

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS ENERGÉTICAS E
NUCLEARES**

MARIA DO ROSÁRIO ALVES PATRIOTA

**MÉTODOS ALTERNATIVOS PARA MODELAGEM HIDRODINÂMICA DE
SOLOS: aplicação para um solo franco arenoso vegetado com caatinga no semiárido
pernambucano**

Recife

2022

MARIA DO ROSÁRIO ALVES PATRIOTA

**MÉTODOS ALTERNATIVOS PARA MODELAGEM HIDRODINÂMICA DE
SOLOS: aplicação para um solo franco arenoso vegetado com caatinga no semiárido
pernambucano**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Tecnologias Energéticas e Nucleares.

Área de concentração: Aplicações de Radioisótopos na Agricultura e Meio-Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.

Coorientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.

Recife

2022

Catálogo na fonte:
Bibliotecária Sandra Maria Neri Santiago, CRB-4 / 1267

P314m Patriota, Maria do Rosário Alves.
Métodos alternativos para modelagem hidrodinâmica de solos: aplicação para um solo franco arenoso vegetado com caatinga no semiárido pernambucano / Maria do Rosário Alves Patriota. – 2022.
126 f.: il., figs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.
Coorientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Recife, 2022.
Inclui referências.

1. Energia nuclear. 2. Modelagem matemática. 3. Sorvidade. 4. Parâmetros hidrodinâmicos. 5. Condutividade hidráulica. I. Antonino, Antonio Celso Dantas (Orientador). II. Coutinho, Artur Paiva (Coorientador). III. Título.

UFPE

621.4837 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-98

MARIA DO ROSÁRIO ALVES PATRIOTA

MÉTODOS ALTERNATIVOS PARA MODELAGEM HIDRODINÂMICA DE SOLOS: aplicação para um solo franco arenoso vegetado com caatinga no semiárido pernambucano

Tese 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 Doutora em Tecnologias Energéticas e Nucleares. Área de concentração: Aplicações de Radioisótopos na Agricultura e Meio-Ambiente.

Aprovada em: 10/03/2022.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Everardo Valadares de Sá Barreto Sampaio (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Leidjane Maria Maciel de Oliveira (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Edevaldo Miguel Alves (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Tássia dos Anjos Tenório de Melo (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

RESUMO

A infiltração da água no solo é um processo hidrológico complexo que possui elevada dependência das propriedades hidrodinâmicas, como a curva de retenção e a curva de condutividade hidráulica. O conhecimento das propriedades hidrodinâmicas da zona vadosa de solos do bioma caatinga é ainda escasso e de fundamental importância para a modelagem e melhoria dos processos de transferência de água, dinâmica do carbono e balanço de energia no sistema solo planta atmosfera. Assim, esta pesquisa teve como principal objetivo a aplicação de modelagem matemática e numérica para a caracterização hidrodinâmica de um solo do semiárido de Pernambuco, sob vegetação de Caatinga, usando métodos alternativos. A parametrização dos modelos foi feita ajustando-se 48 curvas experimentais de infiltração obtidas *in situ*, com um infiltrômetro de anel simples, usando métricas estatísticas e indicadores de precisão dos modelos. Os valores médios da K_s obtidos variaram de 10 a 92 mm.h⁻¹. Os modelos simularam satisfatoriamente as taxas de infiltração e as propriedades hidrodinâmicas do solo. Os resultados comprovam que modelos unidimensionais (Philip, The “Knight” soil, Philip, Stroosnijder, Brutsaert e Swartzendruber), acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração, e os modelos tridimensionais de infiltração em regime permanente e fluxo transiente (Wu, 1999; TSBI, SSBI e Stewart e Abou Najm) podem ser empregados neste solo de textura franco arenosa. Ressalta-se que são alternativas viáveis a utilização do modelo BEST - SLOP, e o modelo TSBI. O solo foi classificado hidrologicamente como pertencente a “classe A” em mais de 90% das amostras, não apresentando condições extremas de impermeabilização e podendo permitir bom desenvolvimento de raízes e absorção de água e nutrientes.

Palavras-chave: modelagem matemática; sorvidade; parâmetros hidrodinâmicos; condutividade hidráulica.

ABSTRACT

Water infiltration into the soil is a complex hydrological process that has a high dependence on soil hydrodynamic properties, such as water retention and hydraulic conductivity rates. The knowledge of the hydrodynamic properties of the vadose zone of soils of the Caatinga biome is still scarce and of fundamental importance for the modeling and improvement of the processes of water transfer, carbon dynamics and energy balance in the soil-plant-atmosphere system. Thus, this research had as main objective the application of mathematical and numerical modeling for the hydrodynamic characterization of a soil in the semi-arid region of Pernambuco, under Caatinga vegetation, using alternative methods. The parameterization of the models was performed by fitting 48 experimental infiltration curves obtained in situ, with a simple ring infiltrometer, using statistical metrics and precision indicators of the models. The mean values of K_s ranged from 10 to 92 mm.h⁻¹. The models satisfactorily simulated the infiltration rates and the hydrodynamic properties of the soil. The results confirmed that the one-dimensional models (Philip, The “Knight” soil, Philip, Stroosnijder, Brutsaert and Swartzendruber, coupled to the lateral scatter plot of infiltration) and the three-dimensional models of steady-state and transient-flow infiltration (Wu, 1999; TSBI, SSBI and Stewart and Abou Najm), can be used in this loam textured soil. It is noteworthy that the use of the BEST-SLOP model are viable alternatives, with emphasis on the one-dimensional models and the TSBI model. The soil was hydrologically classified as belonging to "class A" in more than 90% of the samples, without extreme impermeability conditions and allowing good root development and water and nutrients absorption.

Keywords: mathematical modeling; sorptivity; hydrodynamic parameters; hydraulic conductivity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização do sítio experimental em relação ao Centro Acadêmico do Agreste / UFPE.....	49
Figura 2 -	Médias climatológicas mensais da precipitação e temperatura do ar em Caruaru.....	50
Figura 3 -	Curvas granulométricas dos 48 pontos ensaiados (a); triângulo textural com destaque para a textura franco-arenoso(b).....	51
Figura 4 -	Croqui da malha de 48 pontos (a); piquetes indicadores dos pontos de infiltração (b).....	52
Figura 5 -	Inserção dos infiltrômetros no solo e início do processo de infiltração...	53
Figura 6 -	Exemplo de gráficos do ajuste da modelagem para o modelo de Philip (1957).....	65
Figura 7 -	Gráficos do ajuste da modelagem para o modelo Knight soil Philip (1974).....	66
Figura 8 -	Gráficos do ajuste da modelagem para o modelo Stroosnijder (1976)....	66
Figura 9 -	Gráficos da modelagem para os modelos de Brutsaert (1997) e Swartzendrub (1987).....	67
Figura 10 -	Curvas de infiltração versus o tempo para os modelos de infiltração unidimensionais acoplados a parcela de dispersão lateral da infiltração.....	69
Figura 11 -	Gráfico boxplot de K_s , para os modelos de infiltração unidimensionais.....	70
Figura 12 -	Gráficos de linha para os modelos unidimensionais de infiltração.....	71
Figura 13 -	Principais ajustes das curvas de infiltração obtidos pelo modelo de Wu (1999).	72
Figura 14 -	Gráficos boxplot (a) e de dispersão (b) para o parâmetro K_s , obtido com o modelo de Wu (1999).	75
Figura 15 -	Principais curvas de infiltração ajustadas pelo modelo de Wu 2 (1999).....	76
Figura 16 -	Curvas de infiltração ajustadas pelo modelo de Bagarello (2013).....	78
Figura 17 -	Curvas de infiltração ajustadas pelo modelo de Bagarello (2017).....	79

Figura 18 -	Gráficos de linha para os modelos tridimensionais em regime permanente.....	81
Figura 19 -	Gráfico boxplot de K_s , para os modelos em regime permanente.....	82
Figura 20 -	Gráficos de dispersão entre às repetições de K_s , em regime permanente.....	83
Figura 21 -	Boxplot dos indicadores estatísticos – a) RMSE; b) R^2 ; c) RD; d) EM; e) CMR.	85
Figura 22 -	Curvas de infiltração cumulativas x o tempo ajustadas para o estado de fluxo transiente pelo modelo de Stewart 2 e Abou Najm (2018).....	86
Figura 23 -	Curvas de infiltração cumulativa versus o tempo ajustadas para o regime de fluxo permanente pelo modelo Stewart e Abou Najm (2018).	87
Figura 24 -	Boxplot: a) fluxo transiente; b) regime permanente, para o modelo de Stewart e Abou Najm (2018).	89
Figura 25 -	Gráficos de dispersão para o modelo de Stewart e Abou Najm (2018).....	89
Figura 26 -	Curvas de infiltração x tempo ajustadas pelo modelo numérico HYDRUS - 1D.	91
Figura 27 -	Curvas de retenção de água no solo obtidas com o modelo HYDRUS 1D.....	92
Figura 28 -	Curvas de condutividade hidráulica do solo obtidas com o modelo Hydrus 1D.	93
Figura 29 -	Boxplot de K_s , gerado pelo modelo HYDRUS - 1D.	94
Figura 30 -	Gráfico de dispersão entre as repetições de K_s , gerado pelo HYDRUS – 1D.....	95
Figura 31 -	Comparação entre os ajustes das curvas de infiltração geradas pelo HYDRUS x modelos de infiltração unidimensionais.	96
Figura 32 -	Boxplot para K_s , entre os modelos unidimensionais e o BEST – SLOP.	101
Figura 33 -	Gráficos de dispersão para K_s (mm.h^{-1}) dos modelos unidimensionais acoplados a parcela de dispersão lateral da infiltração versus o modelo BEST – SLOP.....	102

Figura 34 -	Gráfico boxplot para os modelos tridimensionais versus o BEST –	105
	SLOP.....	
Figura 35 -	Gráficos de dispersão para os modelos de infiltração tridimensionais	105
	versus o BEST - SLOP.	

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Análise estatística dos componentes texturais do solo.....	51
Tabela 2 -	Análise estatística dos parâmetros físico-hídricos do solo.....	53
Tabela 3 -	Modelos de infiltração unidimensionais para solução completa da curva de infiltração.	54
Tabela 4 -	Modelos de infiltração tridimensionais para fluxo transiente.	55
Tabela 5 -	Modelos de infiltração em regime permanente.	57
Tabela 6 -	Classificação hidrológica do solo em função de Ks, pela SCS.	60
Tabela 7 -	Classificação dos solos quanto ao grau de permeabilidade.	61
Tabela 8 -	Crerios estatísticos aplicados aos ajustes da modelagem.	62
Tabela 9 -	Estatística de Ks (mm h^{-1}) pelos modelos unidimensionais acoplados a equação geral de infiltração tridimensional.	63
Tabela 10 -	Estatística do parâmetro hidrodinâmico S ($\text{mm s}^{-1/2}$), através dos modelos unidimensionais de infiltração.....	64
Tabela 11 -	Estatística aplicada à qualidade dos ajustes da modelagem.	67
Tabela 12 -	Correlação de Pearson aplicada às repetições de Ks, para os modelos unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração....	71
Tabela 13 -	Estatística dos parâmetros hidráulicos estimadas pelo modelo de Wu (1999).....	73
Tabela 14 -	Estatística aplicada a modelagem dos ajustes pelo modelo de Wu (1999).	73
Tabela 15 -	Parâmetros hidráulicos estimadas pelo modelo de Wu 2 (1999).....	76
Tabela 16 -	Parâmetros hidrodinâmicos estimadas por pelo modelo Bagarello (2013).	77
Tabela 17 -	Estatística de Ks, para o modelo de Bagarello (2017).....	80
Tabela 18 -	Correlação de Pearson aplicada aos modelos de infiltração em regime permanente.....	83
Tabela 19 -	Classificação de posições aplicada aos ajustes da modelagem.....	84
Tabela 20	Estatística de Ks para as abordagens 2, 3 e 4 do modelo de Stewart e Abou Najm (2018).....	88
Tabela 21 -	Estatística das propriedades hidrodinâmicas estimadas pelo método inverso.....	94
Tabela 22 -	Classificação hidrológica do solo do SCS.....	97
Tabela 23 -	Classificação hidrológica do solo pelo Grau de Permeabilidade.....	99

Tabela 24	Comparação de Ks – BEST - SLOP e os modelos unidimensionais de infiltração acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração.....	101
Tabela 25 -	Classificação de posições para os modelos unidimensionais de infiltração com relação ao modelo BEST -SLOP.....	102
Tabela 26 -	Comparação do Ks – BEST - SLOP versus os modelos tridimensionais de infiltração.....	105
Tabela 27 -	Classificação de posições dos modelos de infiltração tridimensionais de infiltração em relação ao BEST -SLOP.....	105

LISTA DE SÍMBOLOS

ϕ	Porosidade	
w	Umidade gravimétrica	[g.g ⁻¹]
m_a	Massa de água	[M]
m_s	Massa de sólidos	[M]
ρ_s	Massa específica do solo	[g.cm ⁻³]
V_t	Volumen total	
V_s	Volumen de sólidos	
V_v	Volumen de vazios	
V_a	Volumen de água	
θ	Umidade volumétrica	[cm ³ .cm ⁻³]
e	Índice de Vazios	
GS	Grau de saturação	%
Se	Saturação efetiva	
K	Condutividade hidráulica	[mm.s ⁻¹]
Ks	Condutividade Hidráulica do solo saturado	[mm.s ⁻¹]
θ_r	Umidade residual	[cm ³ .cm ⁻³]
θ_s	Umidade volumétrica saturada	[cm ³ .cm ⁻³]
g	Aceleração da gravidade	[m.s ²]
k	Permeabilidade intrínseca	[L ²]
μ_{vd}	Viscosidade dinâmica da água	[kg.mm ⁻¹ .s ⁻¹]
$K_r(\theta)$	Permeabilidade relativa	
h	Potencial matricial	[m]
z	Potencial gravitacional	
F(D)	Distribuição do tamanho das partículas	

$h(\theta)$	Curva de retenção da água no solo	
h_g	Parâmetro de normalização	[mm]
M e N	Parâmetros de forma da curva de $F(D)$	
n e m	Parâmetros de forma da $h(\theta)$	
p	Parâmetro de tortuosidade	
q	Densidade de fluxo de água	[mm.s ⁻¹]
η	Parâmetro de forma da equação de Brooks e Corey	
M_d	Mediana	
μ	Média	
s	Desvio padrão	
r	Raio do infiltrômetro	m
$\Delta\theta$	Varição da umidade volumétrica	[cm ³ .cm ⁻³]
S	Sorvidade do solo	[mm.s ^{-1/2}]
A	Parâmetro da equação de Philip	[L.T ⁻¹]
I	Infiltração acumulada	[mm]
i	Taxa de infiltração	[mm/s]

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
2	OBJETIVOS.....	20
2.1	Objetivo Geral.....	20
2.2	Objetivos Específicos.....	20
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
3.1	O Sistema Solo.....	21
3.1.1	Fase Sólida.....	21
3.1.1	Fase Líquida.....	22
3.1.3	Fase Gasosa.....	23
3.2	Parâmetros Físicos do Solo.....	23
3.2.1	Índices Gravimétricos do Solo.....	24
3.2.2	Índices Dessimétricos do Solo.....	25
3.2.3	Índices Volumétricos do solo.....	26
3.3	Dinâmica da Água no Solo.....	26
3.3.1	Equação de Darcy – Buckingham.....	27
3.3.3	Equações da Continuidade e de Richards.....	28
3.4	Propriedades Hidrodinâmicas do Solo.....	29
3.4.1	Condutividade Hidráulica da Água no Solo.....	29
3.4.1.1	Propriedades Físicas do Solo que Influenciam a Condutividade Hidráulica Saturada.....	31
3.4.2	Curva de Retenção de Água no Solo.....	32
3.4.2.1	Fatores que Influenciam a Curva de Retenção de Água no Solo.....	34
3.5	Infiltração de Água no Solo.....	35
3.5.1	Modelos de Infiltração de Água no Solo.....	37
3.5.1.1	Modelo de Green e Ampt (1911)	37
3.5.1.2	Modelo de Kostiakov (1932)	38
3.5.1.3	Modelo de Kostiakov-Lewis (1945)	38
3.5.1.4	Modelo de Horton (1940)	38
3.5.1.5	Modelo de Philip (1955 e 1957)	39
4	REVISÃO DE LITERATURA.....	41
4.1	Experimentos de infiltração Beerkan a simples anel para caracterização hidráulica do solo.....	41

4.1.1	Métodos Simplificados com Base em um Experimento de Infiltração Beerkan: TSBI e SSBI.....	41
4.1.2	Modelos de Infiltração tridimensionais: Wu 1 (1999) e Wu 2 (1999).....	43
4.1.3	Modelos Unidimensionais de Infiltração de Água no Solo.....	45
4.2	Modelagem numérica inversa – HYDRUS -1D.....	47
5	MATERIAL E MÉTODOS.....	49
5.1	Caracterização da Área de Estudo.....	49
5.2	Climatologia.....	50
5.3	Caracterização pedológica e textural do solo da área de estudo.....	50
5.4	Vegetação.....	51
5.5	Ensaio de Infiltração.....	52
5.6	Modelos de Infiltração para a Caracterização Hidrodinâmica do Solo.....	54
5.6.1	Modelos de Infiltração Unidimensionais.....	54
5.6.2	Modelos de infiltração tridimensionais.....	55
5.7	HYDRUS -1D.....	58
5.7.1	Modelo HYDRUS – 1D: Formulação matemática.....	58
5.7.2	Método Inverso para Caracterização Hidrodinâmica do Solo.....	59
5.8	Análise Qualitativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos do Solo.....	60
5.8.1	Classificação Hidrológica do Solo.....	60
5.8.2	Grau de Permeabilidade.....	60
5.9	Critérios Estatísticos para Análise da Qualidade dos Ajustes.....	61
5.9.1	Medidas de Assimetria.....	61
5.9.2	Critérios Estatísticos Para Análise da Qualidade dos Ajustes.....	62
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	63
6.1	Modelos de Infiltração Unidimensionais Acoplados à Parcela de Dispersão Lateral para Solução Completa da Curva de Infiltração.....	63
6.1.1	Análise dos modelos de infiltração unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral para solução completa da curva de infiltração.....	68
6.2	Modelos de Infiltração Tridimensionais.....	71
6.2.1	Modelo de Wu <i>et al.</i> (1999)	71
6.2.2	Análise do Desempenho do Modelo de Wu (1999)	73
6.3	Modelos de Infiltração em Regime Permanente.....	75
6.3.1	Modelo de Wu 2 <i>et al.</i> (1999).....	75

6.3.2	Modelo de Bagarello (2013) – TSBI.....	77
6.3.3	Modelo de Bagarello (2017) - SSBI.....	78
6.3.4	Análise e comparação dos modelos de infiltração em regime permanente	80
6.4	Avaliação da Qualidade dos Ajustes da Modelagem.....	84
6.5	Modelo de infiltração tridimensional de Stewart e Abou Najm (2018).....	86
6.6	Modelagem Numérica Inversa – Modelo Hydrus - 1D.....	90
6.6.1	Comparação entre o modelo Hydrus-1D e os modelos unidimensionais de infiltração de água no solo.....	95
6.7	Classificação Hidrológica do Solo.....	96
6.8	Análise comparativa de Ks com os resultados do modelo BEST – SLOP.....	100
6.8.1	Ks dos modelos unidimensionais de infiltração acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração versus o Ks do BEST - SLOP.....	101
6.8.2	Modelos tridimensionais de infiltração versus o modelo BEST- SLOP..	104
7	CONCLUSÃO.....	108
	REFERÊNCIAS.....	109

1 INTRODUÇÃO

A determinação da infiltração da água no solo é essencial para avaliar a dinâmica da água na zona vadosa, estimar o escoamento superficial e a recarga do lençol freático e avaliar a ocorrência de processos, como a erosão. Contudo, é um processo hidrológico complexo que possui elevada dependência das propriedades hidrodinâmicas, como as taxas de retenção e de condutividade hidráulica. O conhecimento das propriedades hidrodinâmicas da zona vadosa em solos do bioma Caatinga é ainda escasso e é de fundamental importância para a modelagem e melhoria dos processos de transferência de água, dinâmica do carbono e balanço de energia no sistema solo-planta-atmosfera.

A Caatinga abrange aproximadamente 11% do território nacional (SILVA *et al.*, 2003) e abriga a maior biodiversidade entre as regiões semiáridas do mundo, mais de 900 espécies de animais e plantas (MOURA, 2010; MONGABAY, 2020). Sua biodiversidade ampara diversas atividades econômicas voltadas para fins agrosilvopastoris e industriais, especialmente nos ramos farmacêuticos, de cosméticos, químico e alimentício (MMA, 2021).

A Caatinga apresenta naturalmente vulnerabilidade à degradação física de seus recursos naturais, em decorrência, principalmente do seu histórico de escassez hídrica, com destaque para o balanço hídrico negativo e ciclos de seca intensa. Ademais, as atividades antrópicas já são responsáveis por 46% do desmatamento da sua área total (MMA, 2021). Pesquisadores denominam o fenômeno de “perturbação antrópica crônica”, usado como base para avaliar a degradação ambiental causada pela população humana, infraestrutura, pastoreio, extração de madeira e incêndios em 47.100 fragmentos remanescentes do bioma (MONGABAY, 2020). Essa vulnerabilidade ambiental da Caatinga será intensificada, devido ao efeito combinado da esperada alteração do ciclo hidrológico em decorrência das mudanças climáticas (IPCC, 2009).

A interferência antrópica fez com que o bioma Caatinga ficasse em segundo lugar em termos de degradação ambiental no Brasil (CASTELLETTI *et al.*, 2004; LEAL *et al.*, 2005). Sendo considerada um dos biomas brasileiros mais ameaçados e menos estudado do planeta (SILVA *et al.*, 2010; MONGABAY, 2020). Seus recursos naturais são explorados de forma insustentável e não tem havido interesse das autoridades em estabelecer e expandir unidades de conservação ambiental (OLIVEIRA *et al.*, 2016).

Diante do exposto, torna-se urgente o conhecimento da flora, fauna, solo e clima, como informações fundamentais para o desenvolvimento de estratégias que evidenciem o valor da biodiversidade e que venham a contribuir para um planejamento sustentável do manejo, uso e enriquecimento dos recursos da Caatinga. Mediante a fragilidade e vulnerabilidade do potencial hidrológico do semiárido, estudos da dinâmica hídrica do solo e suas propriedades tornam-se fundamentais para a preservação e convivência sustentável com os recursos naturais do bioma Caatinga.

As informações disponíveis na literatura sobre a caracterização hidrológica dos solos na região semiárida do Brasil ainda são escassas. Silva *et al.* (2015) ressaltaram que essa região é carente de informações da dinâmica de água no solo sob diferentes condições de cobertura vegetal. Os solos do semiárido apresentam grande variabilidade espacial hidrodinâmica e pedológica, predominando grandes extensões de solos rasos. Na sua grande maioria, podem ser considerados frágeis por apresentarem características intrínsecas que lhes conferem elevada suscetibilidade à degradação física, química e/ou biológica e requererem estratégias especiais de manejo e conservação para o uso sustentável (EMBRAPA, 2015).

Especificamente, o solo atua como uma interface entre a atmosfera, a biosfera e a litosfera e regula os principais processos da hidrosfera, como descarga de escoamento, recarga de aquífero e umidade do solo (SKOPP, JAWSON e DORAN, 1990; BORMANN, KLAASSEN, 2008; MANICI, CASTELLINI e CAPUTO, 2019). No entanto, devido às mudanças climáticas, agroambientes mais sensíveis terão que se adaptar às tendências termopluriométricas alteradas (NIEDDA *et al.* 2014; GAROFALO *et al.*, 2019; BAIAMONTE *et al.*, 2019), e a gestão sustentável do solo será a questão principal. Como consequência, há a necessidade do desenvolvimento de novos métodos e procedimentos experimentais para avaliar essas mudanças a partir de uma perspectiva da hidrologia do solo (PRIMA *et al.*, 2020).

Uma etapa essencial da estimativa da dinâmica da água na zona vadosa consiste no conhecimento das propriedades hidrodinâmicas. Estimar a condutividades hidráulica do solo é crucial para interpretar e modelar seus processos hidrológicos (LOZANO-BAEZ *et al.*, 2020). Ademais, é uma etapa necessária para a implantação de sistemas de irrigação e drenagem sustentáveis (ANGULO - JARAMILLO *et al.*, 2019), a modelagem de processos hidrológicos e transporte de contaminantes (XU *et al.*, 2009; GHAVIDELFAR, SHAMSELDIN e MELVILLE, 2015), a modelagem agronômica e ambiental (RAMOS *et al.*, 2011; VENTRELLA *et al.*, 2012; PIRASTRU *et al.*, 2017), a avaliação da qualidade física do solo

(CASTELLINI *et al.*, 2013, 2014; IOVINO *et al.*, 2016) e os impactos do uso e manejo nas propriedades físico-hídricas do solo (PIRASTRU *et al.*, 2014; FRANCAVIGLIA *et al.*, 2015; CASTELLINI *et al.*, 2015, 2016; FERRARA *et al.*, 2017).

