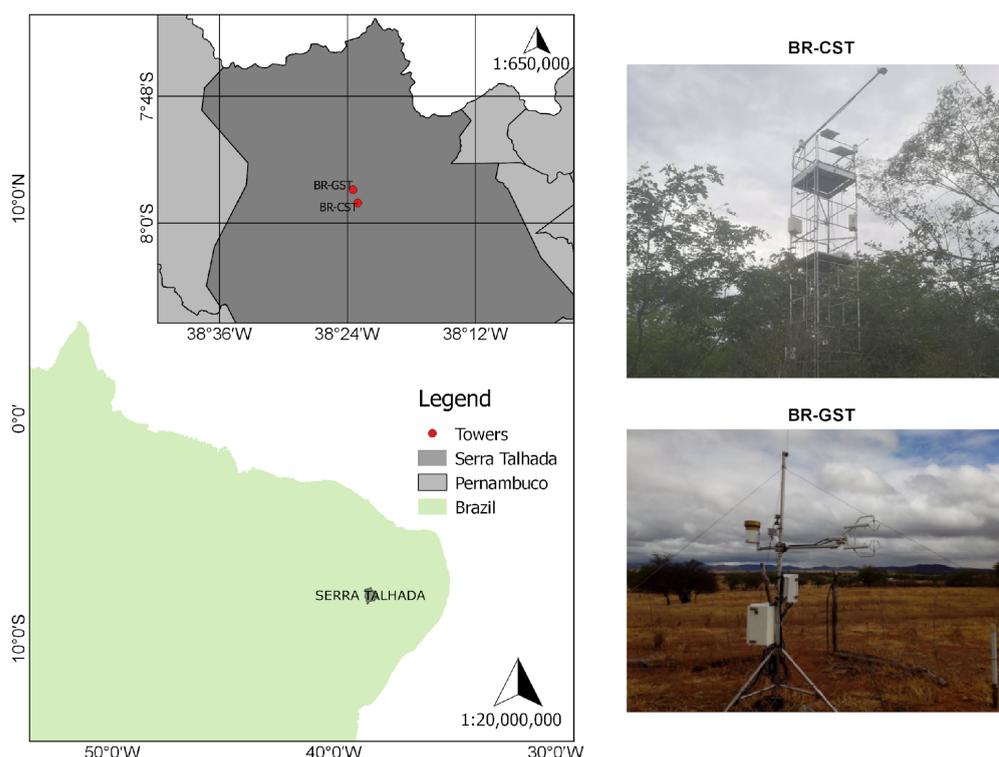
Angaleeswari e Ravikumar (2019) determinaram uma metodologia para estimar os parâmetros de evapotranspiração para o arroz irrigado por gotejamento com o modelo acoplado do Hydrus-1D e programação não-linear (com o MS-Excel). Eles ainda desenvolveram um cronograma ideal de irrigação e fertirrigação. Além disso, os autores determinaram dados úteis para o desenvolvimento de diretrizes para o posicionamento de sensores TDR no solo para a automatização da irrigação. Isso ressalta a importância do Hydrus-1D como ferramenta para gestão agrícola e hídrica nas regiões semiáridas.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Na Figura 5, estão apresentadas as torres do projeto ONDACBC instaladas nas áreas de pastagem (BR-GST) e de Caatinga (BR-CST), sendo estas distanciadas entre si em torno de 2,5 km. Essas áreas estão localizadas na bacia hidrográfica do Rio Pajeú, que está totalmente inserida no Estado de Pernambuco. O clima é classificado segundo Köppen como BSw<sup>h</sup>, sendo caracterizado como quente e semiárido, com chuvas de verão concentradas entre dezembro e maio (85%). A precipitação média anual é de aproximadamente 640 mm e a temperatura do ar média mensal varia entre 23,1 e 26,7°C, com média anual de 25,2°C (UFCG-DCA, 2015).

**Figura 5 - Localização da área de estudo no município de Serra Talhada em Pernambuco**



Fonte: Autor (2020)

A área da Caatinga (BR-CST), com aproximadamente 270 ha, está localizada na Fazenda Buenos Aires ( $7^{\circ} 58'5,20''$  S e  $38^{\circ} 23'2,62''$  O, 430 m), município de Serra Talhada-PE. A área durante o período chuvoso é pastejada principalmente por ovinos e

bovinos. Os solos predominantes nessa área são o Neossolo Litólico e o Luvisso solo Crômico, com profundidade variando entre 0,40 e 0,90 m (SOUZA et al., 2015).

A área de pastagem (BR-GST), com 18 ha, está localizada na Fazenda Lagoinha (7°56'50,53" S e 38°23'29,11" O, 450 m), também no município de Serra Talhada-PE. A BR-GST era composta principalmente por capim corrente (*Urochloa mosambicensis*), mas devido ao prolongado período de seca que teve início em 2012 e ao aumento na pressão de pastejo, houve uma ocupação gradual de plantas espontâneas. Durante a estação chuvosa, a BR-GST é pastejada por ovinos e bovinos e na estação seca há uma alta exposição do solo devido a ausência de cobertura vegetal. O solo predominante da BR-GST é o Luvisso solo Crômico (SANTOS et al., 2013), cujas profundidades variaram de 0,40 a 0,50 m e a textura predominante foi a Franco-Argilo-Arenosa (SOUZA et al., 2015).

### 3.2 DADOS METEOROLÓGICOS

Foram utilizadas séries históricas monitoradas pelas torres para medidas dos fluxos atmosféricos, água, energia e CO<sub>2</sub>, instaladas no sítio experimental do Grupo de Física do Solo em Serra Talhada no ano de 2014. As torres de cada área também estão equipadas com os seguintes instrumentos de monitoramento:

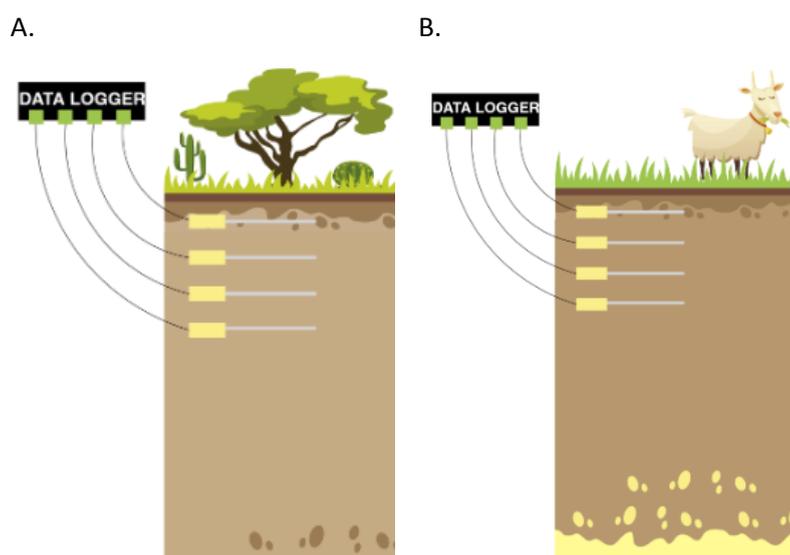
- Monitoramento do balanço de radiação de ondas longas e ondas curtas: CNR1 ou CNR2, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA.
- Monitoramento de temperatura e umidade relativa do ar: HMP45C, Vaisala, Finland; 108, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA.
- Monitoramento de chuva: pluviômetro eletrônico modelo TE525, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA.
- Monitoramento de temperatura do solo: sensores a serem instalados com profundidade no solo de 10, 20, 30, 40 cm (107 ou 108, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA).
- Monitoramento do fluxo de calor no solo à 5 cm de profundidade: HFP01, Hukseflux, Delft, Holanda.

Os dados desses sensores foram lidos a cada 60 segundos e armazenados em uma central de aquisição de dados (CR1000, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA), em intervalos de 30 minutos.

### 3.3 MONITORAMENTO DA UMIDADE DO SOLO

O conteúdo de água no solo foi monitorado com o equipamento CS616 (Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA), com sondas instaladas a 10, 20, 30 e 40 cm de profundidade como mostrado na Figura 6.

**Figura 6 - Croqui do monitoramento de água no solo como o uso do TDR na estação BR-CST(A) e BR-GST(B).**



Fonte: Autor (2020)

### 3.4 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DOS SOLOS

A determinação das propriedades físicas foi realizada nas duas áreas de estudo. As amostras deformadas do solo para a caracterização granulométrica foram coletadas a menos de 5 m de distância dos sensores de umidade, nas camadas de 5-15, 15-25, 25-35, 35-45 cm, sendo estas consideradas como representativas para os dados monitorados.

O ensaio de granulometria foi realizado no laboratório de Física do Solo no Departamento de Energia Nuclear da UFPE. Para isso, foram seguidos os critérios da NBR 7181 (ABNT, 1984). O ensaio consiste no peneiramento, utilizado para determinação das frações mais grossas, e sedimentação, que permite a quantificação das frações finas de argila e silte, após dispersão com hexametáfosfato de sódio, utilizando o método do densímetro (Figura 7).

**Figura 7 - Ensaio de granulometria do solo. Sedimentação (A) e Peneiramento (B).**

A.

B.



Fonte: Autor (2020)

### 3.5 CALIBRAÇÕES DAS SONDAS TDR DE UMIDADE DO SOLO

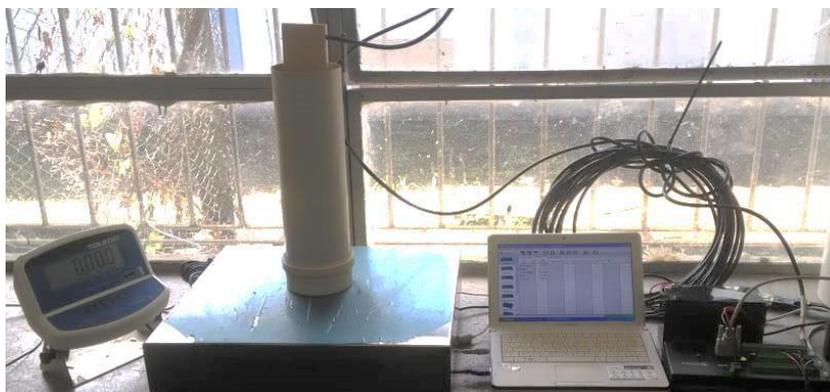
Devido a resultados semelhantes da textura do solo, para a calibração dos sensores de umidade, utilizaram-se misturas das amostras de solo da profundidade de 5 a 45 cm. As amostras deformadas foram coletadas a uma distância de aproximadamente 1 m dos sensores TDR nas duas estações pluviométricas, BR-CST e BR-GST. O método de calibração utilizado se baseou nas recomendações do manual do equipamento (CAMPBELL, 2002) e em trabalhos já desenvolvidos (SANTOS NETO, 2015; URSULINO, 2017).

Para o procedimento foi utilizada uma coluna de PVC com diâmetro de 100 mm. O volume útil da coluna de PVC foi calculado para que as hastes do sensor (com comprimento de 30 cm) ficassem totalmente inseridas no solo, e para que houvesse uma camada livre de solo entre a superfície inferior do recipiente e a ponta das hastes. A altura adotada para o preenchimento de solo foi de 33,4 cm, correspondendo a um volume útil do recipiente de 2.500 cm<sup>3</sup>.

Antes do preenchimento da coluna, os solos foram destorroados, peneirados em uma malha de 2 mm e submetidos a secagem a uma temperatura de 105 °C durante 24 horas. Após o resfriamento, as amostras foram pesadas e acomodadas na coluna de PVC, ajustando a densidade do solo para que ficassem em torno de 1,27 g cm<sup>-3</sup> e 1,37 g cm<sup>-3</sup>, para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente.

A coluna preenchida com o solo foi posicionada sob uma balança eletrônica, com capacidade de 15 kg e precisão de 5 gramas, para registrar a massa do sistema RECIPIENTE + SOLO. Em seguida, o sensor TDR do modelo CS616 foi inserido no recipiente e realizado a leitura da massa do sistema. O sensor foi conectado a um *datalogger* e as leituras foram observadas com o auxílio de um computador (Figura 8).

**Figura 8 - Equipamentos utilizados para calibração do sensor TDR**



Fonte: Autor (2020)

O volume total de água utilizado foi de 900 ml ( $\theta_v = 0.36 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ), dos quais foram divididos em volumes controlados (100 ml) e assim adicionados gradualmente ao recipiente. À medida que se adicionava água à coluna, registrava-se a nova massa do conjunto e registrava-se a leitura do sensor. Este registro era computado quando o tempo de resposta do sensor (leitura) estabilizava, mediante a umidade volumétrica aplicada.

Realizadas as pesagens e as leituras, a umidade volumétrica do solo ( $\theta_v$ ) foi obtida pela Equação 41:

$$\theta_v = \frac{\rho_s}{\rho_a} \left[ \frac{MSU - MSS}{MSS} \right] \quad (41) \text{ em que } \rho_a \text{ é a massa específica da água (g cm}^{-3}\text{); MSU}$$

é a massa do solo úmido (g); e MSS é a massa de partículas sólidas (g).

A curva de calibração foi obtida comparando-se os dados da leitura do sensor, em  $\mu\text{s}$ , com os valores calculados da umidade volumétrica do solo. Foram geradas três tipos de equações (linear, quadrática e cúbica), e avaliadas com base nos seguintes índices estatísticos: coeficiente de determinação ( $R^2$ , Equação 50); coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ , Equação 53), que indica a intensidade da associação linear existentes entre as variáveis; o índice de concordância de Willmott ( $d$ , Equação 54); e o índice de desempenho do modelo ( $c$ , Equação 55).

### 3.6 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

#### 3.6.1 Análise de Sensibilidade Local (ASL)

A análise de sensibilidade local foi realizada com os parâmetros hidrodinâmicos obtidos com as equações de pedotransferência do programa *Rosetta Lite 1.1*, e as simulações foram realizadas com software Hydrus-1D.

Foi utilizada uma camada de solo com profundidade de 50 cm com condições de contorno superiores atmosférica com escoamento na superfície, e com drenagem inferior. As variáveis climáticas utilizadas foram os dados de precipitação e evapotranspiração do ano de 2014 em cada estação. O modelo hidráulico utilizado foi o de van Genuchten – Mualem, sem considerar a histerese. E as condições de contorno iniciais foram inseridas em termos de pressão de sucção ( $h_0 = -100$  cm).

Inicialmente foi realizada a análise de sensibilidade da malha do perfil do solo, na qual foram analisadas as malhas de 101, 201 e 301 nós e sua sensibilidade ao escoamento superficial acumulado, a lâmina de água armazenada no solo, evapotranspiração real acumulada, infiltração acumulada, fluxo de drenagem e recarga do aquífero.

Logo em seguida, para avaliar os parâmetros hidrodinâmicos, foi utilizado o método de superfícies de resposta, em que várias simulações são realizadas com a modificação de um único parâmetro, enquanto os demais são mantidos constantes, e em seguida o mesmo processo é repetido para outro parâmetro e assim sucessivamente (CHAVES, 2009, ALVES et al., 2012; SOARES et al., 2016, GABIRI et al., 2018).

Os parâmetros hidrodinâmicos do modelo de van Genuchten-Muallen variados foram  $K_s$ ,  $n$ ,  $\theta_s$  e  $\alpha$ , com variações correspondentes de  $\pm 50\%$ ,  $\pm 40\%$ ,  $\pm 30\%$ ,  $\pm 20\%$  e  $\pm 10\%$ . Como o parâmetro  $n$  (com a hipótese de Muallen) deve ser maior que 1, não foi possível utilizar todas as variações para este, sendo os menores valores de 1,18 e 1,16 para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente (Tabela 2).

**Tabela 2 - Dados de entrada utilizados para análise de sensibilidade do modelo no Hydrus -1D**

Parâmetros	-50%	-40%	-30%	-20%	-10%	Ref	10%	20%	30%	40%	50%
B $\theta_s$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0,21	0,26	0,30	0,34	0,39	0,43	0,47	0,52	0,56	0,60	0,64
R- $\alpha$ (1/cm)	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
C N	-	-	-	1,18	1,33	1,48	1,63	1,77	1,92	2,07	2,22
S				109,5	123,2	136,9	150,6	164,3	178,0	191,7	205,4
T $K_s$ (cm/dia)	68,47	82,16	95,85	5	4	4	3	2	2	1	0
<del>B</del> $\theta_s$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0,21	0,25	0,29	0,33	0,37	0,42	0,46	0,50	0,54	0,58	0,62

R-	alfa (1/cm)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
G	N	-	-	-	1,16	1,31	1,46	1,60	1,75	1,89	2,04	2,18
S												
T	Ks (cm/dia)	18,56	22,27	25,98	29,69	33,40	37,11	40,82	44,53	48,24	51,95	55,67

Fonte: Autor (2020)

Para a avaliação da sensibilidade do modelo aos parâmetros hidráulicos foi utilizada a sensibilidade relativa (Equação 42). A sensibilidade relativa ( $S_r$ ), que permite a comparação entre as sensibilidades do modelo a cada parâmetro, é definida como a razão entre a taxa de variação da resposta do modelo ( $\Delta O$ ) a uma pequena variação na entrada ( $\Delta F$ ), normalizadas pelos valores iniciais da saída ( $O_0$ ) e da entrada ( $F_i$ ), respectivamente (McCuen & Snyder, 1986).

$$S_r = \frac{\frac{\Delta O}{O_0}}{\frac{\Delta F}{F_i}} \quad (42)$$

Segundo Chaves (1991) para  $|S_r| > 1,5$  o modelo apresenta alta sensibilidade ao parâmetro; para  $0,5 < |S_r| < 1,5$  modelo apresenta sensibilidade intermediária; e para  $|S_r| < 0,5$  o modelo apresenta baixa sensibilidade. Valores negativos de  $S_r$  indicam que o modelo é negativamente correlacionado com o parâmetro, enquanto valores próximos a zero indicam que o modelo é relativamente insensível ao parâmetro (MCCUEN & SNYDER, 1986).

### 3.6.2 Análise de Sensibilidade Global (ASG)

Para a Análise de Sensibilidade Global foi utilizado um método baseado em variância, o Sobol (2001). O método visa quantificar a quantidade de variação que cada parâmetro contribui para a variação incondicional da saída do modelo. Para o método Sobol, os valores são representados pelos índices de sensibilidade ( $S_i$ ). Esses índices fornecem informações quantitativas sobre a variação associada a um único parâmetro ou relacionada a interações de vários parâmetros. Os índices de sensibilidade do método Sobol são expressos a seguir:

Primeira ordem

$$S_i = \frac{V_i}{V} \quad (43)$$

Segunda ordem

$$S_{ij} = \frac{V_{ij}}{V} \quad (44)$$

Total

$$S_T = S_i + \sum_{j \neq i} S_{ij} \quad (45)$$

Onde  $V_i$  é a variação associada ao  $i$ -ésimo parâmetro e  $V$  é a variação total. O índice de primeira ordem,  $S_i$ , é indicado como efeito principal. Este índice pode ser descrito como a fração da variação de saída do modelo que desapareceria quando um parâmetro for fixo. O índice de efeito total,  $S_{Ti}$ , fornece uma fração da variação total que seria deixada quando todos os fatores fossem corrigidos.

Basicamente, o cálculo dos índices de Sobol requer  $q(2p + 2)$  avaliações de modelo, em que  $p$  é o número de parâmetros de entrada ( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_s$  e  $l$ ) e  $q$  o número de amostras. Um aumento no número de amostras aumentará a precisão dos índices de Sobol. Neste trabalho foram utilizadas 5000 amostras, assim como sugerido por Nossent et al. (2011) e Brunetti et al. (2016), totalizando 70.000 simulações.

A análise de sensibilidade foi realizada usando a linguagem de programação Python e a biblioteca de análise de sensibilidade (Sensitivity Analysis Library - SALib) (USHER et al., 2015). Um script elaborado substitui o arquivo de entrada que contém os parâmetros para diferentes materiais em cada iteração (Apêndice A). A função objetivo utilizada foi o coeficiente NSE, onde foram comparados os valores do Volume armazenado e a Evapotranspiração real medidos com os simulados. Para realizar a ASG foram utilizados os dados entre 01/03/2014 a 31/03/2014 e 17/3/2014 a 16/04/2014 para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. A Tabela 3 mostra o intervalo de todos os parâmetros utilizados para avaliar a sensibilidade em ambas às estações.

**Tabela 3 - Intervalo de todos os parâmetros utilizados para avaliar a sensibilidade em ambas às estações.**

<b>Parâmetros</b>	<b><math>\theta_r</math> (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>)</b>	<b><math>\theta_s</math> (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>)</b>	<b><math>\alpha</math>(cm<sup>-1</sup>)</b>	<b>n</b>	<b>Ks(cm/d)</b>	<b>l</b>
<b>Mínimo</b>	0,01	0,2	0,001	1, 1	10	0,2 5
<b>Máximo</b>	0,05	0,6	0,1	2, 2	1000	0,7 5

Fonte: Autor (2020)

### 3.7 SIMULAÇÃO DA DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO

A simulação da dinâmica da água no solo foi realizada com o programa Hydrus-1D. Este programa é capaz de simular escoamento fluxo de água e transporte de soluto em meios porosos com diferentes níveis de saturação. Ele resolve a equação de Richards (1931) por meio de elementos finitos na dimensão espacial, e diferenças finitas na dimensão temporal (SIMUNEK et al., 2008).

Foi utilizado um perfil de solo homogêneo com 50 cm, considerando o fluxo apenas na direção vertical. As condições de contorno superior e inferior foram adotadas como condições atmosféricas (precipitação e evapotranspiração) com escoamento superficial e drenagem livre, respectivamente.

#### 3.7.1 Modelos Hidráulicos do Solo Utilizados

Utilizaram-se os modelos hidráulicos de porosidade única (SP), dupla porosidade de Durner (DPD), dupla porosidade com transferência de massa (DPTM), dupla porosidade com transferência de pressão (DPTP) e com histerese na curva de retenção e de condutividade hidráulica (HRCC). O modelo aplicado para histerese neste trabalho foi o desenvolvido por Lenhard et al. (1991) e Lenhard e Parker (1992), que eliminam o bombeamento mantendo o controle dos pontos de reversão da curva de retenção e condutividade hidráulica. Na Tabela 4 são apresentados os parâmetros necessários para cada modelo.

**Tabela 4 - Parâmetros utilizados em cada modelo para simular o fluxo de água na zona não saturada do solo.**

<b>SP</b>	$\theta$	$\theta$	$K$					
	$r$	$s$	$\alpha$	$n$	$l$			
<b>DPD</b>	$\theta$	$\theta$	$K$					
	$r$	$s$	$\alpha$	$n$	$l$	$w_2$	$\alpha_2$	$n_2$
<b>DPT</b>	$\theta$	$\theta$	$K$					
	$r$	$s$	$\alpha$	$n$	$l$	$\theta_{r_{im}}$	$\theta_{s_{im}}$	$\Omega$
<b>M</b>	$\theta$	$\theta$	$K$					
	$r$	$s$	$\alpha$	$n$	$l$	$\theta_{r_{im}}$	$\theta_{s_{im}}$	$\alpha_1$
<b>DPTP</b>	$\theta$	$\theta$	$K$					
	$r$	$s$	$\alpha$	$n$	$l$	$\theta_{r_{im}}$	$\theta_{s_{im}}$	$\alpha_1$
								$n_{lm}$
								$\alpha_w$

<b>HRC</b>	$\theta$	$\theta$	$\alpha$	$n$	$K$	$l$	$\theta_m$	$\theta_{sw}$	$\alpha$	$K_{sw}$
<b>C</b>	$r$	$s$			$s$				$w$	

Fonte: Autor (2020)

### 3.7.2 Condições de Contorno Atmosféricas

Os fluxos potenciais de evaporação e transpiração foram calculados a partir da evapotranspiração potencial, usando a lei de Beer, que particiona o componente de radiação solar do balanço de energia por interceptação pelo dossel (RITCHIE, 1972) do seguinte modo:

$$E_p = ET_o \cdot e^{-kLAI} = ET_o \cdot SCF \quad (46)$$

$$T_p = ET_o - E_p \quad (47)$$

sendo  $ET_o$ ,  $T_p$  e  $E_p$  fluxos potenciais de evapotranspiração, transpiração e evaporação, respectivamente, LAI é o índice de área foliar, SCF a fração coberta do solo e  $k$  é uma constante que governa a extinção de radiação pelo dossel em função do ângulo do sol, da distribuição das plantas e do arranjo das folhas (entre 0,5-0,75), considerado neste trabalho como 0,6 assim como Silva et al. (2015) para o semiárido Pernambucano.

A interceptação foi considerada em função do Índice de área foliar (LAI), e calculada de acordo com Von Hoyningen-Hüne (1983), Braden (1985) e van Dam et al. (1997):

$$I = a \cdot LAI \left( 1 - \frac{1}{1 + \frac{bP}{a \cdot LAI}} \right) \quad (48)$$

na qual  $P$  é precipitação,  $I$  é interceptação, LAI é o índice de área foliar e  $a$  (constante de interceptação) e  $b$  são constantes empíricas (adotadas pelo Hydrus-1D como  $a = 2,5 \text{ cm.d}^{-1}$ ,  $b = SCF$ ). O LAI foi calculado a partir da equação corrida gerada por Galvêncio et al. (2013) nos municípios de Serra Talhada e Petrolina (Pernambuco):

$$LAI = e^{\left( 1,426 + \left( \frac{-0,542}{NDVI} \right) \right)} \quad (49)$$

sendo o NDVI o índice da vegetação por diferença normalizada obtida a partir de imagens do sensor orbital MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) no período em análise.

### 3.7.3 Extração de Água pelas Raízes

O termo  $S(h)$  (Eq. 1) é definida como o volume de água extraído pela planta de uma unidade de volume representativo do solo por unidade de tempo, calculada segundo o modelo de Fedds et al. (1978):

$$S(z) = \alpha(h)S_p \quad (50)$$

Sendo  $\alpha(h)$  uma função de redução da transpiração ou da extração (da qual varia no intervalo de 0 e 1) que é função do potencial matricial do solo  $h$ ; e  $S_p$ , a extração máxima ou potencial de água pelas raízes.

Para resolução da extração de água pela raiz, o Hydrus-1D utiliza cinco potenciais propostos por Feddes et al. (1978). Para as estações foram utilizados os potenciais estabelecidos por Grinevskii (2011) para o solo Franco-arenoso, sendo utilizada a vegetação lenhosa para a BR-CST e gramínea para a BR-GST (Tabela 5).

**Tabela 5 - Potenciais de Feddes et al. (1978) estabelecidos por Grinevskii (2011) para o solo Franco-arenoso, sendo a vegetação lenhosa a estação BR-CST e gramínea a estação BR-GST**

Descrição dos parâmetros		BR-CS	BR-GS
		T	T
$h_0(\text{cm})$	Pressão da qual as raízes começam a extrair água do solo	80	-90
$h_1(\text{cm})$	Valor da pressão da qual as raízes extraem água na taxa máxima possível.	-190	-190
$h_2^{\text{max}}(\text{cm})$	A pressão limite da qual as raízes não podem extrair água na taxa mínima, considerando a taxa potencial de $r_{2H}$	-330	-330
$h_2^{\text{min}}(\text{cm})$	O mesmo que $h_2^{\text{max}}$ , mas a uma taxa de transpiração potencial de $r_{2L}$	-1800	-2890
$h_3(\text{cm})$	Pressão da qual a captação de água das raízes cessa	-15000	-15000
$r_{2H}(\text{cm/d})$	Taxa média de transpiração potencial	0,5	0,5
$r_{2L}(\text{cm/d})$	Taxa média de evaporação potencial	0,1	0,1

Fonte: Autor (2020)

### 3.7.4 Calibração e Validação do Modelo

A calibração dos parâmetros hidráulicos foi realizada por meio da modelagem inversa com o Hydrus-1D. Nas estações foi utilizado do início do ano de 2014 até o dia 30 de setembro para a calibração e do dia 01 de outubro até 31 de dezembro para validação. Na discretização temporal foi utilizada unidade de tempo dias com tempo inicial considerado 0 (dia anterior à simulação) e tempo final referente aos dias de calibração e validação, citados anteriormente. Quanto aos critérios de convergência, foi determinado o número máximo de 10 iterações para a resolução da equação não linear de Richards, com o valor de 0,001 para a tolerância do conteúdo de água na região não saturada dos nós, como recomendado pelo programa. Para o perfil do solo foi utilizada uma malha com 101 nós.

### 3.7.5 Avaliação da Estimativa da Evapotranspiração real ( $ET_a$ )

Os modelos apresentados foram avaliados quanto ao seu desempenho em estimar da evapotranspiração real. A evapotranspiração foi calculada a partir do fluxo de calor latente (LE) obtido pelo método da covariância dos vórtices turbulentos (Eddy Covariance - EC). Os dados de LE foram obtidos a partir das torres que dispõem de um anemômetro sônico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) e um analisador infravermelho de gás de caminho aberto (EC150, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA). A conversão do LE em  $ET_a$  foi realizada a partir da Eq. 51:

$$ET_a = \frac{\overline{LE} \cdot t}{\lambda \cdot 10^6} \quad (51)$$

sendo  $\overline{LE}$  média do fluxo de calor latente ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $t$  o intervalo de tempo (s),  $\lambda$  o calor latente de vaporização, considerado constante ( $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ ), e  $10^6$  o fator utilizado para converter  $W \cdot m^{-2}$  para  $MJ \cdot m^{-2}$

### 3.7.6 Parâmetros Estatísticos Utilizados

Os seguintes critérios estatísticos foram adotados para a avaliação de desempenho do modelo: Raiz do Erro Quadrático da Média (RMSE), que tem valor ótimo próximo a 0; a eficiência de modelagem Nash e Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970) limitado (NSE), da qual limita o coeficiente de Nash entre -1 (pior desempenho do modelo) e 1 (melhor desempenho do modelo); Coeficiente de Klinga – Gupta limitado (KGE), que tem o mesmo

significado do coeficiente NSE; coeficiente de determinação ( $R^2$ ), que indica o grau de correlação entre as variáveis independentes e a variável dependente, variando de 0 a 1, com valor ótimo próximo a um; coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), que indica a intensidade da associação linear existentes entre as variáveis; o índice de concordância de Willmott ( $d$ ), que indica o grau de precisão da equação, variando de 0 a 1, sendo 1 uma concordância perfeita; e o índice de desempenho do modelo ( $c$ ), que permite analisar a precisão e exatidão dos resultados obtidos através do produto dos dois coeficientes,  $r$  e  $d$ , conforme proposto por Camargo e Sentelhas (1997).

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{n} \left[ \sum_{i=1}^n (\theta_{mi} - \theta_{ci})^2 \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (52)$$

$$R^2 = \quad (53)$$

$$NSE = \frac{nse}{2-nse}$$

$$nse = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{ci} - \theta_{mi})^2}{\sum_{i=1}^n (\theta_{mi} - \bar{\theta}_m)^2} \quad (54)$$

$$KGE = \frac{kge}{2-kge}$$

$$kge = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\bar{\theta}_c}{\bar{\theta}_m} - 1\right)^2 + \left(\frac{\sigma_c}{\sigma_m} - 1\right)^2} \quad (55)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{mi} - \bar{\theta}_m)(\theta_{ci} - \bar{\theta}_c)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\theta_{ci} - \bar{\theta}_c)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\theta_{mi} - \bar{\theta}_m)^2}} \quad (56)$$

$$d = 1 - \sum_{i=1}^n \quad (57)$$

$$c = d.r \quad (58)$$

sendo  $\theta_{mi}$  é o valor da umidade medida ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ );  $\theta_{ci}$  é o valor da umidade estimada ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ );  $\overline{\theta}_m$  é o valor médio dos valores de umidade medidas ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ );  $\overline{\theta}_c$  é o valor médio dos valores de umidade calculada ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $\sigma_m$  é o desvio padrão dos dados medidos,  $\sigma_c$  o desvio padrão dos dados calculados e  $n$  é o número de medições.

### 3.7.7 Simulação Futura com o Modelo BESM

Foram realizadas simulações hidrodinâmicas com os modelos calibrados com a média histórica e o cenário futuro com os dados meteorológicos obtidos na plataforma PROJETA (Projeções de Mudança do Clima para a América do Sul Regionalizadas pelo modelo ETA).

Os dados meteorológicos usados foram a Evapotranspiração potencial (cm/d) e a Precipitação (cm/d) no município de Serra Talhada-PE. O modelo regional Eta foi desenvolvido na Universidade de Belgrado (MESINGER et al., 1988), atualmente está sendo usado operacionalmente pelo INPE para gerar previsões de clima e tempo. As simulações com o modelo Eta, disponibilizadas pelo PROJETA, utilizam os cenários de concentração dos gases de efeito estufa RCP4.5 e RCP8.5, onde o primeiro cenário é relativamente otimista enquanto o segundo é o mais pessimista.

Nesse estudo foi utilizado o Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM) para a geração do cenário histórico e futuro. O BESM é baseado na estrutura do modelo acoplado oceano-atmosfera do CPTEC, usado para previsões estendidas de tempo e do clima sazonal e documentado em Nobre et al. (2012). Em sua versão atual, o BESM inclui representações de fenômenos que atuam em uma escala de tempo mais ampla, tais como transições mar-gelo e variabilidade do  $\text{CO}_2$  marinho (NOBRE & MARENGO, 2016).

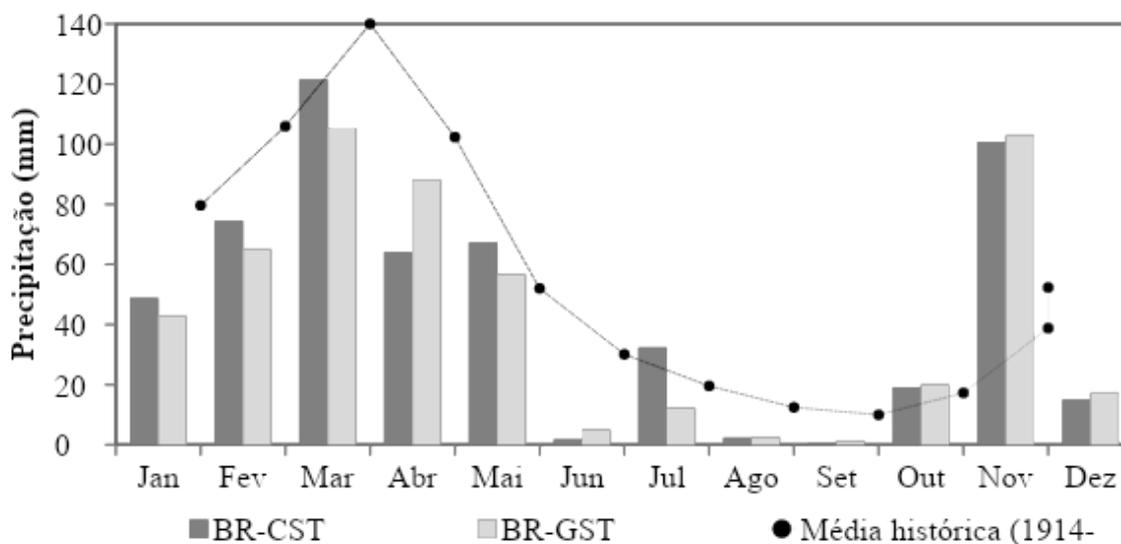
## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 ASPECTOS METEOROLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

Na Figura 9 são apresentadas as precipitações totais mensais medidas nas estações BR-CST e BR-GST para o ano de 2014, assim como a precipitação mensal média histórica na região de Serra Talhada entre os anos de 1914 e 2019 obtidas no posto 13 da Agência Pernambucana de Águas e Climas (APAC, 2019). Na média histórica obtida na APAC é possível observar que o período chuvoso da região é iniciado em janeiro e termina em abril, detendo cerca de 65% da chuva total anual. Já no ano de 2014, o período úmido foi identificado entre janeiro e maio para a BR-CST e fevereiro e maio para BR-GST, com aproximadamente 68 e 60% da chuva total anual, para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. Destaca-se ainda uma precipitação no mês de novembro com quase 20% da precipitação anual, da qual está acima do intervalo de confiança de 95% dos valores históricos.

Segundo Souza et al. (2010) o Nordeste brasileiro é influenciado em épocas chuvosas por diversos sistemas meteorológicos, sendo o principal deles o Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Já o período seco é regido majoritariamente pelo El Niño e o Dipolo do Atlântico (SILVA & MOURA, 2018).

**Figura 9 - Distribuição da precipitação total mensal nos postos BR-CST, BR-GST e as médias mensais históricas (1914-2019).**

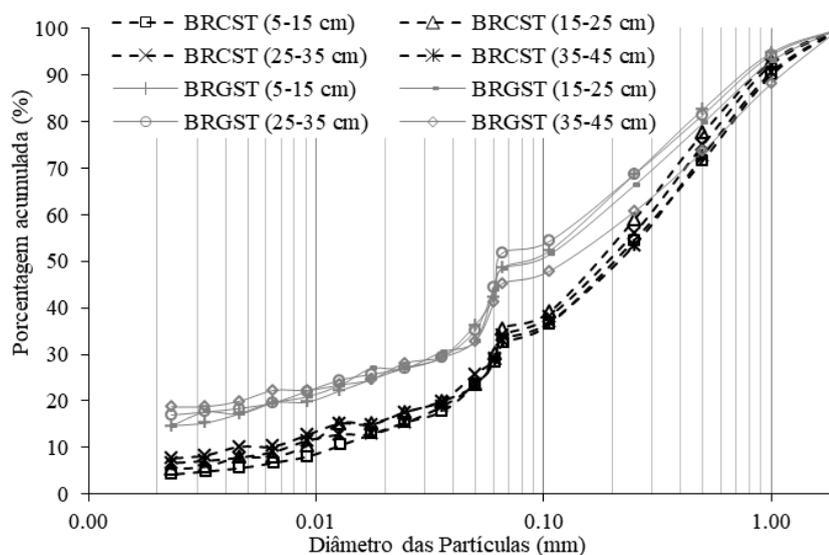


Fonte: Autor (2020)

## 4.2 PROPRIEDADES FÍSICAS E HIDRODINÂMICAS DOS SOLOS

A caracterização granulométrica das camadas do solo nas estações BR-CST e BR-GST é apresentada na Figura 10. É possível notar semelhança entre distribuição das partículas entre os perfis de solo analisado. Ambos são arenosos, porém o teor de areia é ligeiramente maior no perfil de solo da Caatinga (BR-CST).

**Figura 10 - Curva de distribuição granulométrica dos perfis dos solos das estações de monitoramento.**



Fonte: Autor (2020)

Na Tabela 6 são apresentadas a caracterização granulométrica do solo e sua classificação textural. Em todas as camadas de solo das duas áreas a classe textural foi Franco-Arenosa, e, portanto consideradas homogêneas. A densidade das partículas determinadas ( $d_p$ ) foram de 2,42 e 2,50  $\text{g.cm}^{-3}$  para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente, sendo esses valores próximos ao valor médio indicado pela literatura (2,65  $\text{g.cm}^{-3}$ ).

**Tabela 6 - Propriedades textural das camadas dos solos das estações**

Estação	Camada	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classe Textural
BR-CST	05-15				
	cm	4,20	24,07	71,74	Franco-Arenosa
	15-25				
	cm	5,37	24,69	69,94	Franco-Arenosa

	25-35 cm	7,66	21,39	70,95	Franco-Arenosa
	35-45 cm	6,66	22,09	71,25	Franco-Arenosa
	05-15 cm	14,69	27,65	57,66	Franco-Arenosa
	15-25 cm	14,64	29,13	56,24	Franco-Arenosa
BR-GS T	25-35 cm	16,98	27,53	55,49	Franco-Arenosa
	35-45 cm	18,76	22,43	58,81	Franco-Arenosa

Fonte: Autor (2020)

Na Tabela 7 são apresentados os parâmetros hidrodinâmicos da equação de Van Genuchten com hipótese de Muallen obtidos por equações de pedotransferência do programa Rosetta-Litte para cada camada de solo das estações. Como se esperava, os parâmetros hidrodinâmicos das camadas de solo de cada estação também não diferiram entre si.

Os parâmetros de umidade de saturação ( $\theta_s$ ) e o parâmetro de forma ( $n$ ) não tiveram diferença entre as estações. Já a umidade residual ( $\theta_r$ ), a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) e o parâmetro  $\alpha$ , tiveram a razão média de 0,7, 3,7 e 1,9 entre as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. Uma maior condutividade hidráulica saturada em solo de Caatinga também foi encontrada por Oliveira Junior et al. (2014) no município de São João – PE utilizando o método do Beerkan. Os autores afirmam que isso resulta da compactação do solo pelo gado, o que diminui a macroporosidade do solo, aumenta a densidade do solo e diminui drasticamente a condutividade hidráulica.

**Tabela 7 - Parâmetros hidrodinâmicos da equação de Van Genuchten com hipótese de Muallen obtidos pelo Rosetta-Lite das camadas dos solos das estações.**

Estação	Profundidade (cm)	$\theta_r$ ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )	$\theta_s$ ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$	$K_s$ ( $\text{cm}.\text{dia}^{-1}$ )
	05-15 cm	0,0364	0,4251	0,0364	1,483 4	151,09
BR-CST	15-25 cm	0,0377	0,4254	0,0331	1,467 6	134,60
	25-35 cm	0,0423	0,4358	0,0319	1,478 1	127,69
	35-45 cm	0,0405	0,4330	0,0332	1,480 0	134,36
<u>BR-GST</u>	05-15 cm	0,0519	0,4116	0,0184	1,457 6	40,27

15-25 cm	0,0517	0,4091	0,0173	1,462 2	37,93
25-35 cm	0,0564	0,4160	0,0168	1,458 5	33,35
35-45 cm	0,0602	0,4261	0,0192	1,442 6	36,89

Fonte: Autor (2020)

#### 4.3 CURVAS DE CALIBRAÇÃO DOS SENSORES TDR

Na Tabela 8 é apresentado o desempenho das equações ajustadas e do fabricante para os dados observados em laboratório com o sensor TDR. Os índices de concordância ‘d’, coeficiente de Pearson ‘r’ e índice de confiança ‘c’ obtiveram ótimo desempenho para todas as equações geradas e fornecidas pelo fabricante.

Ainda de acordo com índices observados, os melhores ajustes para as duas estações foram observados pela equação cúbica obtida por regressão, e os piores ajustes foram encontrados para a equação linear determinada pelo fabricante. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) também demonstrou melhor representatividade nos modelos cúbicos, seguido de quadráticos e lineares, para os solos das duas estações.

**Tabela 8 - Avaliação dos modelos de estimativa da umidade volumétrica dos solos em estudo, coeficiente de determinação ( $R^2$ ), índice de concordância (d), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de confiança dos modelos (c).**

Equação	Modelo	$R^2$	D	r	c	Equação de calibração
BR-CST	Linear	0,9845	0,999 0	0,992 2	0,991 2	$\theta = 0,0282t - 0,4415$
	Quadrática	0,9926	0,999 5	0,996 3	0,995 8	$\theta = 0,0008t^2 - 0,0072t - 0,0814$
	Cúbica	<b>0,9969</b>	<b>0,999</b> <b>8</b>	<b>0,998</b> <b>5</b>	<b>0,998</b> <b>3</b>	<b><math>\theta = 0,0002t^3 - 0,0117t^2 + 0,2636t - 1,9961</math></b>
CS616*	Linear	0,9845	0,998 9	0,992 2	0,9911 0,993	-
	Quadrática	0,9926	0,997 4	0,996 3	0,993 7	-
BR-GST	Linear	0,9485	0,996 6	0,973 9	0,970 5	$\theta = 0,0196t - 0,3390$
	Quadrática	0,9799	0,998 7	0,989 9	0,988 6	$\theta = 0,0008t^2 - 0,0205t + 0,1342$
	Cúbica	<b>0,9904</b>	<b>0,999</b> <b>4</b>	<b>0,995</b> <b>2</b>	<b>0,994</b> <b>5</b>	<b><math>\theta = 0,0001t^3 - 0,0075t^2 + 0,1798t - 1,4163</math></b>
CS616*	Linear	0,9485	0,949 8	0,973 9	0,925 0	-
	Quadrática	0,9748	0,951 0,951	0,987 0,987	0,939 0,939	-

---

0 3 0

---

\*Equações fornecidas pelo fabricante.

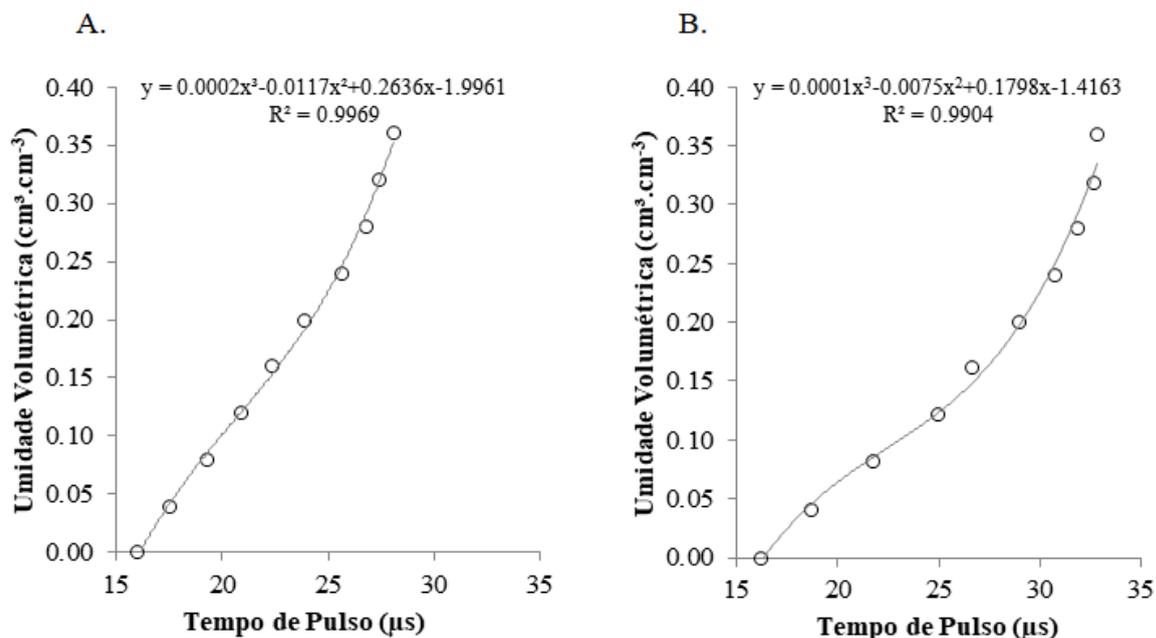
Fonte: Autor (2020)

Estes mesmos índices foram utilizados por Souza et al. (2016) para avaliar o ajuste de equações de calibração de sondas TDR, onde foi observado que as regressões lineares apresentaram desempenho ótimo. Os autores ainda afirmaram que o desempenho do TDR não é afetado pela profundidade da camada do solo, mostrando ser eficiente para o monitoramento da água no solo em diferentes camadas.

Coelho et al. (2006) afirmam que qualquer TDR deve ser calibrado conforme seu uso, e o modelo cúbico pode ser calibrado com exatidão para cada tipo de solo. Santos Neto et al. (2019) ao analisar em solos com diferentes classes texturais (Areia franca, Franco e Franco argiloso) também encontrou bons ajustes entre os dados obtidos e os estimados com o modelo de terceiro grau, com coeficientes de determinação superiores a 95%. Eles ainda afirmaram que o modelo quadrático não apresentou bom desempenho em estimar umidade volumétrica, subestimando em 20% para o solo arenoso, e superestimando em 4% e 34% para os solos siltsos e argilosos respectivamente.

Neste trabalho foram utilizadas as equações cúbicas para a obtenção da umidade volumétrica do solo ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ ) a partir dos valores das leituras dos sensores ( $\mu\text{s}$ ). Na Figura 11 é possível observar a distribuição dos dados obtidos na calibração e o ajuste do modelo cúbico para as duas estações.

**Figura 11 - Distribuição dos dados da curva de calibração dos sensores TDR na estação BR-CST (A) e BR-GST (B).**



Fonte: Autor (2020)

#### 4.4 DINÂMICA DIÁRIA DE PRECIPITAÇÃO, EVAPOTRANSPIRAÇÃO E UMIDADE DO SOLO.

A série de dados de umidade volumétrica e precipitação diária para as estações são apresentadas na Figura 12. Na estação BR-CST (Figura 12A) pode-se perceber que precipitações acima de 20 mm causam alteração na umidade volumétrica em todas as profundidades do solo. No entanto, para precipitações com menor intensidade, só causam alterações nos primeiros 10 cm do perfil do solo.

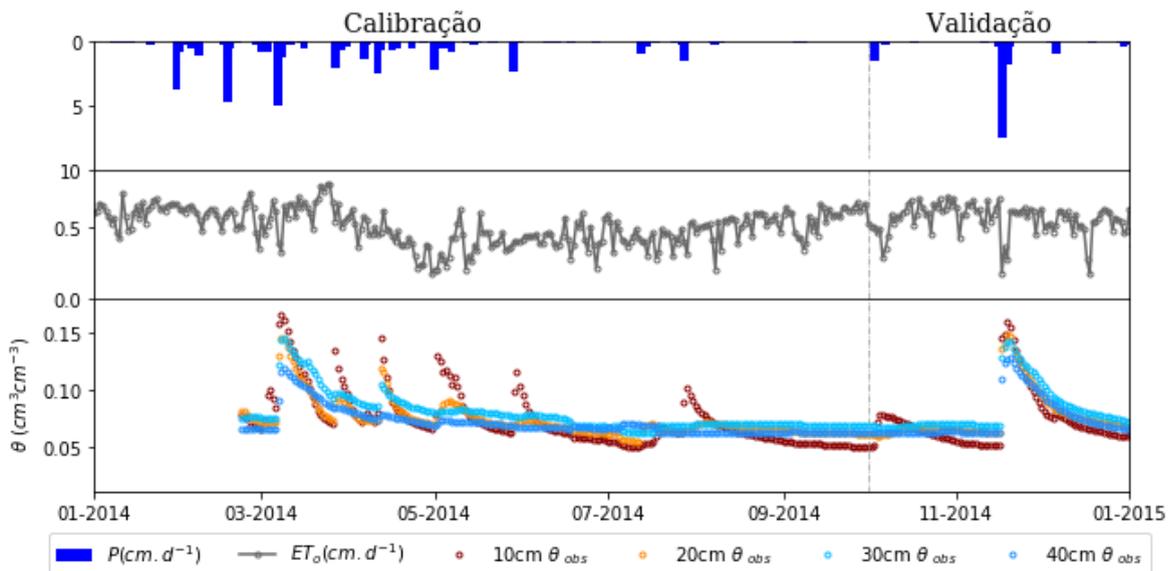
Ainda é possível observar dois picos de umidade em resposta a precipitações de 49 e 74 mm dos dias 07/03 e 17/11, porém essas umidades não chegaram próximo à umidade de saturação. Com a ausência de chuvas é possível notar um leve decaimento da umidade a 10 cm de profundidade. Corroborando com Soares (2018), que ao analisar simulação de chuva em solo de Caatinga, observou que a maior parte das chuvas precipitadas fica retida nos primeiros 15 centímetros do solo. Ele ainda observou que, após os eventos pluviométricos, a umidade volumétrica superficial do solo aumenta rapidamente e retorna ao seu valor inicial cerca de 10 dias depois.