Contudo, caracterizar hidrodinamicamente um solo é um processo complexo. Os métodos usuais de campo (lisímetros, drenagem interna, permeâmetro de Guelph) e laboratório (câmara de pressão de Richards, funis de Buchner) são caros, demorados, não abrangem um grande número de amostras de solo, requerem mão de obra qualificada e são restritos na maioria das vezes a grupos de pesquisa em física dos solos e agronomia (AIELO *et al.*, 2014; PRIMA *et al.*, 2018). Dessa forma, não atendem às necessidades nas diversas aplicações requeridas das propriedades hidrodinâmicas do solo.

Diante disso, técnicas de modelagem vêm sendo desenvolvidas e a caracterização hidrodinâmica do solo pode ser efetuada com a utilização de diversas técnicas experimentais: infiltrômetros de anel simples e duplo. Particularmente, os dados das lâminas de infiltração em função do tempo, bem como da taxa de infiltração, podem ser modelados através de modelos analíticos unidimensionais, tridimensionais ou através de simulação numérica. Nesse último caso, a maior parte das soluções são obtidas através da resolução numérica da equação de Richards, podendo a solução ser unidimensional, bidimensional ou tridimensional, dependendo da escala do problema.

Os modelos de infiltração são usados para descrever e determinar o processo de infiltração a partir dos dados coletados e foram desenvolvidos com diferentes objetivos e condições de campo. Face à diversidade de modelos existentes, torna-se um desafio selecionar um modelo apropriado para estimar as propriedades hidrodinâmicas com precisão para uma determinada condição de campo (FAILACHE & ZUQUETTE, 2021).

Na modelagem dos processos do sistema solo, vêm se destacando o modelo numérico HYDRUS, que tem sido amplamente utilizado para simular o movimento da água no solo através da solução geral da equação de Richards. É frequentemente preferido devido à sua simplicidade, quando comparado a outros modelos fortemente parametrizados (ER-RAKI *et al.*, 2021). No processo de modelagem com o HYDRUS-1D são requeridos relativamente poucos parâmetros de entrada para calibração, e os resultados obtidos são satisfatórios (WENNINGER *et al.*, 2010, SUTANTO *et al.*, 2012, LI *et al.*, 2014, TAN *et al.*, 2014, HAN *et al.*, 2015, ZHENG *et al.*, 2017, XU *et al.*, 2017, HATIYE *et al.*, 2018).

A modelagem temporal torna-se indispensável para subsidiar ações de manejo e conservação do solo e água e para quantificar os componentes do balanço hídrico (SILVA *et al.*, 2015). Contudo, a maioria dos estudos referentes a aplicação dos modelos matemáticos e numéricos de infiltração de água no solo é voltada para as características climáticas e solos das regiões europeias. Pouco se sabe a respeito da aplicabilidade e desempenho destes métodos nas regiões semiáridas do nordeste do Brasil.

Para se ter um conhecimento mais robusto do comportamento hidráulico do solo, as propriedades hidrodinâmicas obtidas por meio da modelagem podem ser aplicadas em métodos de classificação hidrológica do solo, a exemplo o método do Serviço de Conservação do Solo (SCS) do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos da América (USDA), que permite considerar o tipo de solo e sua cobertura vegetal na geração de dados de escoamento superficial e permeabilidade da água no solo. Atualmente, perante a escassez dos recursos hídricos, surge a necessidade de se considerar as influências do uso e do tipo de solo sobre o escoamento superficial (SARTONI, LOMBARDI NETO e GENOVEZ, 2005).

Hipótese

A modelagem é uma alternativa confiável em relação a métodos diretos consagrados para caracterização hidrodinâmica do solo. Dentre os modelos de infiltração existe um mais adequado, ou promissor. Baseado em que condições o modelo pode ser apontado como o mais apropriado? Os modelos desenvolvidos em climas temperados e tropicais são aplicáveis a regiões semiáridas, assim como o método de classificação hidrológica da SCS.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Efetuar modelagem matemática e numérica para a caracterizar hidrodinamente um solo vegetado com Caatinga por meio de métodos alternativos de infiltração da água no solo.

2.2 Objetivos Específicos

- Efetuar a caracterização hidrodinâmica do solo utilizando modelos matemáticos unidimensionais de infiltração acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração;
- Realizar a caracterização hidrodinâmica do solo aplicando modelos matemáticos tridimensionais de infiltração em regime permanente e fluxo transiente;
- Executar a caracterização hidrodinâmica do solo utilizando modelagem numérica inversa com o modelo HYDRUS – 1D;
- Aplicar indicadores hidrológicos para qualificar a capacidade de infiltração de água do solo.
- Avaliar a performance do ajuste da modelagem com vários modelos.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 O Sistema Solo

O solo é o produto da intemperização e fragmentação da crosta terrestre por meio de processos físicos, químicos e biológicos em função do tempo, sendo, portanto, um sistema heterogêneo, trifásico, disperso e poroso. É indispensável ao crescimento e desenvolvimento dos vegetais e animais. Para Coelho *et al.* (2013), independentemente dos avanços científicos nos mais diversos campos do conhecimento, o grau de dependência do homem com relação ao solo irá sempre aumentar, e não diminuir.

O solo pode ser também definido como um sistema poroso e polifásico formado por partículas sólidas, líquidas e gasosas e volume de vazios, que podem ser ocupados pelo ar e água, sendo, assim, um armazenador de água e nutrientes às plantas (KLAR, 1984). As proporções das três fases do solo mudam continuamente e dependem do tempo, da vegetação e do manejo, e suas relações determinam as propriedades físico-hídricas do solo.

Para Vieira (1975), o solo é formado por camadas que diferem em sua natureza física, química, mineralógica e biológica, que se desenvolveram ao longo do tempo, sob influências climáticas e da própria atividade biológica, transformando-se em um material poroso de características peculiares. Para Ribeiro (1998), o solo é um corpo tridimensional, natural e dinâmico da crosta terrestre, resultante da ação conjugada do clima e organismos vivos sobre a rocha, sendo esta ação condicionada pelo relevo ou topografia em função do tempo.

3.1.1 Fase Sólida

A fase sólida é composta por material mineral, que apresenta variação em suas características morfológicas e químicas. Os minerais têm origem das rochas, alteradas ou não pela ação do intemperismo, exibindo estrutura cristalina. Além dos componentes minerais, o solo pode possuir matéria orgânica, proveniente de restos vegetais e animais, em diferentes níveis de decomposição, tendo como principal constituinte o carbono orgânico (58% em média), seguido pelo oxigênio, hidrogênio, enxofre e fósforo.

Os arranjos das partículas do solo em unidades estruturais formam um sistema complexo, com poros de diferentes tamanhos e formas, formando uma geometria porosa,

responsável pela passagem de água, solutos e gases. O tamanho das partículas caracteriza a textura do solo e a morfologia de seu arranjo em agregados determina a sua estrutura.

3.1.2 Fase Líquida

A fase líquida do solo é composta por uma solução aquosa de sais minerais e substâncias orgânicas. Em geral, não é o reservatório, principal dos íons nutrientes às plantas. Quando a planta retira íons da solução do solo sua concentração pode variar com o tempo de maneira diferente para cada nutriente e cada condição ambiental. Existe uma constante interação entre a fase sólida e líquida, regida por produtos de solubilidade e constantes de equilíbrio (REICHARDT; TIMM, 2004).

Esta fase pode ser abordada em diferentes aspectos, com destaque para o quantitativo, qualitativo e fertilidade. No aspecto quantitativo, existe a preocupação com a quantidade da água existente no solo, seu movimento em função dos gradientes de energia e permeabilidade do solo. Quanto ao aspecto qualitativo, procura-se analisar os íons nela dissolvidos e os efeitos da sua concentração no comportamento do solo e das plantas. Já sob o aspecto da fertilidade, a água é o veículo de absorção dos nutrientes que são liberados da fase sólida.

A fase líquida também se apresenta conforme seu estado energético sob duas formas: adsorvida e capilar. A água adsorvida cobre as partículas sólidas e apresenta-se sob a forma de filmes muito finos. O fenômeno interfacial de adsorção resulta da diferença entre as forças de atração ou de repulsão que ocorrem entre as moléculas de íons de diferentes fases e sobre uma superfície de contato. É este fenômeno responsável pela forte retenção de água pelos solos argilosos e sucções elevadas. Segundo Daian (1986), esta fase não pode ser assimilada a uma fase líquida no sentido habitual devido às moléculas serem depositadas no meio poroso, pelo menos na vizinhança da parede de maneira bidimensional.

A água capilar é retirada dos poros pelas forças capilares e participa diretamente das transferências de massa na medida em que forma um conjunto contínuo. A interfase água - gás forma um ângulo típico com a interfase água-sólido, nomeado ângulo de contato. Já sobre a interfase água-líquido-gás atua o fenômeno de tensão superficial. A água líquida do meio poroso está em contato com as matérias sólidas e gasosas, formando um grande número de meniscos capilares sob a interfase líquido - gás (SOARES, 2009).

3.1.3 Fase Gasosa

A fase gasosa é formada pelo ar do solo ou da atmosfera do solo. Sua composição química é semelhante à da atmosfera livre, junto à superfície do solo, apresentando, porém, diferenças sobretudo nos teores de O₂ e CO₂. O oxigênio é consumido por microrganismos e pelo sistema radicular das plantas superiores, ao contrário do CO₂ que é liberado em processos metabólicos, por isso, seu teor em geral é mais alto que na superfície do solo (REICHARDT; TIMM, 2004).

Enquanto na atmosfera existem aproximadamente 400 ppm de CO₂, no ar do solo pode haver de 10 a 20 vezes mais, tornando o solo um importante fonte de CO₂ para a atmosfera, e para o ecossistema do qual faz parte. Segundo Soares (2009), as concentrações da fração gasosa do solo variam em razão das trocas com o exterior e de fenômenos de evaporação e condensação.

A simples ocorrência da fase gasosa no solo não implica, necessariamente, que o solo tenha aeração adequada, pois é um processo dinâmico e, portanto, devem existir trocas gasosas entre a atmosfera interna e externa, por intermédio de dois mecanismos: difusão (movimento dos gases em resposta ao gradiente de pressão parcial) e fluxo de massa (movimento dos gases em resposta ao gradiente de pressão total dos gases). A interação entre a fase sólida e líquida é regida por produtos de solubilidade e constantes de equilíbrio. Já as fases líquida e gasosa são complementares e, juntas, formam a porosidade total do solo.

3. 2 Parâmetros Físicos do Solo

Segundo Oliveira *et al.* (2013), as propriedades físicas do solo têm variação natural no espaço devido as características pedogênicas e essa variação pode aumentar quando as práticas de manejo são levadas em consideração. A manutenção da qualidade do solo é de primordial importância para a estabilidade, sustentabilidade e rendimento das plantas nos ecossistemas naturais e agrícolas (SILVA *et al.*, 2016).

A textura constitui a fase mineral sólida do solo, é expressa em porcentagens de argila, silte e areia e tem sido utilizada como sinônimo de granulometria do solo. Tem grande influência no volume de água que pode ser armazenado para utilização pelas plantas e na velocidade de infiltração da água no perfil do solo.

A classe textural dos solos varia muito pouco ao longo do tempo. As mudanças somente ocorrerão se houver modificações da composição do solo devido à erosão seletiva ou processos

de intemperismo, que ocorrem em escala de séculos a milênios. Portanto, o uso e o manejo do solo afetam muito pouco a textura. A fração de argila pode ser determinante, pois possui maior área específica, que proporciona maior atividade em processos físico-químicos, e suas partículas absorvem água por serem carregadas negativamente. Já as partículas de silte e areia tem sua importância na macroporosidade do solo (RICHARDT; TIMM, 2004).

A estrutura do solo refere-se ao agrupamento das partículas minerais e matéria orgânica em agregados ou unidades estruturais, definindo a geometria dos espaços porosos. Quanto melhor for a distribuição porosa, maior será sua capacidade em suprir as raízes das plantas de água, ar, calor e nutrientes (PREVEDELLO, 1996; KLAR, 1998). A agregação das partículas está relacionada à disponibilidade de água e ar para as raízes e organismos edáficos, além da resistência mecânica à penetração (VIEIRA *et al.*, 2010). Solos bem estruturados são mais resistentes às ações das precipitações e manejos agrícolas, proporcionando um bom desenvolvimento e produção das culturas agrícolas.

A estrutura do solo, conceitualmente, não é um fator de crescimento das plantas ou indicativo direto da qualidade ambiental (REINERT; REICHERT, 2006). Porém, está relacionada indiretamente com praticamente todos os fatores que agem sobre eles. O suprimento de água, a aeração, a disponibilidade de nutrientes, a atividade microbiana e a penetração de raízes, dentre outros, são afetados pela estrutura dos solos.

3.2.1 Índices Gravimétricos do Solo

A caracterização da composição física de um solo consiste na quantificação dos teores, tanto em massa como em volume, dos componentes nele contidos e no cálculo de alguns parâmetros derivados. Estudos referentes à caracterização da composição física de um solo podem ser feitos com amostras indeformadas ou deformadas, nas quais são estabelecidas relações entre a massa e o volume.

A massa total (m_t, kg) de uma amostra de solo é dada pela soma das massas dos seus componentes: massa das partículas sólidas (m_s, kg); massa da água (m_a, kg) e massa do ar (m_{ar}, kg). Como a densidade do ar é muito menor que a dos demais componentes do solo, a sua massa é normalmente desprezada. Assim:

$$m_t = m_s + m_a + m_{ar} \approx m_s + m_a \quad (1)$$

A umidade gravimétrica (U , kg kg⁻¹) de uma amostra de solo é a relação entre a massa da água e a massa dos sólidos nela contidos:

$$U = M_a/M_s \quad (2)$$

3.2.2 Índices Dessimétricos do Solo

O volume total do solo V (m³) de uma amostra de solo, coletada em um anel cilíndrico, é dada pela fórmula: $\pi \cdot r^2 \cdot h$, onde r é o raio e h a altura do anel. Esse volume pode ser subdividido nas frações do volume ocupadas pelos sólidos (V_s , m³m⁻³), volume ocupado pela água (V_a , m³ m⁻³) e pelo ar (V_{ar} , m³ m⁻³), e o conjunto dos volumes de água e ar é denominado de volume de poros (V_p , m³ m⁻³):

$$V_p = V_a + V_{ar} \quad (3)$$

$$V = V_s + V_a + V_{ar} \quad (4)$$

A massa específica do solo ou densidade aparente (ρ_s , kg m⁻³) corresponde a massa de partículas sólidas por unidade de volume total do solo:

$$\rho_s = \frac{m_s}{V} \quad (5)$$

A densidade do solo varia com a textura e a estrutura, sendo afetada pelo manejo e compactação do solo. Com ela pode-se transformar o conteúdo gravimétrico de água no solo em altura de lâmina de irrigação. O uso principal da densidade do solo é como indicador da compactação, assim como medir alterações da estrutura e porosidade do solo. Os valores normais para solos arenosos variam de 1,2 a 1,9 g cm⁻³, enquanto solos argilosos apresentam valores mais baixos, de 0,9 a 1,7 g cm⁻³. Valores de ρ_s associados ao estado de compactação com alta probabilidade de oferecer riscos de restrição ao crescimento radicular situam-se em torno de 1,65 g cm⁻³ para solos arenosos e 1,45 g cm⁻³ para solos argilosos.

A massa específica das partículas do solo (ρ_p , kg m⁻³) expressa a relação entre a quantidade de massa de partículas sólidas por unidade de volume de sólido:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (6)$$

Essa propriedade depende principalmente da sua composição química e mineralógica.

3.2.3 Índices Volumétricos do Solo

A umidade volumétrica do solo (θ , m³ m⁻³) é a relação entre o volume de água numa amostra do solo e o volume total da amostra:

$$\theta = U \cdot \rho_s \quad (7)$$

Porosidade do solo (α , m³ m⁻³) corresponde a fração de volume de solo ocupada por água e ar:

$$\alpha = \frac{V_a + V_{ar}}{V} \quad (8)$$

Porosidade de aeração (β , m³ m⁻³) consiste na porosidade livre de água, ou seja, é a fração de volume de uma amostra de solo ocupada por ar:

$$\beta = \frac{V_{ar}}{V} \quad (9)$$

Índice de vazios ε consiste na relação entre o volume de poros e o volume das partículas sólidas do solo.

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_s} \quad (10)$$

3.3 Dinâmica da Água no Solo

O estado de energia da água no solo está subordinado à atuação de diversas forças que, juntas, compõem o potencial total da água no solo, compreendido como a quantidade de

trabalho que deve ser realizado, por unidade de massa e volume para transportar, reversível e isotermicamente, uma quantidade infinitesimal de água desde um reservatório de água pura em um nível determinado e à pressão atmosférica, para um ponto considerado dentro do sistema solo-planta-atmosfera (LIBARDI, 2005).

Existem distinções importantes com relação ao fluxo de água saturado e não saturado no solo. No fluxo saturado, a umidade é constante, e é igual à porosidade ($\theta = \alpha$), a condutividade hidráulica é constante, e apenas as componentes gravitacional e de pressão do potencial total são consideradas. Estando o solo saturado, a água sempre estará sob pressões positivas ou nulas. Já para o fluxo não saturado têm-se a umidade variável, abaixo do valor de saturação, que engloba a maioria dos processos que envolvem o movimento da água no solo, dentro ou fora de uma cultura. Essas variações de umidade do solo durante o movimento da água envolvem funções complexas entre as variáveis umidade (θ), potencial hidráulico total (H), condutividade hidráulica (K) e difusividade (D), que podem ser afetadas por fenômenos de histerese (RICHARDT; TIMM, 2004).

3.3.1 Equação de Darcy – Buckingham

Em 1856, o engenheiro hidráulico Henry Darcy foi o primeiro a desenvolver uma equação (equação 11) que possibilitasse a quantificação do movimento da água em materiais porosos saturados, através da infiltração vertical de colunas de solo homogêneo. Ele verificou que a densidade do fluxo é diretamente proporcional ao gradiente de potencial hidráulico no solo, sendo a constante de proporcionalidade denominada de condutividade hidráulica.

$$q = \frac{V}{At} = -K\nabla H \quad (11)$$

Sendo q a densidade do fluxo da água (mm dia^{-1}), V o volume, A , a área da secção transversal da coluna, t o tempo, K a condutividade hidráulica do solo (mm dia^{-1}), e ∇H o gradiente de potencial hidráulico (mm^{-1}).

Buckingham (1907), com base na teoria de fluxos de calor e elétrico, teorizou a equação de Darcy para o fluxo de água em meios porosos não saturados, introduzindo uma relação funcional entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo e, igualmente, entre o potencial mátrico e a umidade do solo. Gardner e Widtsoe (1921) desenvolveram a forma diferenciada da equação de Darcy – Buckingham, que considerava somente o gradiente de tensão nos capilares. Escrita como:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (12)$$

Em que x é a coordenada horizontal de posição para casos de fluxo horizontal e que pode ser substituída por z , coordenada de posição para fluxo vertical e $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica dos poros do solo em função da umidade volumétrica (LIBARDI, 1995; PREVEDELLO, 1996; RICHARDT; TIMM, 2004).

3.3.2 Equações da Continuidade e de Richards

A equação de Darcy – Buckingham é válida para condições de regime permanente. Contudo, as situações na natureza em uma maioria são transientes. Para fluxos transientes é usada a equação da continuidade, que estabelece matematicamente que não pode haver nem criação nem destruição da massa, isto é, a equação da conservação de massa, uma vez que na ciência do solo o maior interesse está em determinar a variação da umidade com o tempo em um ponto qualquer. A saber:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (13)$$

ou

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \vec{H} \quad (14)$$

A equação de Darcy-Buckingham substituída na equação da continuidade fornece uma equação diferencial geral que rege o movimento da solução do solo em meios isotrópicos com relação a $K(\theta)$ e a equação de Richards, escrita como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot [K(\theta) \vec{\nabla} H] \quad (15)$$

Contudo, quando a densidade do fluxo ocorre somente na direção vertical z e não ocorre extração pelas raízes, a equação de Richards torna-se:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} - K(\theta) \right] \quad (16)$$

em que, $C(h) = \frac{\partial h}{\partial t}$ é a capacidade capilar e h o potencial matricial.

3.4 Propriedades Hidrodinâmicas do Solo

O conhecimento e a determinação das propriedades hidrodinâmicas do solo são de grande importância para a descrição e predição dos processos de transporte da água e solutos (MEURER, 2014). Também influenciam nos processos hidrológicos, incluindo a infiltração, a erosão e a redistribuição de umidade (SILVA JUNIOR *et al.*, 2013), que são parâmetros fundamentais para se compreender e modelar os processos de infiltração e evapotranspiração (ANGULO-JARAMILLO *et al.*, 2000). Em contextos agrícolas, o manejo da irrigação, a drenagem e o crescimento e a atividade das plantas requerem informações cruciais destas propriedades (DE MELO MOREIRA; PEDROLLO, 2015), que por sua vez permitem a modelagem do fluxo de água na zona vadosa (D' EMILIO *et al.*, 2018).

Dentre estas propriedades destacam-se a curva de retenção e a condutividade hidráulica de água no solo, que estão diretamente relacionadas à produtividade das culturas, dada a sua forte correlação com o sistema poroso do solo, onde ocorre o deslocamento de água e ar para a rizosfera das plantas. Na zona não saturada ou vadosa, são responsáveis por controlar o fluxo de água no solo e influenciam a redistribuição da precipitação pluviométrica e vários processos geomorfológicos, geoquímicos ou ecológicos (ANTONINO *et al.*, 2001). Dessa forma, o conhecimento da magnitude da variabilidade destas propriedades tem sido buscado incessantemente.

3.4.1 Condutividade Hidráulica da Água no Solo

Libardi (2005) definiu a condutividade hidráulica como uma característica do solo que traduz a sua intensidade de conduzir água. Pode ser determinada para a condição saturada, ou seja, quando todos os poros estão cheios de água, ou para a condição não saturada, isto é, quando apenas parte dos poros estão preenchidos por água. Hillel (1971) afirmou que a condutividade hidráulica não é apenas uma propriedade do solo, mais sim do conjunto solo e fluido.

Para os meios porosos não saturados, a condutividade hidráulica é uma característica do solo que não pode ser medida diretamente, por ser extremamente dependente da extensão e organização dos poros, resultante da acomodação de suas partículas e de seus agregados (HAVERKAMP *et al.*, 1999), variando de acordo com a quantidade de água presente nos seus vazios. Dessa forma, pode ser expressa como função das propriedades do meio poroso,

especialmente da textura do solo, das propriedades do fluido transportado e da umidade do solo, conforme a equação 17.

$$K(\theta) = \left(\frac{\kappa \rho g}{\mu_{vd}} \right) \cdot K_r(\theta) \quad (17)$$

onde $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica [$L \cdot T^{-1}$], κ a permeabilidade intrínseca [L^2], ρ é a massa específica da água [$M \cdot L^{-3}$], g é a aceleração da gravidade [$M \cdot T^{-2}$], μ_{vd} a viscosidade dinâmica da água [$M \cdot T^{-1} \cdot L^{-1}$] e μ_{vd} é definida como a permeabilidade relativa, que varia entre 0 e 1. A permeabilidade relativa considera a dependência da condutividade hidráulica em função da umidade (θ) ou do potencial matricial (h).

A estimativa da condutividade hidráulica do solo não saturado consiste na relação entre a umidade volumétrica ou potencial matricial e a condutividade hidráulica saturada. Em geral, é feita a partir do valor de K_s e de modelos estabelecidos para a curva de retenção de água no solo. Estes modelos de predição são baseados nas leis de Laplace e de Poiseuille, as quais relacionam respectivamente a pressão da água e a velocidade poral média com o tamanho dos poros (FUENTES *et al.*, 2001). Dentre as equações paramétricas desenvolvidas ao longo do tempo para determinação da $K(\theta)$ destacam-se os modelos de van Genuchten (1980) e Brooks e de Corey (1964):

van Genuchten (1980)

$$K(S_e) = K_s S_e^2 \cdot \left[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m \right] \quad (\text{hipótese de Burdine}) \quad (18)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \cdot \left[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m \right]^2 \quad (\text{hipótese de Mualem}) \quad (19)$$

Brooks e Corey (1964)

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (20)$$

onde S_e é a saturação efetiva do solo.

3.4.1.1 Propriedades Físicas do Solo que Influenciam a Condutividade Hidráulica Saturada

O valor máximo da condutividade hidráulica é atingido quando o solo se encontra saturado, e é denominado de condutividade hidráulica saturada - K_s (REICHARDT, 1990). Devido a sua importância em informar sobre a capacidade de transporte de água, solutos e substâncias químicas no solo deve ser bem caracterizada, pois de um modo geral, seu valor é usado nos cálculos de fluxos no solo (MESQUITA; MORAES, 2004). Sua determinação em laboratório e campo produz resultados com elevada dispersão, o que indica que esta propriedade é altamente variável.

A K_s de um solo é determinada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água, tornando-se dependente, portanto, da forma, quantidade, distribuição e continuidade dos mesmos. As medidas da K_s e da macroporosidade do solo são provenientes do mesmo espaço poroso, portanto, entre estas variáveis, é de se esperar que haja uma correlação, uma vez que são relatadas, inclusive, para uma mesma escala de comprimento interno da geometria porosa. Contudo, Mesquita e Moraes (2004) destacaram que a K_s pode descrever o sistema poroso de um solo, mas não a porosidade total. O que se pode afirmar é que, de um modo geral, os maiores valores de K_s são encontrados juntamente com os maiores valores de porosidade. Além disso, nos macroporos predomina a força de gravidade em relação à força de capilaridade, relativa ao movimento de água no solo (BEVEN; GERMANN, 1982).

Outro fator de significativa importância é a continuidade dos poros para o fluxo, pequenos poros podem conduzir mais quando são poros contínuos, enquanto poros maiores em uma dada seção podem não contribuir para o fluxo quando apresentam descontinuidade no solo (BOUMA, 1982). Dessa forma, a classificação por tamanho não reflete o importante padrão de continuidade dos poros no solo. Além disso, Mesquita e Moraes (2004) explicaram que elevados valores de K_s encontrados onde ocorreram maiores valores de densidade do solo podem refletir a importância da continuidade dos macroporos para o fluxo de água na saturação.

Ressalta-se que a vegetação afeta diretamente a variabilidade da K_s , pois pode alterar a estrutura do solo, influenciado pela presença de macroporos ou zonas de fluxos preferenciais, principalmente devido ao efeito das raízes. Ademais, a morfologia, a orientação e o tamanho dos sistemas radiculares dos vegetais podem afetar a K_s .

3.4.2 Curva de Retenção de Água no Solo

A curva de retenção de água no solo - CRAS, expressa a relação entre a umidade do solo, a base de massa ou volume e o potencial mátrico correspondente (CHILDS, 1940). De difícil caracterização, tanto pelo tempo que se consome nas análises quanto pela intrínseca modificação da amostra devido à histerese, é extremamente importante em quaisquer estudos que envolvam água no solo (MORAES; LIBARDI, 1993).

A retenção de água é um importante indicador da qualidade física do solo, sendo um reflexo da geometria porosa e está diretamente relacionada com o desenvolvimento das plantas (SILVA *et al.*, 2010; DEBNATH *et al.*, 2012; MEURER, 2014). Através desta propriedade é possível estimar a porosidade, a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente, a água disponível, a condutividade hidráulica do solo não saturado e o balanço hídrico, determinando-se a variabilidade de armazenamento de água no solo (COSTA; OLIVEIRA e KATO, 2008; SÁ *et al.*, 2010; REZAEI; SHABANPOUR e DAVATGAR, 2011).

Na matriz do solo, a retenção de água é conduzida por duas forças: as forças capilares (ocorrem nos poros capilares do solo) e as forças de adsorção (ocorrem nas superfícies dos sólidos do solo), as quais são denominadas forças mátricas, dando origem ao termo potencial mátrico de água no solo, que se encontra na faixa de -10 a -33 kPa, dependendo da textura e estrutura do solo. O solo saturado em equilíbrio com a água e sob pressão atmosférica, ao ser submetido a uma força de sucção terá parte de sua água drenada e parte dos poros ocupada pelo ar. Com aumentos gradativos da sucção, os poros menores perderão água e ocorrerá a entrada de mais ar, isso diminuirá a espessura da película de água envolvente das partículas e aumentará a força de adsorção, exigindo cada vez maiores sucções para retirar a água dos poros (DEXTER, 2004a; TAVARES; FELICIANO e VAZ, 2008).

A obtenção da CRAS pode ser feita em campo (*in situ*) ou em laboratório, com o uso de variados métodos, dentre estes: funil de Buchner, mesa de tensão, câmara de pressão de Richards, psicrômetro termopar e TDR (Time Domain Reflectometry), associados a tensiômetros. Sua determinação também pode ser realizada por métodos indiretos, como, por exemplo, as funções de pedotransferência (FPTs) que consistem em prever a CRAS através de propriedades do solo facilmente disponíveis.

A determinação da CRAS geralmente não é unívoca e pode ser obtida por dois métodos distintos: através da drenagem crescente de uma amostra de solo inicialmente saturada

(dessorção), ou por intermédio do umedecimento gradual de uma amostra de solo inicialmente seca (sorção). Em ambos os métodos, a quantidade de água retida pelo solo, para uma determinada condição de equilíbrio energético, depende da distribuição e tamanho dos poros e, portanto, é função do potencial matricial. Ademais, é dependente de propriedades do solo, como a matéria orgânica, a granulometria e a composição mineralógica, e das condições, como volume, distribuição dos vazios, micro e macroestrutura, microfissuras, pH, composição da fase líquida e temperatura.

A CRAS é representada por um gráfico, construído em laboratório, que relaciona o potencial matricial versus a umidade do solo a base de massa ou de volume (CHILDS, 1940; BITTELLI; FLURY, 2009; GUBIANI *et al.*, 2012). Contudo, quando as curvas são representadas graficamente, tanto para a trajetória de dessorção quanto para a trajetória de sorção, observa-se que elas não coincidem e os valores de umidade para a trajetória de dessorção são maiores que os da trajetória de sorção para a mesma sucção. Essa diferença é chamada de histerese, e pode ser atribuída ao efeito do ângulo de contato, irregularidades geométricas dos poros, bolhas de ar presentes nos vazios do solo e mudanças na estrutura do solo causadas por fenômenos de expansão e ressecamento (HILLEL, 1971). Para contornar parcialmente esse problema usa-se a curva de sorção para descrever os fenômenos de molhamento, a exemplo da infiltração, e a curva de dessorção quando o fenômeno é de secamento, a exemplo da evaporação (REICHARDT; TIMM, 2004).

Dentre as várias expressões propostas na literatura para representar a curva de retenção de água no solo, a equação de van Genuchten (1980) é atualmente a mais utilizada. Uma vantagem desta equação sobre outras expressões (por exemplo, Brooks e Corey, 1964) é que a inclinação da curva de retenção de água no solo é contínua, evitando problemas de convergência em problemas numéricos de fluxo saturado-insaturado (WANG; ZHANGA, 2012). Este modelo é escrito como:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} \quad (21)$$

onde θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) é a umidade do solo em um dado potencial matricial h (cm), θ_s e θ_r são, respectivamente as umidades de saturação e residual ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), n é o fator de forma da curva que controla a inclinação da curva de retenção em forma de S, m é um fator de forma empírica relacionado a n e α (cm^{-1}) é um parâmetro empírico de escala relacionado ao inverso da sucção de entrada de ar.

Para determinação dos parâmetros de forma, as hipóteses de Burdine (1953), e Mualem (1976) são as mais utilizadas.

$$\text{Burdine (1953): } m = 1 - \frac{2}{n} \qquad \text{Mualem (1976): } m = 1 - \frac{1}{n}$$

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

3.4.2.1 Fatores que Influenciam a Curva de Retenção de Água no Solo

A retenção de água no solo é afetada por uma série de fatores, que vão desde a distribuição relativa do tamanho, da forma e do arranjo das partículas do solo (SALTER; WILLIAMS, 1965; REEVE *et al.*, 1973; SHARMA; UEHARA, 1968) até a composição e concentração de solutos na solução do solo, no caso deste conter argilas expansivas (EL-SWAIFY; HENDERSON, 1967; THOMAS; MOODIE, 1962). Ainda que estes fatores possam ser altamente variáveis em uma mesma unidade pedológica, quando se analisa uma amostra de várias repetições consideradas, está também pode sofrer alterações na curva de retenção, seja por fenômenos de histerese, às vezes tão significativos quanto a própria variabilidade espacial do solo (ROYER; VACHAUD, 1975).

Dentre as propriedades físicas relacionadas à construção da CRAS, a textura merece especial atenção, por determinar a área de contato entre as partículas sólidas e a água, determinando, preponderantemente a distribuição do diâmetro dos poros (RICHARDS; TIMM, 2004). Dessa forma, quanto maior for o percentual de argila, maior será, em geral, o conteúdo de umidade retido em um dado potencial matricial e, mais suave será a inclinação da curva, devido a uma distribuição mais uniforme do tamanho dos poros. Já em solos arenosos, normalmente, existe a predominância de macroporos, sendo mais rapidamente esvaziados a baixas tensões, o que explica a inclinação acentuada da CRAS (HILLEL, 1970). Os solos de textura fina ou argilosa retém mais água quando comparados aos solos arenosos. Essa condição é prevista pelo fato de possuírem maior porcentagem de material coloidal, maior espaço poroso e superfície absorviva muito maior que os solos de textura mais arenosa (CARLESSO; ZIMMERMANN, 2000).

Hillel *et al.* (1972), explicaram que para altos teores de água no solo, nos quais os fenômenos de capilaridade são importantes, a CRAS depende do arranjo e dimensões dos poros. Passa a ser, então, uma função da densidade e da porosidade do solo. Já para baixos teores de água, a CRAS praticamente independe da estrutura do solo, dependendo dos fenômenos de adsorção, que são mais influenciados pela textura e superfície específica. Conforme Vasconcellos (1993), o grau de compactação do solo também influencia a retenção de água, uma vez que, normalmente, acarreta a redução da porosidade total do solo, em decorrência da diminuição da macroporosidade. Dessa forma, o conteúdo de água de saturação e os teores de água a baixos potenciais são reduzidos. Com relação à densidade do solo, independente da textura, há normalmente a ocorrência de grandes decréscimos da água disponível em densidades elevadas.

A matéria orgânica em seu estado coloidal pode reter até 4,4 vezes o valor da sua massa em água. Com isso, o percentual de matéria orgânica presente em um solo pode aumentar ou diminuir sua capacidade de retenção de água, especialmente em solos de textura fina, uma vez que em solos argilosos a matéria orgânica tende a formar microagregados estáveis que se assemelham em tamanho ao silte grosso (JARMISON; KLOTH, 1958). Já para os solos arenosos, acréscimos na matéria orgânica não aumentam a capacidade de armazenar água disponível, pois a maior parte da água retida em materiais orgânicos é extraída por sucções superiores à sucção do ponto de murcha (JARMISON, 1953).

Variações na temperatura do ar no ato da elaboração da CRAS, isto é, com as amostras no funil de Buchner ou na câmara de pressão de Richards, também afetam a retenção de água, uma vez que a intensidade das forças que retêm a água no solo a um dado potencial matricial é dependente da temperatura. A tensão superficial diminui com a temperatura, o que leva à redução da umidade (MORAES; LIBARDI, 1993).

3.5 Infiltração de Água no Solo

A infiltração é o processo pelo qual a água entra no solo, que perdura enquanto houver disponibilidade de água em sua superfície, determinando o balanço de água na zona das raízes (REICHARDT; TIMM, 2004). Ela constitui um dos principais fluxos do ciclo hidrológico e é um dos principais processos que afetam o balanço hídrico do solo (CAMPBELL, 1985; LAL e SHUKLA, 2004; MORBIDELLI *et al.*, 2011; HILLEL, 2013). A infiltração da água para as camadas mais internas do solo tem interferência direta na recarga dos lençóis freáticos. A

depende da classificação do solo e de seus componentes, essa condução pode ser mais simples ou mais dificultosa (SOUZA; RODRIGUES, 2014).

O fenômeno de infiltração influencia vários processos e funções do solo, incluindo a disponibilidade de água e nutrientes para as plantas, a atividade microbiana, as taxas de erosão, o intemperismo químico e as trocas térmicas e gasosas entre o solo e a atmosfera (CAMPBELL, 1985). Controla vários dos objetivos das Nações Unidas para a sustentabilidade (KEESSTRA *et al.*, 2016). A quantificação e conhecimento da taxa de infiltração da água no solo é de suma importância para a previsão de eventos extremos (inundações, erosões) e transporte de poluentes.

A infiltração é influenciada, em menor ou maior grau, por diversos fatores relacionados ao solo, como as propriedades físicas e hidrodinâmicas, principalmente a textura e a estrutura, que influenciam expressivamente a dinâmica da água no solo, sendo o tamanho das partículas e a macroporosidade os atributos mais importantes (SILVA; KATO, 1997). A cobertura e o uso do solo podem exercer efeitos positivos ou negativos sobre as condições de infiltração (RICHARDTS; TIMM, 2004). Os processos que compõem o ciclo hidrológico, desde a infiltração até a evapotranspiração, e até escoamento superficial, são dependentes do meio físico no qual se encontram (TUCCI, 2007).

Durante eventos de chuvas, a infiltração e o escoamento superficial são altamente dependentes das condições de contorno, ou seja, da intensidade da chuva e das propriedades hidrodinâmicas do solo. Se a intensidade da chuva é menor que a capacidade de infiltração do solo, a água se infiltrará completamente no solo, sem a ocorrência de escoamento (HILLEL, 2013). Nesse caso, a taxa de infiltração se alinha com a intensidade da chuva. Caso contrário, se a intensidade da precipitação exceder a taxa de infiltração do solo em um determinado momento, será gerado excesso de água mesmo que o perfil do solo esteja insaturado.

O termo taxa de infiltração (i) refere-se à quantidade de água que atravessa a unidade de área da superfície do solo por unidade de tempo. Durante o processo de infiltração (estando o solo inicialmente seco), a taxa de infiltração tende a decrescer com o tempo, atingindo um valor final constante, chamado de capacidade de infiltração (LIBARDI, 2005). Em solos secos, as taxas iniciais de infiltração são substancialmente mais altas que a condutividade hidráulica saturada da camada superficial devido aos efeitos capilares que controlam a sorvidade do solo. No entanto, à medida que a infiltração prossegue, o gradiente entre a pressão na superfície do

solo e a pressão abaixo da superfície molhada diminui, de modo que a taxa de infiltração finalmente atinge um valor constante que se aproxima da condutividade hidráulica saturada (CHOW *et al.*, 1988).

3.5.1 Modelos de Infiltração de Água no Solo

Existem diversas equações propostas para expressar a lei de infiltração da água no solo, desenvolvidas empiricamente ou a partir de considerações físicas, que se aplicam somente a solos homogêneos e que permanecem homogêneos durante o processo.

3.5.1.1 Modelo de Green e Ampt (1911)

O modelo de Green e Ampt (1911) foi desenvolvido com base na equação de Darcy-Buckingham, assumindo-se que, no decorrer do processo de infiltração, mantendo-se uma carga hidráulica constante na superfície do solo, existe uma frente de molhamento nítida e precisamente definida, atrás da qual o solo se encontra uniformemente saturado com condutividade hidráulica e potencial mátrico constantes, independente do tempo e posição, e é igual ao valor do potencial mátrico antes da infiltração.

Estes autores, com o intuito de tornar uma solução analítica possível para o seu modelo de infiltração, assumiram a hipótese de que o perfil de umidade apresenta uma curva em forma de degrau. A relação entre a infiltração acumulada (I) e o tempo de infiltração (t) é dada por:

$$\frac{I - C \ln\left(1 + \frac{I}{C}\right)}{A} \quad (22)$$

Na qual, os valores das constantes A, B e C são determinados a partir das equações 23 e 24, através da regressão linear da taxa de infiltração (i) em função de 1/L.

$$i = \frac{di}{dt} = A + \frac{B}{L} \quad (23)$$

$$C = \frac{(\Delta\theta)B}{A} \quad (24)$$

Derivando a equação (23) em função do tempo, obtêm-se a taxa de infiltração em função da infiltração acumulada, escrita como:

$$i = \frac{A(C+I)}{I} \quad (25)$$

em que $\Delta\theta$ representa a variação de umidade, θ_i a umidade inicial e o θ_s a umidade de saturação.

3.5.1.2 Modelo de Kostiakov (1932)

O modelo de Kostiakov (1932) está entre um dos mais utilizados de maneira empírica. É considerado muito útil em aplicações de irrigação, devido à sua simplicidade e ao fato de ajustar-se razoavelmente bem para uma grande quantidade de solos, para curtos intervalos de tempo. A taxa de infiltração e a infiltração cumulativa são dadas pelas equações 26 e 27:

$$i = \vartheta K_s t^{\vartheta-1} \quad (26)$$

$$I = K_s (t^\vartheta) \quad (27)$$

em que, ϑ é definida como a taxa decrescente da infiltração no decorrer do tempo, K_s a condutividade hidráulica do solo saturada, medida (mm.s^{-1}), e I a infiltração acumulada (mm).

3.5.1.3 Modelo de Kostiakov-Lewis (1945)

Com o objetivo de solucionar o problema de a taxa de infiltração tender a zero para longos períodos de tempo, foi proposta uma correção para a equação de Kostiakov, que ficou conhecida como modelo de Kostiakov-Lewis.

$$I = K_s t^\vartheta + i_f t \quad (28)$$

$$i = K_s t^{\vartheta-1} + i_f \quad (29)$$

Neste caso, os parâmetros da equação de infiltração (K_s e ϑ) são estimados por regressão linear.

3.5.1.4 Modelo de Horton (1940)

O modelo descrito por Horton (1940) é um dos mais clássicos modelos de infiltração. Através de uma relação exponencial, que é válida apenas quando o solo está submetido a uma precipitação inferior ou igual a capacidade de infiltração, Horton formulou empiricamente o decréscimo da infiltração ao longo do tempo, como apresentado na expressão abaixo:

$$i(t) = i_f + (i_i + i_f)e^{-\beta t} \quad (30)$$

$$I = i_f t + \left(\frac{i_i - i_f}{\beta}\right)(1 - e^{-\beta t}) \quad (31)$$

Onde: i_i é a taxa de infiltração inicial em $t = 0$, i_f é a taxa de infiltração final ou velocidade básica de infiltração (a qual se aproxima de um valor constante e muito próximo a condutividade hidráulica da saturação) e β é a constante de decaimento. O sinal negativo indica que a taxa de infiltração está decrescendo ao valor final constante, e a determinação dos parâmetros (i_i , i_f e β) pode ser feita por meio de quaisquer três observações separadas de pares de valores simultâneos de i e t .

3.5.1.5 Modelo de Philip (1955 e 1957)

Este modelo apresenta significado físico em seus parâmetros baseado na solução da equação de Richards. Philip considerou dois tipos de infiltração, a horizontal e a vertical, para obter a equação do perfil de umidade e, então, a da lei de infiltração. Para estimar a taxa de infiltração no sentido horizontal, a seguinte equação foi obtida em 1955:

$$i = \frac{S}{2\sqrt{t}} \quad (32)$$

Sendo S a sorvidade, dada por:

$$\int_{\theta_0}^{\theta_1} \eta d\theta \quad (33)$$

Sendo θ_1 conteúdo de água em $x = 0$ da coluna e θ_0 o conteúdo de água na frente de umedecimento ($x = x_f$).

Para estimar a taxa de infiltração e a infiltração cumulativa no sentido vertical, Philip (1957) propôs as seguintes equações:

$$i = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + F \quad (34)$$

$$I = K_s t + S t^{1/2} \quad (35)$$

Obtidas a partir de uma solução em forma de série da equação de Richards, em que F é uma constante relacionada com a contribuição da gravidade para o movimento da água. Neste caso, F e S podem ser determinados a partir da regressão linear de x em função de $t^{-1/2}$.

4 REVISÃO DE LITERATURA

4.1 Experimentos de infiltração Beerkan a simples anel para caracterização hidráulica do solo

Na literatura, são encontrados vários modelos de infiltração unidimensionais e tridimensionais, que fazem uso de experimentos de infiltração Beerkan para caracterizar hidrodinamicamente o solo. Dada a sua simplicidade e confiabilidade, eles proporcionam uma ampla aplicabilidade para as necessidades da ciência do solo, e demais áreas da pesquisa ambiental, que requerem o conhecimento do comportamento hidráulico do solo. Alguns desses métodos são revisados neste capítulo.

4.1.1 Métodos Simplificados com Base em um Experimento de Infiltração Beerkan: TSBI e SSBI

Os modelos de infiltração tridimensionais TSBI (BAGARELLO *et al.*, 2013) e SSBI (BAGARELLO *et al.*, 2017) foram desenvolvidos para estimar a condutividade hidráulica saturada do solo a partir de dados de experimentos de infiltração Beerkan. Os modelos consistem em uma simplificação do modelo BEST (LASSABATÈRE *et al.*, 2006). As siglas TSBI (Transient SBI) e SSBI (Steady SBI) foram sugeridas para denotar esses métodos, cuja vantagem é que não requerem medições adicionais de campo e laboratório para estimar a K_s , como umidade inicial e final da água no solo, granulometria e densidade aparente.

Bagarello *et al.* (2013b; 2014a) compararam a condutividade hidráulica saturada obtida com o modelo TSBI, com dados de K_s determinados pelo BEST e o método One Ponding Depth - OPD. De acordo com esses autores, a abordagem TSBI fornece estimativas de K_s próximas às do método OPD. Especificamente, o BEST - Slope resultou em dados de K_s significativamente maiores do que TSBI, por um fator de 1,3 quando ambos os métodos foram aplicados a um conjunto de dados da Sicília e do Burundi, com um total de 192 amostras. Uma correlação estatisticamente significativa foi detectada entre K_s - BEST e K_s -TSBI ($R^2 = 0,78$), mas a linha de regressão diferiu significativamente da linha de identidade (BAGARELLO *et al.*, 2013b).

Lozano-Baez *et al.* (2018; 2019) aplicaram o modelo SSBI para investigar o efeito da restauração florestal na condutividade hidráulica do solo saturado à superfície, afim de verificar a recuperação de K_s sob condições de pré-perturbação do solo, no município de Campinas, SP. A textura do solo foi classificada, predominantemente, como franco arenosa, sob três tipos de

cobertura vegetal: pastagem, floresta restaurada e um fragmento de floresta remanescente. Os maiores valores de K_s foram observados nos sítios de floresta remanescente e os menores foram associados a sítios de pastagem. Seus resultados sugeriram que as propriedades do solo e a recuperação de K_s são afetadas pelo uso anterior da terra e isso deve ser considerado para o manejo florestal.

Prima *et al.* (2019) utilizaram o modelo SSBI para avaliar o método de infiltração tridimensional a simples anel desenvolvido por STEWART e ABOU NAJM (2018a), usando dados adquiridos para quatro solos com propriedades físicas e hidráulicas diferenciadas. Nesta pesquisa, o método SSBI mostrou-se preferencial para campanhas de campo destinadas a amostragem de grandes áreas e locais remotos, uma vez que não precisa de dados adicionais do solo e ainda fornece estimativas aceitáveis das propriedades hidráulicas do solo.

Lozano-Baez *et al.* (2020) ampliaram sua pesquisa (LOZANO-BAEZ *et al.*, 2018; 2019), utilizando a mesma localização da Mata Atlântica brasileira, com o objetivo específico de comparar a condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado, determinada com experimentos de infiltração (MDI e Beerkan). Os resultados sugeriram que, quando há evidências de repelência à água do solo (SWR), é melhor utilizar o método SSBI ao invés do BEST-Steady, para evitar o fracasso da análise dos dados no caso de string SWR. De fato, o método SSBI permitiu manter a integridade do conjunto de dados de infiltração, facilitando a comparação hidráulica entre diferentes usos do solo.

Bagarello e David (2020) aplicaram o SSBI a um solo de textura argilosa, cultivado com citros, para testar os efeitos da duração de um experimento de infiltração Beerkan na estimativa da sorvidade e K_s . Os valores de K_s obtidos pelo modelo SSBI foram semelhantes aos valores de K_s gerados pelo BEST- Steady para tempos de infiltração padrão. No entanto, para longas corridas de infiltração, os valores obtidos para K_s apresentaram uma grande discrepância entre os dois modelos. Essa discrepância foi atribuída ao fato de que mais informações sobre o processo de infiltração são utilizadas pelo BEST- Steady.

Bagarello *et al.* (2020) empregaram o SSBI em um solo franco arenoso para obter uma visão sobre os efeitos dos processos de umedecimento, perturbação e recuperação por meio de diferentes sequências de experimentos de infiltração de Beerkan. Este método mostrou-se prático e interessante, uma vez que produz estimativas de K_s que são próximas às obtidas usando métodos mais exigentes de dados, como o BEST-Steady. Isto sugere que uma intensiva

amostragem de experimentos de infiltração espacial e temporal de campo pode ser feita com um esforço praticamente sustentável para obter informações robustas sobre K_s .

Pereira *et al.* (2020) empregaram unicamente o modelo SSBI para investigar o comportamento da condutividade hidráulica saturada e alguns atributos hidrofísicos do solo, sob diferentes coberturas: terras agrícolas, florestas restauradas e um fragmento de floresta degradada. As áreas avaliadas estão localizadas no município de Rio Claro, SP. Os resultados confirmaram que a recuperação do funcionamento hidrológico do solo em processo de restauração florestal pode ser relativamente lenta e intensificado pelo uso agrícola anterior, aumentando o tempo para a recuperação de K_s e dos atributos hidrofísicos do solo.