Já na estação BR-GST (Figura 12B), pode-se perceber uma relação precipitação-umidade semelhante à da Caatinga, com alteração da umidade após precipitações acima de 20 mm, porém com picos de umidade cerca de 1,5 vezes menores. Nas duas estações

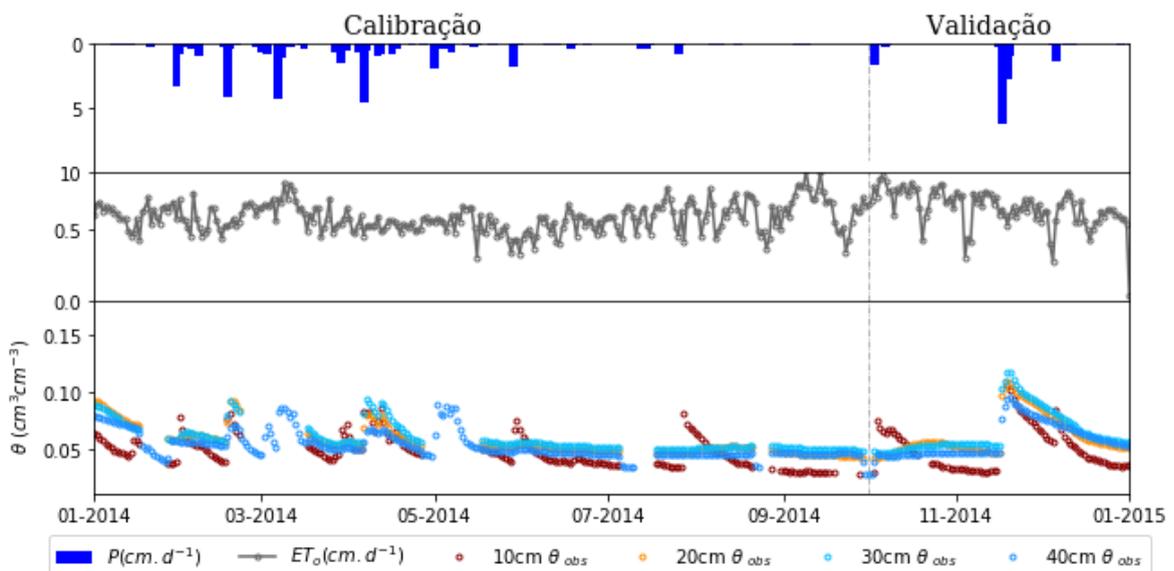
é possível notar que a umidade, para as maiores profundidades, permaneceu constante no período seco. Esse efeito ocorre devido da baixa profundidade da camada do solo que limita a percolação profunda e favorece o escoamento superficial (COSTA et al., 2016).

**Figura 12 - Distribuição temporal de umidade do solo e da precipitação nas estações BR-CST(A) e BR-GST(B).**

A.



B.



Fonte: Autor (2020)

Na Figura 13 é apresentado, por meio de gráficos *box-plot*, a variabilidade e a distribuição da umidade do solo média diária observada para cada mês nas três estações de monitoramento, através dos valores mediana (marcas centrais), mínimo, máximo, quartis inferiores e superiores e *outliers*. Adicionalmente, o resumo da análise estatística desses valores é apresentado nas Tabelas 5

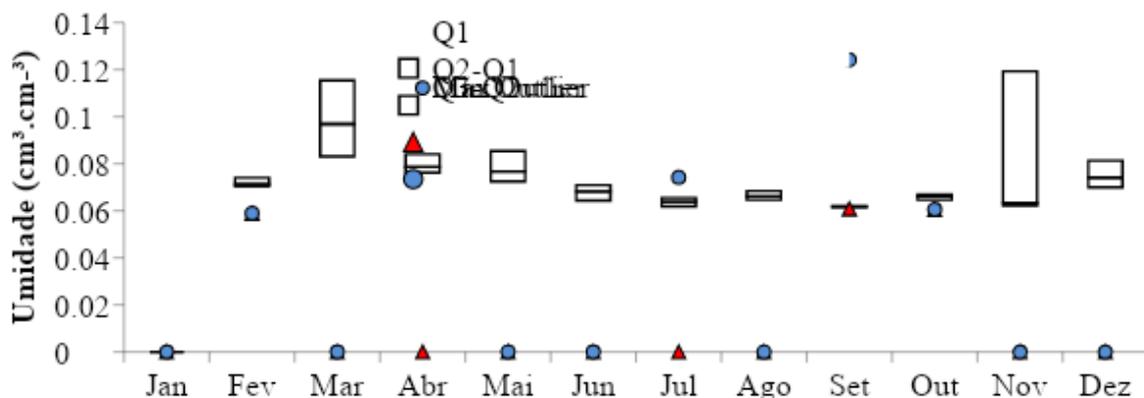
Foi evidenciada uma maior quantidade de *outliers* na estação BR-GST, isso evidencia uma maior capacidade da BR-CST em manter seus níveis de umidade constante. Os *outliers* superiores foram em maior quantidade no período chuvoso, enquanto que os *outliers* inferiores são evidenciados em maior quantidade no período seco. Esse fato mostra a influência das precipitações pontuais no gradiente de umidade.

A maior dispersão dos dados é observada nos meses de março (estação BR-CST) e novembro (estação BR-CST e BR-GST). Esta variabilidade pode ser verificada pela amplitude da amostra (diferença entre os limites máximos e mínimos) e pelo afastamento entre os quartis e a mediana. Os meses mais secos apresentaram a menor variabilidade dos dados, o que já era esperado, como pode ser observado entre os meses de junho e outubro de 2014.

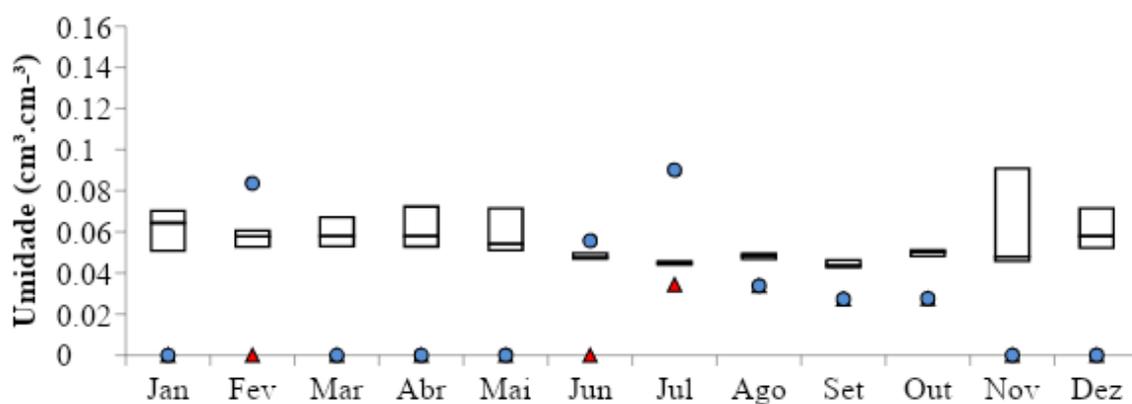
Na estatística descritiva (Tabela 9), verifica-se uma aproximação entre a média e a mediana na maioria dos meses demonstrando simetria entre as distribuições para esses casos. Seguindo a classificação proposta por Warrick e Nielson (1980), apenas alguns meses apresentaram coeficientes de variação considerados médios ( $12\% < CV < 60\%$ ) na estação BR-CST, já na estação BR-GST, com exceção de junho, agosto e setembro, todos os outros meses apresentaram CVs médios.

**Figura 13 - BoxPlot da variabilidade mensal da umidade média do solo na estação (A) BR-CST e na estação (B) BR-GST no ano de 2014**

A.



B.



Fonte: Autor (2020)

**Tabela 9 - Resumo estatístico da umidade do solo ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ) nas estações de monitoramento BR-CST e BR-GST.**

BR-CST	Médi a	Median a	Mínim o	Máxim o	Desvio Padrão	CV (%)
jan/14	-	-	-	-	-	-
fev/14	0,07	0,071	0,059	0,075	0,006	8,40%
mar/14	0,101	0,097	0,07	0,143	0,022	21,42%
abr/14	0,082	0,079	0,072	0,112	0,01	11,69%
mai/14	0,079	0,077	0,069	0,091	0,007	9,22%
jun/14	0,068	0,068	0,063	0,078	0,004	6,36%
jul/14	0,064	0,064	0,059	0,074	0,004	6,18%
ago/14	0,067	0,066	0,063	0,072	0,003	3,77%
set/14	0,062	0,062	0,061	0,063	0,001	1,17%
out/14	0,065	0,066	0,061	0,067	0,002	2,85%
nov/14	0,09	0,063	0,061	0,145	0,032	35,60%
dez/14	0,076	0,074	0,067	0,096	0,008	10,57%

<b>BR-GST</b>	Médi a	Median a	Mínim o	Máxim o	Desvio Padrão	CV (%)
<b>jan/14</b>	0,061	0,064	0,039	0,082	0,013	20,71 %
<b>fev/14</b>	0,059	0,058	0,045	0,084	0,01	16,96 %
<b>mar/14</b>	0,062	0,058	0,045	0,086	0,012	19,42 %
<b>abr/14</b>	0,061	0,058	0,044	0,081	0,012	19,00 %
<b>mai/14</b>	0,061	0,054	0,048	0,089	0,014	22,84 %
<b>jun/14</b>	0,049	0,048	0,046	0,056	0,003	5,54%
<b>jul/14</b>	0,044	0,045	0,034	0,056	0,006	13,59 %
<b>ago/14</b>	0,047	0,048	0,034	0,052	0,004	8,82%
<b>set/14</b>	0,044	0,044	0,027	0,047	0,004	8,08%
<b>dez/14</b>	0,048	0,05	0,028	0,052	0,006	12,44 %
<b>nov/14</b>	0,068	0,048	0,045	0,107	0,024	36,18 %
<b>Dez/14</b>	0,061	0,058	0,049	0,079	0,01	16,90 %

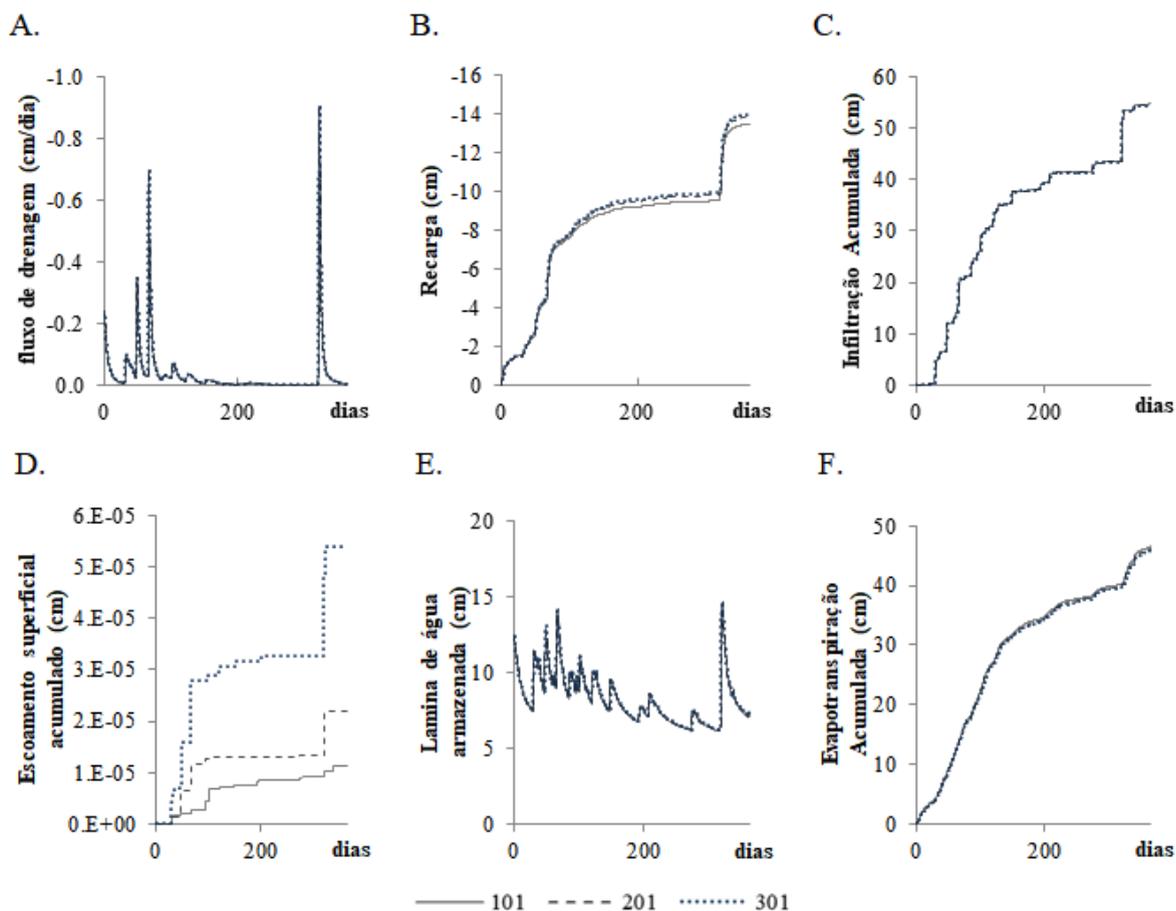
Fonte: Autor (2020)

## 4.5 SENSIBILIDADE DO MODELO

### 4.5.1 Sensibilidade da Malha

Na Figura 14 está demonstrada a sensibilidade das variáveis em relação ao número nós (101, 201 e 301) utilizados no perfil da estação BR-CST. É possível observar que apenas o escoamento superficial acumulado obteve uma alta variação em relação ao tipo de malha utilizada, no entanto, esta variável apresenta dimensões bem menores que as demais. Graças a isso, escolheu-se a malha de 101 para representação do perfil desse modelo.

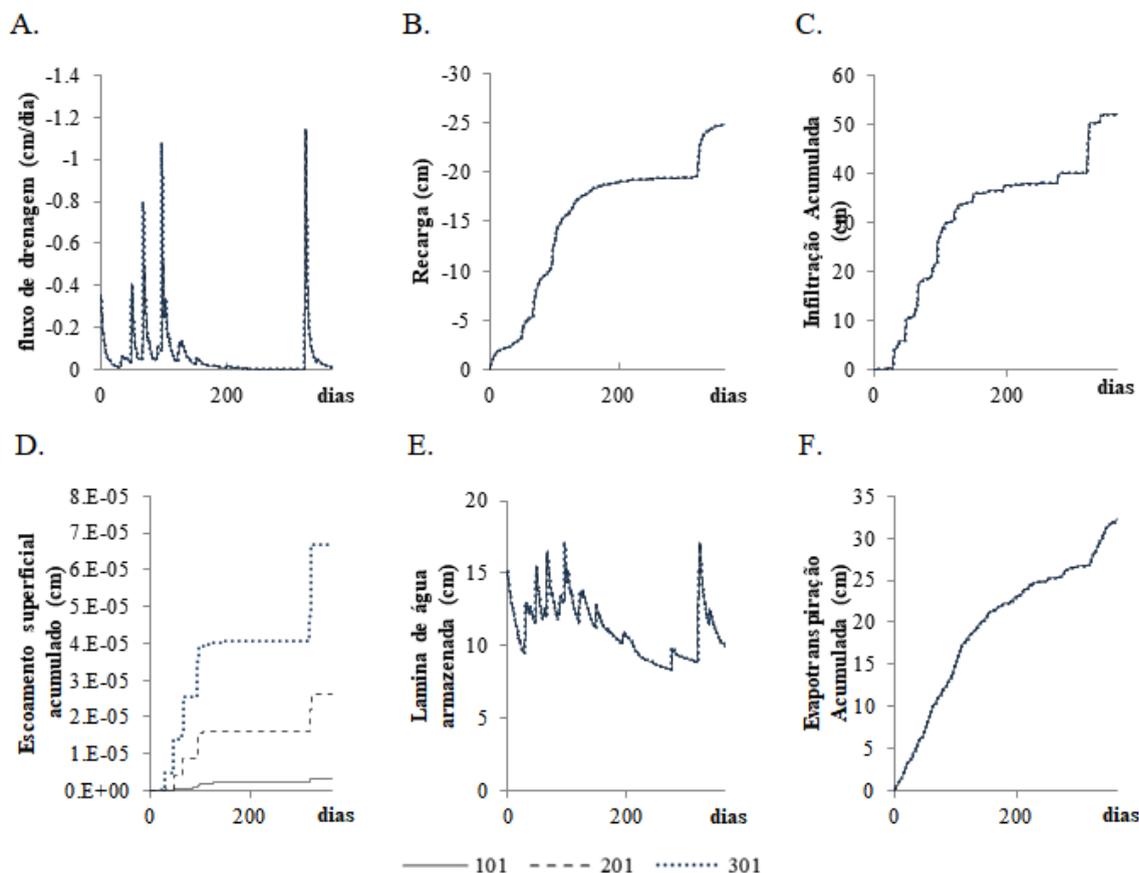
**Figura 14 - Avaliação da sensibilidade da malha do perfil da estação BR-CST, sendo: (A) fluxo de drenagem, (B) Recarga, (C) Infiltração acumulada, (D) Escoamento superficial acumulado, (E) Lâmina de água armazenada e (F) Evaporação acumulada.**



Fonte: Autor (2020)

Na Figura 15 está demonstrada a sensibilidade das variáveis em relação ao número nós (101, 201 e 301) utilizados no perfil da estação BR-GST. Assim como na estação BR-CST, é possível observar que apenas o escoamento superficial acumulado obteve uma alta variação em relação ao tipo de malha utilizada, no entanto, esta variável apresenta dimensões bem menores que as demais. Em virtude disso, também se escolheu a malha de 101 para representação do perfil desse modelo.

**Figura 15. Avaliação da sensibilidade da malha do perfil da estação BR-GST, sendo: (A) fluxo de drenagem, (B) Recarga, (C) Infiltração acumulada, (D) Escoamento superficial acumulado, (E) Lâmina de água armazenada e (F) Evaporação acumulada.**



Fonte: Autor (2020)

#### 4.5.2 Análise de Sensibilidade Local (ASL)

A avaliação da sensibilidade dos processos hidrológicos aos parâmetros hidrodinâmicos é essencial para a compreensão do impacto de cada parâmetro na dinâmica de umidade do solo (BRUNETTI et al., 2018). Essa análise ainda possibilita direcionar pesquisas para que determinado parâmetro seja estimado com maior precisão, ou fornecer aos pesquisadores o conhecimento de qual parâmetro deve ser colocado como variável de decisão na calibração dos modelos.

Na Figura 16 e 17 é apresentada a sensibilidade relativa dos fluxos acumulados de evapotranspiração, recarga e infiltração a variação dos parâmetros  $\alpha$ ,  $K_s$ ,  $\theta_s$  e  $n$  (obtidos pelo *Rosetta Lite 1.1*) nas estações BR-CST e BR-GST, respectivamente.

Nota-se que em ambas as estações a infiltração acumulada é insensível à variação dos parâmetros. Isso ocorre porque o processo infiltração da água no solo está correlacionada com a umidade inicial do solo. Fazendo com que ela não ocorra apenas quando a umidade estiver acima da capacidade de campo do solo. E devido aos baixos índices pluviométricos da região,

toda a água precipitada infiltra no solo independentemente dos seus parâmetros hidrodinâmicos.

A descarga de fundo apresentou sensibilidade relativa intermediária ao parâmetro  $\alpha$  de -10 a -50% (na estação BR-CST) e -40% (na estação BR-GST). Ela também se apresentou com sensibilidade intermediária para o parâmetro 'n' a -20% na estação BR-CST. Para os outros parâmetros, ela apresentou baixa sensibilidade ou sensibilidade nula.

Já a evapotranspiração, apenas apresentou sensibilidade relativa média ao parâmetro 'n' na estação BR-CST com a variação de -30%, aos outros parâmetros ela apresentou sensibilidade baixa ou nula.

Abbasi et al. (2003) e Rocha et al. (2006) também identificaram grande sensibilidade do parâmetro 'n' ao algoritmo do Hydrus em regiões temperadas. Brunetti et al. (2016) observaram que os parâmetros n e  $\alpha$  são os que mais influenciaram no funcionamento hidráulico do pavimento permeável.

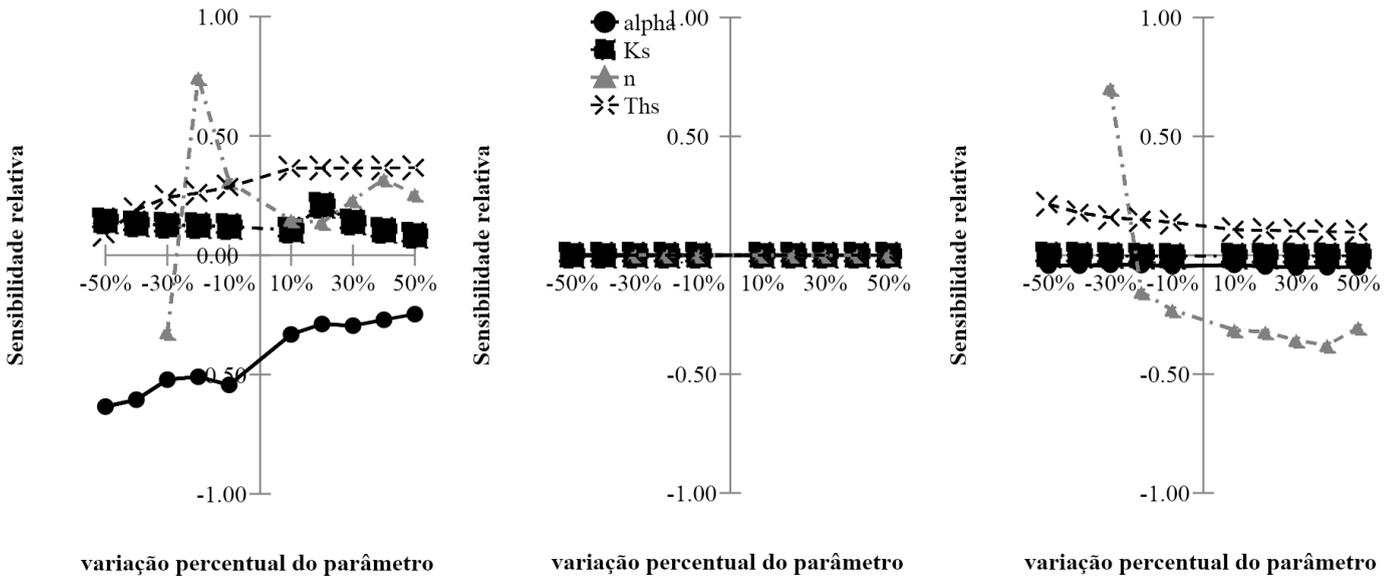
No geral nenhuma variável apresentou alta sensibilidade à variação dos parâmetros. Indicando que ao se cometer um erro (entre -50 e +50%) nos parâmetros hidrodinâmicos as variáveis de saída acumulada, no ano em estudo, não apresentaram grandes alterações. Isso ocorre devido à homogeneidade do solo e a sua baixa profundidade. Outro fato que intensifica essa baixa sensibilidade é o baixo regime pluviométrico da região. Ainda segundo Chaves (2009) os solos com textura mais arenosa, como os solos em estudo, são os que apresentam menor sensibilidade relativa aos seus parâmetros hidráulicos. Também é possível notar que o parâmetro Ks apresenta baixa influência nos processos hidrológicos.

**Figura 16 - Sensibilidade relativa dos parâmetros hidrodinâmicos da estação BR-CST. Sendo (A) descarga de fundo (B) infiltração acumulada (D) evapotranspiração acumulada.**

A.

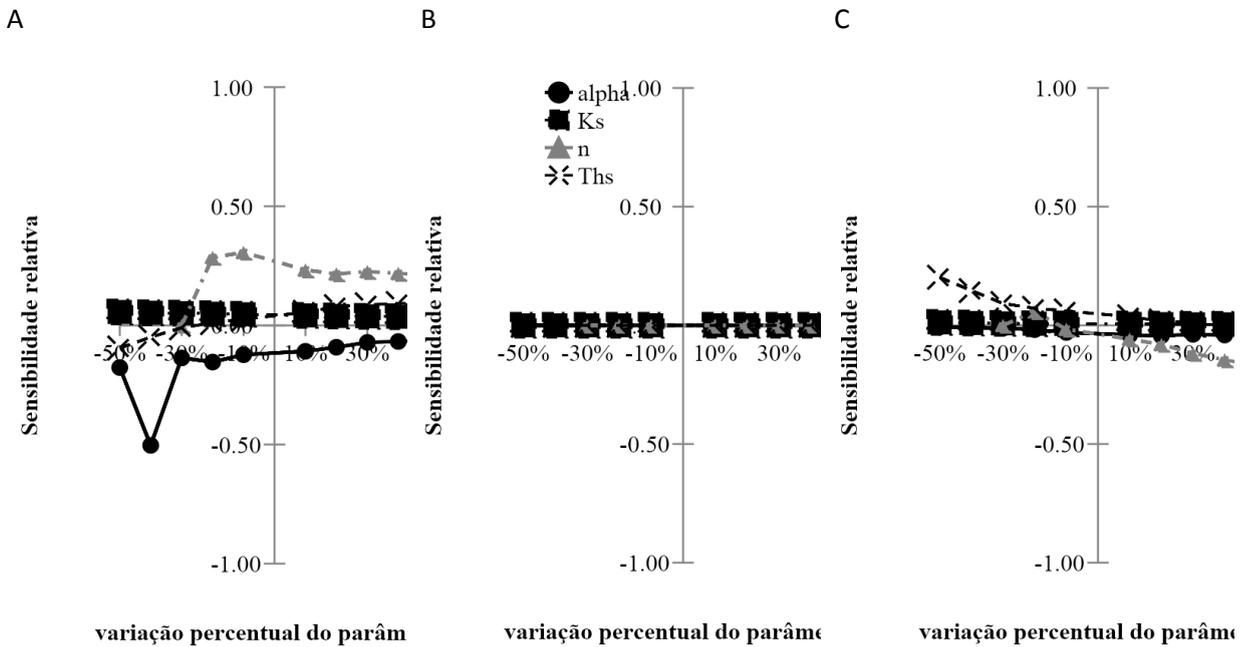
B.