Yilmaz (2021) propôs uma nova abordagem para calcular uma aproximação do parâmetro α^* com base na forma da assíntota do estado estacionário da infiltração cumulativa de Beerkan. Este parâmetro foi testado nos modelos TSBI e SSBI em mais de 32 experimentos Beerkan selecionados do banco de dados Soil World Infiltration Global (SWIG). O método SSBI estimou a K_s com uma precisão próxima àquela estimada com os métodos BEST, com fatores de correlação entre K_s estimado com os métodos BEST- Slop e Steady de 0,982 e 0,994, respectivamente. Para o método TSBI, os fatores de correlação entre os valores de K_s calculados com os métodos BEST foram menores: 0,858 e 0,827, respectivamente.

Martini *et al.* (2021) avaliaram os efeitos de sistemas de calagem e preparo do solo sobre os atributos hidrofísicos do solo em uma lavoura de cana-de-açúcar cultivada a longo prazo, estimando K_s com o modelo SSBI. O estudo foi realizado no Centro de Pesquisas Canavieiras do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), Ribeirão Preto, SP. Os maiores valores de K_s foram encontrados na mata nativa e no solo com preparo convencional sem calcário, em decorrência dos menores valores de densidade do solo e dos maiores valores de porosidade total e macroporosidade do solo.

4.1.2 Modelos de Infiltração tridimensionais: Wu 1 (1999) e Wu 2 (1999)

Os modelos de Wu 1 e Wu 2 (1999) são baseados na suposição de que a curva de infiltração cumulativa pode ser usada para descrever o processo de infiltração. O modelo de Wu 1 usa toda a curva de infiltração sem segregar os componentes de infiltração inicial e de estado estacionário, enquanto o modelo de Wu 2 supõe que o estado estacionário foi alcançado durante o experimento de infiltração. Assim, obtém-se os parâmetros de condutividade hidráulica do solo saturado e o parâmetro α (apenas o modelo de Wu 1).

Bagarello, Sferlazza e Sgroi (2009) realizaram uma avaliação da performance do modelo de Wu 1 (1999), comparando seus resultados com o método Two-Ponding-Depth -TPD (Reynolds e Elrick, 1990). A investigação foi realizada em um solo franco arenoso em um pomar de citrus situado em Palermo, Itália. Os resultados médios dos métodos TPD e Wu1 foram semelhantes para os parâmetros hidráulicos K_s e α . As diferenças entre esses dois métodos foram reduzidas também em termos de variabilidade relativa dos dados. Portanto, concluiu-se que o método Wu 1 é uma alternativa válida ao método TPD.

Xu *et al.* (2012) realizaram uma análise comparativa entre os parâmetros hidráulicos obtidos com os modelos de Wu 1 e Wu 2 (1999) e os modelos BEST Slope e BEST Intercept (LASSABATÈRE *et al.*, 2006), para 20 localidades da Irlanda. Os métodos BEST Slope e BEST Intercept funcionaram mal para solos arenosos. Já o modelo de Wu1 apresentou o melhor desempenho no ajuste das curvas de infiltração experimental e produziu mais casos com valores razoáveis (valores normalmente positivos) de K_s e α .

Aiello *et al.* (2014) empregaram o modelo de Wu 2 (1999) para testar a aplicabilidade do método BEST em um solo franco arenoso que sustenta um pomar jovem de citros no leste da Sicília. A razão dos valores de K_s dos modelos de Wu 2 e o BEST- Slope foi em torno de 1,1, quando as constantes de infiltração β e γ foram fixadas nos valores de 1,9 e 0,79, respectivamente. Os autores concluíram que, embora estatisticamente significativas, as diferenças foram desprezíveis do ponto de vista prático.

Díaz-Sanz, Robert e Keller (2020) aplicaram o modelo de Wu 2 (1999) para avaliar a infiltração de água em solos urbanos com vegetação e identificar os parâmetros do solo que afetam esse processo. A investigação foi conduzida em uma área de Tecnossolos e Antrossolos, situada em Marselha, França. Concluíram que o conteúdo de matéria orgânica pode afetar a K_s com vegetação recente e a K_s pode avaliar o escoamento em solos urbanos, de modo que o planejamento espacial deve considerar a K_s de solos urbanos com vegetação.

Ribas *et al.* (2021) também aplicaram o modelo de Wu 2 (1999) a solos urbanos, com objetivo de avaliar a capacidade de infiltração de um pavimento asfáltico permeável e caracterizá-lo hidraulicamente. Os valores de K_s variaram de $2,39 \text{ mmh}^{-1}$ a $397,40 \text{ mmh}^{-1}$, com média de $69,50 \text{ mmh}^{-1}$, com uma distribuição assimétrica positiva.

4.1.3 Modelos Unidimensionais de Infiltração de Água no Solo

Failache e Zuquette (2021) empregaram o modelo de Philip (1957) na avaliação da eficiência de diferentes modelos para estimar as taxas de infiltração de água em solos Ferralic Arenosols e Rhodic Ferralsols na região sudeste do Brasil, assim como a influência de nove tipos de uso do solo e práticas de manejo na modelagem da infiltração. Os diferentes tipos de usos da terra e práticas de manejo do solo afetaram significativamente as taxas de infiltração, o que resultou em um comportamento errático da infiltração e afetou a acurácia dos modelos de infiltração.

Cerqueira *et al.* (2019) utilizaram modelos de infiltração unidimensionais, dentre estes os modelos de Philip (1957) e Brutsaert (1977), para estudar a percolação de diesel e água em um solo arenoso siltoso não saturado em Salvador, BA. O uso de modelos unidimensionais para simular o avanço da frente de molhamento bidimensional conduziu à um atraso no tempo de chegada da frente quando se aplicou a equação de Brutsaert (1977), enquanto que a equação de Philip (1969) proporcionou um elevado adiantamento.

Seguindo a mesma linha de pesquisa, Sousa *et al.* (2019) aplicaram o modelo de Philip (1957) para modelar as posições verticais das frentes de umedecimento (unidimensionais) para o fluxo de água e diesel através da areia seca de dunas, como uma abordagem simplificada. Para tanto, usaram neste modelo dois conjuntos distintos de parâmetros: no primeiro, K_s não saturada e a porosidade e a carga de pressão foram zero); e no segundo, K_s satura e a porosidade corrigida e carga de pressão foram zero. O primeiro conjunto de parâmetros mostrou-se mais eficiente por ser independente da porosidade corrigida.

Oliveira (2018) utilizou o modelo de Philip (1955), desenvolvido para o fluxo horizontal, para modelar o fluxo de água vertical em colunas com amostras de solo indeformadas e amostras de solo homogeneamente remodeladas, para três solos da região de Piracicaba, SP, com texturas diferentes. O modelo ajustou-se muito bem aos dados da pesquisa que foi desenvolvida para a direção vertical descendente, com valores de R^2 maiores que 0,99 para as amostras indeformadas e R^2 maior que 0,95 para as amostras deformadas. Para esta mesma área de estudo, Oliveira (2015) também empregou o modelo de Philip para avaliar a infiltração de água em solos com diferentes texturas e comparar a qualidade dos ajustes de diferentes modelos usualmente empregados.

Oliveira, Soares e Holanda (2018) analisaram o desempenho de seis modelos unidimensionais mais utilizados de infiltração de água no solo, dentre estes os modelos de Philip (1957) e Swartzendruber (1987), em uma área urbana susceptível a alagamentos na cidade do Recife, PE. A textura do solo, de forma geral, foi classificada como arenosa, todos os modelos aplicados mostraram resultados excepcionais para todas as amostras de solos estudadas, com R^2 médios superiores a 0,97, e as eficiências de modelagens foram superiores a 0,96.

Igbadun, Othman e Ajayi (2016) avaliaram o desempenho de dez modelos de infiltração unidimensionais em um solo de textura franco-argiloso arenoso da Nigéria. Ademais, estimaram os parâmetros dos modelos e compararam as curvas de infiltração cumulativas simuladas com os valores experimentais de campo para diferentes profundidades. Os modelos de Kostiakov modificado e Philip apresentaram a melhor performance em sua capacidade de prever a infiltração cumulativa, embora os outros modelos tenham fornecido boa concordância geral para previsão da infiltração cumulativa medida em campo.

Hoyos e Cavalcante (2015) realizaram uma análise de sensibilidade dos parâmetros envolvidos nos modelos de Horton, Green-Ampt, Philip e Kostiakov, usando parâmetros físicos ou empíricos típicos para um solo franco arenoso. O modelo de Philip mostrou-se muito sensível a mudanças na sorvidade, especialmente em tempos curtos de corridas de infiltração. No entanto, foi o que apresentou menos sensibilidade aos parâmetros, enquanto Horton foi classificado como o modelo mais sensível.

Zolfaghari, Mirzaee e Gorji (2012) avaliaram o desempenho da capacidade de modelagem de sete modelos unidimensionais de infiltração de água no solo, para um solo com quatro classes de textura, em noventa e cinco conjuntos de dados de infiltração. Conforme, a estatística aplicada, os modelos foram capazes de simular o processo de infiltração de água no solo com bons ajustes das curvas de infiltração, com destaque para o modelo de Swartzendruber (1987).

Silva e Libardi (2000) utilizaram o modelo de Philip (1957) para determinar a sorvidade do solo no estágio inicial do experimento de infiltração. Os ensaios de campo foram realizados em um solo classificado como terra roxa estruturada latossólica, com textura franco argilosa, localizado em Piracicaba, SP. Os valores da sorvidade, obtidos para a profundidade de 0,40 m,

foram menores que os obtidos para 0,20 m, devido às características inerentes à estrutura e à umidade inicial de cada profundidade, com valores de R^2 muito próximos de 1.

4.2 Modelagem Numérica Inversa – HYDRUS 1D

Moret-Fernández e Latorre (2017) desenvolveram uma versão modificada do modelo de Haverkamp *et al.* (1994) para descrever um experimento de infiltração ascendente. Para validá-lo, utilizaram curvas de infiltração ascendente simuladas com o HYDRUS-1D para quatro solos com diferentes texturas (arenoso, argiloso, siltoso e franco). As curvas foram comparadas com as curvas correspondentes calculadas com a equação proposta. Já Moret-Fernández *et al.* (2021) aplicaram-no para estudar o efeito do pastejo nas propriedades hidrofísicas de dois solos com diferentes graus de teor de gesso encontrados no Vale do Médio Ebro (NE, Espanha).

Moret-Fernández, Latorre e Angulo-Martínez (2017) utilizaram o HYDRUS 1D para comparar diferentes modelos para estimar a sorvidade do solo a partir de uma única medição de infiltração ascendente. Já Latorre *et al.* (2018) analisaram a influência do parâmetro β da equação de Haverkamp na curva de infiltração descendente e, consequências relacionadas ao inverter as curvas de infiltração para baixo para derivar os parâmetros hidráulicos do solo. Li *et al.* (2021) determinaram os parâmetros de sensibilidade do modelo HYDRUS-1D sobre os efeitos das operações de células de bioretenção – BRCs, aplicadas à redução de água e remoção de poluentes.

Wang *et al.* (2021) obtiveram os parâmetros hidráulicos do solo α , n e K_s com as soluções inversas do HYDRUS-1D e avaliaram seu desempenho na simulação da dinâmica de umidade volumétrica ao longo de perfis verticais em solos molháveis e repelentes a água. Wang *et al.* (2018) verificaram o desempenho do modelo HYDRUS para simular o fluxo de água em solos hidro-repelentes. Soudejani *et al.* (2020) testaram este modelo para avaliar o balanço hídrico em um solo argiloso-arenoso tratado com composto: resíduos orgânicos de resíduos sólidos urbanos – MSW, contendo zeólita natural e modificada com Mg.

Wang *et al.* (2021) calibraram e validaram os parâmetros hidráulicos do solo no modelo HYDRUS-1D para estimar a dinâmica de armazenamento de água, sob uma cultura anual de milho cultivada em solos hidro-repelentes, em cenários climáticos futuros. Kanzari *et al.* (2018) também calibraram-no e validaram-no para estudar o fluxo de água e o transporte de sais no solo não saturado de uma região semiárida da Tunísia sob o efeito de irrigação com diferentes

águas salinas, a fim de avaliar o risco de salinização do solo. Caiqiong e Jun (2016), mostraram que o HYDRUS-1D pode fornecer dados do conteúdo de água no solo antecedente - ASWC temporais que podem ser usados para a previsão de escoamentos.

Li *et al.* (2014) obtiveram um bom desempenho do Hydrus-1D na simulação do fluxo e equilíbrio da água, para observarem as condições da água em um campo de arroz semeado direto (DSR), durante duas safras. Yang *et al.* (2019) usaram os modelos HYDRUS-1D e HYDRUS-2D para prever a lixiviação de sais em solos de diferentes texturas sob irrigação por aspersão (1D) e por gotejamento (2D), em uma plantação de amêndoas. Li *et al.* (2019) modelaram o balanço hídrico do solo sob diferentes tipos de uso da terra usando o modelo HYDRUS-1D, incluindo um pomar de maçã.

Zhang *et al.* (2021) aplicaram o HYDRUS-1D para estudar o desempenho da retenção e detenção de águas pluviais de seis módulos de telhado verde com diferentes tipos e profundidades de substratos em Pequim, China. Wu *et al.* (2021) aplicaram-no na modelagem do processo de chuva-infiltração-escoamento do declive com lençol freático raso, durante padrões de chuva complexos. Kassaye *et al.* (2021) testaram seu desempenho em um Andosol e determinaram seus parâmetros hidráulicos específicos. Nasta *et al.* (2021) utilizaram-no para avaliar o impacto da precisão de funções de pedotransferência no balanço hídrico do solo.

Kader *et al.* (2019) utilizaram o HYDRUS 1D para simular o regime do fluxo de água e calor sob cobertura morta de palha de arroz e solo descoberto, a fim de analisar o consumo de água e a relação entre o transporte de vapor e o total de água. Zhou e Zhao (2019) obtiveram uma abordagem alternativa através do modelo HYDRUS-1D para estimar a percolação profunda em um campo irrigado por inundação em um sistema de rotação trigo-milho. Adhikari *et al.* (2020), utilizaram-no para simular o transporte de vapor de água, para examinarem a contribuição potencial da umidade do solo para a formação de névoa.

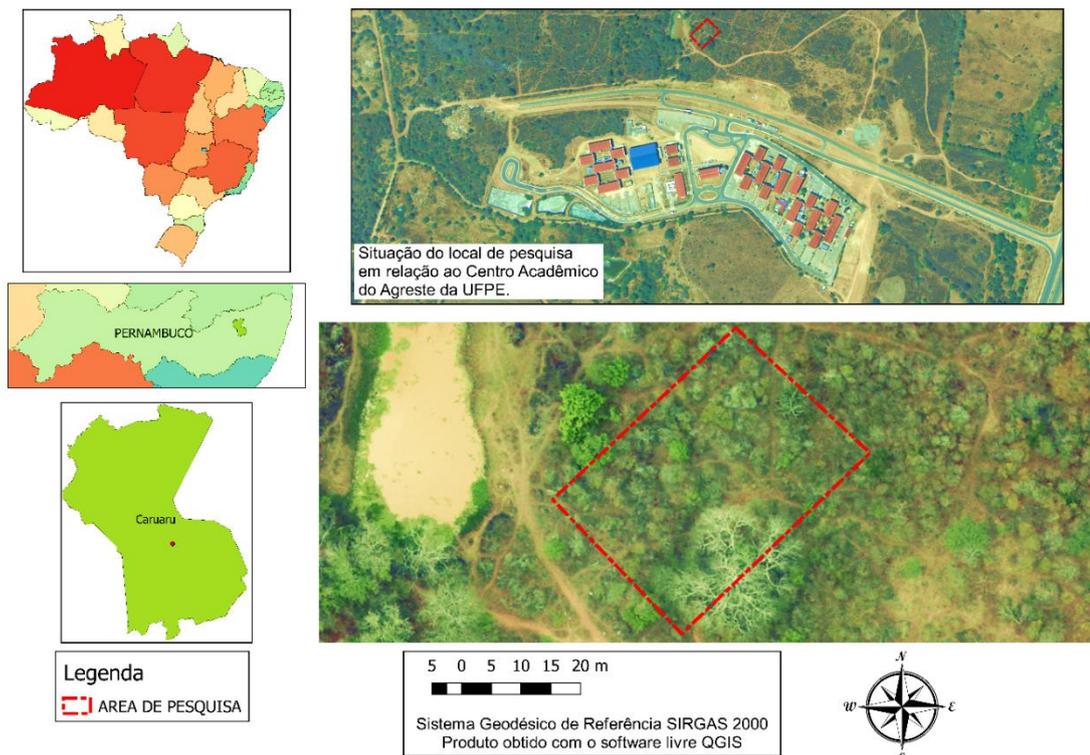
5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo situa-se no município de Caruaru – Pernambuco, nordeste do Brasil, localizado na mesorregião do Agreste e na microrregião do Vale do Ipojuca de Pernambuco. O município ocupa uma área de 920,611 km², sendo 80,561 km² no perímetro urbano e os 840,05 km² restantes formando a zona rural. Suas coordenadas geográficas são 8° 17' 00" de latitude sul e 35° 58' 34" de longitude oeste, com altitude média de 554 m. Caruaru contém a maior população do interior pernambucano, com um total de 365.278 habitantes (IBGE, 2020).

Os experimentos de campo foram realizados em um sítio experimental de aproximadamente 875 m², localizado nas proximidades do Centro Acadêmico do Agreste, da Universidade Federal de Pernambuco, em torno de 8° 16' 53" Sul e longitude: 35° 58' 25" Oeste e altitude de 561 m (Figura 1)

Figura 1 - Localização do sítio experimental em relação ao Centro Acadêmico do Agreste / UFPE.

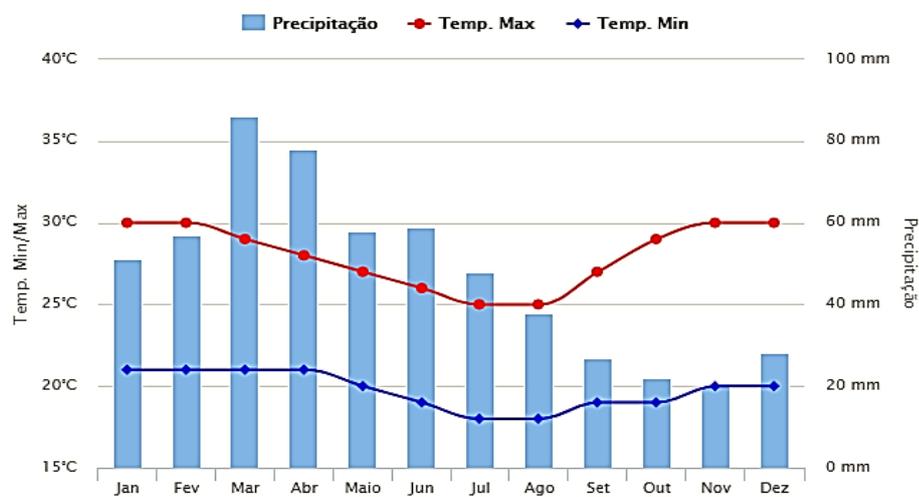


Fonte: Adaptado de França Neto (2018).

5.2 Climatologia

O clima de Caruaru é do tipo semiárido seco – BSh, conforme a classificação climática de Köppen-Geiger, caracterizado por um baixo índice pluviométrico, em média 612 milímetros anuais (ALCOFORADO-FILHO; SAMPAIO e RODAL, 2003). Uma das causas em escala local são às chuvas orográficas que ocorrem entre os municípios vizinhos de Gravatá e Pombos, por causa da barreira formada pela subida do maciço da Borborema. Os verões são quentes e secos e os invernos amenos e relativamente chuvosos.

Figura 2 – Médias climatológicas mensais da precipitação e temperatura do ar em Caruaru.

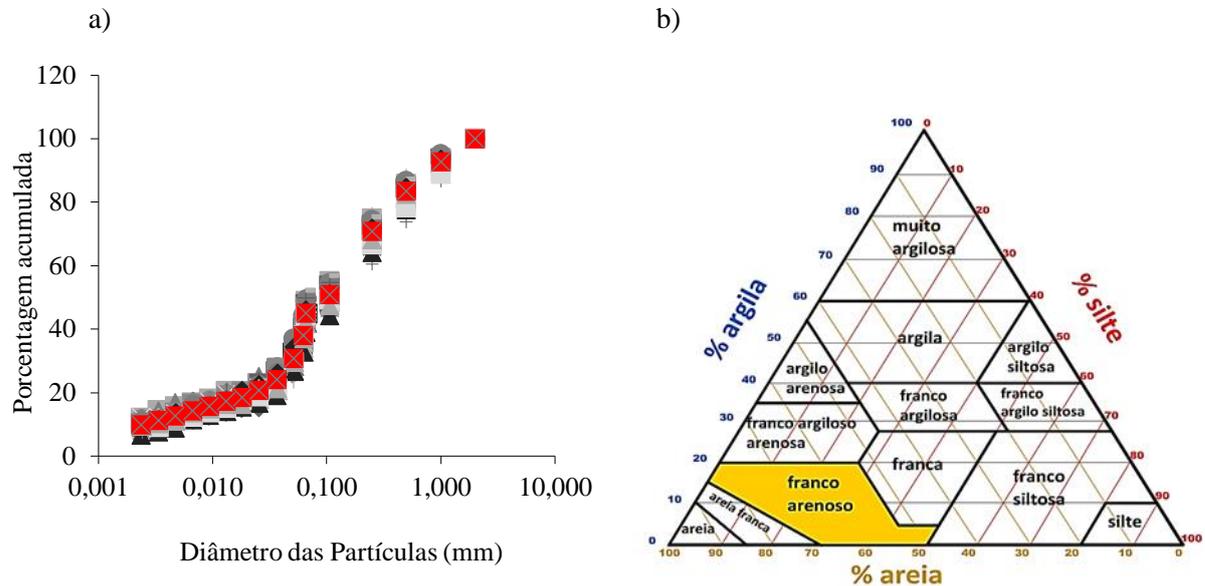


Fonte: Adaptado de Climatempo (2021).

5.3 Caracterização Pedológica e Textural do Solo da Área de Estudo

O solo da área de estudo é do tipo Planossolo háplico, caracterizado por textura arenosa e permeável na camada superficial e com mudança abrupta para uma camada subsuperficial compactada e quase impermeável (SOUZA, *et al.*, 2013). Apresenta uma transição abrupta entre os horizontes superficial (A) e o subsuperficial (B) com a presença de argila de alta atividade, caracterizando uma drenagem imperfeita e com facilidade de compactação (JACOMINE, 1973). Esta suscetibilidade à compactação decorre do fato do horizonte subsuperficial ser bastante duro, quando seco, o que impede a penetração das raízes e da água, podendo, no período chuvoso, apresentar excesso de umidade, o que frequentemente provoca o fenômeno da compactação. A textura do solo, determinada em ensaios de granulometria em conformidade com a ABNT NBR 7181/2017, é franco-arenosa (Figura 3).

Figura 3 – Curvas granulométricas dos 48 pontos ensaiados (a); triângulo textural com destaque para a textura franco-arenoso (b).



Fonte: Autora (2021), (b); adaptado de França Neto (2018), (a).

Os percentuais médios da textura do solo foram 619, 283 e 98 g kg^{-1} , respectivamente para a areia, silte e argila, com maior coeficiente de variação para a argila, aproximadamente 16% (Tabela 1).

Tabela 1- Análise estatística dos componentes texturais do solo.

Parâmetros	Areia	Silte	Argila
	g kg^{-1}		
Máximo	673	353	131
Mínimo	540	230	66
Média	619	283	98
Desvio Padrão	31	32	16
CV (%)	50,5	113,0	158,9
N	48		

Fonte: Adaptado de França Neto (2018).

5.4 Vegetação

Alcoforado-Filho, Sampaio e Rodal (2003) classificaram a vegetação em Caruaru como Caducifólia Espinhosa arbórea, conhecida popularmente como Caatinga. Os elementos arbóreos mais notáveis foram *Schinopsis brasiliensis* Engler (Anacardiaceae), *Caesalpinia pyramidalis* Tul. e *Bauhinia cheilantha* (Bong.) Steud. (Caesalpinaceae) e *Maprounea guinensis* Aublet (Euphorbiaceae). No componente arbustivo-subarbustivo destacaram-se as

famílias Euphorbiaceae, com seis espécies de arbustos, e Malvaceae, com três espécies de subarbustos. Todas as cactáceas eram arbóreas. Foram encontradas 17 espécies de cipós, distribuídas por 12 famílias, com destaque para Fabaceae e Bignoniaceae, com quatro e três espécies, respectivamente. Assim, a fisionomia da vegetação em Caruaru caracteriza-se com uma densidade grande de plantas que podem atingir porte alto, embora não tenham caules grossos, sugerindo uma condição de maior umidade nessa região que na maioria das áreas de Caatinga já estudadas no semiárido nordestino (ALCOFORADO-FILHO, SAMPAIO & RODA, 2003).