C.



Fonte: Autor (2020)

**Figura 17 - Sensibilidade relativa dos parâmetros hidrodinâmicos da estação BR-GST. Sendo (A) descarga de fundo (B) infiltração acumulada (D) evapotranspiração acumulada.**



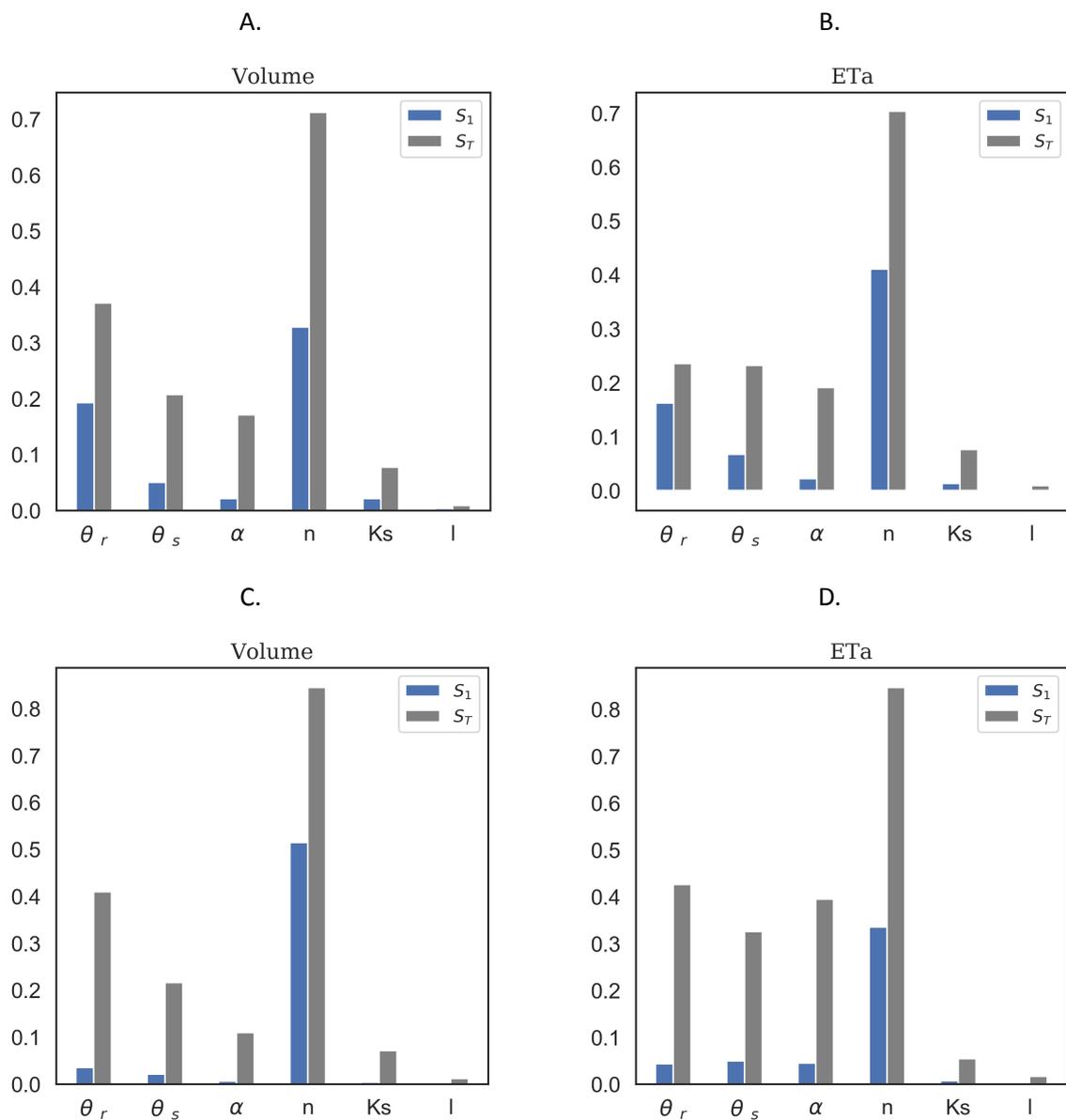
Fonte: Autor (2020)

#### 4.5.3 Análise de Sensibilidade Global (ASG)

Quando o modelo inclui interações entre parâmetros, os resultados da análise de superfície de resposta são imprecisos porque as interações dos parâmetros podem ser

identificadas apenas alterando vários parâmetros simultaneamente (BRUNETTI et al., 2016). Por esta razão, uma análise sensibilidade global (ASG) é de suma importância para avaliar processos complexos como os apresentados em simulações na zona vadosa do solo. Na Figura 18 é apresentada a ASG do Volume médio armazenado e a da Evapotranspiração real aos parâmetros hidráulicos do solo.

**Figura 18 - Análise de Sensibilidade Global pelo método Sobol para o Volume Médio Armazenado (A e C) e a Evapotranspiração real (ETa) (B e D) para o período em análise para as estações BR-CST (A e B) e BR-GST (C e D).**



Fonte: Autor (2020)

Assim como na ASL, nota-se que o parâmetro  $n$  é o que causa a maior variância, em ambas as estações e em ambos os fluxos (ETa e Volume). O parâmetro  $\theta_r$  deteve o segundo maior efeito de primeira ordem. Por outro lado, o parâmetro  $l$  apresentou variâncias menores de 1%, o que indica que este parâmetro tem pouca influência nas variáveis de saída.

Os efeitos de primeira ordem totais no Volume foram de apenas 61% e 58% para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. Já para ETa, foram de 67% (BR-CST) e 48% (BR-GST). Avaliando a descarga de fundo de um pavimento permeável com o Hydrus-1D com o método Sobol, Brunetti et al. (2016) determinaram efeitos de primeira ordem próximos aos valores encontrados nesse trabalho (56% e 53%). Esses fatos indicam que em modelos ambientais complexos (como o Hydrus-1D), faz-se necessário analisar as interações entre os parâmetros hidráulicos do solo, tendo em vista que os efeitos de primeira ordem são responsáveis por cerca de 50% da variância das variáveis de saída.

Em relação aos efeitos totais, observa-se que o parâmetro  $n$  é responsável por cerca de 70% (BR-CST) e 85% (BR-GST) da variação das variáveis simuladas. Nota-se que o parâmetro  $\theta_s$  apresenta baixa variância com seus efeitos de primeira ordem, contudo a sua interação com os outros parâmetros chega a causar uma variação de até 33% na ETa da estação BR-GST.

Em todos os casos foram obtidos índices totais maiores que zero o que implica que todos os parâmetros influenciam a variação de saída diretamente ou por suas interações. Isso indica que nenhum parâmetro pode ser corrigido sem afetar as variáveis de saída (BRUNETTI et al., 2016). Além disso, nota-se ainda um maior índice total na estação BR-GST (166% e 206%) que na estação BR-CST (154% e 144%), contrariamente do que ocorrem com os efeitos de primeira ordem.

## 4.6 MODELOS HIDRÁULICOS DO SOLO

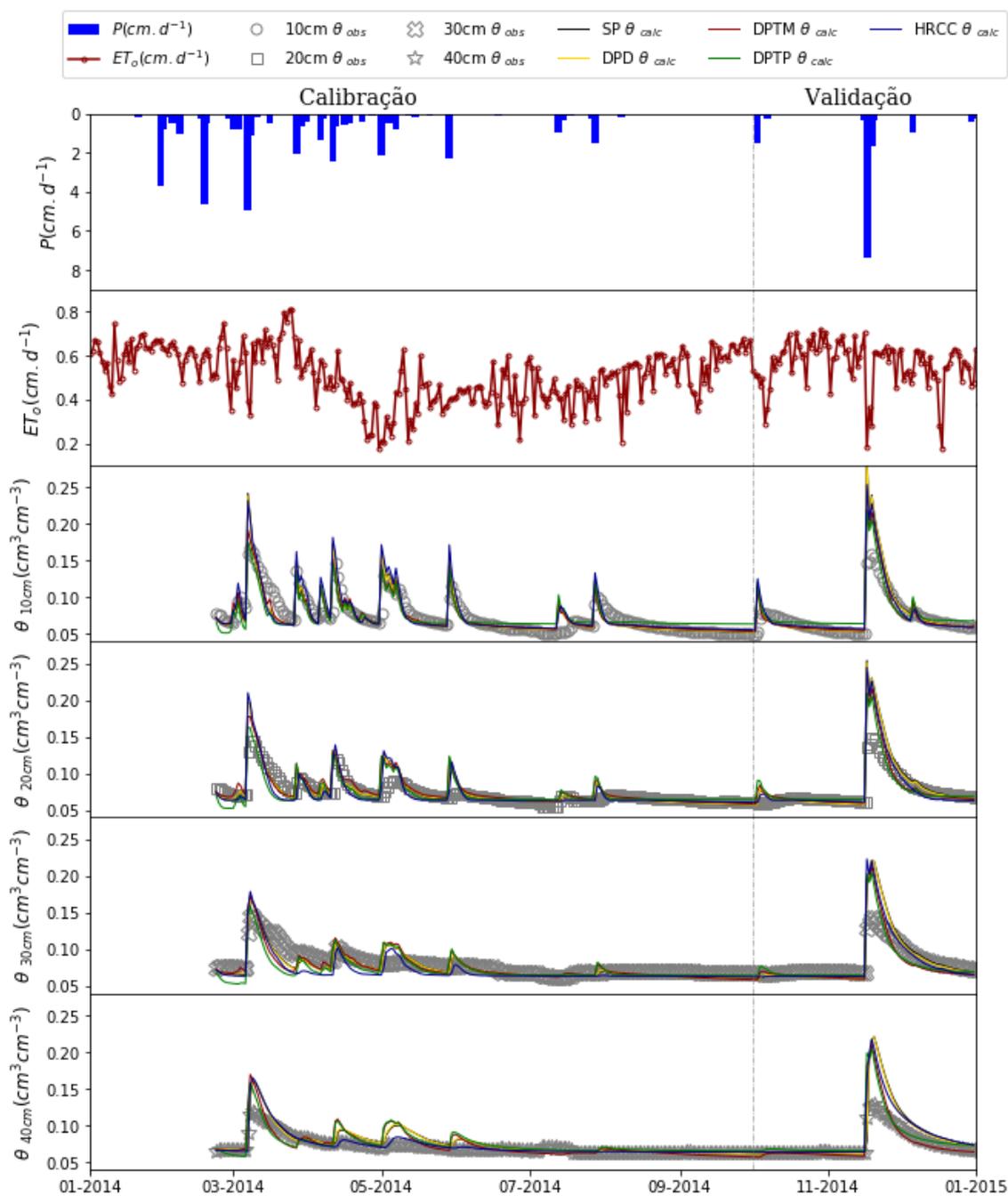
### 4.6.1 Modelagem Hidrodinâmica do Solo

Na Figura 19 são apresentados os ajustes com os modelos de porosidade única (SP), dupla porosidade de Durner (DPD), dupla porosidade com transferência de massa móvel e imóvel (DPTM), dupla porosidade com transferência de pressão (DPTP) e histerese (HRCC) na estação BR-CST. Em geral, os modelos apresentaram comportamento semelhante entre si.

Na etapa de calibração é possível notar uma melhor aderência dos dados brutos ao modelo simulado nas menores profundidades. Nas profundidades de 30 e 40 cm o modelo apresentou a mesma sensibilidade aos eventos de chuva quanto a 10 e 20 cm, diferentemente do que ocorreu nos dados monitorados, indicando que para maiores profundidades também exista fluxo no sentido horizontal. Segundo Köhne et al. (2009) o método inverso de modelos de fluxo de água unidimensional encontra dificuldades em demonstrar a realidade espacial de campo a partir de dados medidos como TDR e Tensiômetros. Ainda é possível notar que no evento de chuva ocorrido no mês 07, os modelos apresentaram um aumento na umidade antes dos dados medidos. O que indica a dificuldade do modelo em simular a dinâmica de umidade no solo em períodos com ausência de chuva.

Na etapa de validação é possível notar que os modelos reagiram ao pico de umidade apresentado nos meses de novembro e outubro, no entanto, houve a superestimação destes. Em geral, dentre os modelos o DPTP apresentou os menores valores de umidade nos eventos chuvosos.

**Figura 19 - Conteúdo de água observado e simulado pelos modelos para as profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm na estação BR-CST**



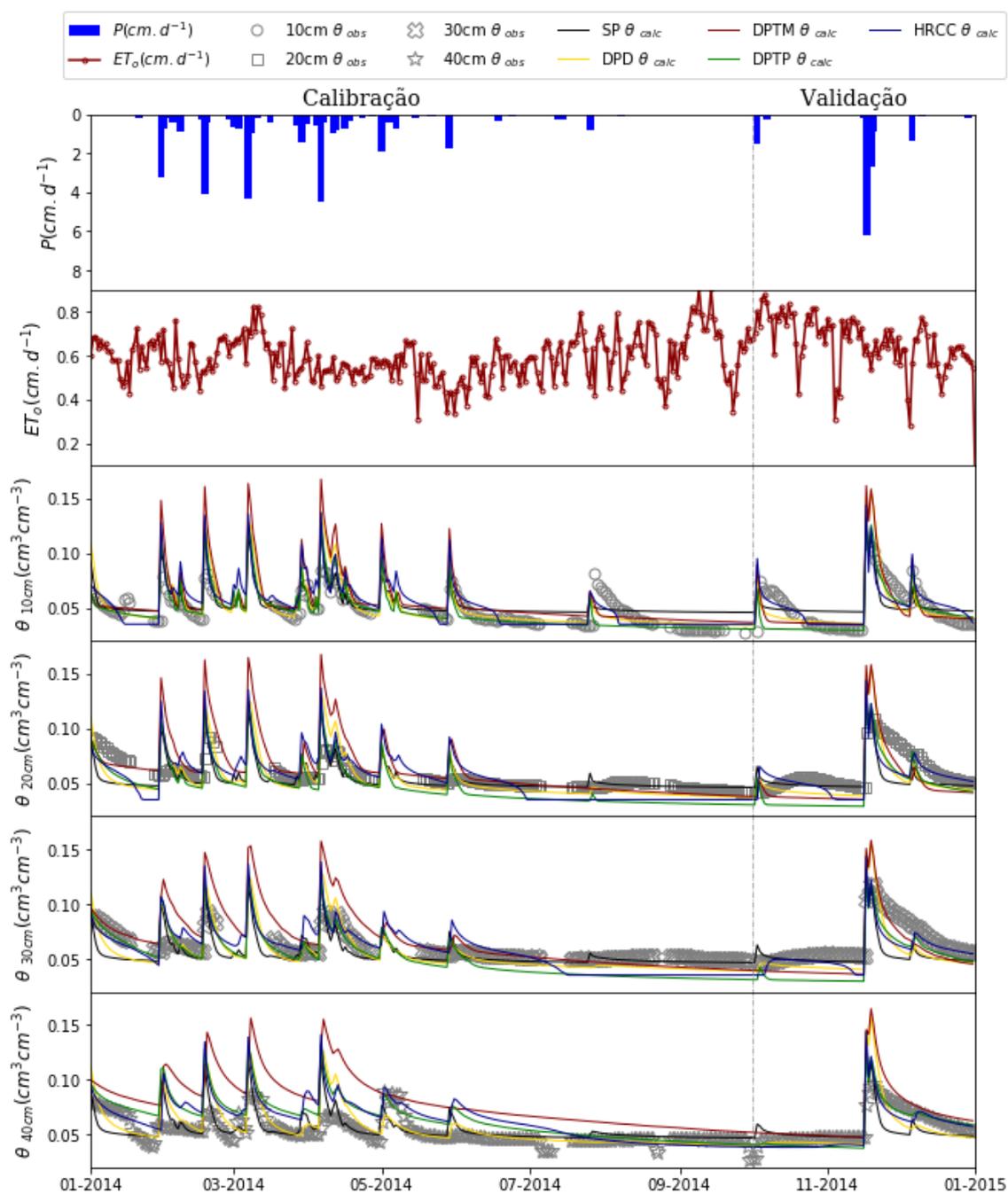
Fonte: Autor (2020)

Na Figura 20 são apresentados os ajustes com os modelos na estação BR-GST. É possível notar uma boa resposta dos modelos aos eventos chuvosos. No geral, o modelo DPTM apresentou os maiores valores de umidade simulados.

Na calibração é possível observar uma superestimava da umidade na maioria dos picos de chuva, sendo o SP o modelo que deteve os menores picos de umidade. No entanto, os modelos subestimaram o pico de umidade a 10 cm ocorrido no mês de outubro.

Assim como na calibração, na validação os modelos também superestimaram os picos de umidade. No primeiro pico a 10 cm de profundidade é possível perceber que apenas o modelo HRCC conseguiu simular a recessão da umidade, já no segundo e terceiro pico o modelo DPTM foi o que apresentou a melhor representação da dinâmica de umidade. Na profundidade de 20 cm, o primeiro evento de precipitação foi mais bem representado pelo modelo SP e no segundo e terceiro pelo HRCC. Pode-se ainda perceber um subestimativa da umidade pelos modelos DPD, DPTM e DPTP no período seco nas profundidades de 20 e 30 cm. Já na profundidade de 40 cm, observa-se uma melhor representação a partir do segundo evento de chuva pelo modelo DPTM.

**Figura 20 - Conteúdo de água observado e simulado pelos modelos para as profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm na estação BR-GST**



Fonte: Autor (2020)

#### 4.6.2 Estatísticas do Ajuste dos Modelos Hidráulicos do Solo

As estatísticas dos dados ajustados aos modelos em análise na estação BR-CST são apresentadas na Tabela 10. Na etapa da calibração o coeficiente de NSE indicou que apenas o modelo DPTP a 30 cm não foi viável. Já na validação, o coeficiente de NSE indicou que a 20

em tanto o modelo SP quanto o modelo DPD não se apresentaram satisfatórios, e na profundidade de 40 cm apenas o modelo DPTM se apresentou satisfatório. O RMSE indicou erros baixos variando entre 0,01 e 0,02 em todos os modelos tanto na calibração quanto a validação. O coeficiente de determinação variou entre 0,61 e 0,88 na calibração e entre 0,86 e 0,97 na validação. O coeficiente r indicou correlações muito altas e quase perfeitas para os modelos. E o índice de c indicou desempenhos classificados como muito bons e ótimos para calibração e desempenhos ótimos para a validação.

Na profundidade de 10 cm é possível notar que em todos os parâmetros analisados o modelo DPTM apresentou melhor ajuste tanto na calibração quanto na validação (com exceção do KGE na validação, da qual o modelo DPTP obteve melhor desempenho). Por outro lado, na profundidade de 20 e 30 cm o modelo SP e o DPD apresentaram melhores desempenhos na calibração, no entanto, na validação o coeficiente NSE indicou que o modelo mais representativo do sistema é o DPTP. Já na profundidade de 40 cm, a validação indica como melhor modelo o HRCC, no entanto na validação o melhor modelo foi o DPTM.

Utilizando a média das estatísticas, em relação à profundidade, podemos perceber que o melhor modelo pelos coeficientes NSE e KGE é o DPTM. Já pelo  $R^2$ , r e c o melhor modelo ajustado foi SP. Isso indica que para áreas como a da estação BR-CST o modelo SP pode ser utilizado, tendo em vista que ele pode realizar um ajuste tão com quanto, ou melhor, que os outros modelos.

**Tabela 10 - Estatísticas do ajuste dos modelos para os dados hidrodinâmicos da estação BR-CST**

Modelo	Posição (cm)	Calibração							Validação						
		NSE	KG E	RMS E	$R^2$	R	d	c	NSE	KGE	RMSE	$R^2$	r	d	C
SP	10	0,43	0,60	0,02	0,72	0,85	0,99	0,84	0,10	0,14	0,02	0,88	0,94	0,99	0,99
DPD	10	0,44	0,62	0,01	0,72	0,85	0,99	0,84	0,13	0,16	0,02	0,88	0,94	0,99	0,99
DPTM	10	0,57	0,76	0,01	0,75	0,87	1,00	0,88	0,46	0,39	0,02	0,88	0,94	0,99	0,99
DPTP	10	0,43	0,67	0,02	0,66	0,85	0,99	0,84	0,45	0,42	0,02	0,88	0,94	0,99	0,99
HRCC	10	0,34	0,51	0,02	0,72	0,85	0,99	0,84	0,26	0,27	0,02	0,88	0,94	0,99	0,99

					1	4	9	4				6	3	9	2
<b>SP</b>	<b>20</b>	0,35	0,41	0,01	0,7	0,8	1,0	0,8	<b>-0,03</b>	0,03	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					8	8	0	8				5	7	9	6
<b>DPD</b>	<b>20</b>	0,35	0,43	0,01	0,7	0,8	1,0	0,8	<b>0,00</b>	0,04	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					8	8	0	8				4	7	9	6
<b>DPTM</b>	<b>20</b>	0,32	0,47	0,01	0,7	0,8	0,9	0,8	0,30	0,25	0,02	0,8	0,9	0,9	0,9
					3	5	9	5				9	4	9	4
<b>DPTP</b>	<b>20</b>	0,05	0,42	0,01	0,6	0,7	0,9	0,7	0,36	0,24	0,01	0,9	0,9	0,9	0,9
					1	8	9	7				5	7	9	7
<b>HRCC</b>	<b>20</b>	0,18	0,35	0,01	0,7	0,8	0,9	0,8	0,10	0,11	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					0	3	9	3				1	6	9	5
<b>SP</b>	<b>30</b>	0,47	0,69	0,01	0,7	0,8	1,0	0,8	0,01	0,03	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					9	9	0	8				7	8	9	7
<b>DPD</b>	<b>30</b>	0,46	0,68	0,01	0,7	0,8	1,0	0,8	0,03	0,04	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					8	8	0	8				6	8	9	7
<b>DPTM</b>	<b>30</b>	0,33	0,61	0,01	0,6	0,8	0,9	0,8	0,19	0,22	0,02	0,8	0,9	0,9	0,9
					7	2	9	2				6	3	9	2
<b>DPTP</b>	<b>30</b>	<b>-0,10</b>	0,55	0,02	0,6	0,8	0,9	0,7	0,23	0,18	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					3	0	9	9				5	7	9	7
<b>HRCC</b>	<b>30</b>	0,21	0,63	0,01	0,7	0,8	0,9	0,8	0,10	0,10	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					1	4	9	4				2	6	9	5
<b>SP</b>	<b>40</b>	0,11	0,28	0,01	0,8	0,9	0,9	0,9	<b>-0,29</b>	<b>-0,06</b>	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					1	0	9	0				3	7	8	5
<b>DPD</b>	<b>40</b>	0,10	0,28	0,01	0,8	0,8	0,9	0,8	<b>-0,25</b>	<b>-0,05</b>	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					0	9	9	9				4	7	9	6
<b>DPTM</b>	<b>40</b>	0,00	0,23	0,01	0,6	0,8	0,9	0,8	0,03	0,09	0,02	0,8	0,9	0,9	0,9
					6	1	9	1				7	3	9	3
<b>DPTP</b>	<b>40</b>	0,26	0,44	0,01	0,6	0,8	1,0	0,8	<b>-0,03</b>	0,06	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					9	3	0	3				2	6	9	5
<b>HRCC</b>	<b>40</b>	0,37	0,32	0,01	0,8	0,9	1,0	0,9	<b>-0,14</b>	0,02	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
					8	4	0	4				7	9	9	7

Fonte: Autor (2020)

As estatísticas dos dados ajustados aos modelos em análise na estação BR-GST são apresentadas na Tabela 11. Na calibração o coeficiente NSE indicou que apenas o modelo SP e o DPTP na profundidade de 10 cm representam bem os dados medidos, em contrapartida o R<sup>2</sup> indicou que esses obtiveram o pior desempenho. Já na validação apenas os modelos DPTP

(20 cm) e DPTM (40 cm) não apresentaram desempenho satisfatório pelo coeficiente NSE, e  $R^2$  variando de 0,61 a 0,90. O RMSE variou entre 0,01 e 0,03 na calibração e entre 0,01 e 0,02 na validação. Em geral as correlações ( $r$ ) foram moderadas e fortes tanto na calibração quanto na validação, e índice  $c$  foi avaliado para os modelos como bom e ótimo, com exceção do modelo SP, da qual teve desempenho entre sofrível e bom.

Os índices estatísticos indicam que a 10 cm os modelos DPD e HRCC apresentaram melhor desempenho para calibração e validação, respectivamente. No entanto, a 20 e 40 cm o modelo DPTP foi o apresentou melhor desempenho tanto na calibração quanto na validação. Na profundidade de 30 cm o DPTP e o DPTM foram os modelos que apresentaram melhor desempenho na calibração e validação respectivamente.

Utilizando a média das estatísticas, em relação à profundidade, podemos perceber que o melhor modelo pelos coeficientes KGE,  $R^2$ ,  $r$  e  $c$  é o DPTP. Já pelo NSE e RMSE o melhor modelo ajustado foi SP. Além disso, é observado que os valores de KGE,  $R^2$ ,  $r$  e  $c$  do modelo SP são em geral bem piores que o modelo DPTP. Isso indica que a utilização do modelo SP em áreas como a da estação BR-GST não é indicada, podendo ocorrer à estimativa de valores incoerentes de umidade do solo.

**Tabela 11 - Estatísticas do ajuste dos modelos para os dados hidrodinâmicos da estação BR-GST**

Modelo	Posição (cm)	Calibração							Validação						
		NSE	KG E	RMS E	$R^2$	$r$	D	$c$	NSE	KG E	RMS E	$R^2$	$r$	d	$c$
SP	10	0,16	0,52	0,01	0,5	0,7	0,9	0,7	0,26	0,28	0,01	0,4	0,6	0,9	0,6
					0	1	9	0				2	5	9	4
DPD	10	-0,04	0,24	0,01	0,6	0,7	0,9	0,7	0,29	0,58	0,01	0,6	0,7	0,9	0,7
					0	8	9	7				0	7	9	7
DPTM	10	-0,33	0,08	0,02	0,5	0,7	0,9	0,7	0,24	0,52	0,02	0,6	0,7	0,9	0,7
					5	4	9	3				0	7	9	7
DPTP	10	0,11	0,41	0,01	0,5	0,7	0,9	0,7	0,27	0,58	0,01	0,5	0,7	0,9	0,7
					4	4	9	3				9	7	9	6
HRCC	10	-0,04	0,30	0,01	0,5	0,7	0,9	0,7	0,44	0,56	0,01	0,6	0,7	0,9	0,7
					5	4	9	4				1	8	9	8
SP	20	0,04	0,41	0,01	0,3	0,5	0,9	0,5	0,04	0,36	0,02	0,3	0,6	0,9	0,6
					4	8	9	8				8	1	9	1
DPD	20	-0,1	0,18	0,01	0,5	0,7	0,9	0,7	0,05	0,41	0,02	0,6	0,8	0,9	0,8

		<b>3</b>			7	6	9	5				6	1	9	0
<b>DPTM</b>	<b>20</b>	<b>-0,4</b>			0,5	0,7	0,9	0,7				0,7	0,8	0,9	0,8
		<b>4</b>	<b>-0,07</b>	0,02	4	4	9	3	0,01	0,30	0,02	8	8	9	7
<b>DPTP</b>	<b>20</b>	<b>-0,2</b>			0,6	0,8	0,9	0,8	<b>-0,0</b>			0,8	0,8	0,9	0,8
		<b>2</b>	0,24	0,01	6	1	9	1	<b>6</b>	0,49	0,02	0	9	9	9
<b>HRCC</b>	<b>20</b>	<b>-0,2</b>			0,4	0,6	0,9	0,6				0,5	0,7	0,9	0,7
		<b>4</b>	0,13	0,01	4	6	9	6	0,20	0,54	0,01	3	3	9	2
<b>SP</b>	<b>30</b>	0,03	0,47	0,01	0,4	0,6	0,9	0,6	0,01	0,35	0,02	0,4	0,6	0,9	0,6
					3	5	9	5				2	5	9	4
<b>DPD</b>	<b>30</b>	<b>-0,0</b>			0,7	0,8	0,9	0,8	0,13	0,49	0,02	0,7	0,8	0,9	0,8
		<b>1</b>	0,20	0,01	6	7	9	7				4	6	9	6
<b>DPTM</b>	<b>30</b>	<b>-0,4</b>			0,7	0,8	0,9	0,8	0,20	0,35	0,02	0,9	0,9	0,9	0,9
		<b>3</b>	<b>-0,12</b>	0,02	6	7	9	6				0	5	9	4
<b>DPTP</b>	<b>30</b>	<b>-0,2</b>			0,7	0,8	0,9	0,8	0,01	0,53	0,02	0,8	0,9	0,9	0,9
		<b>1</b>	0,14	0,01	8	8	9	8				8	4	9	3
<b>HRCC</b>	<b>30</b>	<b>-0,2</b>			0,5	0,7	0,9	0,7	0,28	0,62	0,01	0,7	0,8	0,9	0,8
		<b>2</b>	0,10	0,01	4	4	9	3				0	3	9	3
<b>SP</b>	<b>40</b>	0,02	0,37	0,01	0,3	0,5	0,9	0,5	0,07	0,37	0,01	0,3	0,5	0,9	0,5
					0	5	9	4				1	6	9	5
<b>DPD</b>	<b>40</b>	<b>-0,1</b>			0,4	0,6	0,9	0,6	0,03	0,27	0,02	0,6	0,8	0,9	0,8
		<b>6</b>	0,21	0,01	8	9	9	8				5	0	9	0
<b>DPTM</b>	<b>40</b>	<b>-0,7</b>			0,4	0,6	0,9	0,6	<b>-0,0</b>			0,8	0,9	0,9	0,9
		<b>8</b>	<b>-0,05</b>	0,03	4	7	7	5	<b>5</b>	0,19	0,02	2	0	9	0
<b>DPTP</b>	<b>40</b>	<b>-0,4</b>			0,5	0,7	0,9	0,7	0,54	0,55	0,01	0,8	0,9	1,0	0,9
		<b>1</b>	0,19	0,02	2	2	9	1				5	2	0	2
<b>HRCC</b>	<b>40</b>	<b>-0,4</b>			0,4	0,6	0,9	0,6	0,35	0,51	0,01	0,7	0,8	1,0	0,8
		<b>2</b>	0,16	0,02	4	6	9	5				5	7	0	6

Fonte: Autor (2020)

#### 4.6.3 Parâmetros dos Modelos Hidráulicos do Solo Ajustados pelo Método Inverso

Na Tabela 12 é reportado os parâmetros hidrodinâmicos dos modelos obtidos pelo método inverso do Hydrus-1D para ambas às estações (BR-CST e BR-GST).

**Tabela 12 - Parâmetros dos modelos hidráulicos do solo ajustados pelo método inverso no Hydrus-1D nas estações BR-CST e BR-GST.**

S	BR-CS	BR-GS	DP	BR-CS	BR-GS	DPT	BR-CS	BR-GS	DPT	BR-CS	BR-GS	HRC	BR-CS	BR-GS
P	T	T	D	T	T	M	T	T	P	T	T	C	T	T

<b><math>\theta_r</math></b>	0,026	0,044	<b><math>\theta_r</math></b>	0,027	0,004	<b><math>\theta_r</math></b>	0,002	0,000	<b><math>\theta_r</math></b>	0,003	0,001	<b><math>\theta_r</math></b>	0,008	0,035
<b><math>\theta_s</math></b>	0,440	0,200	<b><math>\theta_s</math></b>	0,431	0,200	<b><math>\theta_s</math></b>	0,316	0,153	<b><math>\theta_s</math></b>	0,233	0,110	<b><math>\theta_s^d</math></b>	0,418	0,288
<b><math>\alpha</math></b>	0,017	0,001	<b><math>\alpha</math></b>	0,017	0,002	<b><math>\alpha</math></b>	0,004	0,010	<b>A</b>	0,020	0,030	<b><math>\alpha^d</math></b>	0,014	0,060
<b>n</b>	1,426	2,227	<b>n</b>	1,424	1,458	<b>n</b>	1,493	1,504	<b>N</b>	1,502	1,560	<b>n<sup>d</sup></b>	1,374	2,350
<b>K</b>														
<b>s</b>	151,990	132,150	<b>Ks</b>	159,120	93,000	<b>Ks</b>	123,100	23,000	<b>Ks</b>	181,760	166,800	<b>Ks<sup>d</sup></b>	445,90	206,10
<b>l</b>	-0,849	0,640	<b>l</b>	-0,920	1,597	<b>l</b>	0,252	0,500	<b>l</b>	0,001	0,003	<b>L</b>	-0,253	0,025
			<b>w<sub>2</sub></b>	0,023	0,122	<b><math>\theta_{r_{im}}</math></b>	0,000	0,000	<b><math>\theta_{r_{im}}</math></b>	0,001	0,002	<b><math>\theta^m</math></b>	0,450	0,300
			<b><math>\alpha_2</math></b>	0,066	0,003	<b><math>\theta_{s_{im}}</math></b>	0,142	0,200	<b><math>\theta_{s_{im}}</math></b>	0,180	0,230	<b><math>\theta_s^w</math></b>	0,300	0,200
							1,00e-1							
			<b>n<sub>2</sub></b>	1,715	1,321	<b><math>\omega</math></b>	0	1,64e-03	<b><math>\alpha_{im}</math></b>	0,015	0,025	<b><math>\alpha^w</math></b>	0,030	0,080
									<b>n<sub>im</sub></b>	1,437	1,670	<b>Ks<sup>w</sup></b>	107,10	151,60
										2,89e-0				
									<b><math>\alpha_{\omega}</math></b>	3	2,60e-03			

Fonte: Autor (2020)

A condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) variou entre 107,1 e 445,9  $\text{cm.d}^{-1}$  para a Caatinga e entre 23 e 206  $\text{cm.d}^{-1}$  para a pastagem. Ursulino et al. (2019) utilizaram o método inverso do Hydrus-1D no semiárido brasileiro em dois sítios experimentais, com solo de textura franco-arenosa e franco-argilo-arenosa, utilizados para cultivo de feijão Caupi. Eles obtiveram  $K_s$  de 234,2 e 243,7  $\text{cm.d}^{-1}$ , do qual está no intervalo observado na estação BR-CST. Na região semiárida da Tunísia usando o método inverso Slama et al. (2019) obtiveram valores de  $K_s$  entre 28 e 200  $\text{cm.d}^{-1}$  para diferentes profundidades do solo, os autores averiguaram que para camadas menos compactadas do solo o  $K_s$  tende a ter maior magnitude.

Na estação BR-CST o modelo HRCC foi o que apresentou o maior e menor valor de  $K_s$  nas suas curvas de secagem e umedecimento, respectivamente, sendo o  $K_s^d$  4,16 vezes maior que o  $K_s^w$ . Na BR-GST o maior valor de  $K_s$  também foi determinado para o modelo HRCC na secagem, no entanto, o menor valor de  $K_s$  foi encontrado no modelo DPTM. A razão entre o  $K_s^d$  e  $K_s^w$  foi menor na pastagem (cerca de 1.36) que na Caatinga (4.16), esse fato ocorre devido a maior variabilidade do conteúdo de água nos solos de Caatinga, causando uma maior diferença entre a curva de condutividade hidráulica no umedecimento e na secagem.

Em geral, observa-se um valor de  $K_s$  maior na estação BR-CST, com exceção do  $K_s^w$  do modelo HRCC. Isso ocorre devido à compactação e a mudança do uso do solo sofrida pelo solo da estação BR-GST. Utilizando o modelo SP em solo de Caatinga vegetado e não vegetado, Silva et al. (2015) também evidenciaram menor  $K_s$  na área descoberta ( $180 \text{ cm.d}^{-1}$ ) do que na área vegetada ( $200 \text{ cm.d}^{-1}$ ). Oliveira Junior et al. (2014) analisaram as propriedades hidrodinâmicas do solo de Caatinga e pastagem por meio da metodologia do Beerkan. Os autores constataram que o  $K_s$  da Caatinga é quase o dobro da pastagem, o que vai de encontro com os resultados obtidos nesse trabalho. Os autores ainda afirmam que quando o solo é utilizado com pastagem, o pisoteio intenso de animais ocasiona a compactação o que, por sua vez, contribui para uma redução severa na macroporosidade, aumento da densidade do solo e redução da infiltração de água nas camadas mais superficiais do solo. Na análise comparativa de áreas de Caatinga preservada, Caatinga sob-regeneração, terra arada e pastagem degradada (no município de Serra Talhada, estado de Pernambuco). Silva et al. (2019) observaram que a Caatinga preservada apresentou a maior taxa de infiltração de água no solo e a menor perda de água e solo. Batista et al. (2019) compararam a mudança de indicadores físicos hídricos em uma área de  $40 \times 40 \text{ m}$  depois de 21 dias de pastagem intensiva, confirmando que a compactação do solo devido ao pisoteio intenso do gado causa uma redução significativa no  $K_s$  de quase 50%.

O  $\theta_{sm}$  foi observado maior na estação de BR-CST do que na BR-GST, chegando a ser 2.2 vezes maior no modelo SP. Isso ocorre devido ao uso extensivo do solo da pastagem e o efeito acumulativo do pisoteio do gado, que influencia no aumento da densidade e resistência a penetração, e diminuição da porosidade do solo nos primeiros centímetros do solo (RAMOS et al., 2010). Em contra partida, o  $\theta_{sim}$  dos modelos DPTM e DPTP foram maiores na estação BR-GST. O  $\theta_{sim}$  correspondeu a 31% (DPTM) e 44% (DPTP) da umidade saturada total na estação BR-CST, já na estação BR-GST,  $\theta_{sim}$  equivale a 57% (DPTM) e 68% (DPTP) da umidade saturada total. Esse fato está associado ao maior percentual de finos presentes na estação BR-GST, a qual é cerca de 1,5 vezes a mais que na estação BR-CST. Ainda segundo Brunetti et al. (2016), o maior percentual do  $\theta_{sim}$  que  $\theta_{sm}$ , associa-se a maior capacidade de retenção de água pela matriz porosa do solo. Os autores ainda afirmam que a introdução do modelo de dupla-porosidade melhora a acurácia na descrição do comportamento hidrodinâmico do meio poroso. Isso também pode ser evidenciado no parâmetro  $w_2$  do modelo DPD, do qual é seis vezes maior na estação BR-GST, indicando que a estação de

pastagem detém de duas regiões porosas de maior evidência. O  $\theta_s$  ( $\theta_{sim} + \theta_{sm}$ , para os modelos de dupla porosidade) da estação BR-CST variou entre 0,3 (HRCC<sub>w</sub>) e 0,458 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> (DPTM) e da estação BR-GST variou entre 0,2 (SP, DPD e HRCC<sub>w</sub>) e 0,35 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> (DPTM). Na profundidade entre 0 e 50 cm para solo franco-arenoso na região semiárida da China com o modelo DPTP, Zeng et al. (2014) determinaram valores de umidade saturada dentro do intervalo observado na estação BR-CST ( $\theta_s = 0,438$  cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>), sendo  $\theta_{sm} = 0,43$  e  $\theta_{sim} = 0,008$  cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>. Já Ursulino et al. (2019) obtiveram valores de umidade saturada entre 0,342 e 0,369 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> com o modelo SP em solos com textura franco-arenosa.

O parâmetro  $n$  variou de 1,374 (HRCC<sub>d</sub>) a 1,715 (DPD<sub>2</sub>) para estação BR-CST e de 1,321 (DPD<sub>2</sub>) a 2,35 (HRCC<sub>d</sub>) para estação BR-GST. O parâmetro  $n$  está associado à textura do solo, sendo ele menor para solos com texturas mais fina. Contudo, em sua maioria, o parâmetro  $n$  obteve os menores valores na estação BR-CST (com exceção do  $n_2$  do modelo DPD), da qual possui o menor percentual de finos. Bezerra-Coelho et al. (2018) utilizaram o método de evaporação HYPROP em conjunto com Hydrus-1D para determinar os parâmetros hidrodinâmicos e solos com diferentes texturas e diferentes tamanhos de poros com os modelos SP e DPD. Eles determinaram parâmetros  $n$  de 1,32, 1,83, 2,59 e 10 para solos com textura fina, média, grossa e muito grossa, respectivamente, para o modelo SP. No modelo DPTP, o  $n_{im}$  foi de 1,44 e 1,67 para a estação BR-CST e BR-GST, respectivamente. Zeng et al. (2014) determinou  $n_{im}$  de 1,402 (0 – 50 cm) e 1,278 (50 – 100 cm) com o modelo DPTP. Esses valores divergem dos obtidos por Haws et al. (2005), no qual determinaram  $n_{im}$  igual a 6, utilizando o modelo DPTP com o método inverso do Hydrus-2D.

O parâmetro  $\alpha$  variou de 0,004cm<sup>-1</sup> (DPTM<sub>im</sub>) a 0,066 cm<sup>-1</sup> (DPD<sub>2</sub>) para estação BR-CST e de 0,001(SP) a 0,08 cm<sup>-1</sup> (HRCC<sup>w</sup>) para a estação BR-GST. Dentro desse intervalo estão os valores obtidos por Silva et al. (2015), do qual determinaram  $\alpha$  igual a 0,028 cm<sup>-1</sup>. Wallach et al. (2011), que utilizando o modelo DPTM determinou  $\alpha$  igual a 0,023 cm<sup>-1</sup>. No entanto, utilizando o modelo DPD, Bezerra-Coelho et al. (2018) determinaram valores de  $\alpha$  iguais a 0,2 e 0,002 cm<sup>-1</sup>. Zeng et al. (2014) determinaram valores de  $\alpha$  de 0,013 cm<sup>-1</sup> e de  $\alpha_{im}$  de 1,007 cm<sup>-1</sup> para utilizando o modelo DPTP. No modelo HRCC, razão  $\alpha^w/\alpha^d$  foi de 2,14 e 1,33 para a estação BR-CST e BR-GST, respectivamente. Os valores obtidos estão dentro do intervalo determinado por Likos et al. (2013), do qual determinaram um valor médio para a razão  $\alpha^w/\alpha^d$  de  $2,24 \pm 1,25$ . Os autores ainda afirmam que quanto maior o valor de  $\alpha^w/\alpha^d$  maior será o nível de coesão no solo. Isso indica que, mesmo detendo de um menor percentual de

finos, o solo da estação BR-CST pode apresentar maior coesão entre as partículas que o solo da estação BR-GST. Esse fato pode ocorrer devido ao maior nível de matéria orgânica presente no solo vegetado com Caatinga.

No modelo DPTM foram observados valores de  $\omega$  de  $10^{-10}$  e  $1,64 \cdot 10^{-3} \text{ min}^{-1}$  para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. Wallach et al. (2011) a partir do método inverso determinaram  $\omega$  igual a  $2,4 \cdot 10^{-3} \text{ min}^{-1}$  e  $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ min}^{-1}$ , que está em conformidade com o obtido para a estação BR-GST. Nesta mesma magnitude, Brunetti et al. (2016) determinaram valores de  $1,7 \cdot 10^{-4}$  e  $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ min}^{-1}$  para  $\omega$ . Já com o modelo DPTP, foram observados valores de  $\alpha_o$  de  $2,89 \cdot 10^{-3}$  e  $2,60 \cdot 10^{-3} (\text{cm} \cdot \text{min})^{-1}$  para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. Esses valores tem a mesma magnitude do determinado por Zeng et al. (2014) em uma profundidade de até 50 cm, com  $\alpha\omega$  igual a  $10^{-3} (\text{cm} \cdot \text{min})^{-1}$ , para solo com textura Franco-Arenosa. Os valores de  $\alpha_o$  ajustados por Haws et al. (2005) usando o método inverso, também corroboram com os determinados neste trabalho variando entre  $0,42 \cdot 10^{-3}$  e  $1,2 \cdot 10^{-3}$ .

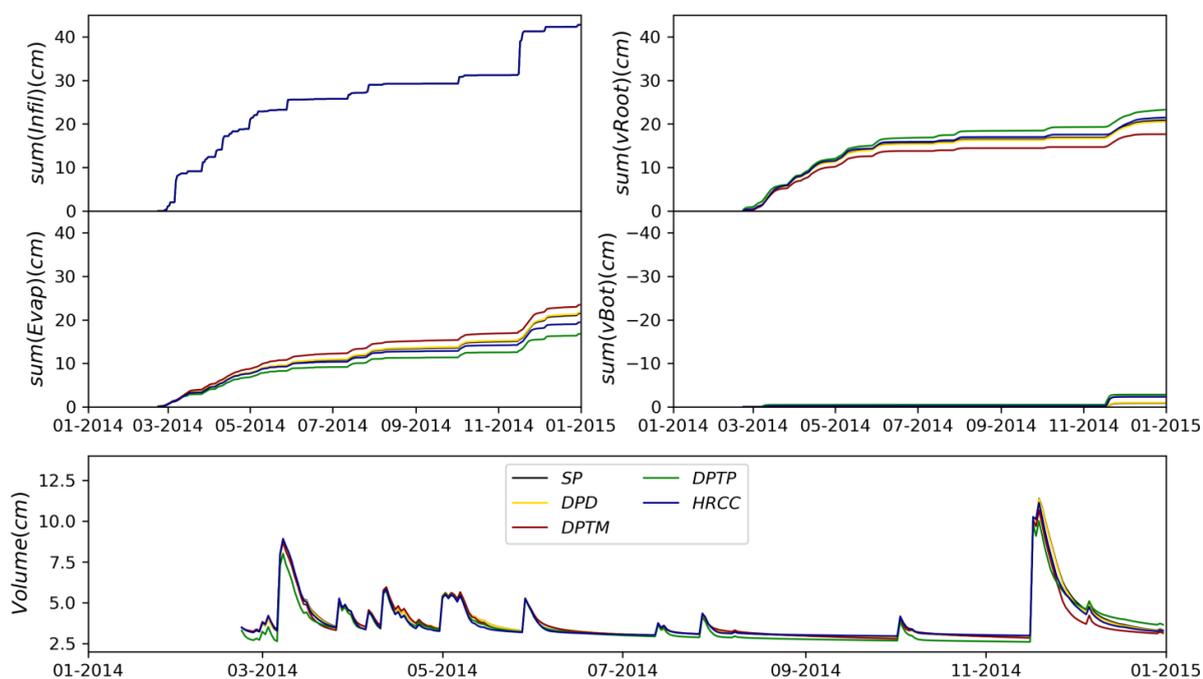
A estação BR-CST também apresentou menores valores do parâmetro de conectividade dos poros ( $l$ ). Nota-se ainda que na BR-CST os modelos SP, DPD e HRCC o parâmetro  $l$  apresentou-se negativo. Isso pode ocorrer pelo fato desses modelos não considerarem a dupla porosidade com trocas de pressão ou umidade entre a região móvel e imóvel do solo. Ainda segundo Schaap e Leji (2000) os valores negativos podem ser entendidos como fatores de correção que causam uma queda mais gradual na condutividade hidráulica não saturada. Smyl (2018) relatam que valores negativos do parâmetro  $l$  são encontrados para materiais com distribuição de poros fina, ou ainda, ele pode ser apenas interpretado como um parâmetro empírico que serve para restringir a condutividade hidráulica relativa.

#### 4.6.4 Avaliação do Balanço Hídrico para o Ano de 2014

A infiltração acumulada, a evaporação acumulada, a transpiração acumulada, o fluxo de fundo acumulado e a variação do volume armazenado para os modelos em análise na estação BR-CST são apresentados na Figura 21. É possível observar que o fluxo inferior é muito menor do que a lâmina de água total infiltrada, o que favorece o processo de evapotranspiração.

Notam-se diferentes comportamentos quanto à evaporação e a transpiração quando se compara os modelos. O DPTM foi o que apresentou a maior evaporação e a menor transpiração, diferentemente do que ocorreu com o modelo DPTP do qual teve a maior transpiração e a maior evaporação. Os outros modelos divergiram pouco entre si em relação às variáveis de evaporação e transpiração. Em relação a lâmina de água armazenada, os modelos tiveram comportamento semelhante entre si.

**Figura 21 - Fluxos acumulados no ano de 2014 para a estação BR-CST com os modelos SP, DPD, DPTM, DPTP e HRCC.**

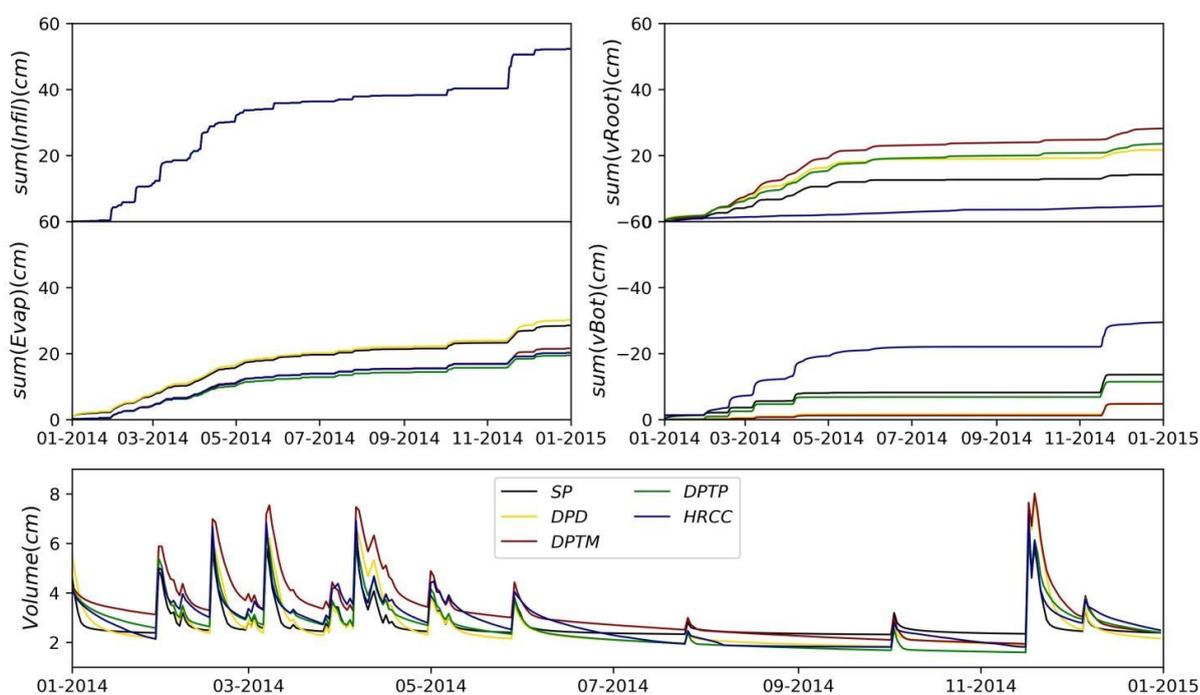


Fonte: Autor (2020)

Na Figura 22 são apresentados os fluxos acumulados simulados pelos modelos na estação BR-GST. Diferentemente da estação BR-CST, o fluxo inferior apresentou altas magnitudes no modelo HRCC, médias magnitudes nos modelos SP e DPTP, e baixas magnitudes nos modelos DPTM e DPD. O modelo HRCC foi o que estimou a menor Transpiração acumulada, já o modelo DPTM foi o que obteve a maior estimativa dessa variável.