5.5 Ensaio de Infiltração

Para a parametrização dos modelos de infiltração foram utilizados os dados brutos provenientes de quarenta e oito ensaios de infiltração (com duas repetições), realizados por França Neto (2018). Eles abrangeram uma malha de quarenta e oito pontos, em camada superficial (0 – 10 cm de profundidade), equidistantes 5 x 5 m, aproximadamente. A marcação dos pontos se deu com um aparelho GPS e piquetes de madeira devidamente identificados (FRANÇA NETO, 2018), conforme a Figura 4.

Figura 4 - Croqui da malha de 48 pontos (a); piquetes indicadores dos pontos de infiltração (b).



(a)

(b)

Fonte: Adaptado de França Neto (2018).

Os cilindros foram inseridos no solo a uma profundidade de 1cm (Figura 5). Em seguida, duas amostras de solo deformadas foram coletadas, a primeira (0 a 5 cm de profundidade)

próxima do anel do infiltrômetro, que serviu para determinar a umidade gravimétrica inicial. A segunda amostra foi coletada próxima ao local do ensaio para obtenção da curva granulométrica.

Figura 5 - Inserção dos infiltrômetros no solo e início do processo de infiltração.



Fonte: França Neto (2018).

Para realização dos experimentos de infiltração, os volumes de água foram fixados em 50 ml, para serem vertidos no solo até ser atingido o estado de regime permanente, com uma média de dezesseis volumes para cada ponto. O tempo começou a ser medido imediatamente após entornada a água no cilindro e os tempos necessários para a infiltração de cada lâmina foram medidos. No final deste procedimento, uma amostra deformada do solo foi coletada dentro do perímetro do anel infiltrômetro, para a obtenção da umidade gravimétrica final. Também foi coletada uma amostra indeformada para determinação da densidade aparente do solo. Na Tabela 2 são apresentadas as estatísticas dos parâmetros físicos - hídricos (densidade aparente - ρ_s , densidade das partículas - ρ_p e porosidade do solo - ϕ). A porosidade do solo teve seu valor máximo superior a 50%, indicando uma boa qualidade do sistema poroso do solo.

Tabela 2 - Análise estatística dos parâmetros físico-hídricos do solo.

Parâmetros	ρ_s (g cm ⁻³)	ρ_p (g cm ⁻³)	ϕ (%)
Mínimo	1,13	2,31	25,62
Máximo	1,80	2,56	52,07
Média	1,50	2,43	38,15
Desvio Padrão	0,16	0,06	6,93
CV (%)	108,3	25,7	181,7
N	48		

Fonte: Adaptado de França Neto (2018).

5.6 Modelos de Infiltração para a Caracterização Hidrodinâmica do Solo

5.6.1 Modelos de Infiltração Unidimensionais

Foram utilizados cinco modelos de infiltração unidimensional clássicos, tendo em vista que os ensaios de campo utilizaram infiltrômetros a simples anel, cujo fenômeno da infiltração ocorre tridimensionalmente: Philip (1957), Stroosnijder (1976), Knight (1974), Brutsaert (1977) e Swartzendruber (1987). Para cada modelo unidimensional foi acrescida uma parcela da equação geral de infiltração tridimensional, para que o efeito de dispersão lateral da lâmina infiltrada fosse considerado na estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos do solo. Dessa forma, a infiltração tridimensional foi devidamente modelada através da seguinte equação matemática:

$$I_{1D} + \frac{\gamma \cdot S^2}{r \cdot \Delta\theta}$$

em que S é a sorvidade do solo [$\text{mm} \cdot \text{s}^{-1/2}$], r o raio do infiltrômetro [mm], $\Delta\theta$ é a variação da umidade volumétrica [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$] e γ é a constante de infiltração 0,75 (SMETTEM *et al.*, 1994).

Tabela 3 - Modelos de infiltração unidimensionais para solução completa da curva de infiltração.

Autor	Equação		Parâmetros
Philip (1957)	$I = A \cdot t + S \cdot t^{0,5}$	Eq:36	K_s (mm/h) S (mm/s ^{1/2})
The "Knight" soil, Philip (1974)	$I = K_s \cdot t + \frac{\pi S^2}{4K_s} \cdot \left[1 + \operatorname{erf} \left(\frac{4K_s \cdot t}{\pi S^2} \right)^{0,5} \right]$	Eq:37	K_s (mm/h) S (mm/s ^{1/2})
Stroosnijder (1976)	$I = K_s \cdot t + \frac{3S^2}{4K_s} \cdot \left[-\exp \left(\frac{-4 \cdot K_s \cdot t^{0,5}}{3S} \right) \right]$	Eq:38	K_s (mm/h) S (mm/s ^{1/2})
Brutsaert (1977)	$I = K_s \cdot t + \frac{S^2}{\beta K_s} \cdot \left[1 - \left(\frac{1}{1 + \beta \cdot \left(\frac{K_s \cdot t^{0,5}}{S} \right)} \right) \right]$	Eq: 39	K_s (mm/h) S (mm/s ^{1/2}) β
Swartzendruber (1987)	$I = K_s \cdot t + \frac{S}{\alpha} \cdot [1 - \exp(-a \cdot t^{0,5})]$	Eq: 40	K_s (mm/h) s (mm/s ^{1/2}) α

Para a determinação dos parâmetros K_s , S , α e β , em cada um dos modelos, foi utilizada a metodologia de otimização de uma função matemática, buscando-se determinar a solução mínima do problema descrito pela seguinte função objetivo:

$$(v) = \sum_{i=1}^n [I_{(ti)} - \hat{I}_{(tiv)}]^2 \quad (41)$$

Na qual $I_{(ti)}$ é o conjunto de valores medidos em tempos específicos t_i ($i = 1, 2, \dots, N$), correspondente à lâmina acumulada dos ensaios de infiltração; $\hat{I}_{(tiv)}$ o conjunto de valores calculados pelo modelo com a otimização de um vetor de valores dos parâmetros $v = \{K_s, S, \alpha, \beta\}$, correspondente à lâmina acumulada calculada pelo modelo de infiltração corrente.

5.6.2 Modelos de infiltração tridimensionais

Stewart e Abou Najm (2018) desenvolveram um modelo de infiltração tridimensional a simples anel (o mais recente até então) que combina os modelos de infiltração de Reynolds e Elrick (1990) e de Wu *et al.* (1999). Eles propuseram quatro abordagens para estimar K_s , em estado estacionário e fluxo transiente. As quatro abordagens diferem na forma como restringem o comprimento capilar macroscópico (λ) e a variação de umidade. Segundo Prima *et al.* (2019), o modelo proposto tem um interesse prático na medida em que trata tanto dados de infiltração transitórios quanto em regime permanente, e pode analisar experimentos realizados com diferentes tamanhos e profundidades de inserção de anéis. mm h^{-1}

Tabela 4 - Modelos de infiltração tridimensionais para fluxo transiente.

Autor	Equação	Parâmetros
	$I = A \cdot t + B \cdot t^{0,5}$	Eq: 42
	$K_s = \frac{\Delta\theta \cdot \lambda_s}{T_c}$	Eq: 43
	$\lambda_s = \frac{1}{2} \cdot [\sqrt{(H + G^*)^2 + 4 \cdot G \cdot C} - (H + G^*)]$	Eq: 44
	$G^* = d + \frac{r}{2}$	Eq: 45
Wu (1999)	$T_c = \frac{1}{4} \cdot \left(\frac{Ba}{bA}\right)^2$	Eq: 46
	$C = \frac{1}{4\Delta\theta} \cdot \left(\frac{B}{a}\right)^2 \frac{a}{A}$	Eq: 47
	$\alpha = \frac{K_s}{\phi_m} \approx \frac{K_s}{\phi'_m} = \lambda c^{-1}$	Eq: 48
	$\phi'_m = \frac{K_s^2 \cdot T_c}{\Delta\theta}$	Eq: 49
Stewart e Abou Najm (2018)	$K_s = \frac{c_2}{a} - \frac{b \cdot c_1^2}{(\theta_s - \theta_i) \cdot G^*}$	Eq: 50
Abordagem 2	$\lambda = \frac{c_1^2}{K_s \cdot (\theta_s - \theta_i)} - (h_{source})$	Eq: 51

Abordagem 3	$Ks = \frac{C_2}{\frac{\alpha \cdot (h_{source} + \lambda)}{G^*} + 1}$	Eq: 52	Ks (mm h ⁻¹)
Abordagem 4	$Ks = \frac{C_2}{\frac{\alpha \cdot (h_{source} + 150)}{G^*} + 1}$	Eq: 53	Ks (mm h ⁻¹)

Sendo, A e B coeficientes empíricos; a e b são constantes adimensionais (a = 0,9084; b = 0,1682); d é a profundidade de inserção do anel infiltrômetro no solo (mm), r é o raio do infiltrômetro (mm); H é a carga hidráulica (mm), ϕ'_m é o potencial matricial (L²/T) e $\Delta\theta$ é a variação de umidade volumétrica (cm³); G* e a geometria do anel infiltrômetro, h_{source} e a carga hidráulica, C1 e C2 coeficientes obtidos por meio da regressão linear I x t, λ é o comprimento capilar.

A caracterização hidráulica do solo a partir de dados de infiltração em regime permanente é mais confiável, uma vez que um possível estágio hidrofóbico do solo tende a desaparecer após o umedecimento prolongado, pois a repelência à água é uma propriedade do fluxo transiente (LICHNER *et al.*, 2013). Portanto, o uso de um método de análise transiente pode implicar na estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos do solo com dados de infiltração não homogêneos, ou seja, representativos de vários graus de molhabilidade do solo. Além disso, o fluxo de água em uma experimento de infiltração a simples anel só assume um caráter tridimensional após atingir a borda inferior do anel inserido, o que implica que, no início da execução, o fluxo é unidimensional (DOHNAL *et al.*, 2016). Conseqüentemente, os dados coletados durante a fase inicial da execução incluem uma fase unidimensional e uma fase tridimensional, mas eles são considerados tridimensionais a partir do início da execução. Todas essas circunstâncias podem limitar a usabilidade da fase transiente do processo de infiltração para estimar Ks.

O modelo hidráulico desenvolvido por Bagarello (2013) consiste em uma simplificação do modelo BEST (LASSABATÈRE *et al.*, 2006), sendo denotado como: TSBI – Transient Simplified method based on a Beerkan Infiltration run. Nele, a Ks é determinada apenas por uma corrida de infiltração Beerkan na superfície do solo, em conjunto com a estimativa do parâmetro α^* , expressando a importância relativa da gravidade e das forças capilares durante o processo de infiltração (REYNOLDS e ELRICK, 1990). Dessa forma, medições adicionais de campo e laboratório, como umidade inicial e final de água no solo, granulometria e densidade aparente, não são estritamente necessárias (BAGARELLO *et al.*, 2013).

Bagarello *et al.* (2017) desenvolveram o modelo denominado SSBI, considerando que o modelo TSBI não pode ser aplicado quando o experimento de infiltração não é linearizável no gráfico ($I \times t^{0.5}$), o que é raro, mas possível (BAGARELLO *et al.*, 2014c) e que só é utilizável se o solo estiver relativamente seco no início do experimento de infiltração. O modelo faz uso apenas do regime permanente do experimento de infiltração e é baseado na equação de infiltração de Haverkamp *et al.* (1994) ou seja, usa a expansão explícita em estado permanente do modelo de infiltração 3D. O modelo foi ajustado para os noventa e seis pontos de infiltração, considerando o parâmetro α constante ($0,012\text{mm}^{-1}$), como tem sido sugerido para a maioria dos solos (ELRICK e REYNOLDS, 1992, REYNOLDS *et al.*, 2002).

Tabela 5 - Modelos de infiltração em regime permanente.

Autor	Equação	Parâmetros
	$I = A \cdot t + c = a \cdot f \cdot K_s \cdot t + c$	Eq: 54
Wu 2 (1999)	$K_s = \frac{A}{a \cdot f}$	Eq: 55 Ks (mm h ⁻¹)
	$f = \frac{H + \frac{1}{\alpha}}{G^*} + 1$	Eq: 56 $\alpha^* (\text{cm}^{-1})$
Bagarello (2013) (TSBI)	$K_s = \frac{b_1}{0,467 \cdot (\frac{2,92}{r \cdot \alpha^*} + 1)}$	Eq: 57 Ks (mm h ⁻¹)
	$\alpha^* = 0,0262 + 0,0035 \cdot \ln(b_1)$	Eq: 58
Bagarello (2017) (SSBI)	$K = \frac{b_s}{\frac{\gamma \gamma_w}{r \alpha} + 1}$	Eq: 59 Ks (mm h ⁻¹)
Stewart e Abou Najm (2018b)	$K_s = \frac{C_4 \cdot G^*}{\lambda + h_{source} + G^*}$	Ks (mm h ⁻¹)
Abordagem 2	$\frac{\lambda = 4 \cdot C_3 b(1-\alpha) \cdot (h_{source} + G^*) - (h_{source}) \cdot (\theta_s - \theta_i) \cdot G^*}{(\theta_s - \theta_i) \cdot G^* - 4 \cdot C_3 b(1-\alpha)}$	Eq: 60 $\lambda (mm)$
	$K_s = \frac{C_4}{\frac{(h_{source} + \lambda)}{G^*} + 1}$	Eq: 61 Ks (mm h ⁻¹)
Abordagem 4	$K_s = \frac{C_4}{\frac{(h_{source} + 150)}{G^*} + 1}$	Eq: 62 Ks (mm h ⁻¹)

em que, b_1 (mm s⁻¹) é o coeficiente angular da regressão linear da curva de infiltração cumulativa linearizada ($I/\sqrt{t} \times \sqrt{t}$); b_s é o coeficiente angular da regressão linear de ($I \times t$); γ é uma constante adimensional igual a 1,818; γ_w é a constante de infiltração.

No modelo de Wu 2 (1999), a K_s é calculada com a implementação de um fator de correção f , o qual considera a geometria do anel do infiltrômetro, possibilitando comparações entre as medidas de diferentes estudos, visto que é difícil comparar os resultados de estudos em que vários tamanhos de anéis são usados (WU *et al.*, 1999).

5.7 HYDRUS -1D

5.7.1 Modelo HYDRUS – 1D: Formulação Matemática

O modelo HYDRUS – 1D resolve a equação de Richards, na qual não se consideram os efeitos da fase gasosa no fluxo da fase líquida, assim como os efeitos do gradiente térmico no fluxo da água, conforme a Equação 56.

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dt} \left[K \left(\frac{dh}{dx} + \cos\alpha \right) \right] - S \quad (63)$$

em que h é a carga hidráulica (cm), θ é o conteúdo volumétrico de água no solo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), t é o tempo (min), K é a condutividade hidráulica do solo não saturado (cm min^{-1}), x é a coordenada espacial (cm), α é o ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical ($\alpha = 0^\circ$ para fluxo vertical, $\alpha = 90^\circ$ para fluxo horizontal, e $\alpha = 0^\circ < \alpha < 90^\circ$ para fluxo inclinado) e S é o termo de extração de água ($\text{L}^3 \text{L}^{-3} \text{T}^{-1}$).

$$(h, x) = K_s(x) \cdot K_r(h, x)$$

em que K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado (LT^{-1}) e K_r é a condutividade hidráulica relativa do solo não saturado (LT^{-1}).

O modelo HYDRUS -1D permite o uso de cinco modelos analíticos para obtenção das propriedades hidráulicas do solo: Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980), Vogel e Císlerová (1988), Kosugi (1996) e Dunner (1994). Pode ser utilizado para analisar o movimento de água e solutos em meios não saturados, parcialmente saturados e/ou totalmente saturados, podendo a região de fluxo ser composta de solos não uniformes. O fluxo é controlado pelas condições de contorno (carga hidráulica, condições atmosféricas e drenagem livre) e as equações que regem o fluxo e o transporte são resolvidas numericamente por elementos finitos (SIMUNEK *et al.*, 2009).

5.7.2 Método Inverso para Caracterização Hidrodinâmica do Solo

Neste trabalho, o método inverso foi empregado no software HYDRUS -1D. Uma das vantagens da modelagem inversa é que qualquer tipo de dados, obtidos em laboratório ou experimentos de campo, podem ser aplicados para a estimativa dos parâmetros do modelo. O modelo aceita a utilização de experiências transientes, dando flexibilidade às condições de contorno iniciais e proporciona a estimativa simultânea das curvas características de retenção de água no solo e da curva de condutividade hidráulica.

O método inverso permite a obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos do solo a partir da inversão numérica da equação de Richards (ANTONINO *et al.*, 2004). É baseado na construção de uma função objetivo que se pretende minimizar, e que expressa o desvio entre os valores observados por amostragem e os estimados pelo sistema. O método baseia-se, ainda, no fato dos processos de infiltração, drenagem e evaporação permitirem caracterizar hidrodinamicamente o solo, pois estes fenômenos integram as propriedades do meio poroso sob a placa porosa, incluindo a influência da heterogeneidade espacial, as diferenças na estrutura do solo e irregularidades texturais, os caminhos preferenciais, as distintas camadas existentes e a anisotropia do solo (SIMUNEK, VAN GENUCHTEN & SEJNA, 2009). No processo de modelagem do método inverso, os parâmetros hidráulicos são definidos como um vetor p , que contém os parâmetros a serem validados da seguinte forma:

$$[\theta_s, \theta_r, \theta_i, K_s, n_i]^t$$

As estimativas iniciais dos parâmetros do sistema p são designadas utilizando um vetor de estimativa inicial denominado p_0 , que é avaliado e melhorado iterativamente durante o processo, até que um grau desejado de precisão seja obtido. Os parâmetros são estimados automaticamente combinando os dados calculados pelo modelo $y(p)$ e os valores observados y^* . Alguma informação disponível de um experimento, tal como medições de θ_s, θ_r, K_s dentre outras, poderão ser usadas pelo método, sendo denominados como informação prévia p^* . A resposta do sistema é representada por uma solução numérica da equação de Richards, somada com as características hidráulicas parametrizadas, os parâmetros selecionados no modelo e as condições de contorno e iniciais do experimento.

5.8 Análise Qualitativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos do Solo

A K_s obtida por cada um dos modelos foi classificada qualitativamente através de dois critérios: classe hidrológica e grau de permeabilidade.

5.8.1 Classificação Hidrológica do Solo

Os fatores de formação do solo, isto é, o material de origem (geologia), clima, relevo e a ação dos organismos e do tempo, bem como seu uso e ocupação, influenciam consideravelmente a geração do escoamento superficial, sobretudo na previsão de comportamentos futuros e em regiões semiáridas, onde o clima vai ter menor importância (menor ação do intemperismo químico) e a geologia (litologia) assume destaque no conjunto de características e propriedades dos solos. Nesse contexto, fundamenta-se a necessidade de classificação do solo quanto ao seu potencial hidrológico. A metodologia do *Soil Conservation Service* (SCS), desenvolvida pelo *United States Department of Agriculture* (USDA), agrupa os solos em quatro grandes classes distintas do ponto de vista hidrológico quanto à capacidade de infiltração e geração de escoamento superficial, conforme descrito na Tabela 6.

Tabela 6 - Classificação hidrológica do solo em função de K_s , pela SCS.

C. hidrológica	K_s (mm.h ⁻¹)	Características
GRUPO A	$K_{sf} \geq 7,6$	Solos que produzem baixo escoamento superficial e alta infiltração. Solos arenosos, profundos, com pouco silte e argila.
GRUPO B	$3,8 \leq K_{sf} < 7,6$	Solos menos permeáveis do que os anteriores, arenosos menos profundos do que o grupo A e com permeabilidade superior à média.
GRUPO C	$1,3 \leq K_{sf} < 3,8$	Solos que geram escoamento superficial acima da média e com capacidade de infiltração abaixo da média, pouco profundos, contendo percentagem considerável de argila.
GRUPO D	$K_{sf} < 1,3$	Solos contendo argilas expansivas e pouco profundos, com muito baixa permeabilidade.

Fonte: Adaptado de Rawls *et al.* (1993).

5.8.2 Grau de Permeabilidade

Terzaghi e Peck (1967) *apud* Lambe e Whitman (1979) propuseram a classificação dos solos em grupos através da correlação entre a condutividade hidráulica e o seu grau de permeabilidade, conforme apresentado na Tabela 7.

Tabela 7: Classificação dos solos quanto ao grau de permeabilidade.

Grau de Permeabilidade	Ks (mm h ⁻¹)
Alto (A)	3600
Médio (M)	3600>Ks>36
Baixo (B)	36>Ks>0,36
Muito Baixo (MB)	0,36>Ks>0,0036
Praticamente impermeável (PI)	< 0,0036

Fonte: Adaptado de Terzaghi e Peck (1967) apud Lambe e Whitman (1979).

5.9 Critérios Estatísticos para Análise da Qualidade dos Ajustes

5.9.1 Medidas de assimetria

Denomina-se assimetria o grau de afastamento de uma distribuição de sua unidade de simetria. A fim de verificar a assimetria de uma distribuição aplica-se a diferença entre sua média e a moda, classificando-a da seguinte maneira:

- Méd(x) – Mo(x) = 0, distribuição simétrica.
- Méd(x) – Mo(x) > 0, distribuição assimétrica positiva.
- Méd(x) – Mo(x) < 0, distribuição assimétrica negativa.

Complementarmente, ainda é possível quantificar a assimetria calculando-se o coeficiente de Pearson (AS):

$$AS = \frac{3 \cdot (\mu - Md)}{\sigma} \quad (64)$$

Sendo μ a média da distribuição, Md a mediana e σ o desvio padrão da amostra.

O coeficiente de Pearson classifica a assimetria em:

- $|AS| < 0,15$, Distribuição simétrica.
- $0,15 \leq |AS| < 1$, Distribuição assimétrica moderada.
- $|AS| \geq 1$, Distribuição assimétrica forte.

5.9.2 Critérios Estatísticos Para Análise da Qualidade dos Ajustes

Para cada um dos modelos hidráulicos utilizados nesta pesquisa foram aplicados critérios estatísticos (Tabela 8) a fim de avaliar a concordância entre os valores ajustados e os valores experimentais: o i) Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE), quanto mais próximo à zero (0) for o valor da RMSE, mais preciso é o modelo; ii) a Razão dos Desvios (RD), que descreve a razão entre o espalhamento das determinações experimentais e o espalhamento dos valores calculados pelo modelo, garantindo o melhor desempenho quando se aproxima de 1; iii) a

Eficiência da Modelagem (EM), que indica se o modelo teórico fornece uma estimativa melhor que o valor médio dos dados experimentais, cujo valor ótimo é 1, e iv) o Coeficiente de Massa Residual (CMR) que tende a zero quando na ausência de desvios sistemáticos entre valores observados e calculados, indicando se há superestimação ($CMR < 0$) ou subestimação ($CMR > 0$) dos valores estimados pelas distribuições teóricas de probabilidade.

Tabela 8 - Critérios estatísticos aplicados aos ajustes da modelagem.

Descrição	Sigla	Equação
Raiz Quadrada do Erro Médio	RMSE	Eq:65
Razão dos Desvios	RD	¹ Eq:66
Eficiência da Modelagem	EM	Eq:67
Coeficiente de Massa Residual	CMR	Eq:68

em que T_i representa os valores calculados pelo modelo, M_i representa os valores experimentais, \bar{M} a média dos valores experimentais e N o número de determinações.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Modelos de Infiltração Unidimensionais Acoplados à Parcela de Dispersão Lateral para Solução Completa da Curva de Infiltração

Para os quarenta e oito experimentos de infiltração em campo que compuseram a malha desta pesquisa, cada um com duas repetições, foram realizados os ajustes das curvas de infiltração aos modelos unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração, com um total de noventa e seis ajustes por modelo. Contudo, para os pontos A6, B2, B6, B8, C5, E5, E6 e E8, não foi possível a convergência dos ajustes dos modelos aos dados experimentais e eles foram excluídos, para não comprometer a qualidade dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos em toda a amostra, assim como a análise estatística. Os valores médios estimados para K_s (Tabela 9), pelos modelos de Brutsaert (1977) e Swartzendruber (1987), foram muito próximos entre si, nas duas repetições, (81,53 e 82,91 mm h^{-1} e 87,12 e 85,09 mm h^{-1} , respectivamente). Além disso, o alcance dos valores extremos e a variabilidade da amostra apresentaram o mesmo comportamento.

Tabela 9 – Estatística de K_s (mm h^{-1}) pelos modelos unidimensionais acoplados a equação geral de infiltração tridimensional.