Em relação à lâmina de água armazenada, os modelos apresentaram comportamento semelhante entre si, com mudanças nas magnitudes dos picos de volume de água armazenada. É possível notar que o modelo DPTM foi o que obteve os maiores picos de volume, seguido pelo DPD, DPTP, HRCC e SP, respectivamente. Na fase da recessão, o modelo HRCC foi o que apresentou maior decaimento de volume armazenado, enquanto que o modelo SP manteve o volume aproximadamente constante. Isso significa que o processo de drenagem de água do solo ocorre mais rápido quando a Histerese é considerada (ARREY et al., 2018).

**Figura 22 - Fluxos acumulados no ano de 2014 para a estação BR-GST com os modelos SP, DPD, DPTM, DPTP e HRCC.**



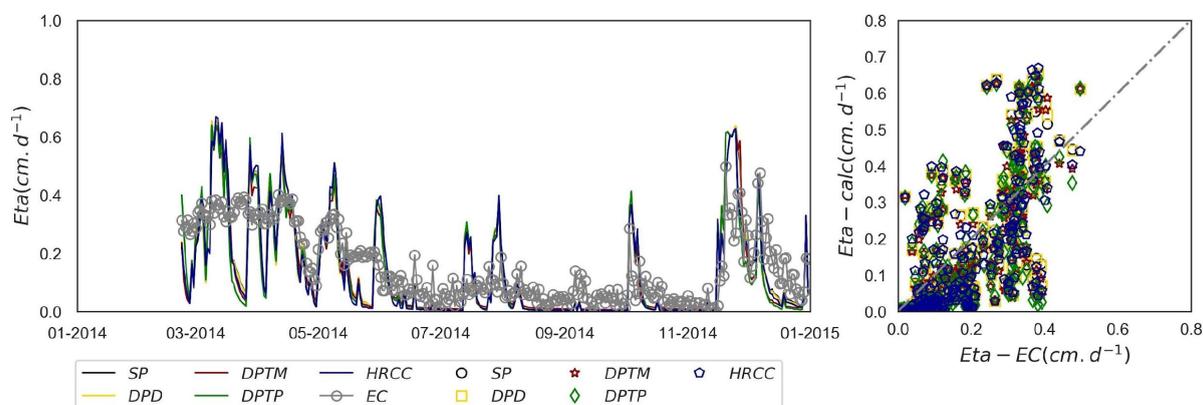
Fonte: Autor (2020)

#### 4.6.5 Estimativa da Evapotranspiração Real (ETa)

Com o intuito de averiguar a capacidade do Hydrus-1D em estimar a Evapotranspiração real (ETa), comparou-se a estimativa da Evaporação e da Transpiração fornecidas pelos modelos com a medida pelo método da Eddy Covariance (EC).

Na Figura 23 é apresentada a dinâmica de ETa diária simuladas pelos modelos e medida pelo EC na estação BR-CST. Nota-se que os modelos não apresentaram divergências significativas entre si. É possível observar que os modelos obtiveram boa aderência a partir do mês 08, reagindo aos picos de ETa e permanecendo constantes no período de baixa ETa. No entanto, no período anterior ao mês 08, os modelos apresentaram oscilações onde a ETa medida pelo EC se permaneceu constante. No gráfico entre a ETa medida (EC) e simulada (Hydrus-1D), pode-se perceber correlação entre os valores.

**Figura 23 - Comparação entre a estimativa da evapotranspiração real estimada pelos modelos e a medida pela Eddy Covariance na estação BR-CST**



Fonte: Autor (2020)

Na Tabela 13 são apresentadas as estatísticas relacionadas à capacidade dos modelos simularem a ETa na estação BR-CST. As melhores estatísticas podem ser observadas no modelo SP. Os índices NSE e KGE variaram de 0,04 a 0,09 e de 0,35 a 0,37, por serem maiores que zero, indicam que os modelos hidrodinâmicos foram adequados. O RMSE variou de 0,11 a 0,12  $\text{cm.d}^{-1}$  e o  $R^2$  variou de 0,51 a 0,56. Os coeficientes de correlação ( $r$ ) foram considerados como correlação forte (0,7- 0,89) e os índices de desempenho bom (0,66-0,75).

**Tabela 13 - Estatísticas do ajuste dos modelos em simular a ETa na estação BR-CST**

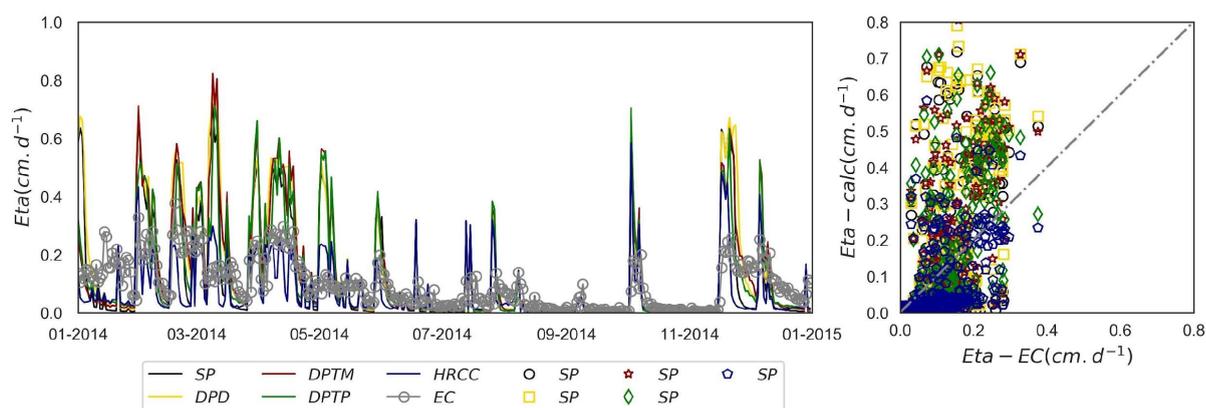
Model	NSE	KGE	RMSE ( $\text{cm.d}^{-1}$ )	$R^2$	$r$	$d$	$c$
SP	0,09	0,37	0,11	0,56	0,75	0,95	0,71
DPD	0,08	0,36	0,12	0,56	0,75	0,95	0,71
DPTM	0,08	0,37	0,12	0,55	0,74	0,95	0,70

DPTP	0,04	0,36	0,12	0,51	0,71	0,94	0,67
HRCC	0,05	0,35	0,12	0,54	0,73	0,94	0,69

Fonte: Autor (2020)

Na Figura 24 é apresentada a dinâmica de ETa diária simuladas pelos modelos e medida pelo EC na estação BR-GST. Os modelos simularam com eficiência o período seco, no entanto, superestimaram os picos de ETa. Nota-se similaridade entre a maioria dos modelos, com exceção do modelo HRCC. É possível notar que o HRCC apresentou, na maior dos casos, ETa igual ou menor que o valor medido por EC.

**Figura 24 - Comparação entre a estimativa da evapotranspiração atual estimada pelos modelos e a medida pela Eddy Covariance na estação BR-GST**



Fonte: Autor (2020)

Assim como na dinâmica de umidade, o modelo do Hydrus-1D obteve melhor ajuste ao simular a ETa na estação BR-CST. Na Tabela 14 são apresentadas as estatísticas relacionadas à capacidade dos modelos simularem a ETa na estação BR-GST. Todos os modelos apresentaram coeficientes NSE e KGE negativos, com exceção do modelo HRCC, do qual obteve valor de KGE igual a 0,26. O RMSE variou entre 0,09 (HRCC) e 0,16(DPD)  $\text{cm.d}^{-1}$  e o  $R^2$  entre 0,28 (HRCC) e 0,5 (DPTM). Os coeficientes de correlação ( $r$ ) foram considerados moderados (0,4 – 0,69) para os modelos SP, DPD, DPTP e HRCC e com correlação forte apenas para o modelo HRCC. O índice c indicou que os modelos obtiveram desempenho mau (HRCC), sofrível (SP, DPD e DPTP) e mediano (DPTM).

**Tabela 14 - Estatísticas do ajuste dos modelos em simular a ETa na estação BR-GST**

Model	NSE	KGGE	RMSE (cm.d <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>	r	d	C
SP	<b>-0,54</b>	<b>-0,14</b>	0,15	0,40	0,63	0,89	0,56
DPD	<b>-0,60</b>	<b>-0,22</b>	0,16	0,47	0,69	0,88	0,60
DPTM	<b>-0,53</b>	<b>-0,17</b>	0,15	0,50	0,71	0,89	0,63
DPTP	<b>-0,44</b>	<b>-0,06</b>	0,13	0,43	0,66	0,91	0,60
HRCC	<b>-0,13</b>	0,26	0,09	0,28	0,53	0,94	0,50

Fonte: Autor (2020)

#### 4.6.6 Simulações com os Cenários RCP 4.5 e 8.5 do Modelo BESM

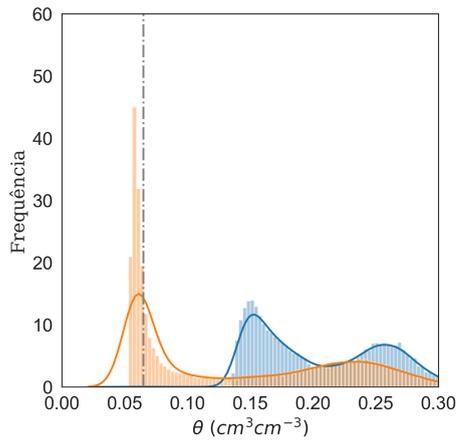
Na Figura 25 e 26 é apresentada uma comparação do histograma de umidade média do perfil entre os cenários histórico (Azul) e futuro (Vermelho) para a estação BR-CST e BR-GST, respectivamente. Sendo estes cenários simulados com RCP 4.5 (índice 1) e 8.5 (índice 2) pelo modelo BESM. Ainda é representado pela linha cinza pontilhada o limite ao qual a umidade está abaixo do ponto de murcha permanente (PMP), sendo este de 0,065 e de 0,05 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup> para as estações BR-CST e BR-GST. As simulações da estação BR-CST pelo modelo HRCC foi realizada apenas considerando o efeito da histerese na curva de retenção.

**Figura 25 - Comparação do histograma de umidade média do perfil entre os cenários histórico (Azul) e futuro (Vermelho) para a estação BR-CST. Sendo estes cenários simulados com RCP 4.5 (índice 1) e 8.5 (índice 2) pelo modelo BESM, e os modelos hidrodinâmicos SP(A), DPD(B), DPTM(C), DPTP(D) e HRCC(E), a linha cinza pontilhada representa o limite do PMP, igual a 0,065 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>.**

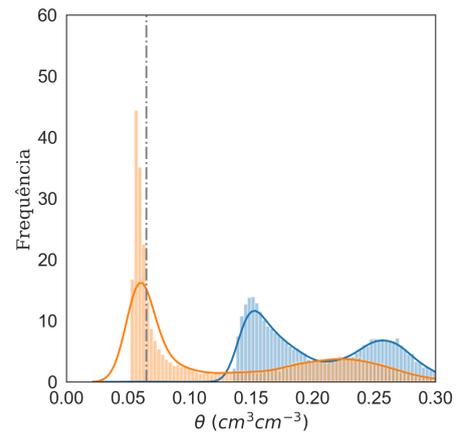


A.1

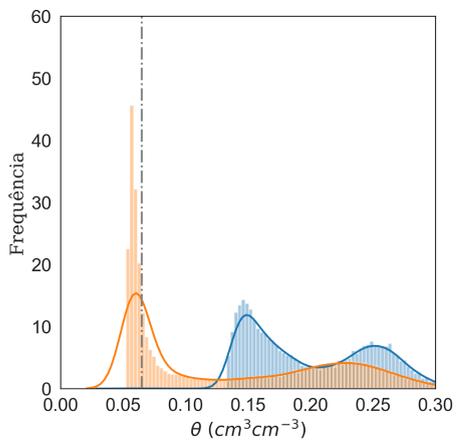
A.2



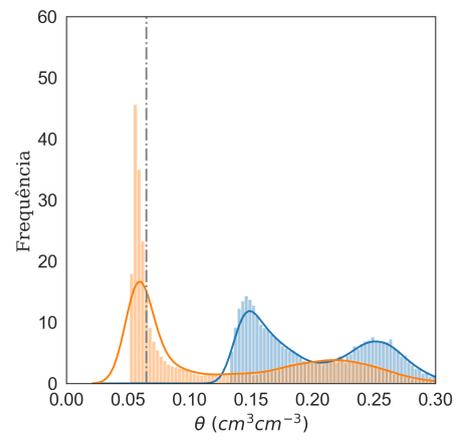
B.1



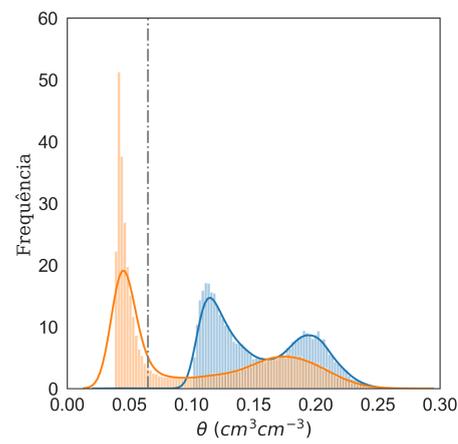
B.2



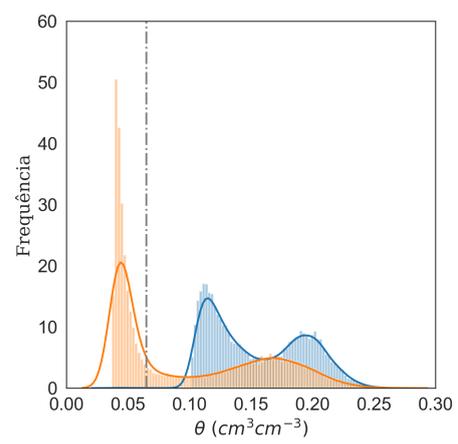
C.1



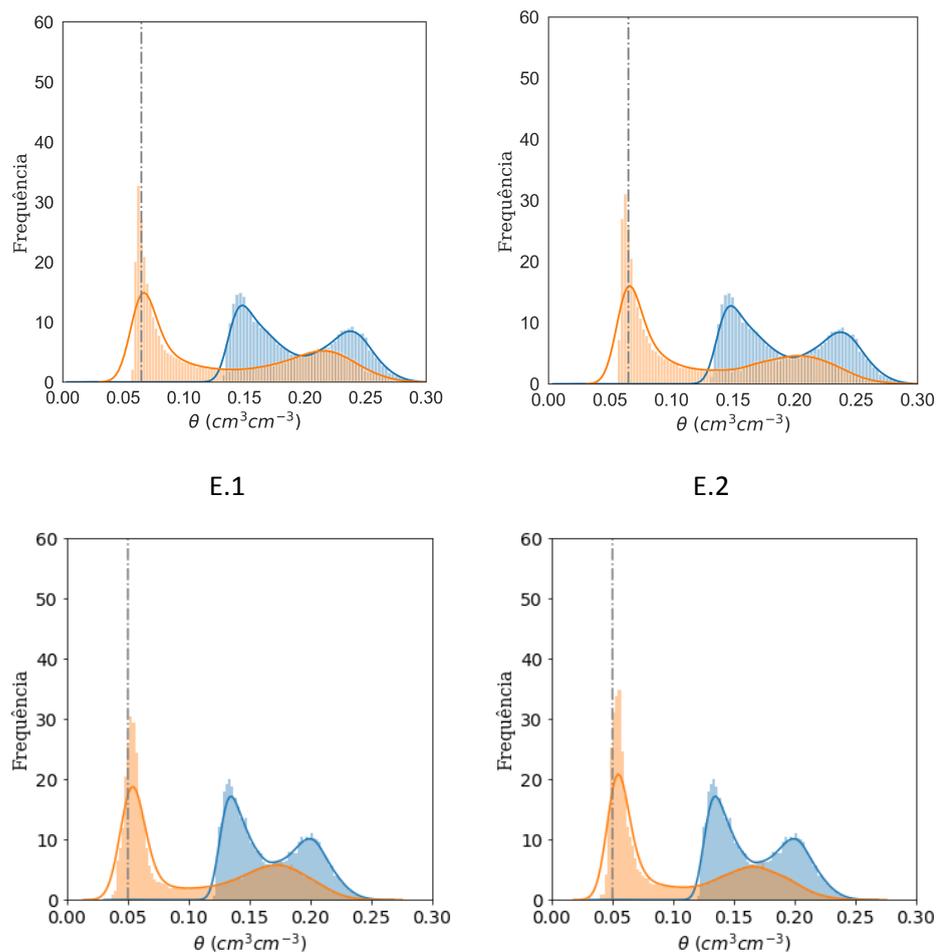
C.2



D.1



D.2



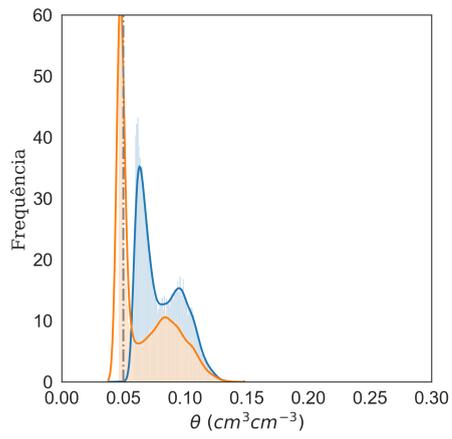
Fonte: Autor (2020)

**Figura 26 - Comparação do histograma de umidade média do perfil entre os cenários histórico (Azul) e futuro (Vermelho) para a estação BR-GST. Sendo estes cenários simulados com RCP 4.5 (índice 1) e 8.5 (índice 2) pelo modelo BESM, e os modelos hidrodinâmicos SP(A), DPD(B), DPTM(C), DPTP(D) e HRCC(E), a linha cinza pontilhada representa o limite do PMP, igual a  $0,05 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ .**

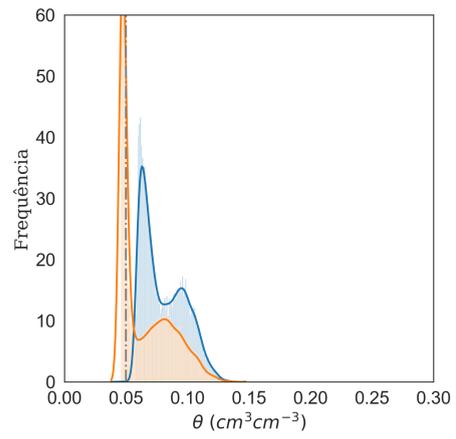
--- Limite PMP    ■ Cenário histórico (1961-2005)    ■ Cenário Futuro (2006-2099)

A.1

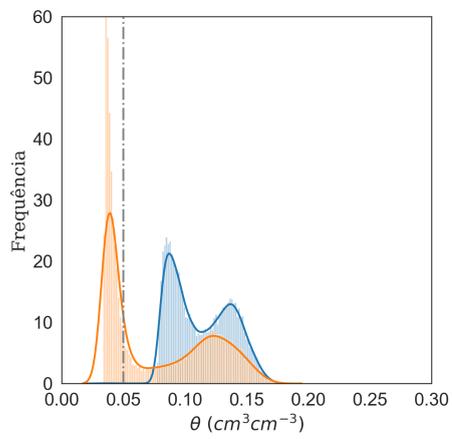
A.2



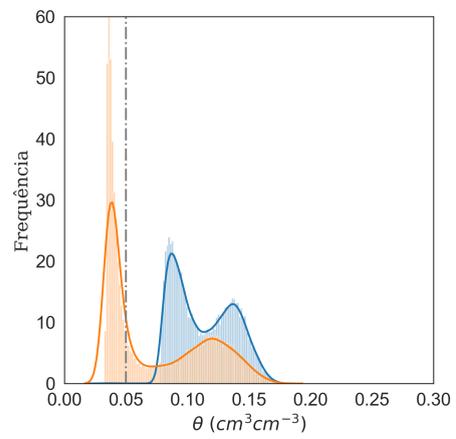
B.1



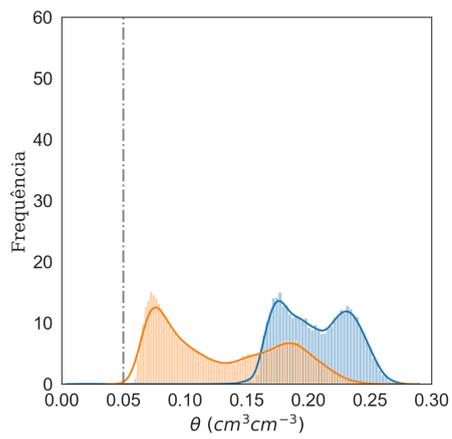
B.2



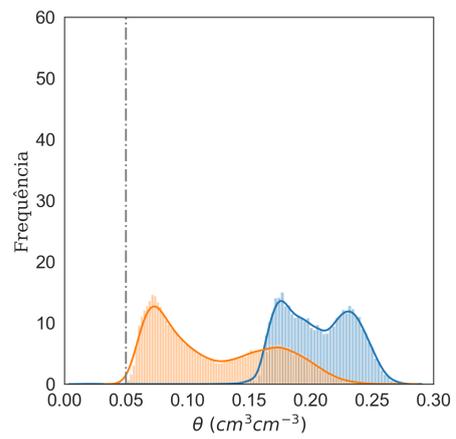
C.1



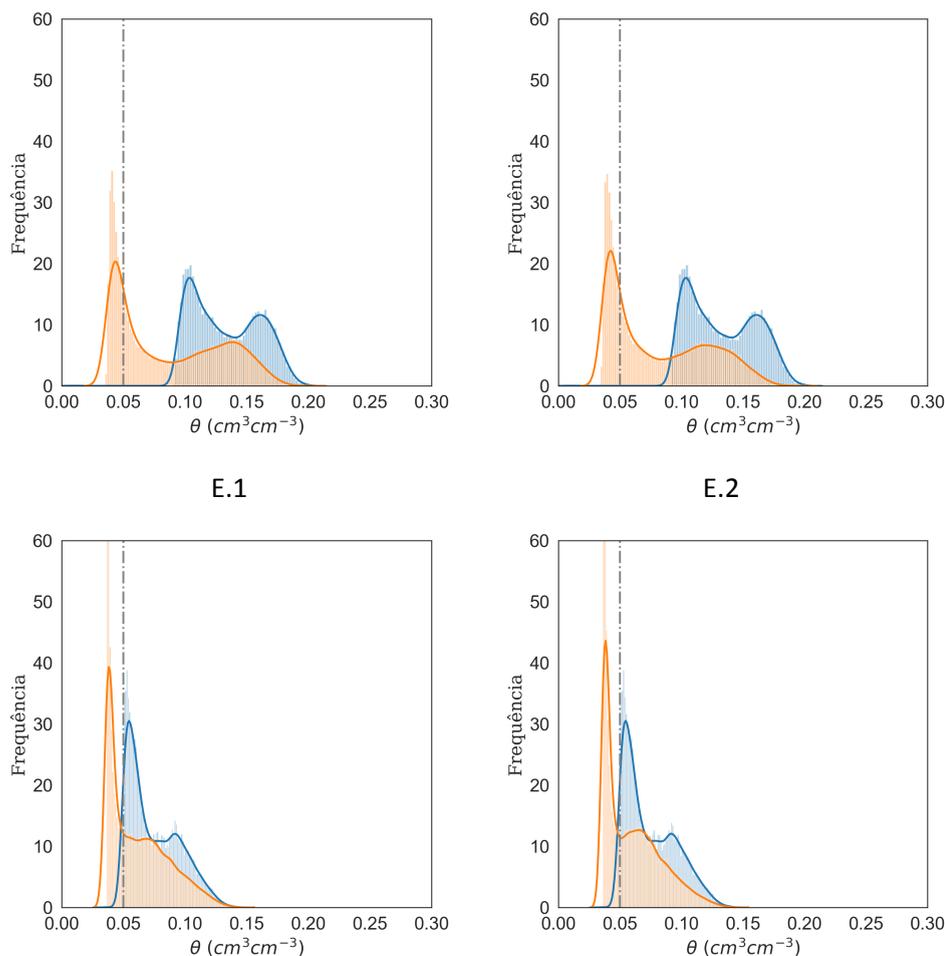
C.2



D.1



D.2



Fonte: Autor (2020)

Todos os histogramas se apresentaram bimodais, na qual podem ser observados dois picos bem definidos, onde um dos picos representa a média de umidade no período úmido e o outro a média no período seco. É possível notar que os cenários futuros apresentaram os picos úmidos e secos menores que os do cenário histórico, e que o pico seco, em geral, foi observado menor que o PMP.

Observa-se que mesmo apresentando comportamento semelhante entre si no ano de 2014 (Figura 27), os modelos hidrodinâmicos calibrados na BR-CST apresentam, tanto no cenário histórico quanto no cenário futuro, divergências entre si. Isso ressalta a necessidade da calibração dos parâmetros hidrodinâmicos em diferentes períodos hidrológicos ou em períodos mais longos.

Em geral a estação BR-CST apresentou os maiores conteúdos de água no solo, com exceção do modelo DPTM que obteve as maiores umidades na estação BR-GST. Ainda,

nota-se que os modelos da estação BR-CST e BR-GST, mesmo submetidos às mesmas condições hidroclimáticas, obtiveram comportamento hidrodinâmico diferentes. Esse fato demonstra o impacto da antropização nas propriedades hidrodinâmicas do solo. Na qual, mesmo as duas estações estando próximas entre si (2,5 Km), os parâmetros hidrodinâmicos calibrado para uma estação não pode ser utilizada em outra.

É apresentado na Tabela 15 um resumo do percentual de dias em que a umidade média do perfil ficou abaixo do ponto de murcha permanente ( $h = -15000$  cm) para ambas as estações. Nota-se que o cenário RCP 8.5 apresenta até 3% de dias com a umidade abaixo do PMP em relação ao cenário RCP 4.5.

**Tabela 15 - Resumo do percentual de dias em que a umidade média do perfil ficou abaixo do ponto de murcha utilizando os modelos hidrodinâmicos em estudo nas estações BR-CST e BR-GST, e com os cenários RCP 4.5 e 8.5 do modelo BESM.**

Modelo	Cenário	BR-CST		BR-GST	
		RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5
SP	Histórico	0,05%	0,05%	0,02%	0,02%
	Futuro	34,87%	37,49%	45,42%	48,04%
DPD	Histórico	0,05%	0,05%	0,05%	0,05%
	Futuro	36,53%	39,09%	47,30%	49,44%
DPTM	Histórico	0,06%	0,06%	0,00%	0,00%
	Futuro	48,71%	51,29%	0,00%	0,00%
DPTP	Histórico	0,07%	0,07%	0,07%	0,07%
	Futuro	17,00%	19,96%	32,02%	35,06%
HRCC	Histórico	0,02%	0,02%	3,18%	3,18%
	Futuro	12,04%	7,97%	43,98%	45,47%

Fonte: Autor (2020)

Apenas no modelo DPTM da estação BR-GST não foram apresentadas umidades abaixo do PMP. Em contrapartida, este modelo foi o que apresentou o maior percentual de

dias com umidade abaixo do PMP nos cenários futuros na estação BR-CST, como o percentual de 48,71 e 51,29 % para os cenários de RCP 4.5 e 8.5, respectivamente. Isso se dá ao fato do  $K_s$  ( $23 \text{ cm.d}^{-1}$ ) do DPTM na estação BR-GST ser o menor dentre os modelos avaliados, o que retarda a saída de água do sistema pelo fluxo na parte inferior do perfil, como demonstrado na Figura 23. Outro motivo que intensifica essa disparidade é a diferença entre o coeficiente de transferência de massa de primeira ordem ( $\omega$ ), da qual tem magnitude de  $10^{-10}$  e  $1,64 \cdot 10^{-3} \text{ min}^{-1}$  para as estações BR-CST e BR-GST, respectivamente. Na estação BR-CST a menor quantidade de dias com umidade abaixo do PMP foi apresentada no modelo DPTP.

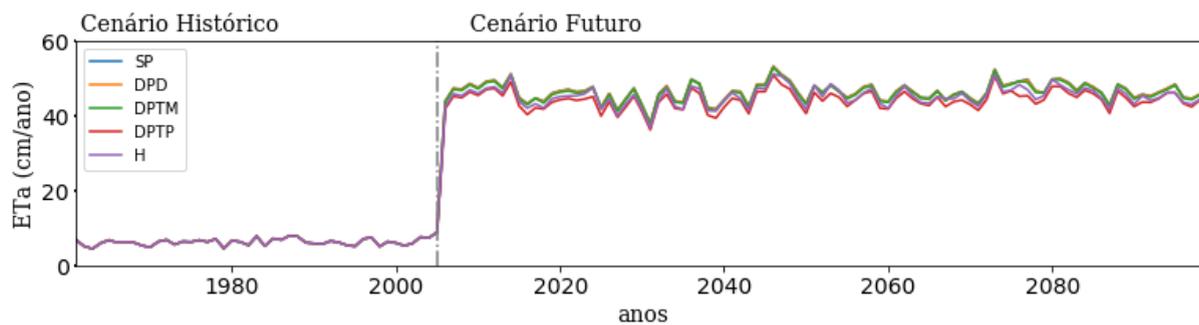
Em Nebraska (EUA), Adane et al. 2019 observaram percentuais abaixo do PMP de 8.3 e 18,3% para os modelos que os autores consideraram como úmido e seco, respectivamente. Segundo os autores a situação do cenário seco aumenta o risco de morte da vegetação e a chance de desertificação na região.

Selim et al. (2018) evidenciaram no clima semiárido do norte da Tunísia que no cenário RCP 8.5 existe um aumento no acúmulo de sal ao longo da estação de crescimento e um potencial diminuição no rendimento da colheita. Além disso, os autores ainda afirmam que um tratamento de irrigação de 85% da  $ET_0$  será necessário para solos de textura grossa para as culturas de inverno e primavera. Isso ocorre devido ao fato dos cenários de mudança climática levam ao aumento da temperatura, resultando em uma maior demanda de água pela vegetação, assim como foi constatado por Resende et al. (2019) no estado do Paraná (Brasil).

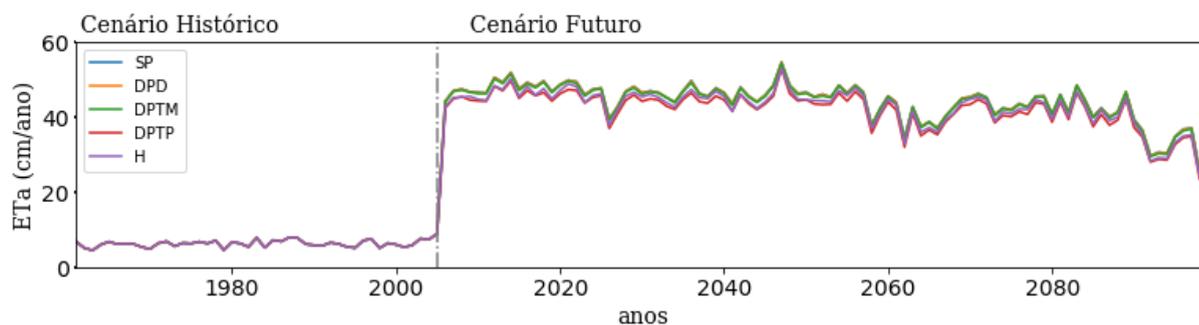
A avaliação da Evapotranspiração real anual nos cenários futuros é apresentada na Figura 27. Em ambas as estações, pode-se notar um aumento da  $ET_a$  anual no cenário futuro. Ainda, observa-se uma tendência de decaimento no modelo RCP 8.5 a partir do ano de 2045. Na estação BR-CST os menores valores de  $ET_a$  futura foi simulado pelo modelo DPTP. Já na estação BR-GST, os menores valores de  $ET_a$  foi observado no modelo HRCC.

**Figura 27 - Evapotranspiração real anual no cenário histórico e futuro pelo modelo BESM nos cenários RCP 4.5 e 8.5 em ambas as estações**

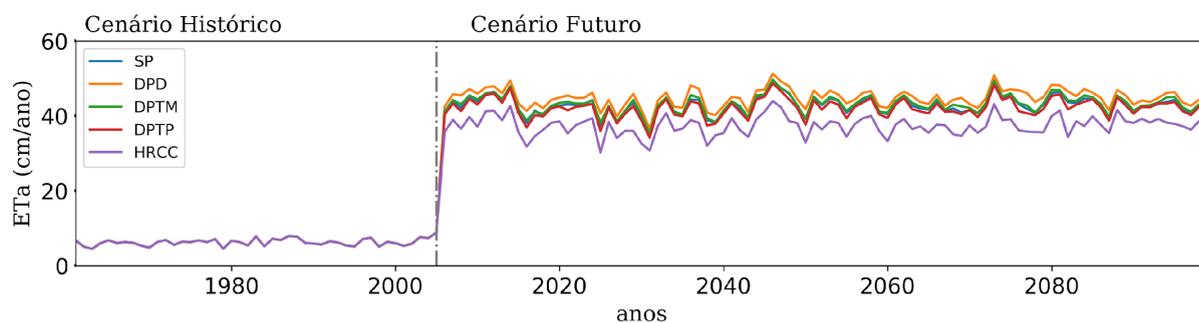
A. BR-CST RCP 4.5



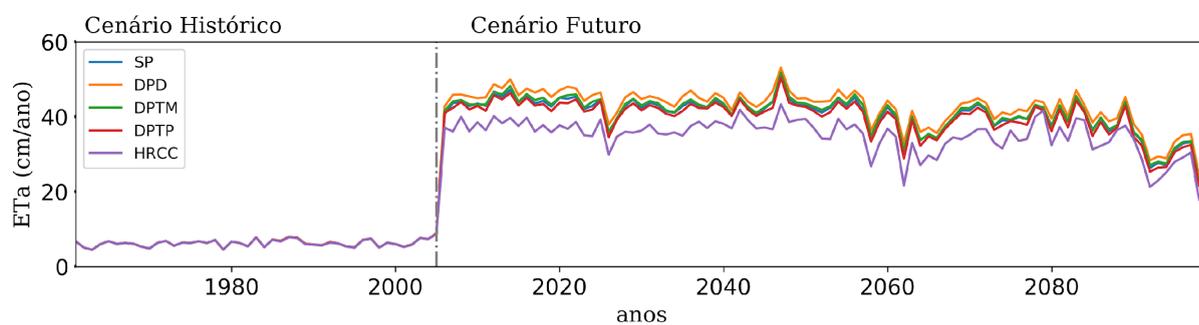
B. BR-CST RCP 8.5



C. BR-GST RCP 4.5



D. BR-GST RCP 8.5



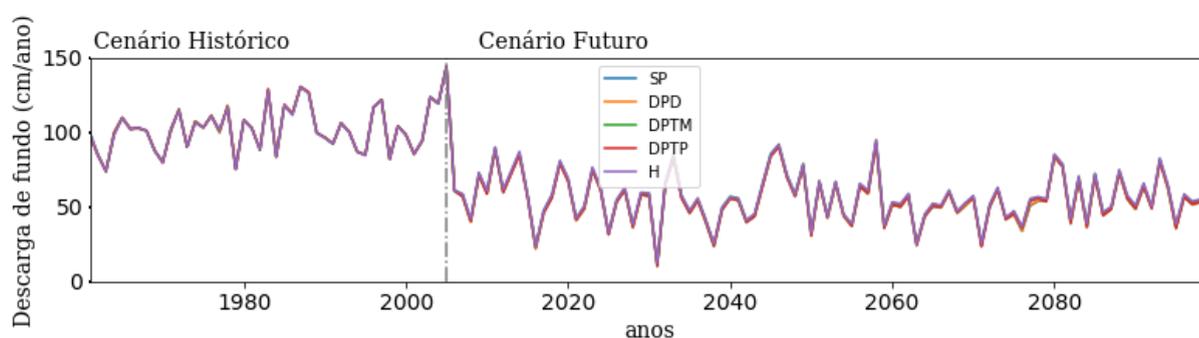
Fonte: Autor (2020)

A avaliação da descarga de fundo nos cenários históricos e futuros são apresentados na Figura 28. Como a profundidade do perfil do solo é muito baixa, a descarga de fundo pode ser

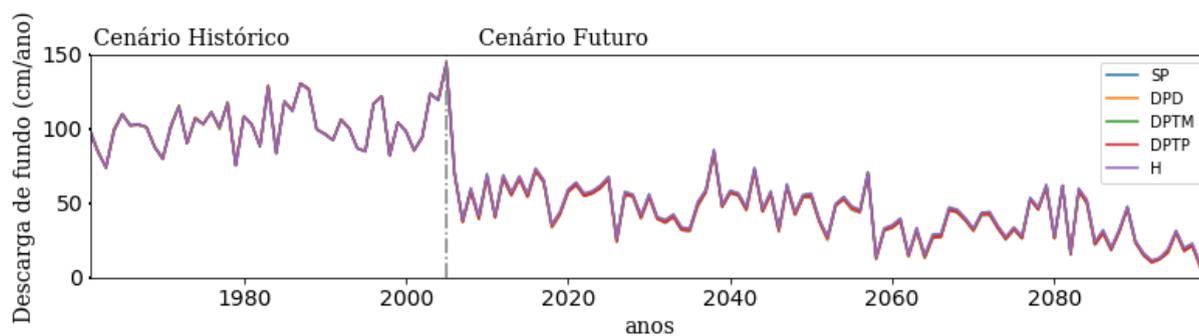
aproxima ao fluxo lateral dessa região. Em ambas as estações, pode-se notar uma diminuição da descarga de fundo nos cenários futuros. Ainda, observa-se uma tendência de decaimento no modelo RCP 8.5. Em ambas as estações, não se nota divergência entre os modelos hidráulicos do solo.

**Figura 28 - Descarga de fundo anual no cenário histórico e futuro pelo modelo BESM nos cenários RCP 4.5 e 8.5 em ambas as estações**

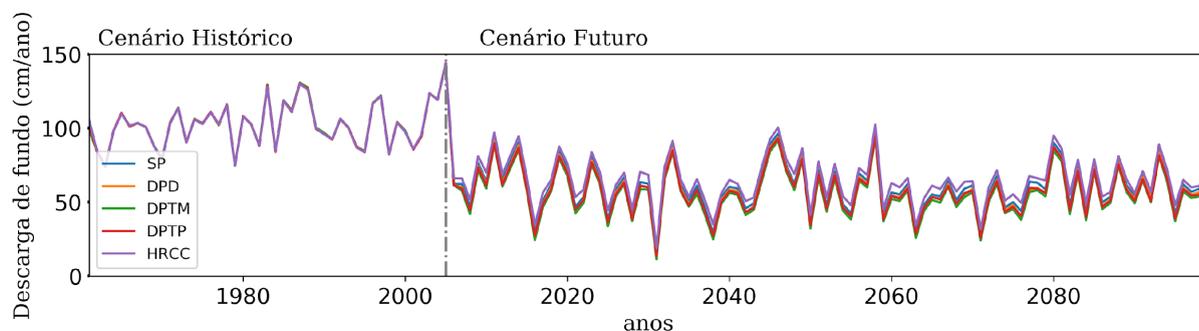
A. BR-CST RCP 4.5



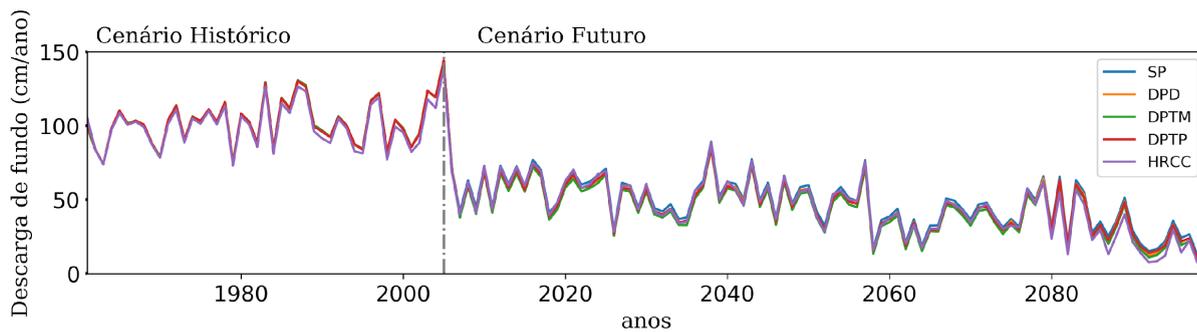
B. BR-CST RCP 8.5



C. BR-GST RCP 4.5



D. BR-GST RCP 8.5



Fonte: Autor (2020)

## 5 CONCLUSÃO

Foram desenvolvidas equações de calibração para ambas as estações (BR-CST e BR-GST). Os índices  $R^2$ ,  $d$ ,  $r$  e  $c$  avaliaram ótimos desempenhos para todas as equações geradas e fornecidas pelo fabricante. Contudo, ainda de acordo com índices observados, os melhores ajustes para as duas estações foram observados pela equação cúbica obtida por regressão, e os piores ajustes foram encontrados para a equação linear determinada pelo fabricante. Isso demonstra a necessidade de uma calibração prévia dos sensores TDRs.

Em relação à sensibilidade, nas duas estações não houve divergência significativa nas malhas com 101, 201 e 301 nós, sendo possível adotar a malha de 101 nós. Em geral, nenhuma variável apresentou alta sensibilidade à variação dos parâmetros pelo método da superfície de resposta. Em ambas as estações a infiltração acumulada é insensível à variação dos parâmetros. A descarga de fundo apresentou sensibilidade relativa intermediária aos parâmetros  $\alpha$  (nas duas estações) e  $n$  (na estação BR-CST). Já a evapotranspiração, apenas apresentou sensibilidade relativa média ao parâmetro  $n$  na estação BR-CST. A baixa sensibilidade da malha e das variáveis acumuladas aos parâmetros ocorre devido à homogeneidade do solo e a baixa pluviometria na região. Contudo, a Análise de Sensibilidade Global demonstrou que o parâmetro  $n$  é o mais sensível em ambas as estações. O método Sobol ainda demonstrou que existe a necessidade de avaliar as interações entre os parâmetros com o modelo do Hydrus-1D.

Em geral, os modelos hidrodinâmicos apresentaram melhores ajustes na Caatinga que na Pastagem. Indicando que o método inverso do Hydrus-1D consegue um melhor ajuste a solos com maior variabilidade de umidade. Além disso, foi possível notar que todos os modelos ajustados foram capazes de reagir aos picos de umidades observados, no entanto, foi observado que em sua maioria os modelos superestimaram esse pico. Os modelos também simularam picos de umidade na época seca do qual não foi observado em campo, o que indica uma menor eficiência do método inverso em períodos com baixa pluviometria.

O modelo de dupla porosidade com transferência de pressão apresentou o melhor ajuste aos dados medidos na estação BR-GST. Nesta estação também foi notada grande divergência entre os modelos analisados. Entretanto, foi possível notar que a divergência entre os modelos para a estação BR-CST foi mínima, podendo considerar o modelo de porosidade única para representar a região. Isso reflete a necessidade de testar mais de um modelo na análise hidrodinâmica de uma região.

Em relação aos parâmetros hidrodinâmicos, foi possível observar que a pastagem apresentou em todos os modelos menores  $K_s$  e  $\theta_{s_m}$ , o que demonstra o impacto negativo da compactação e da mudança da vegetação da vegetação natural no semiárido brasileiro. Em contra partida, o  $\theta_{s_{im}}$  foi observado maior na área de pastagem, mostrando que para solos com o percentual de finos e/ou maior compactação é essencial levar em consideração modelos que apresentem transferências entre a região móvel e imóvel da água no solo.

Na simulação da Evapotranspiração real, os modelos de ambas as estações reagiram aos picos de ETa e permaneceram constantes no período de baixa ETa. No tocante, O modelo do Hydrus-1D obteve melhor ajuste ao simular a ETa na estação BR-CST. Nessa estação as melhores estatísticas foram observadas no modelo SP, com índices NSE e KGE positivos, fortes correlação com os dados medidos por EC e com um bom desempenho. Em contrapartida, na estação BR-GST todos os coeficientes NSE foram negativos e apenas o modelo HRCC obteve KGE positivo. Apenas o modelo HRCC obteve correlação forte, porém com um mau desempenho.

Nos cenários futuros os histogramas apresentaram os picos úmidos e secos menores que os do cenário histórico. Os picos que representam a época seca foram menores que o ponto de murcha permanente (PMP), indicando que o número de dias em que as áreas ficarão abaixo ao PMP irá aumentar em frente aos cenários futuros. Ainda, o cenário RCP 8.5 apresentou até 3% de dias com a umidade abaixo do PMP a mais que o cenário RCP 4.5.

## REFERÊNCIAS

ABBASI, F., ŠIMŮNEK, J., FEYEN, J., VAN GENUCHTEN, M.TH., SHOUSE, P.J. Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: homogeneous soil. *Trans. ASAE* 46 (4), p1085–1095, 2003.

ALLEN, R. G., M. E. JENSEN, J. L. WRIGHT AND R. D. BURMAN, Operational estimates of evapotranspiration, *Agron. J.*, 81, 650-662, 1989.

ALVES, J. J. A. Geocologia da Caatinga no semiárido do Nordeste brasileiro. **CLIMEP: Climatologia e Estudos da Paisagem, Rio Claro**, 2(1), 58-71, 2007.

ALVES, E. M. Aplicação do programa HYDRUS-1D em solo cultivado com feijão Caupi. Dissertação (Mestrado em Tecnologias Energéticas e Nucleares). **Universidade Federal de Pernambuco**, UFPE, Recife, 83p., 2009.

ALVES, E. M.; NETTO, A. M.; ANTONINO, A. C. D. Simulação da Dinâmica da Água em Solo Cultivado com Feijão Caupi no Brejo Paraibano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 17(3), 175-186, 2012.

ALVES, J. J. A., DE ARAÚJO, M. A., & DO NASCIMENTO, S. S. Degradação da Caatinga: uma investigação ecogeográfica. **Revista Caatinga**, 22(3), 126-135, 2009.

ANGALEESWARI, M., & RAVIKUMAR, V. Estimating root water uptake parameters by inverse modelling. **Agricultural Water Management**, v. 223, p. 105681, 2019.

ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. A.; SILVA, E. B.; LIMA, J. R. S.; NETTO, A. M.; LIRA, C. A. B. O. Utilização do Método Inverso para a Caracterização Hidrodinâmica de um Neossolo Flúvico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 9 (3), 81-87, 2004.

ANTONINO, A., 2014. AmeriFlux BR-CST Caatinga Serra Talhada, 10.17190/AMF/1562386. Link: <http://dx.doi.org/10.17190/AMF/1562386>

APAC – Agência pernambucana de Águas e Climas, Monitoramento Pluviométrico. Disponível em: <http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/monitoramento-pluvio>. Acesso em: 05/10/2018.

BASHIR, R., SHARMA, J., & STEFANIAK, H. Effect of hysteresis of soil-water characteristic curves on infiltration under different climatic conditions. **Canadian Geotechnical Journal**, 53(2), 273-284, 2015.

BASILE, A., CIOLLARO, G., COPPOLA, A. Hysteresis in soil water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties. **Water Resources Research**, 39(12), 2003.

BATISTA, P. H., DE ALMEIDA, G. L., DE LIMA, R. P., PANDORFI, H., DA SILVA, M. V., & ROLIM, M. M. Impact of short-term grazing on physical properties of Planosols in Northeastern Brazil. **Geoderma Regional**, 19, e00234, 2019.

BEYENE, A., FRANKL, A., VERHOEST, N., TILAHUN, S., ALAMIREW, T., ADGO, E., & NYSSSEN, J. Modelling the water balance of irrigated fields in tropical floodplain soils using Hydrus-1D. **European Geosciences Union (EGU)**, 19, 2017.

BEZERRA, J. M.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B. DA; LOPES, P.M. O.; SILVA, E. F. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do Estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 18 (1), 73-84, 2014.

BEZERRA-COELHO, C. R., ZHUANG, L., BARBOSA, M. C., SOTO, M. A., & VAN GENUCHTEN, M. T. Further tests of the HYPROP evaporation method for estimating the unsaturated soil hydraulic properties. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, 66(2), 161-169, 2018.

BRADEN, H., EIN ENERGIEHAUSHALTS- UND VERDUNSTUNGSMODELL FOR WASSER UND STOFFHAUSHALTSUNTERSUCHUNGEN LANDWIRTSCHAFTLICH GENUTZER EINZUGSGEBIETE. **Mittlungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft**, 42, 294-299, 1985.

BRITO, G. L. M., COUTINHO, A. P., CABRAL, J. J. D. S. P., SANTOS NETO, S. M. D., ANTONINO, A. C. D., CIRILO, J. A., & SILVA FILHO, S. L. D. Characterization of the Capibaribe River Dry Bed with Ground Penetrating Radar (GPR). **RBRH**, 23, 2018.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Paper**, n.3, Fort Collins: Colorado State University, 27p., 1964.

BRUNETTI, G., ŠIMŮNEK, J., & PIRO, P. A comprehensive numerical analysis of the hydraulic behavior of a permeable pavement. **Journal of Hydrology**, 540, 1146-1161, 2016.

BRUNETTI, G., ŠIMŮNEK, J., TURCO, M., & PIRO, P. On the use of global sensitivity analysis for the numerical analysis of permeable pavements. **Urban Water Journal**, 15(3), 269-275, 2018.

BURDINE, N. T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **American Institute Mining and Metallurgy Engineering**, 198, 71-77, 1953.

CAMARGO, A. D., & SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de agrometeorologia**, 5(1), 89-97, 1997.

CHAVES, H. M. L. Análise global de sensibilidade dos parâmetros da MUSLE. **Rev. Bras. Ci. Solo**, 15, 345- 350, 1991.

CHAVES, H. M. L. Sensibilidade do modelo Hydrus aos parâmetros hidráulicos do solo em diferentes texturas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 14(2), 33-37, 2009.

CHEN, M., WILLGOOSE, G. R., & SACO, P. M. Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. **Hydrological Processes**, 28(2), 171-185, 2014.