Estatística	Modelos					
	Philip (1957)		Knight soil Philip (1974)		Stroosnijder (1976)	
	R1	R2	R1	R2	R1	R2
Mínimo	10,44	13,41	29,71	27,33	33,84	28,48
Máximo	153,52	275,40	163,52	291,60	167,84	298,80
Média	73,35	78,92	81,50	91,73	85,39	90,65
Desvio Padrão	36,50	50,30	35,24	59,17	34,87	55,00
CV (%)	49,77	63,74	43,24	64,50	40,83	60,68
	Brutsaert (1977)		Swartzendrub 1958			
	Mínimo	32,8	27,4	33,8	27,4	
	Máximo	159,9	280,8	164,3	284,4	
	Média	81,5	87,1	82,9	86,0	
	Desvio Padrão	34,0	52,3	34,7	50,2	
CV (%)	41,7	60,0	41,9	59,0		

Os modelos de Knight soil Philip (1974) e Stroosnijder (1976) também apresentaram similaridade nos resultados de K_s , com valores médios próximos a 86 mm h^{-1} para R1 e 92 mm h^{-1} para R2. O modelo de Philip (1974) apresentou os menores valores médios (73,3; 78,9 mm h^{-1}) e mínimos (10,44 e 13,41 mm h^{-1}) para R1 e R2, respectivamente. Apesar disso, a sua variabilidade teve valores próximos aos obtidos pelos demais modelos.

Para todos os modelos unidimensionais de infiltração existe uma grande diferença entre os valores extremos máximos das repetições, sendo o valor de R2, aproximadamente o dobro do valor estimado para R1. O coeficiente de variação ficou acima dos 40%, comprovando a elevada variabilidade espacial, característica de Ks. Essa variação pode ser explicada pela diferença na porosidade do solo, pois de uma repetição para outra pode existir um maior número de poros hidraulicamente ativos, distribuídos de forma uniforme, ou a presença de macroporos. Somado ao fato de ser uma área de Caatinga na qual não existe alterações na estrutura do solo, provenientes de atividades antrópicas, a exemplo a compactação do solo.

O modelo de Philip (1957) apresentou valores médios de sorvidade (S) próximos de $0,16 \text{ mm.s}^{-1/2}$ para ambas às repetições e desvios padrão em torno de $0,16 \text{ mm s}^{-1/2}$ e gerou os maiores valores extremos máximos (Tabela 10). De acordo com Silva e Libardi (2000), o modelo de Philip (1957) foi o primeiro a introduzir o parâmetro hidráulico S e a sua determinação *in situ* foi primeiramente relatada por Talsman (1969). Os valores elevados de S podem ser explicados pelo fato deste modelo ter sido ajustado para toda a curva de infiltração ou pela interferência de efeitos gravitacionais. Em sua formulação original, Philip (1957) realizou a determinação de S no estágio inicial da infiltração, justamente quando a capilaridade é o efeito dominante.

Tabela 10 – Estatística do parâmetro hidrodinâmico S ($\text{mm s}^{-1/2}$), através dos modelos unidimensionais de infiltração.

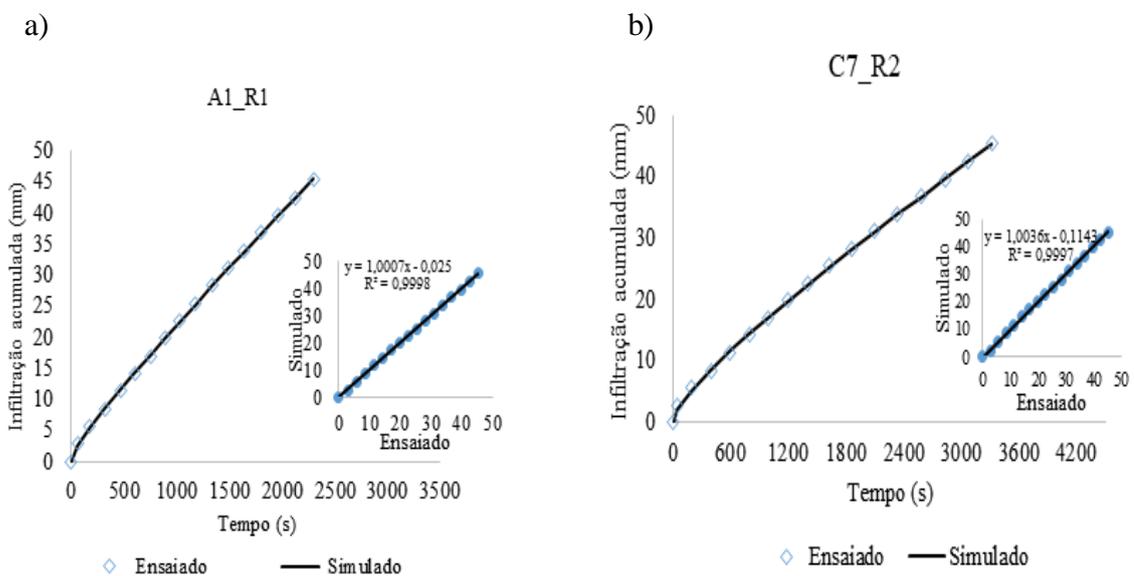
Modelos						
Estatística	Philip (1957)		Knight soil Philip (1974)		Stroosnijder (1976)	
	R1	R2	R1	R2	R1	R2
Mínimo	0,0100	0,0100	0,0012	0,0100	0,0012	0,0009
Máximo	0,7990	0,8223	0,3190	0,3003	0,2219	0,2003
Média	0,1598	0,1545	0,1006	0,1278	0,0425	0,0562
Desvio Padrão	0,1624	0,1545	0,0850	0,0742	0,0476	0,0492
CV (%)	101,67	101,76	84,50	58,04	112,08	87,55
	Brutsaert (1977)		Swartzendrub (1987)			
	R1	R2	R1	R2		
Mínimo	0,0020	0,0033	0,0020	0,0008		
Máximo	0,1414	0,2020	0,6551	0,5217		
Média	0,0480	0,0673	0,1566	0,1838		
Desvio Padrão	0,0427	0,0557	0,1766	0,1677		
CV (%)	88,99	82,71	112,78	91,26		

Os menores valores de S foram estimados pelos modelos de Stroosnijder (1976) e de Swartzendrub (1987), sem diferenças significativas entre as repetições. Os modelos de Knight soil Philip (1974) e de Brutsaert (1977) apresentaram valores médios mais altos e diferenças

entre os valores das repetições. A variabilidade dos resultados para S foi maior do que para o parâmetro Ks, com desvio em relação à média em torno de 101%.

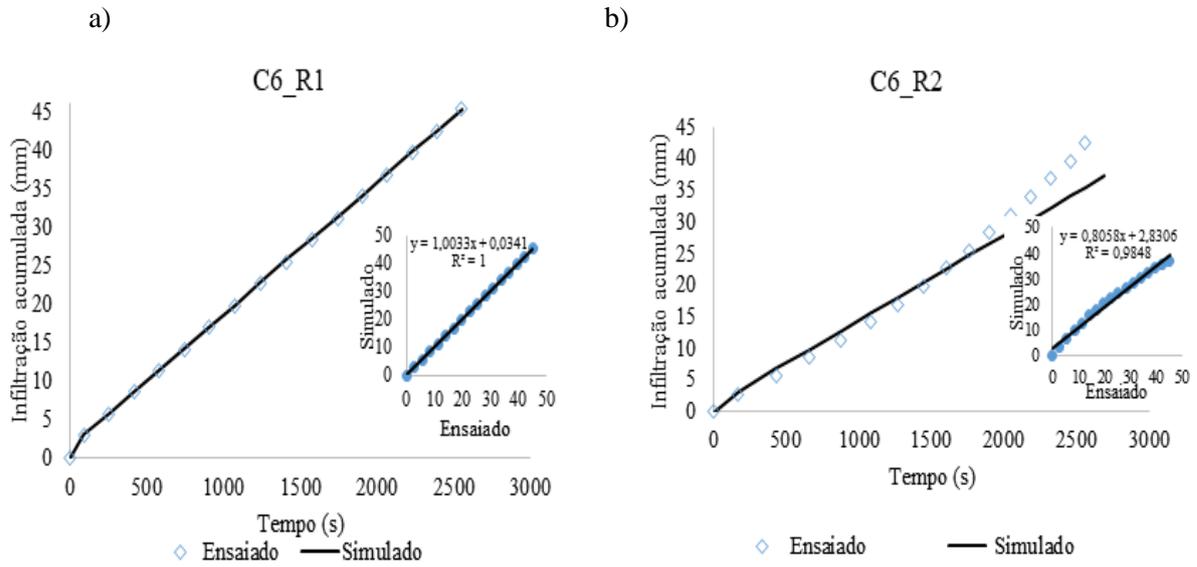
As curvas de infiltração simuladas pelo modelo de Philip (1957) foram sobrepostas aos pontos representativos aos ensaios de campo (Figura 6), juntamente com o gráfico de dispersão, e apresentaram uma correlação próxima à função bissetriz, que corresponde à modelagem sem erros. Esta alta correlação pode ser reafirmada pelo coeficiente de determinação.

Figura 6 - Exemplo de gráficos do ajuste da modelagem para o modelo de Philip (1957).



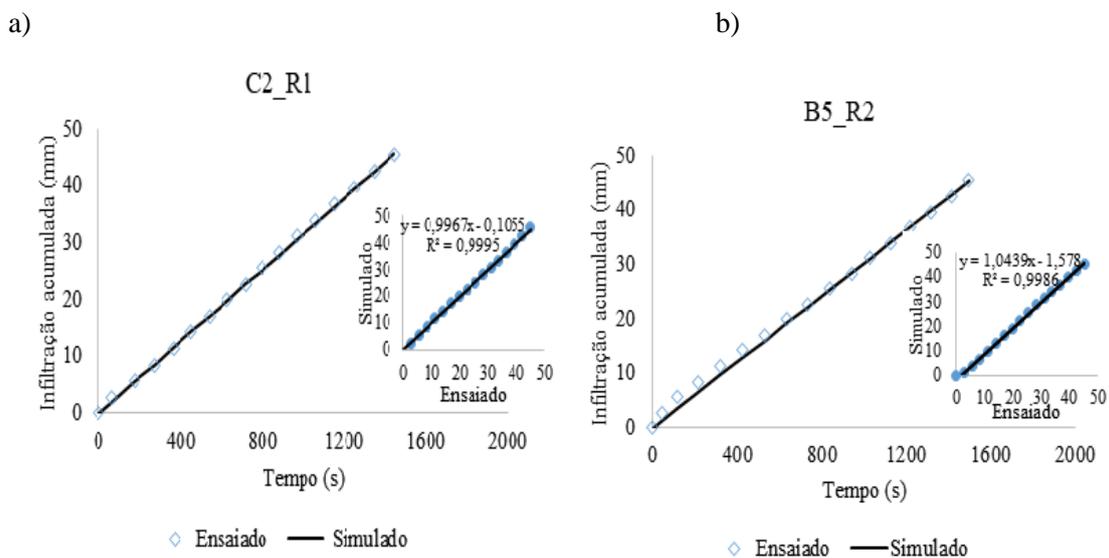
Duas das curvas ajustadas para o mesmo ponto de infiltração para o modelo Knight soil Philip (1974) são mostradas na Figura 7. Nela é evidenciada uma modelagem perfeita para C6R1. Entretanto, o mesmo comportamento não ocorreu para a repetição C6R2, mesmo pertencendo ao mesmo ponto de infiltração, e apresentando tempos de infiltração similares, na ordem de 43 minutos. Para C6R2 não houve convergência para o ajuste das curvas de infiltração ensaiadas e simuladas, havendo no início do processo de infiltração superestimação do volume acumulado, que convergiu para uma subestimação no início do estado estacionário. Esse comportamento de C6R2 pode ser decorrente da existência de caminhos de fluxos preferenciais, ou erros humanos na execução do ensaio de infiltração.

Figura 7 - Gráficos do ajuste da modelagem para o modelo Knight soil Philip (1974).



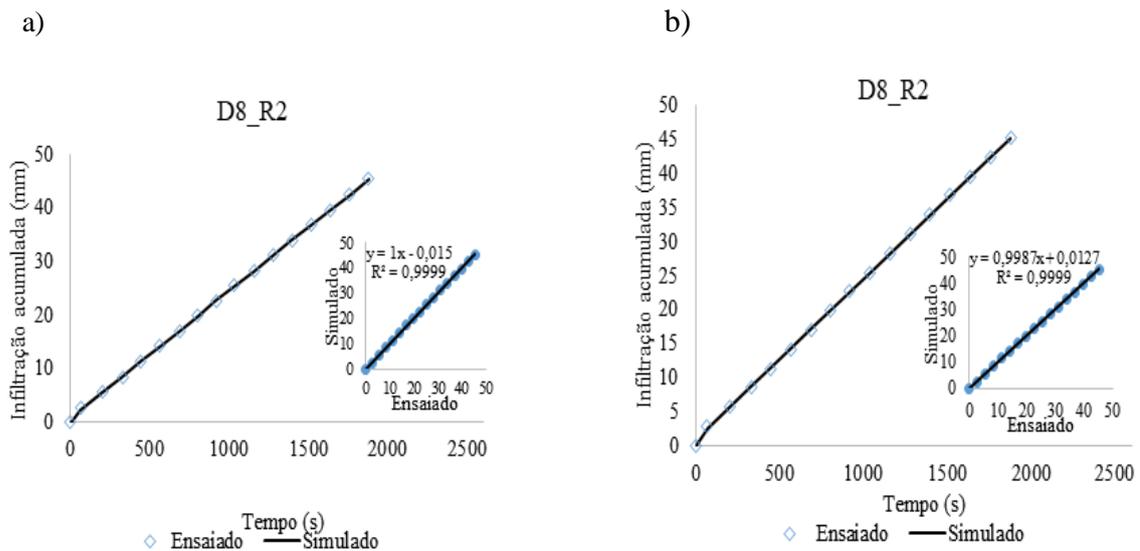
Dois dos ajustes obtidos pelo modelo de Stroosnijder (1976) mostram uma pequena subestimação do volume acumulado da infiltração (Figura 8), principalmente no início do experimento de infiltração. Isso pode ser derivado da formulação matemática deste modelo, que contém uma função exponencial, ou por não ser o modelo mais apropriado para um solo de textura franco arenosa. O ponto C2R1 mostra um dos melhores ajustes para este modelo e o mesmo comportamento foi obtido para a repetição C2R2, com tempos de infiltração análogos, aproximadamente 25 minutos.

Figura 8 - Gráficos do ajuste da modelagem para o modelo Stroosnijder (1976).



Os ajustes para os modelos de Brutsaert (1997) (Figura 9a) e Swartzendruber (1987) (Figura 9b) foram análogos em todos os pontos de infiltração ajustados, com ótima significância na modelagem para a maioria dos ajustes. A proximidade dos resultados obtidos pode estar atrelada ao fato destes dois modelos serem derivados das séries temporais de infiltração propostas por Philip (1957).

Figura 9 - Gráficos da modelagem para os modelos de Brutsaert (1997) e Swartzendruber (1987).



Na Tabela 11 são apresentados os valores médios e desvios padrão dos critérios estatísticos utilizados para avaliar a qualidade dos ajustes da modelagem aos dados experimentais.

Tabela 11 - Estatística aplicada à qualidade dos ajustes da modelagem.

Philip (1957)		Knight soil Philip (1974)				Stroosnijerd (1976)						
Critérios estatísticos												
\bar{x}		s		\bar{x}		s		\bar{x}		s		
	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2
R ²	0,996	0,997	0,004	0,005	0,996	0,997	0,006	0,005	0,996	0,996	0,005	0,005
RMSE	1,330	1,310	1,011	1,115	1,366	1,287	1,109	1,243	1,614	1,600	1,174	1,022
RD	1,121	1,088	0,152	0,185	1,132	1,113	0,175	0,234	1,038	1,033	0,209	0,249
EM	0,983	0,984	0,026	0,033	0,980	0,980	0,028	0,035	0,975	0,978	0,039	0,027
CMR	-0,017	-0,011	0,032	0,037	0,002	0,001	0,041	0,030	0,003	0,016	0,054	0,031
Brutsaert (1977)				Swartzendruber (1987)								
\bar{x}		s		\bar{x}		s						
	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2				
R ²	0,996	0,996	0,005	0,005	0,996	0,997	0,005	0,005				
RMSE	1,570	1,247	1,024	1,024	1,430	1,246	1,127	1,020				
RD	1,103	1,098	0,137	0,171	1,077	1,062	0,154	0,209				
EM	0,977	0,962	0,033	0,141	0,980	0,984	0,033	0,024				
CMR	-0,016	-0,033	0,049	0,033	0,002	0,029	0,047	0,153				

Para os cinco modelos de infiltração unidimensionais, os valores médios do coeficiente de determinação (R^2) foram muito próximos à unidade, indicando que a modelagem conseguiu explicar satisfatoriamente os dados experimentais. Esse mesmo comportamento foi encontrado para a Eficiência da Modelagem (EM) com valores médios em torno de 98% e sem diferenças expressivas entre as repetições. Os desvios padrão variaram entre 2,4 % para o modelo de Swartzendruber (1987) e 14% para o de Brutsaert (1977).

Para a Razão dos Desvios (RD), os valores médios variaram entre 3% para Stroosnijerd (1976) e 13% para Knight soil Philip (1974). Para o coeficiente de Massa Residual (CMR), as curvas ajustadas pelos modelos de Philip (1957) e de Brutsaert (1977) tenderam a superestimar levemente os dados experimentais, enquanto os demais modelos apresentaram uma tendência suave a subestimação. O maior valor de desvio padrão foi de 15% para R2, para o modelo de Swartzendruber (1987), sendo de aproximadamente de 3,5% para os demais modelos.

Por fim, para a Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE), os valores máximos foram de 1,6 para Stroosnijerd (1976) e mínimo de 1,01 para Philip (1957). O mesmo comportamento foi apresentado pelo desvio padrão. Portanto, a estimativa dos parâmetros hidráulicos através dos modelos unidimensionais acoplados a parcela de dispersão lateral da infiltração foi bem-sucedida.

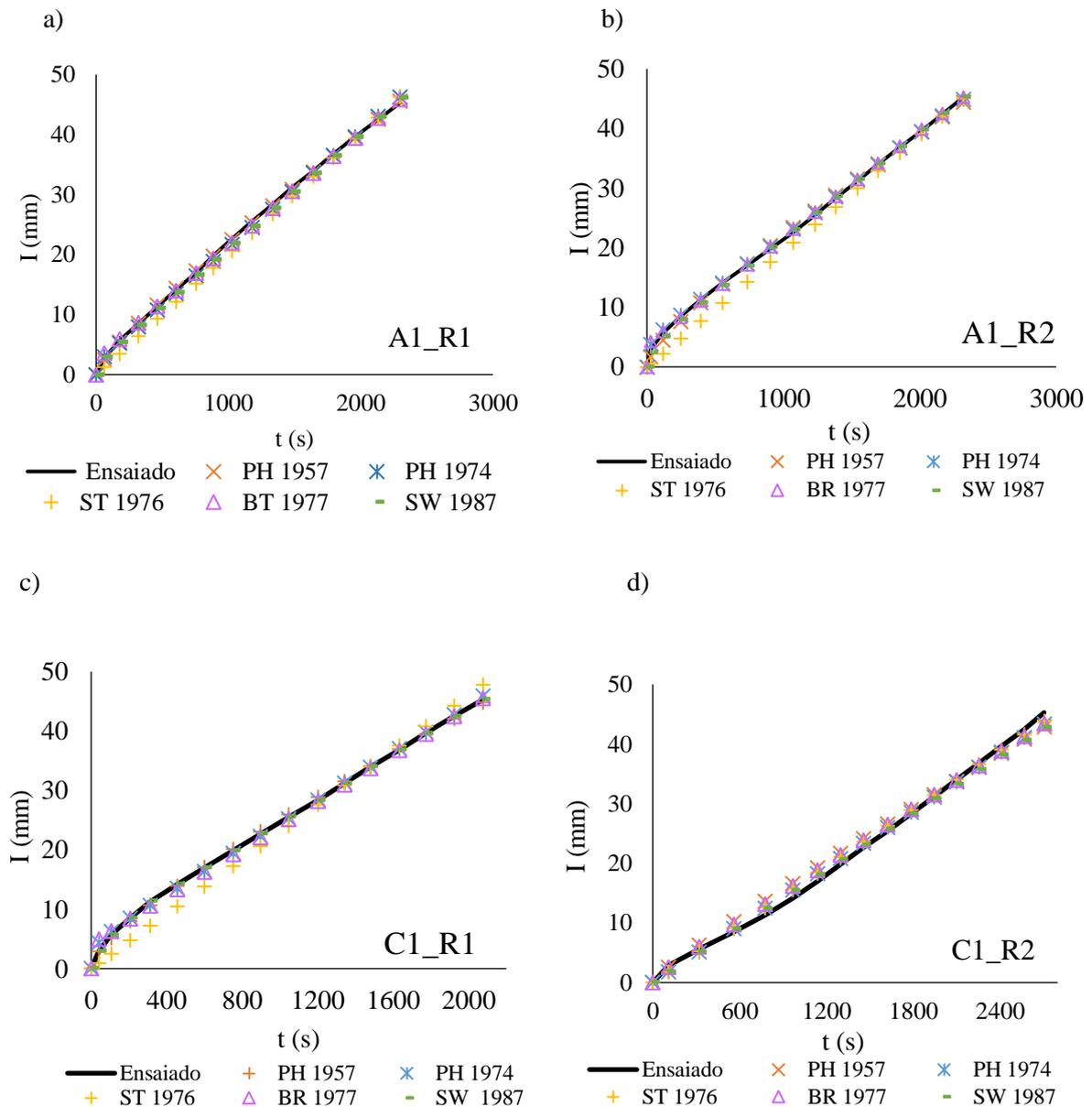
6.1.1 Análise dos modelos de infiltração unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral para solução completa da curva de infiltração

A performance do ajuste da modelagem para os cinco modelos unidimensionais em um mesmo ponto de infiltração é ilustrada na Figura 10. Para o ponto A1 foram obtidos bons ajustes nas amostras das repetições R1 e R2, contudo o modelo de Stroosnijerd (1976), apresentou uma leve tendência a subestimação da infiltração no para o fluxo transiente, atingindo o equilíbrio no ajuste ao ser alcançado o estado de regime permanente.

Já para o ponto C1 a mesma performance da modelagem alcançada para a amostra da repetição R1, não foi alcançada para R2, onde é possível ver que as curvas simuladas não se ajustaram a curva experimental da infiltração, este mesmo comportamento foi apresentado em 20 % dos pontos do conjunto experimental da infiltração. A curva experimental não apresentou uma trajetória totalmente retilínea, na qual houve a formação de um pequeno cavado, para o qual os modelos de infiltração não mostraram sensibilidade de ajuste. Este comportamento

atípico da curva experimental pode ser decorrente de caminhos de fluxos preferências. Ressalta-se que as curvas simuladas apresentaram comportamento análogos para o ponto C1.

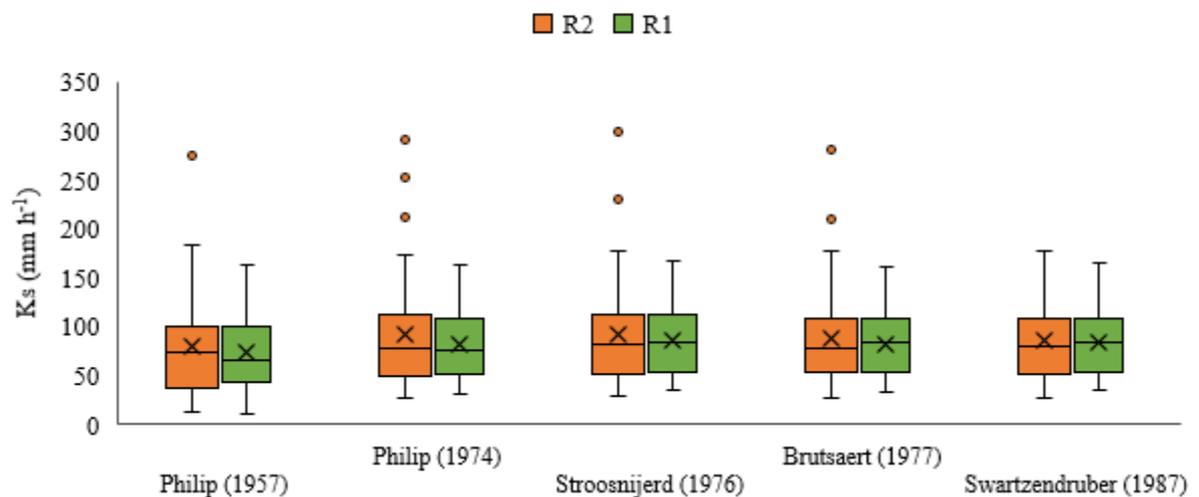
Figura 10 - Curvas de infiltração versus o tempo para os modelos de infiltração unidimensionais acoplados a parcela de dispersão lateral da infiltração.



Todos os modelos apresentam basicamente a mesma ordem de grandeza para a K_s média, para a amostra da repetição R1 (Figura 11), com variação de 73 mm h^{-1} para Philip (1957) e 85 mm h^{-1} para Stroosnijerd (1976). Não houve “outliers”. Na repetição R2, os valores médios de K_s tiveram ordem de grandeza similar, variando entre 78 mm h^{-1} para Philip (1957) e 92 mm h^{-1} para Philip soil Knight (1974). A amplitude do gráfico apontou dispersão análoga para todos os modelos, mas houve “outliers”, exceto no modelo de Swartzendruber (1987).

Estes “outliers” podem ser derivados do surgimento de caminhos de fluxos preferenciais da drenagem da água infiltrada, resultando no aumento da velocidade de infiltração. Estes possíveis caminhos de fluxos preferenciais podem ser decorrentes do sistema radicular característico da área de estudo, uma vez que o bioma Caatinga apresenta predomínio de espécies decíduas (mais de 90% do total), ou seja, mais de 70% da massa radicular encontra-se nos primeiros 30 cm de profundidade (JACKSON *et al.*, 1996; PINHEIRO *et al.*, 2013). van SCHAİK *et al.* (2014), ressaltaram que a condutividade hidráulica do solo é um dos parâmetros mais sensíveis a mudanças devido aos caminhos preferenciais da água formados pelas raízes.

Figura 11 - Gráfico boxplot de K_s , para os modelos de infiltração unidimensionais.



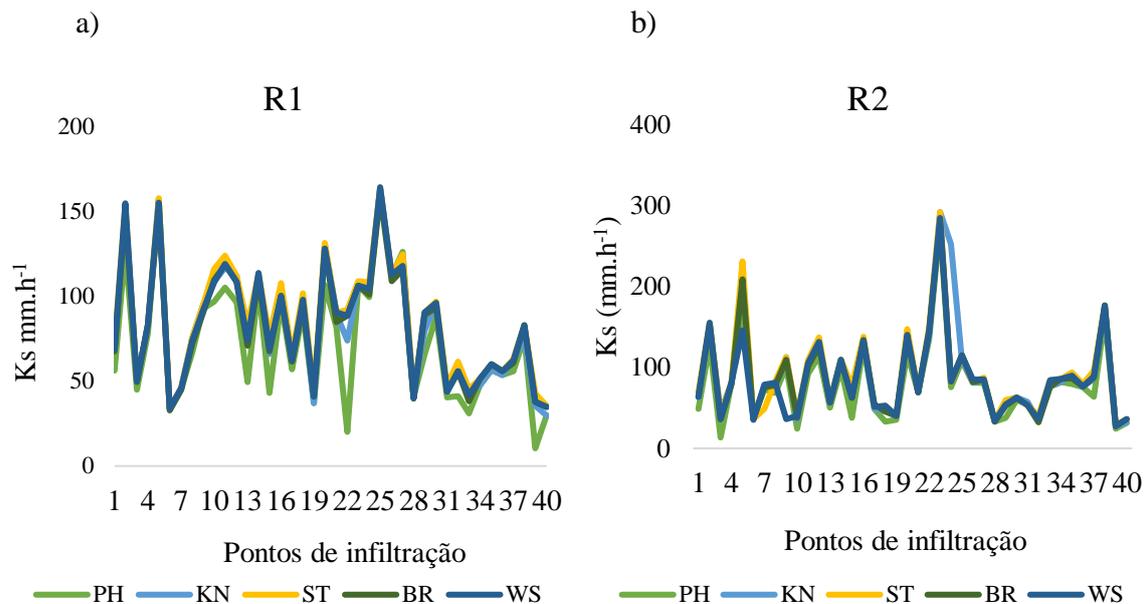
As correlações de Pearson para a K_s feitas para as diferentes repetições do mesmo modelo foram destacadas em azul (Tabela 12). As demais correlações foram feitas entre os resultados das repetições correspondentes de cada modelo. Houve uma variação suave entre as correlações de R1 e R2 de cada modelo, de 0,54 à 0,61, e o maior alcance foi obtido para o modelo de Brutsaert (1977). As correlações entre cada repetição correspondente classificaram-se como forte a muito forte. Isso demonstra que, no processo de modelagem, os ajustes convergiram para valores similares, possibilitando à comunidade científica a utilização destes modelos com mais confiabilidade.

Tabela 12 – Correlação de Pearson aplicada às repetições de Ks, para os modelos unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração.

	PH (R1)	PH (R2)	KN (R1)	KN (R2)	ST (R1)	ST (R2)	BR (R1)	BR (R2)	SW (R1)	SW (R2)
PH (R1)	1	0,54	0,95		0,92		0,93		0,94	
PH (R2)		1		0,88		0,97		0,999		
KN (R1)			1	0,57	0,88		0,99		0,99	0,95
KN (R2)				1		0,88		0,89		0,85
ST (R1)					1	0,60	0,99		0,99	0,94
ST (R2)						1		0,99		
BR (R1)							1	0,61	0,99	0,95
BR (R2)								1		
SW (R1)									1	0,55
SW (R2)										1

As correlações podem ser melhor evidenciadas nos gráficos de linhas (Figura 12), nos quais a similaridade entre os valores da Ks de cada modelo aparece nitidamente.

Figura 12 – Gráficos de linha para os modelos unidimensionais de infiltração.



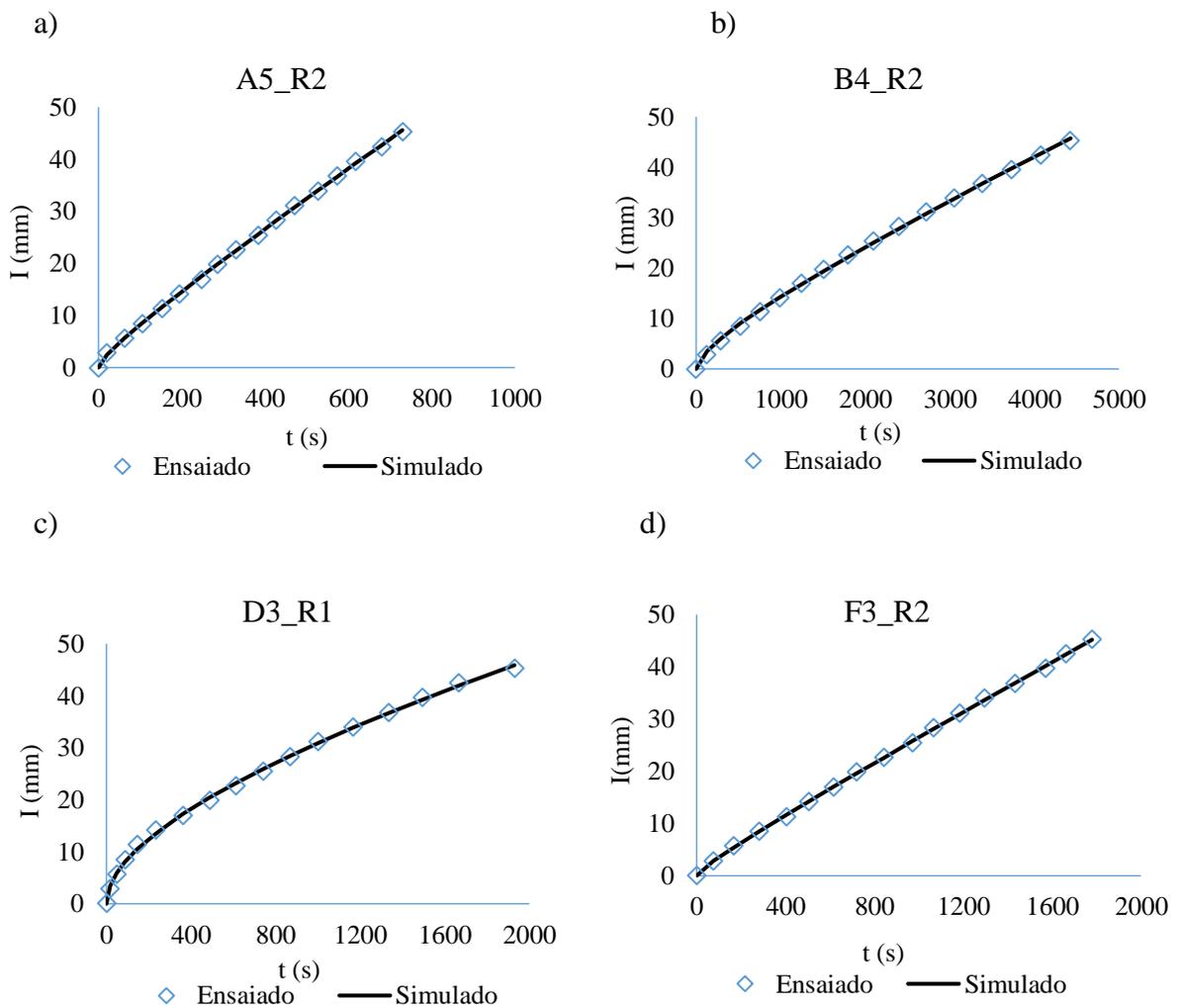
6.2 Modelos de Infiltração Tridimensionais

6.2.1 Modelo de Wu *et al.* (1999)

A condutividade hidráulica do solo saturado foi simulada tridimensionalmente a partir de toda a curva de infiltração cumulativa (Figura 13), sem assumir uma relação fixa entre a condutividade hidráulica saturada e o potencial matricial ($\alpha = K_s/\phi_m$), pelo modelo de Wu *et al.* (1999). Para a determinação dos coeficientes empíricos A e B, utilizou-se a equação de infiltração generalizada desenvolvida por Wu e Pan (1997), a qual têm, essencialmente, a mesma forma do modelo de infiltração de Philip (1957).

As curvas de infiltração simuladas foram sobrepostas aos pontos representativos dos ensaios de campo, demonstrando um bom desempenho do modelo. Embora o solo tenha textura franco-arenosa, a performance do modelo não foi afetada pelo tempo de infiltração, que variou de 12 minutos para o ponto A5R2 a 1 hora e 13 minutos para o ponto B4R2. Segundo Sihag *et al.* (2017), modelos de infiltração apresentam melhor desempenho para simulações de infiltração com tempos mais longos.

Figura 13 - Principais ajustes das curvas de infiltração obtidos pelo modelo de Wu (1999).



Os valores estatísticos dos parâmetros hidrodinâmicos do solo K_s e α , obtidos pelo modelo de Wu *et al.* (1999), variaram entre 9,08 e 134,76 mm h^{-1} e 0,02 e 2,93 cm^{-1} , respectivamente (Tabela 13). Os valores médios da K_s foram da ordem de 62 mm h^{-1} , com variação em relação à média de 31 mm h^{-1} e CV de 50%, para ambas as amostras das repetições, e os de α de 0,15 a 0,61, com CV acima de 250%.

Tabela 13 - Estatística dos parâmetros hidráulicos estimadas pelo modelo de Wu *et al.* (1999).

Estatística	Ks (mm.h ⁻¹)		α (cm ⁻¹)	
	R1	R2	R1	R2
Mínimo	11,96	9,09	0,02	0,03
Máximo	134,76	123,93	2,93	2,37
Média	62,17	61,97	0,24	0,15
Desvio Padrão	31,56	31,22	0,61	0,37
CV (%)	50,83	50,37	256,33	252,35

Os resultados dos critérios estatísticos aplicados para avaliar a eficiência da modelagem são apresentados na Tabela 14. Para o R^2 , o valor máximo atingiu a unidade e os valores médios ficaram próximos à unidade, indicando que o modelo explicou satisfatoriamente os dados de infiltração experimentais. Este resultado foi ratificado pela EM que apresentou o mesmo comportamento. Os desvios padrão do R^2 foram baixos: 0,4% e 0,5%, respectivamente, para as amostras de R1 e R2.

Tabela 14 - Estatística aplicada a modelagem dos ajustes pelo modelo de Wu *et al.* (1999).

Estatística	R^2		RMSE		RD		EM		CMR	
	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2
Mínimo	0,985	0,979	0,217	0,048	0,865	0,822	0,857	0,811	-0,024	-0,086
Máximo	1,000	1,000	4,793	5,495	1,446	1,642	1,000	1,000	0,032	0,037
Média	0,995	0,997	1,330	1,213	1,121	1,088	0,984	0,985	-0,017	-0,011
DP	0,004	0,005	1,011	1,115	0,153	0,186	0,026	0,031	0,032	0,037

A RD apresentou valores médios próximos a unidade, com exceção dos extremos, cujos desvios foram da ordem de 64% e 17%, para os valores máximos e mínimos, com desvio padrão em torno de 18%. O CMR apresentou valores médios próximos a zero, com uma leve tendência a superestimar os dados ($CMR < 0$), e o desvio padrão foi da ordem de 3,5%. A RMSE apresentou valores médios da ordem de 130%, com desvio padrão de 101%.

6.2.2 Análise do Desempenho do Modelo de Wu *et al.* (1999)

Embora o modelo de infiltração tridimensional de Wu *et al.* (1999) tenha sido desenvolvido nas condições climáticas do estado da Califórnia – EUA, onde predomina o clima temperado mediterrâneo, com cobertura do solo sob a cultura de alfafa (*Medicago sativa*), adaptou-se bem às condições climáticas do semiárido de Pernambuco, com excelente desempenho para determinar os parâmetros hidrodinâmicos do solo Ks e α . O valor médio de α (0,14 cm⁻¹) alcançado para R2 ficou próximo ao valor de 0,12 cm⁻¹, sugerido por Elrick e Reynolds (1988) para simular Ks, em

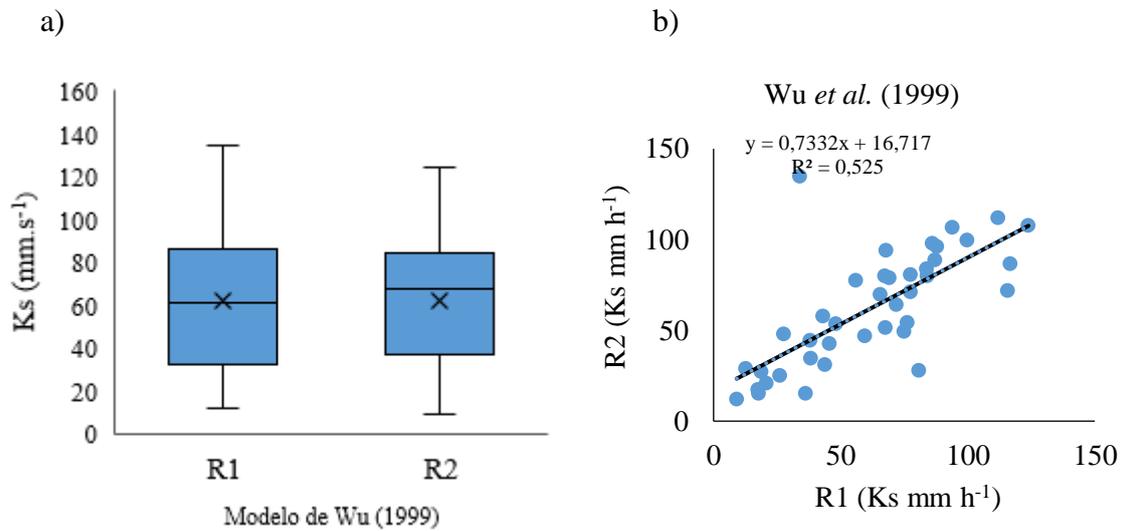
solos francos arenosos, obtido com o permeâmetro de Guelph, indicando que sua abordagem fixa pode ser usada na medição de K_s , com infiltrômetros a simples anel. Já o valor médio de α ($0,24 \text{ cm}^{-1}$) para R1 foi análogo ao valor obtido por Wu *et al.* (1999) para um solo de textura franco arenosa. A variação de α entre as repetições de um mesmo ponto de infiltração também foi reportada por Wu (1999). Assim, usar um valor constante de α para calcular K_s em um mesmo campo ou uma classe textural do solo pode reduzir a variabilidade real dos seus valores (WU *et al.*, 1999).

Xu *et al.* (2012), ao aplicarem o modelo de Wu *et al.* (1999) em solos francos arenosos da Irlanda, obtiveram um CV para K_s (162%), que foi o triplo do CV encontrado neste estudo (50%). Em contrapartida, para o parâmetro hidrodinâmico α , o CV foi bem menor. O mesmo comportamento ocorreu para o valor médio de α ($0,032 \text{ cm}^{-1}$), correspondente a 13% do α médio deste estudo. Comparando os parâmetros hidráulicos obtidos por estes dois estudos é possível inferir que, enquanto um apresentou uma alta variabilidade para K_s e variabilidade moderada para α , no outro aconteceu o oposto.

Bagarello, Sferlazza e Sgroi (2009), ao aplicarem o modelo de Wu *et al.* (1999) a um solo franco arenoso de Palermo, Itália, encontraram um valor médio para K_s de 217 mm.h^{-1} , com CV superior a 83%. Isto é o triplo do K_s médio do presente estudo (62 mm h^{-1}). Possivelmente, esta diferença é proveniente de diferenças significativas do sistema poroso característico das duas áreas de pesquisa, que também sofrem influência das diferentes coberturas vegetais (cultura de citros e Caatinga) e às condições climáticas. Ademais, devido às altas temperaturas do semiárido, os solos apresentam taxas elevadas de evaporação, que interferem significativamente em experimentos de infiltração do tipo Beerkan, principalmente em ambientes de Caatinga aberta característico da área de pesquisa do presente estudo. Pesquisa realizada por Almeida (2016), evidenciou alterações sazonais nas variáveis radiculares, com efeito direto sobre a porosidade e a condutividade hidráulica saturada de uma área de Caatinga arbustivo-arbórea preservada.

Os valores do parâmetro K_s obtidos com o modelo de Wu *et al.* (1999) apresentaram distribuição normal, sem a ocorrência de “outliers” (Figura 14). Dessa forma, o valor médio da K_s não foi afetado por valores extremos. O valor médio da K_s para a amostra de R1 coincidiu com a mediana, indicando que a distribuição dos dados está próxima ao valor central da amostra. As repetições da K_s para este modelo tiveram correlação de Pearson forte.

Figura 14 - Gráficos boxplot (a) e de dispersão (b) para o parâmetro K_s , obtido com o modelo de Wu *et al.* (1999).



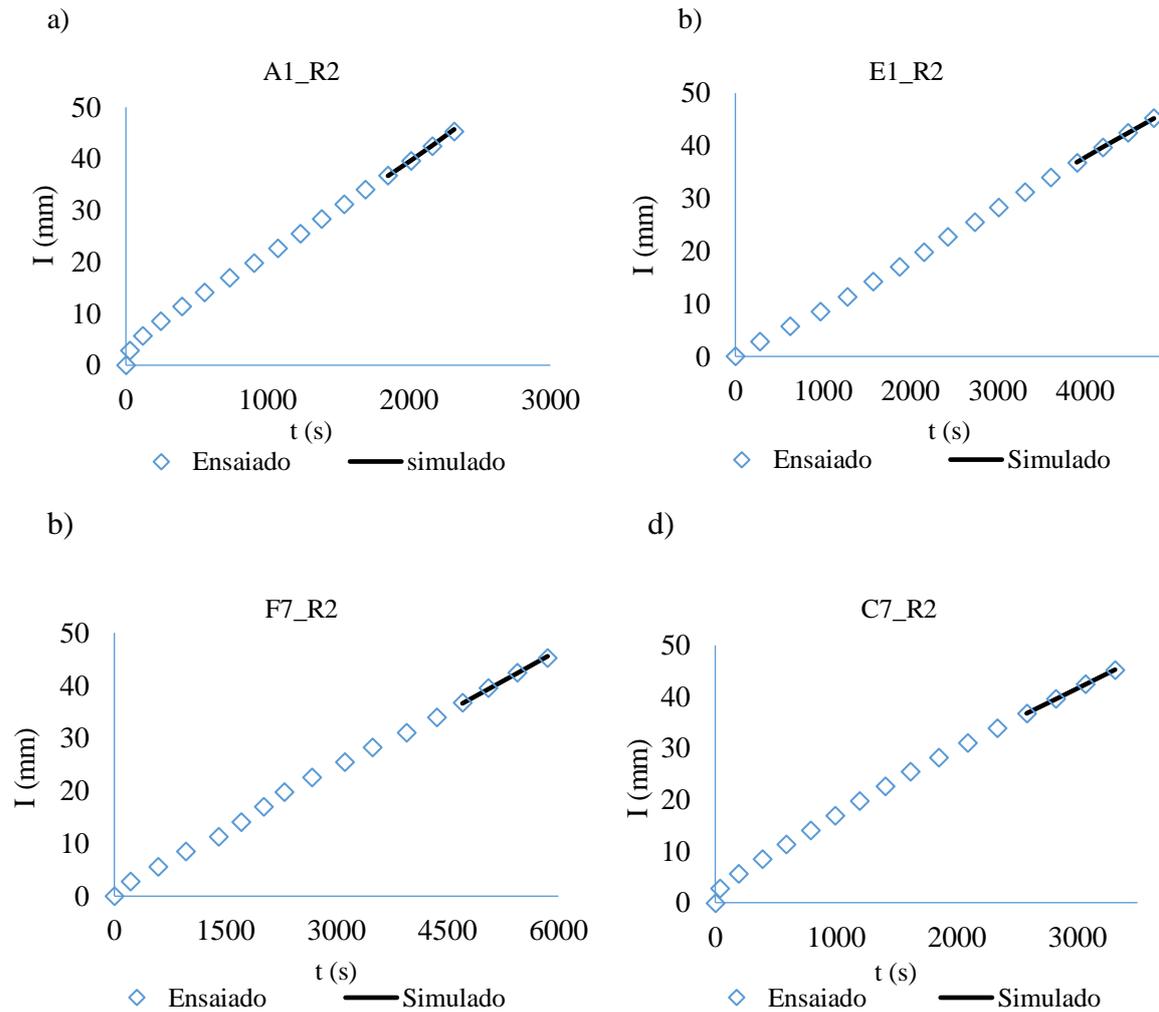
6.3 Modelos de Infiltração em Regime Permanente

6.3.1 Modelo de Wu *et al.* (1999)

O modelo de Wu *et al.* (1999) pressupõe que o regime permanente foi alcançado durante o ensaio de infiltração. Então, é possível ajustar a curva de infiltração (a última parte da curva) por meio de uma regressão linear ($I \times t$) (Figura 15), permitindo a obtenção da condutividade hidráulica do solo saturado. Para o uso desse modelo tridimensional de infiltração foram adotados os valores de α obtidos pelo modelo Wu *et al.* (1999) para cada um dos pontos ensaiados. Para os pontos cujos parâmetros α não foram obtidos pela metodologia de Wu *et al.* (1999), adotou-se o valor tabelado de α para solos francos arenosos: $0,12 \text{ cm}^{-1}$. É o valor de α mais próximo dos calculados por Wu (1999).

O modelo de Wu *et al.* (1999) apresentou uma excelente performance na modelagem dos experimentos, sendo capaz de identificar a fase do estado permanente em 80% dos pontos de infiltração. Os outros casos podem ter ocorrido pela interrupção dos ensaios de infiltração antes de atingido o estado de regime permanente ou por erros de leitura/execução durante a realização do ensaio, ou pelo fato do processo de infiltração não ter apresentado o tempo necessário, já que este modelo foi desenvolvido para tempos longos de infiltração.

Figura 15 - Principais curvas de infiltração ajustadas pelo modelo de Wu 2 (1999).



Os valores extremos mínimos e máximos dos critérios estatísticos para a K_s obtidos pelo modelo de Wu 2 *et al.* (1999) foram 17 e 131 mm h^{-1} para R1 e 10 e 136 mm h^{-1} para R2 (Tabela 15). Os valores médios da K_s , para ambas às repetições foram superiores a 60 mm h^{-1} , com dispersão em relação à média maiores que 30 mm h^{-1} . O CV ratifica a heterogeneidade da amostra, indicando que o desvio supera a condutividade hidráulica saturada média em 48% para a amostra de R1 e 54% para a amostra de R2. A repetição R1 teve uma distribuição assimétrica moderada, enquanto que a repetição R2 apresentou uma distribuição simétrica.

Tabela 15 – Parâmetros hidrodinâmicos estimadas pelo modelo de Wu 2 *et al.* (1999).

Estatística	K_s (mm h^{-1})		α (cm^{-1})	
	R1	R2	R1	R2
Mínimo	17,32	10,22	0,02	0,03
Máximo	131,12	135,80	2,9335	2,37
Média	63,23	65,02	0,2373	0,14
Desvio Padrão	30,36	35,25	0,6083	0,37
CV (%)	48,02	54,22	256,33	252,35

Apesar do modelo de Wu *et al.* (1999) utilizar o fator f de correção geométrica do anel infiltrômetro, os valores simulados para a K_s foram muito próximos aos valores simulados pelo modelo de Wu *et al.* (1999). Este mesmo comportamento foi evidenciado por Wu *et al.* (1999).