COELHO, E. F., VELLAME, L. D. M., COELHO FILHO, M. A., & LEDO, C. D. S. Desempenho de modelos de calibração de guias de onda acopladas a TDR e a multiplexadores em três tipos de solos. **Revista brasileira de ciência do solo**, 30(1), 23-30, 2006.

COSTA, C. A. G., ARAÚJO, J. C. D., LOPES, J. W. B., & PINHEIRO, E. A. R. Permanence of water effectiveness in the root zone of the Caatinga biome. **Revista Caatinga**, 29(3), 692-699, 2016.

COUTINHO, A. P. Pavimento permeável como técnica compensatória na drenagem urbana da cidade do Recife. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). **Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFPE**, Recife, 134p., 2011.

DA SILVA JUNIOR, J. J., COLOMBO, A., DA SILVA, E. L., & SCALCO, M. S. Determinação da condutividade hidráulica do solo utilizando o problema inverso do software hydrus-1d. **Revista Agroambiente On-line**, 7(3), 242-251, 2013.

DA SILVA, J. R. L., DE MONTENEGRO, A. A. A., MONTEIRO, A. L. N., DE PAULA, V., & JUNIOR, S. Modelagem da dinâmica de umidade do solo em diferentes condições de

cobertura no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, 10(2), 293-303, 2015.

DARCY, H. P. G. Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau, etc. **V. Dalamont**, 1856.

Departamento de Ciências Atmosféricas – Universidade Federal de Campina Grande. **Dados climatológicos do Estado de Pernambuco**. Disponível em: <http://www.dca.ufcg.edu.br/clima/dadospe.htm>, 2015. Acesso em 22/08/2016.

DIEESE - Departamento Intersindical de Estatística e Estudos Socioeconômicos; Núcleo de Estudos Agrários e Desenvolvimento Rural. **Ministério do Desenvolvimento Agrário**. Estatísticas do meio rural 2010- 2011. São Paulo: DIEESE. 2011.

DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. **Water resources research**, 30(2), 211-223, 1994.

FEDDES, R. A., P. J. KOWALIK, AND H. ZARADNY. Simulation of Field Water Use and Crop Yield, **John Wiley & Sons**, New York, NY, 1978.

GABIRI, G., BURGHOFF, S., DIEKKRÜGER, B., LEEMHUIS, C., STEINBACH, S., & NÄSCHEN, K. Modeling spatial soil water dynamics in a tropical floodplain, East Africa. **Water**, 10(2), 191, 2018.

GALLEGUILLOS, M., JACOB, F., PRÉVOT, L., FAÚNDEZ, C., & BSAIBES, A. Estimation of actual evapotranspiration over a rainfed vineyard using a 1-D water transfer model: A case study within a Mediterranean watershed. **Agricultural water management**, 184, 67-76, 2017.

Galvíncio, J. D., De Moura, M. B., Da Silva, T. F., Da Silva, B. B., & Naue, C. R. LAI Improved to dry forest in Semiarid of the Brazil. **Embrapa Semiárido-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, 2013.

GRINEVSKII, S. O. Modeling root water uptake when calculating unsaturated flow in the vadose zone and groundwater recharge. **Moscow University Geology Bulletin**, 66(3), 189-201, 2011.

GUBIANI, P. I., REINERT, D. J., REICHERT, J. M., & GELAIN, N. S. Condição de contorno para calibração de reflectômetro usado para medição de água no solo. **Ciência Rural**, 45(8), 1412-1417, 2015.

HAWS, N. W., RAO, P. S. C., SIMUNEK, J., & POYER, I. C. Single-porosity and dual-porosity modeling of water flow and solute transport in subsurface-drained fields using effective field-scale parameters. **Journal of Hydrology**, 313(3-4), 257-273, 2005.

HILLEL, D. Environmental soil physics. San Diego, California, USA.: **Academic Press**, 771p, 1971.

KANZARI, S., NOUNA, B. B., MARIEM, S. B., & REZIG, M. Hydrus-1D model calibration and validation in various field conditions for simulating water flow and salts transport in a semi-arid region of Tunisia. **Sustainable Environment Research**, 28(6), 350-356, 2018.

KÖHNE, J. M., KÖHNE, S., & ŠIMŮNEK, J. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. **Journal of contaminant hydrology**, 104(1-4), 4-35, 2009.

KOOL, J. B., AND J. C. PARKER. Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties, **Water Resour. Res.**, **23** (1), 105– 114, 1987.

KOOL, D., AGAM, N., LAZAROVITCH, N., HEITMAN, J. L., SAUER, T. J., & BEN-GAL, A. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. **Agricultural and forest meteorology**, 184, 56-70, 2014.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, **Water Resour. Res.**, **32**( 9), 2697– 2703, 1996.

LE BOURGEOIS, O., BOUVIER, C., BRUNET, P., & AYRAL, P. A. Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. **Journal of Hydrology**, 541, 116-126, 2016.

LENHARD, R. J., PARKER, J. C., & KALUARACHCHI, J. J. Comparing simulated and experimental hysteretic two-phase transient fluid flow phenomena. **Water Resources Research**, 27(8), 2113-2124, 1991.

LENHARD, R. J., PARKER, J. C., GENUCHTEN, M. T., LEIJ, F. J., & LUND, L. J. Modeling multiphase fluid hysteresis and comparing results to laboratory investigations. In Proc. Intl. **Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of**

**Unsaturated Soils**, edited by M. Th van Genuchten, FJ Leij, and LJ Lund, University of California, Riverside (pp. 233-248), 1992.

LI, Y., ŠIMŮNEK, J., ZHANG, Z., JING, L., & NI, L. Evaluation of nitrogen balance in a direct-seeded-rice field experiment using Hydrus-1D. **Agricultural Water Management**, 148, 213-222, 2015.

LIKOS, W. J., LU, N., & GODT, J. W. Hysteresis and uncertainty in soil water-retention curve parameters. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, 140(4), 04013050, 2013.

LIMA, J. G., OLIVEIRA, A. S. D., SOUZA, L. D. S., SILVA, N. D. D., & VIANA, P. C. Calibration of a soil moisture sensor with disturbed and undisturbed soil samples from Bahia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 22(10), 696-701, 2018.

MA, D., & SHAO, M. Simulating infiltration into stony soils with a dual-porosity model. **European Journal of Soil Science**, 59(5), 950-959, 2008.

MANIERI, J. M., VAZ, C. M. P., & DE MARIA, I. C. Sonda espiral de TDR para a medida da umidade no perfil do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 31(2), 191-198, 2007.

MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics**, 11(2), 431-441, 1963.

MCCUEN, R. H., & SNYDER, W. M. Hydrologic modeling: statistical methods and applications (No. 627.0724 M22), 1986.

MESINGER, F., JANJIĆ, Z.I., NIČKOVIĆ, S., GAVRILOV, D., DEAVEN, D.G. The stepmountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Mon. Weather. Rev.* 116 (7), 1493–1518., 1988.

MOEZZIBADI, M., CHARPENTIER, I., WANKO, A., & MOSÉ, R. Temporal estimation of hydrodynamic parameter variability in stormwater constructed wetlands—The hysteresis effect during multi-rainfall events. **Ecological engineering**, 127, 1-10, 2019.

MOREIRA, J. N. et al. Consumo e desempenho de vacas guzerá e girolando na Caatinga do sertão pernambucano. **Revista Caatinga**, Mossoró, 20 (3), 13-21, 2007.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, 12, 513-522, 1976.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models – Part I: A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, 10, 282-290, 1970.

NOBRE, C. A., MARENGO, J. A., SELUCHI, M. E., CUARTAS, L. A., & ALVES, L. M. Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, 8(02), 252, 2016.

NOBRE, C. A., REID, J., & VEIGA, A. P. S. Fundamentos científicos das mudanças climáticas. São José dos Campos, SP: Rede Clima/INPE, 2012.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. A., SOUZA, E. S. D., CORREA, M. M., LIMA, J. R. D. S., SOUZA, R., & SILVA FILHO, L. A. D. Variabilidade espacial de propriedades hidrodinâmicas de um Neossolo Regolítico sob pastagem e Caatinga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 18(6), 631-639, 2014.

PARAJULI, K., JONES, S. B., TARBOTON, D. G., FLERCHINGER, G. N., HIPPS, L. E., ALLEN, L. N., & SEYFRIED, M. S. Estimating actual evapotranspiration from stony-soils in montane ecosystems. **Agricultural and forest meteorology**, 265, 183-194, 2019.

PARTON, W. et al. Impact of climate change on grassland production and soil carbon worldwide. **Global Change Biology**, 1 (1), 13–22, 1995.

PINHEIRO, E. A. R., METSELAAR, K., DE JONG VAN LIER, Q., & DE ARAÚJO, J. C. Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, 9(7), 1313-1327, 2016.

R., & BOUHLILA, R. Modelling the Impact on Root Water Uptake and Solute Return Flow of Different Drip Irrigation Regimes with Brackish Water. **Water**, 11(3), 425, 2019.

RAMOS, F. T., MONARI, Y. C., NUNES, M. C. M., CAMPOS, D. T. D. S., & RAMOS, D. T. Indicadores de qualidade em um Latossolo Vermelho-Amarelo sob pastagem extensiva no pantanal matogrossense. **Revista Caatinga**, 23(1), 112-120, 2010.

REICHARDT, K., & TIMM, L. C. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações (pp. 323-340). **Barueri: Manole**, 2004.

RESENDE, N. C., MIRANDA, J. H., COOKE, R., CHU, M. L., & CHOU, S. C. Impacts of regional climate change on the runoff and root water uptake in corn crops in Parana, Brazil. **Agricultural Water Management**, 221, 556-565, 2019.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, 1, 318-333, 1931.

RITCHIE, J. T., Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, **Water Resour. Res.**, 8(5), 1204-1213, 1972.

ROCHA, D., ABBASI, F., & FEYEN, J. Sensitivity analysis of soil hydraulic properties on subsurface water flow in furrows. **Journal of irrigation and drainage engineering**, 132(4), 418-424, 2006.

RUDIYANTO, TORIDE, N., SAKAI, M., & ŠIMŮNEK, J. A hysteretic model of hydraulic properties for dual-porosity soils. **Soil Science Society of America Journal**, 77(4), 1182-1188, 2013.

SANTOS, T. E., MONTENEGRO, A. A., & SILVA, D. D. Umidade do solo no semiárido pernambucano usando-se reflectometria no domínio do tempo (TDR). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, 15(7), 2011.

SANTOS NETO, S. M., ANTONINO, A. C. D., COUTINHO, A. P., ALMEIDA, A. B., SOARES, W. A. Performance e calibração de um sensor tipo TDR em solos do estado de Pernambuco, Brasil. **Revista AIDIS**, 12 (3), 2019.

SANTOS NETO, S. M. Avaliação da dinâmica da água na resposta de sensor tipo TDR em solos de Pernambuco. Dissertação de Mestrado. **Universidade Federal de Pernambuco**. 2015.

SANTOS, P. D., SANTOS, R. D., & COUTINHO, M. D. L. Detecção de mudanças climáticas através de índices pluviométricos diários no Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 6(4), 713-731, 2013.

SCHAAP, M. G., & LEIJ, F. J. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. **Soil Science Society of America Journal**, 64(3), 843-851, 2000.

SCOTT, P. S., G. J. FARQUHAR, AND N. KOUWEN. Hysteresis effect on net infiltration, in *Advances in Infiltration*, Publ. 11-83, p. 163-170, **Am. Soc. of Agric. Eng.**, St. Joseph, Mich., 1983.

SELIM, T., KARLSSON, L., BOUKSILA, F., BEN SLIMANE, A., & PERSSON, M. Evaluation of Different Irrigation Treatments with Saline Water in a Future Climate in Tunisia. **Irrigation and Drainage**, 68(2), 281-296, 2019.

SHEFFIELD, J., WOOD, E.F., ARRIOLA, F.M. Long-term regional estimates of evapotranspiration for Mexico based on downscaled ISCCP data. **J. Hydrometeorol.** 11, 253–275, 2010.

SHELIA, V., ŠIMŮNEK, J., BOOTE, K., & HOOGENBOOM, G. Coupling DSSAT and HYDRUS-1D for simulations of soil water dynamics in the soil-plant-atmosphere system. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, 66(2), 232-245, 2018.

SILVA, D. A. M., & MOURA, M. O. Registros de desastres associados à estiagem e seca na região do Alto Sertão da Paraíba. **Revista de Geociências do Nordeste**, 4, 126-136, 2018.

SILVA, J. R. I., DE SOUZA, E. S., SOUZA, R., DOS SANTOS, E. S., & ANTONINO, A. C. D. Efeito de diferentes usos do solo na erosão hídrica em região semiárida. **Revista Engenharia na Agricultura**, 27(3), 272-283, 2019.

SILVA, J. M. O. Utilização de anos-padrão no estudo da variabilidade pluviométrica no município do Crato/Ceará. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, 1, 2060-2072, 2017.

ŠIMŮNEK, J., JARVIS, N. J., VAN GENUCHTEN, M. T., & GÄRDENÄS, A. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. **Journal of Hydrology**, 272(1-4), 14-35, 2003.

ŠIMŮNEK, J., VAN GENUCHTEN, M. T., & ŠEJNA, M. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. **Vadose Zone Journal**, 7(2), 587-600, 2008.

SMYL, D. J. Relating unsaturated electrical and hydraulic conductivity of cement-based materials. **Australian Journal of Civil Engineering**, 16(2), 129-142, 2018.

SOARES, W. A.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S.; GONDIM, M. V. S.; LIMA, V. F.; SOUZA, R. M. S.; ALVES, E. M.; COUTINHO, A. P. Sensibilidade do modelo SiSPAT em

área de brejo de altitude no Nordeste do Brasil. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, 1(1), 70-83, 2016.

SOARES, W. A. Análise da dinâmica da água em um solo não saturado sob condições de chuvas simuladas. **Águas Subterrâneas**, 32 (2), 200-209, 2018.

SOUSA, I. F., LUNDGREN, W. J. C., NETTO, A. O. A. Comparação entre distribuições de probabilidades da precipitação mensal no estado de Pernambuco. **Scientia Plena**, 6(6), 2010.

SOUZA, R., DE SOUZA, E. S., ANTONINO, A. C., DE S, L., & JOSÉ, R. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, 19(5), 2015.

SOUZA, J. M., DOS REIS, E. F., BONOMO, R., & PEREIRA, L. R. Calibração de sonda TDR em um Latossolo Vermelho Amarelo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, 10(6), 1049, 2016.

STOYANOVA, A. P. D. V., & KRETZSCHMAR, R. (2018). Application of hydrus-1d for evaluation of the vadose zone saturation state in connection with arsenic mobilization and transport in contaminated river floodplain-ogosta valley case study, nw bulgaria. 18th **International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2018**.

TAN, X., SHAO, D., GU, W., & LIU, H. Field analysis of water and nitrogen fate in lowland paddy fields under different water managements using HYDRUS-1D. **Agricultural Water Management**, 150, 67-80, 2015.

TÉCNICAS-ABNT, A. B. D. N. (1984). NBR 7181/84: Análise granulométrica: solo. Rio de Janeiro.

TOMMASELLI, J. T. G., & BACCHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de TDR para medida de umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 36(9), 1145-1154, 2001.

TOPP, G. C., DAVIS, J. L., & ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. **Water resources research**, 16(3), 574-582, 1980.

TURCO, M.; KODEŠOVÁ, R.; BRUNETTI, G.; NIKODEM, A.; FÉR, M.;PIRO, P. Unsaturated hydraulic behaviour of a permeable pavement: Laboratory investigation and numerical analysis by using the HYDRUS-2D model. **Journal of hydrology**, v. 554, p. 780-791, 2017.

UFCEG-DCA - Universidade Federal de Campina Grande - Departamento de Ciências Atmosféricas. 15 Dez. 2013.

URSULINO, B. S., MONTENEGRO, S. M. G. L., COUTINHO, A. P., COELHO, V. H. R., ARAÚJO, D. C. S., GUSMÃO, A. C. V., ANGULO-JARAMILLO, R. Modelling Soil Water Dynamics from Soil Hydraulic Parameters Estimated by an Alternative Method in a Tropical Experimental Basin. **Water**, 11(5), 1007, 2019.

URSULINO, B. (2017). Dinâmica da umidade do solo em bacia representativa no nordeste brasileiro: experimentação e modelagem (Master's thesis, **Universidade Federal de Pernambuco**).

USDA – UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Soil Survey Manual. Natural Resources Conservation Service, edição revisada, 1993.

VAN DAM, J. C., J. HUYGEN, J. G. WESSELING, R. A. FEDDES, P. KABAT, P. E. V. VAN WALSUM, P. GROENENDIJK, AND C. A. VAN DIEPEN, Theory of SWAP version 2.0, Report 71, Dept. of Water Resour., **Wageningen Agricultural University**, Wageningen, the Netherlands, 1997.

VAN GENUCHTEN, M. T., & WIERENGA, P. J. Mass transfer studies in sorbing porous media I. Analytical solutions 1. **Soil Science Society of America Journal**, 40(4), 473-480, 1976.

VAN GENUCHTEN, M. TH. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, p.892-898, 1980.

VOGEL, T., & CISLEROVA, M. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in porous media**, 3(1), 1-15, 1988.

VON HOYNINGEN-HÜNE, J., Die Interception des Niederschlags in landwirtschaftlichen Beständen, Schriftenreihe des DVWK 57, 1-53, 1983.

WALLACH, R., TROYGOT, O., & SAGUY, I. S. Modeling rehydration of porous food materials: II. The dual porosity approach. **Journal of food engineering**, 105(3), 416-421, 2011.

WARRICK, A. W., & NIELSON, D. R. **Applications of Soil Physics**, ch. 13, 319–344, 1980.

WONGKAEW, A., SAITO, H., FUJIMAKI, H., & ŠIMŮNEK, J. Numerical analysis of soil water dynamics in a soil column with an artificial capillary barrier growing leaf vegetables. **Soil use and management**, 34(2), 206-215, 2018.

ZENG, W., XU, C., WU, J., & HUANG, J. Soil salt leaching under different irrigation regimes: HYDRUS-1D modelling and analysis. **Journal of Arid Land**, 6(1), 44-58, 2014.

**APÊNDICE A – ALGORITMO EM PYTHON 3.7 PARA AVALIAR A  
SENSIBILIDADE GLOBAL DO MODELO HYDRUS - 1D PELO MÉTODO SOBOL .**

```

#IMPORTAR BIBLIOTECAS
from SALib.sample import saltelli
from SALib.analyze import sobol
import time, subprocess
import os
import pandas as pd
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import hydroeval as hyev
import seaborn as sns

#FUNÇÕES UTILIZADAS MUDAR PARAMETROS HIDRODINAMICOS DO
MODELO DE POROSIDADE ÚNICA DE VAN GENUTCHEN MUALEN NO
HYDRUS-1D

def mudaParametros (pasta,vg):
    file = pasta + '/selectortxt.txt'
    fileout = pasta +'/SELECTOR.IN'

    cont = 1
    fr = open(file,'r')
    fw = open(fileout,'w')

    for line in fr.readlines():
        if cont == 27: #Position of VGM parameters
            fw.writelines(' %f %f %f %f %f %f %f\n'%(vg[0], vg[1], vg[2], vg[3],
vg[4], vg[5]))
        else:
            fw.writelines(line)
        cont=cont+1

```

```

fr.close()
fw.close()

#EXECUTA O HYDRUS
def rodar_Hydrus(pasta,tempo):
    guessed_runtime = tempo
    ps = subprocess.Popen(['C:/H1D_CALC.exe',pasta], stdin=subprocess.PIPE,
                          stdout=subprocess.PIPE, shell = True,close_fds=True)
    a=ps.communicate()
    print(a[1])
    if a[1] == None:
        ps.terminate()
    else:
        time.sleep(guessed_runtime) #time nothing is happening to let model run
    ps.terminate()

#LÊ A SAIDA DO HYDRUS COMO DATAFRAME
def Floats (ARRAY):
    return [float(x) for x in ARRAY.split()]

def TLEVEL (file, ndias):
    obsnode = pd.read_csv(file, skiprows = 7,sep='\t')
    obsnode.head()

    Obsnode = obsnode.values

    if Obsnode[len(Obsnode)-1]=='end':

        nlin = len(Obsnode) - 2

        floats = [float(x) for x in Obsnode[0,0].split()]
        ncolum = len(floats)

```

```

ObsnodeFloat = np.zeros((ndias,ncolum))

j=0
antfloat = -1
for i in range(nlin) :
    FLOATS = Floats(Obsnode[i+1,0])
    if FLOATS[0]%1 == 0 and FLOATS[0] != antfloat and FLOATS[0]!=0.0 :
        antfloat = FLOATS[0]
        ObsnodeFloat[j,:] = FLOATS
        j=j+1
#         if j == ndias + 1 :
#             return -1

        HEAD = 'Time      rTop      rRoot      vTop      vRoot      vBot
sum(rTop)  sum(rRoot)  sum(vTop)  sum(vRoot)  sum(vBot)  hTop      hRoot
hBot      RunOff  sum(RunOff)  Volume  sum(Infil)  sum(Evap) TLevel Cum(WTrans)
SnowLayer'

DATA = pd.DataFrame(ObsnodeFloat, columns = HEAD.split())

return DATA
else:
    return -1

def desCum (X):
    x = np.zeros(len(X))
    x[0] = X[0]
    for i in range(len(X)-1):
        x[i+1] = X[i+1] - X[i]
    return x

```

```
#CALCULA O COEFICIENTE NSE PARA O VOLUME ARMAZENADO E A ETA
def NSE(x,pasta,ndias,tempo,Vreal,Eta):
```

```
    mudaParametros(pasta,x)
```

```
    rodar_Hydrus(pasta,tempo)
```

```
    DATA = TLEVEL(pasta+'/T_Level.out',ndias)
```

```
    if isinstance(DATA, pd.DataFrame):
```

```
        Volume = DATA['Volume'].values
```

```
        ETa = desCum(DATA['sum(vRoot)'].values + DATA['sum(Evap)'].values)
```

```
        NSEv = hyev.nse_c2m(Volume,Vreal)
```

```
        NSEeta = hyev.nse_c2m(ETa,Eta)
```

```
    #exclui pastas(pasta)
```

```
    return [NSEv,NSEeta]
```

```
else:
```

```
    return [-1,-1]
```

```
#EFETUA A ANALISE DE SENSIBILIDADE E PLOTA OS GRÁFICOS DE
BARRA
```

```
def barplot(df):
```

```
    fig = plt.figure(figsize = (5,5))
```

```
    y=df.values
```

```
    Si = sobol.analyze(problem,y)
```

```
    x=[r'$\theta_{r}$', r'$\theta_{s}$', r'$\alpha$', 'n', 'Ks', 'l']
```

```
    X = np.arange(len(Si['S1']))
```

```
    plt.bar(X + 0.00, Si['S1'],color = 'b', width = 0.25, label = r'$S_1$')
```

```
    plt.bar(X + 0.25, Si['ST'],color = 'gray', width = 0.25, label = r'$S_T$')
```

```
plt.xticks(X+0.125,(x),fontsize = 14)
plt.yticks(fontsize = 14)
plt.title(df.name,fontsize = 14, family = 'serif')
plt.legend()

return [fig,Si]

#TEMPO DA SIMULAÇÃO
ndias=31

#ARQUIVOS UTILIZADOS
pasta = 'C:/BRGST_SA_30dias'
estação ='BRGST_SA_30dias'

fileDadosMedidos='C:/Users/ravellys/Dropbox/DISSERTAÇÃO/SA_30d_Hydrus.xlsx'

DadosMEDIDOS = pd.read_excel(fileDadosMedidos, header = 0)
DadosMEDIDOS.head()
Eta = DadosMEDIDOS['ETa_BRGST'].values
Vreal = DadosMEDIDOS['Vol_BRGST'].values

#DEFINIÇÃO DO PROBLEMA
problem = {
    'num_vars': 6,
    'names': ['thr', 'ths', 'alfa','n','Ks','l'],
    'bounds': [[0.01, 0.05],
               [0.2, 0.6],
               [0.001, 0.1],
               [1.1, 2.2],
               [10, 1000],
               [0.25, 0.75]]
}
```

```

param_values = saltelli.sample(problem,100)
Y = [ ]
START=time.time()

for i in range(len(param_values)):
    nse = NSE(param_values[i],pasta,ndias,tempo,Vreal,Eta)
    Y.append(nse)
    print(i,*param_values[i],*Y[i])

Y = np.array(Y)

print('total time', str(time.time()-START))

df_Y = pd.DataFrame(Y, columns = ['Volume','ETa'])
df_par = pd.DataFrame(param_values, columns = [r'$\theta\_r$', r'$\theta\_s$',
r'$\alpha\_n$', 'Ks', 'I'])

nome = '/' + estação + '_Y_salle'
fileOut = pasta + nome + '.xlsx'
df_Y.to_excel(fileOut,index = True,header = True)

nome = '/' + estação + '_par'
fileOut = pasta + nome + '.xlsx'
df_par.to_excel(fileOut,index = True,header = True)

df_Y = pd.read_excel('C:/Users/ravellys/Dropbox/DISSERTAÇÃO/Dados/Analise de
sensibilidade/Sobol/BRGST_SA_30dias/BRGST_SA_30dias_Y_salle.xlsx',index = True)
variaveis = df_Y.columns
for i in variaveis:
    figura,Sensibilidade = barplot(df_Y[i])
    figura.savefig(pasta + '/' + estação + i + '.png' ,dpi=300,bbox_inches='tight')

```

```
df_si = pd.DataFrame(Sensibilidade, columns = ['S1','ST'])  
df_si.to_excel(pasta + '/' + estação+ i + '.xlsx',index = True,header = True)
```