6.3.2 Modelo de Bagarello (2013) – TSBI

O modelo de Bagarello (2013), também denominado de método TSBI, pois consiste em uma simplificação do BEST (LASSABATÈRE *et al.*, 2006), foi ajustado para os 48 pontos de infiltração, por meio da regressão linear dos dados ($I/vt \times vt$). O regime permanente foi identificado pela variação constante do tempo de infiltração, determinado como a parte horizontal da curva da taxa de infiltração, permitindo o ajuste linear e a utilização da metodologia para estimativa da K_s e α^* .

Os valores médios da K_s foram superiores a 45 mm h^{-1} , para ambas as repetições, e a dispersão em relação à média foi de 22,6 e $35,7 \text{ mm h}^{-1}$ para R1 e R2, respectivamente (Tabela 16). O coeficiente de variação para R2 superou o CV obtido para R1 em 35 %, confirmando maior heterogeneidade da amostra em R2. Isto ratifica a alta variabilidade de K_s , para as repetições de um mesmo ponto de infiltração. Com relação à simetria da amostra, para a amostra da repetição R1 a distribuição foi simétrica e para a amostra da R2 foi assimétrica moderada.

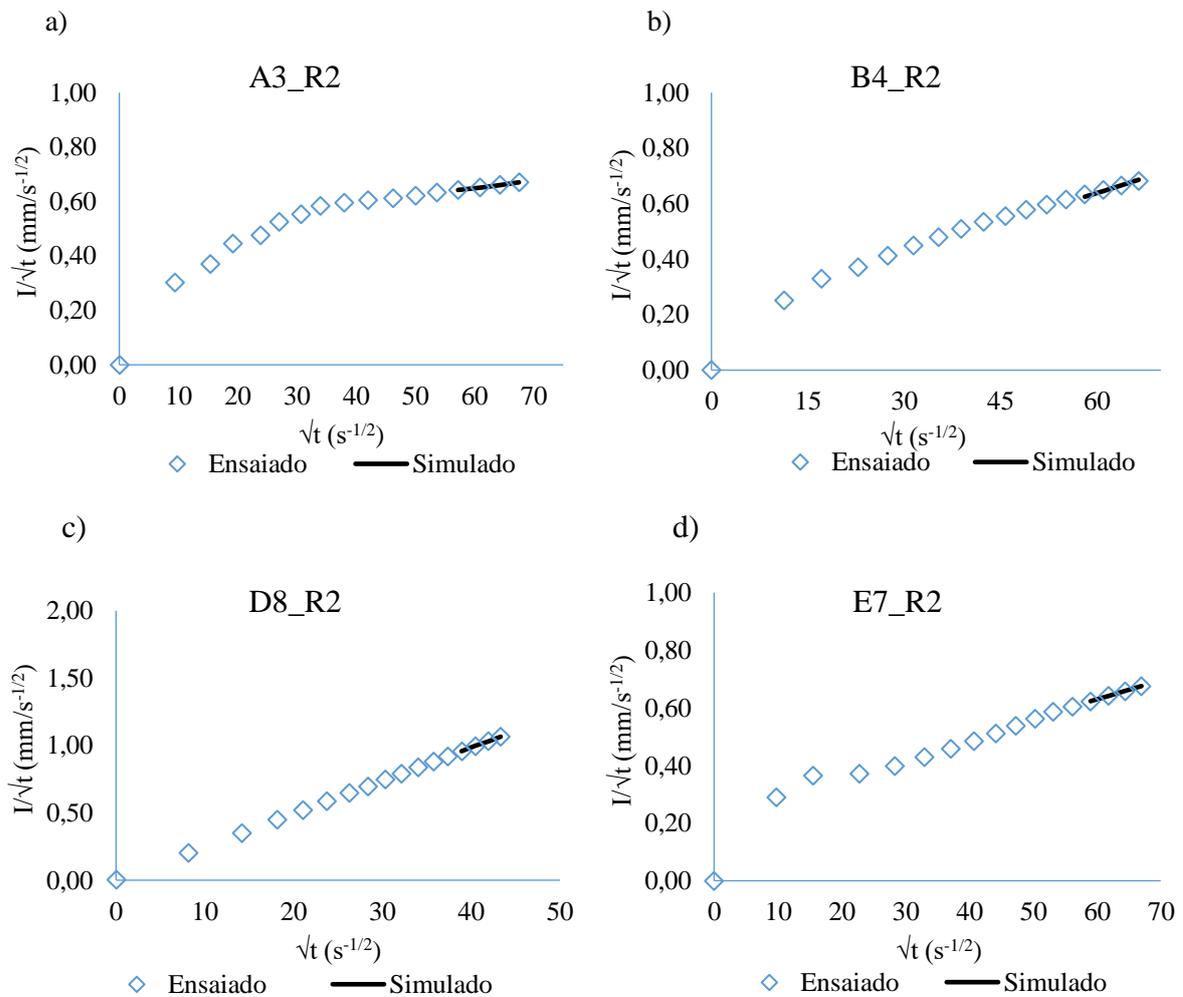
Tabela 16 - Parâmetros hidrodinâmicos estimadas por pelo modelo Bagarello (2013).

Estatística	Ks (mm h ⁻¹)		α^* (mm ⁻¹)	
	R1	R2	R1	R2
Mínimo	14,85	10,56	0,0099	0,0090
Máximo	99,34	195,48	0,0154	0,0174
Média	46,59	47,75	0,0128	0,0126
Desvio padrão	22,64	35,70	0,0015	0,0020
CV (%)	48,59	74,77	11,81	15,75

No modelo de Bagarello, o parâmetro α^* foi obtido através da relação física entre o coeficiente angular da curva de infiltração linearizada (b1). Os valores médios obtidos para α^* , em ambas às repetições, foram de $0,012 \text{ mm}^{-1}$, com desvios padrão baixos: 0,0015 e $0,0020 \text{ mm}^{-1}$ para as amostras de R1 e R2. O coeficiente de variação foi inferior a 16 %, comprovando uma baixa variabilidade da amostra em relação à média de α^* . O modelo apresentou bons ajustes, com definição clara da fase de regime permanente em 70% dos ensaios (Figura 16). Nos outros casos, os ajustes dos dados experimentais ao regime permanente de Bagarello foram

pouco representativos, o que pode ter ocorrido pelo fato do teste de infiltração ter sido interrompido antes da real saturação do solo. Também pode estar relacionado às condições de aplicação do modelo de Bagarello (2013), que só é utilizável se o solo estiver relativamente seco no início do experimento de infiltração.

Figura 16: Curvas de infiltração ajustadas pelo modelo de Bagarello (2013).

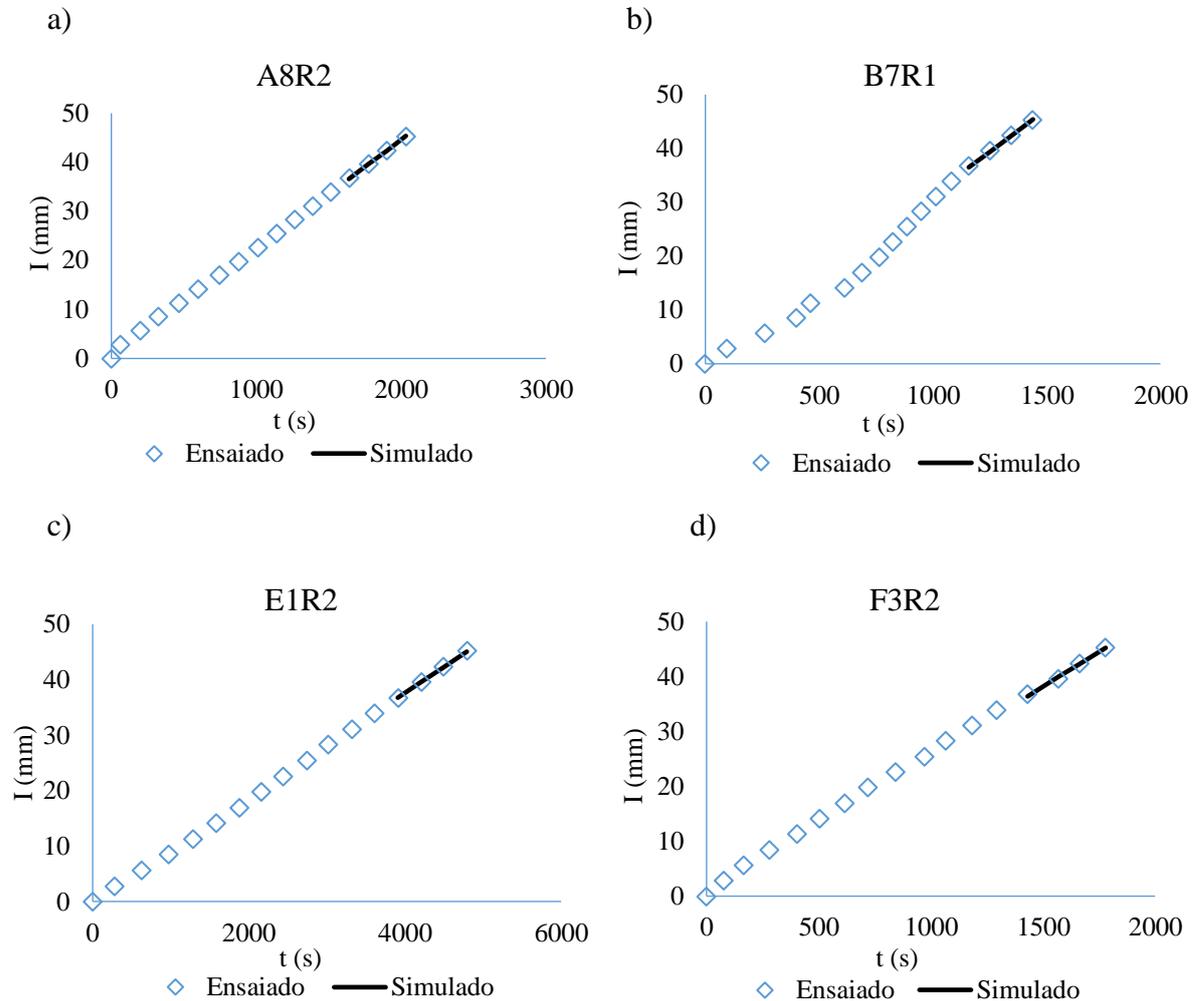


6.3.3 Modelo de Bagarello (2017) – SSBI

Os ajustes das curvas de infiltração acumulada versus tempo para o modelo SSBI foram excelentes (Figura 17). A modelagem abrangeu uma proporção grande de resultados válidos (90%), com distinção clara da fase de estado de regime permanente em comparação com o modelo TSBI. Em ambos os modelos, o início do regime permanente escolhido para os ajustes foram os mesmos. O melhor desempenho alcançado pelo modelo SSBI pode ser explicado deste modelo ter sido desenvolvido exclusivamente para o estado de regime

permanente. Embora o modelo de Bagarello (2013) tenha sido desenvolvido para o fluxo transiente, no presente estudo foi aplicado para o regime permanente da infiltração.

Figura 17 - Curvas de infiltração ajustadas pelo modelo de Bagarello (2017).



O desempenho do modelo SSBI não foi afetado pela duração dos experimentos de infiltração, ajustando-se bem para tempos curtos (Figura 17d). A distribuição da amostra para a repetição R1 apresentou distribuição simétrica, enquanto para R2 foi assimétrica moderada.

Para a repetição R1, os valores de K_s variaram de 14 à 65 mm h^{-1} , com média de 35 mm h^{-1} (Tabela 17). A dispersão dos dados foi menor que o dobro da média (14,4 mm h^{-1}), o que significa que os dados da amostra estão condensados em torno da média. O coeficiente de variação foi de 40,5%, indicando alta variabilidade da amostra. Para a repetição R2, o valor máximo de K_s foi aproximadamente o dobro do valor obtido para R1. A média foi de 38,5 mm h^{-1} , com variação de 22,9 mm h^{-1} . O coeficiente de variação para R2 (59,5%) foi maior que o de R1 (40%).

Tabela 17 – Estatística da Ks, para o modelo de Bagarello (2017).

	Ks (mm h ⁻¹)	
	R1	R2
Mínimo	14,31	11,16
Máximo	65,13	115,94
Média	35,43	38,46
Desvio Padrão	14,36	22,89
CV (%)	40,5	59,5

6.3.4 Análise e comparação dos modelos de infiltração em regime permanente

Os valores da Ks obtidos por Xu *et al.* (2012) para um solo franco arenoso da Irlanda por meio do método de Wu 2 foram bem próximos aos valores da Ks encontrados nesta investigação, 147,5 e 135 mm h⁻¹ para os valores máximos. Já o valor médio da Ks (30,25 mm h⁻¹), correspondeu a metade do valor da Ks deste estudo. Bagarello *et al.* (2013), ao aplicarem o modelo TSBI em solos sicilianos franco arenosos, encontraram um valor médio para a Ks (245,4 mm h⁻¹) cinco vezes maior que a Ks média aqui obtida. No entanto, o coeficiente de variação de 74% foi análogo ao desta pesquisa para a amostra de R2. Esta diferença entre os valores médios da Ks pode ser derivada de uma maior porosidade em relação ao solo deste estudo, em acréscimo aos diferentes tipos climáticos.

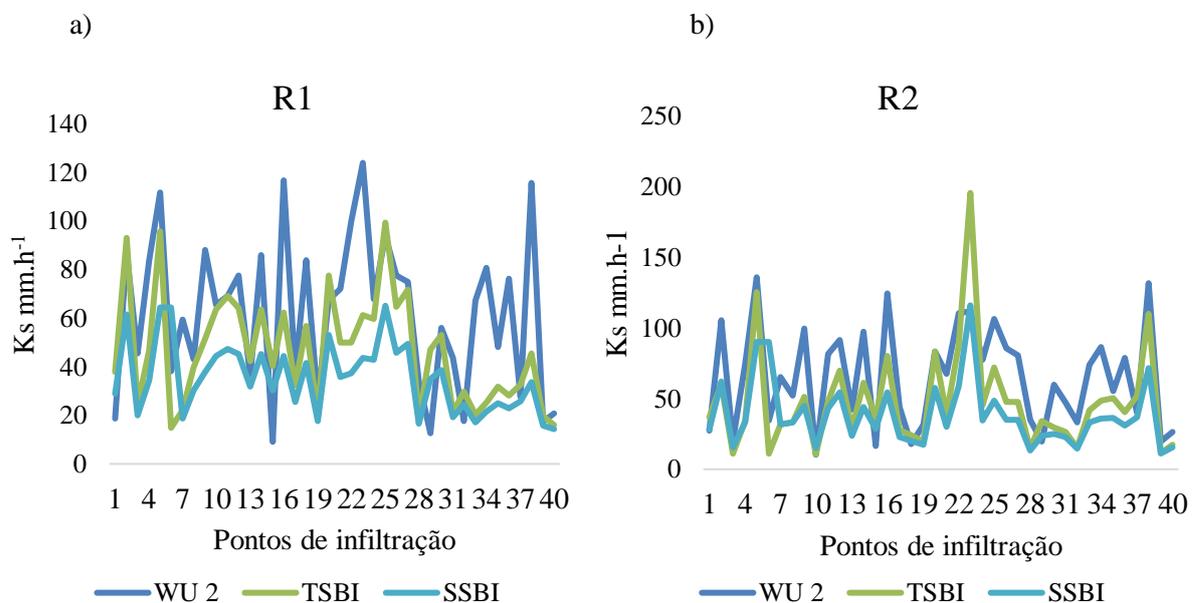
Bagarello *et al.* (2013) encontraram um α^* médio de 0,008 mm⁻¹ para os solos da Sicília. Devido à proximidade deste α^* médio com o valor fixo de α^* (0,012 mm⁻¹) sugerido por Elrick e Reynolds (1992) para solos francos arenosos, a funcional de Bagarello (2013) pode ser vista como um suporte independente para determinar α^* em solos de climas tropicais e temperados (BAGARELLO, 2013). Nesta investigação, o α^* médio foi exatamente igual ao α^* sugerido por Elrick e Reynolds (1992), comprovando a eficiência desta relação funcional para estimar α^* , bem como, demonstrando uma boa performance para solos de clima semiárido.

Prima *et al.* (2019) encontraram uma Ks média de 84,1 mm h⁻¹ aplicando o modelo SSBI a um solo franco arenoso em Palermo, na Itália, mais que o dobro do Ks médio encontrado no presente estudo para ambas as repetições. No entanto, o coeficiente de variação foi aproximadamente a metade do CV aqui encontrado. Estes mesmos autores também aplicaram o SSBI a um solo franco arenoso em Villabate, na Itália, e a Ks média foi de 205,46 mm h⁻¹, ou seja, cinco vezes maior que a Ks média aqui encontrada.

Pereira *et al.* (2020) empregaram o SSBI para determinar a Ks em uma pesquisa de restauração florestal com distintas coberturas vegetais, em um solo de textura franco arenosa. Os solos sob plantação de cana de açúcar, pastagem e floresta degradada apresentaram valores médios da Ks de 39,9, 28,5 e 36,3 mm h⁻¹, similares aos valores relatados neste estudo. Essa similaridade pode ser explicada pelos seguintes fatos: o manejo da terra para a produção da cana de açúcar altera a porosidade natural do solo, aumentando o grau de compactação e diminuindo o número de poros hidraulicamente ativos, assim como sua distribuição; as áreas sob pastagem eram provenientes da retirada de floresta tropical natural com uso intenso de pastoreio animal, fazendo com que a Ks diminuísse e se assemelhasse aos solos de regiões semiáridas. Para a área de restauração passiva por regeneração natural há 42 anos, o Ks médio foi de 124,22 mm h⁻¹, o triplo do valor médio da Ks aqui encontrado.

Apesar da definição da fase de regime permanente ter sido a mesma para aplicação dos modelos de Wu 2 (1999), TSBI e SSBI, os valores da Ks em um mesmo ponto divergiram consideravelmente (Figura 18). Em alguns casos, a diferença foi superior a 60 mm h⁻¹. Os valores médios da Ks no modelo Wu 2 foram 27% maiores que os valores dos Ks médios do modelo TSBI, em ambas às repetições.

Figura 18 - Gráficos de linha para os modelos tridimensionais em regime permanente.

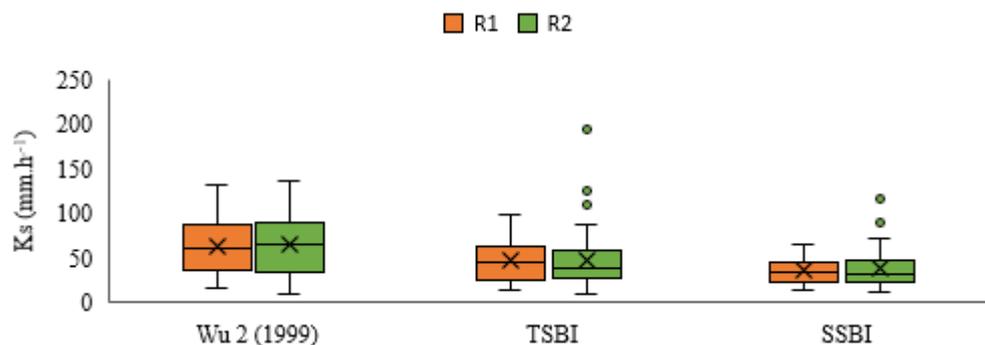


O modelo de Wu 2 também apresentou valores da Ks elevados em relação aos Ks obtidos pelo modelo SSBI, com diferenças que atingiram 65 mm h⁻¹ para os valores máximos. Os valores médios da Ks alcançados por Wu 2 foram praticamente o dobro dos Ks médios

obtidos pelo SSBI, em ambas as amostras das repetições. Contudo, os coeficientes de variação em ambos os modelos foram análogos. O modelo TSBI também apresentou valores da K_s maiores que os obtidos pelo SSBI, com valores médios superiores a 10 mm h^{-1} e, 85 mm h^{-1} para o valor máximo de R2. Essa diferença entre os valores da K_s dos três modelos em regime permanente pode ser decorrente dos seguintes fatos: o modelo TSBI, embora tenha sido aplicado no presente estudo para o regime permanente, foi desenvolvido para ser aplicado à linearização dos dados de infiltração transientes e requer condições extremas de solo seco no início dos experimentos de infiltração, condição que pode ser alterada por pancadas de chuvas, e o modelo de Wu 2 requer corridas de infiltração longas, o que não ocorre na maioria das vezes para solos de texturas arenosas.

O modelo que apresentou a maior amplitude foi o de Wu 2, sem a ocorrência de “outliers” (Figura 19). A dispersão em relação à média foi análoga para a amostra de R2 nos modelos TSBI e Wu 2, assim como o CV para a mostra de R1. Os modelos TSBI e SSBI apresentaram “outliers” acima do limite superior na repetição R2, que afetaram o valor médio de K_s . Os valores médios para R2 no modelo de Wu 2 (1999) e R1 nos modelos TSBI e SSBI tangenciam a mediana, indicando que a distribuição dos dados está próxima ao valor central da amostra.

Figura 19 - Gráfico boxplot da K_s , para os modelos em regime permanente.



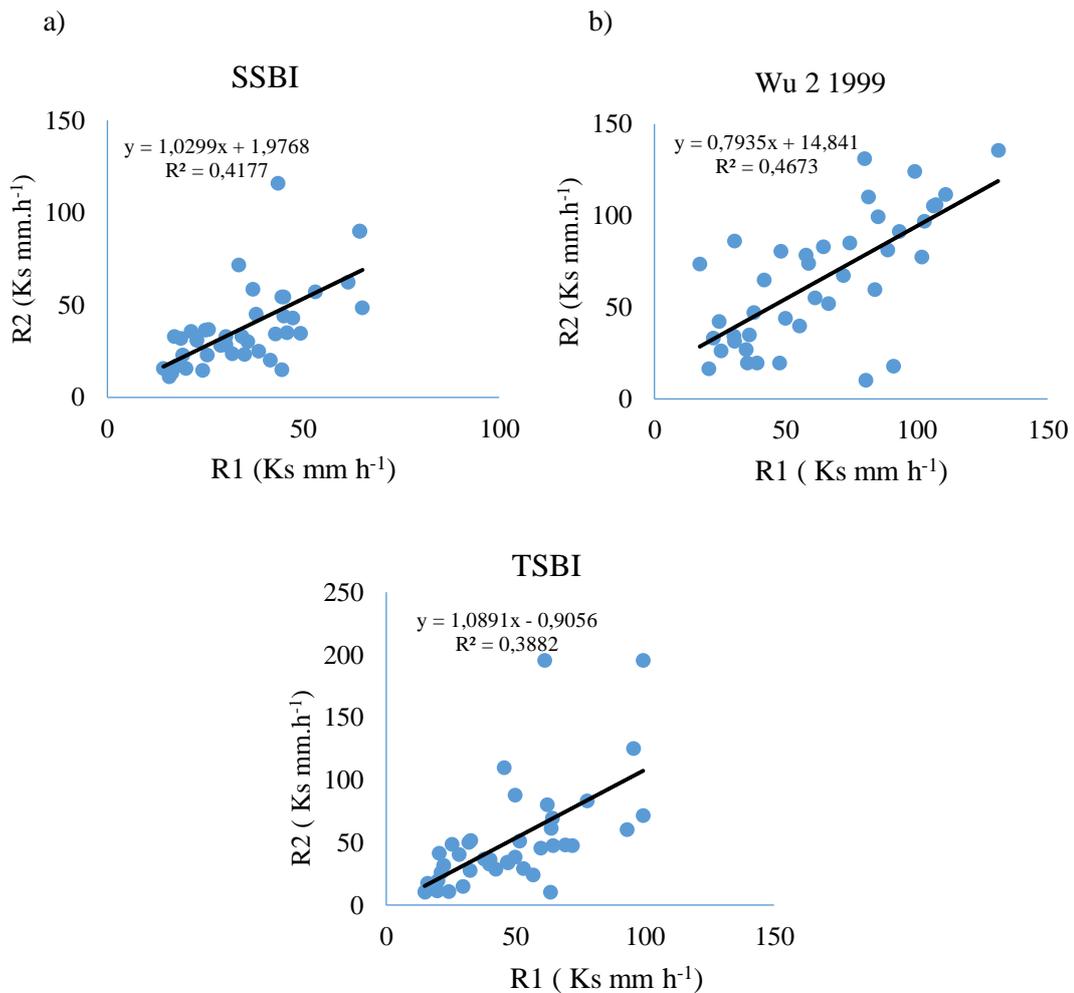
Foi aplicada a correlação de Pearson aos dados dos modelos de infiltração em regime permanente das repetições R1 e R2 (Tabela 18). As pertencentes aos mesmos modelos foram destacadas em azul e tiveram correlação moderada. As demais correlações foram feitas entre as repetições correspondentes a cada modelo, obtendo-se em todos os casos uma correlação forte.

Tabela 18 - Correlação de Pearson aplicada aos modelos de infiltração em regime permanente.

Modelos	TSBI-R1	TSBI-R2	SSBI- R1	SSBI- R2	Wu2-R1	Wu2-R2
TSBI-R1	1	0,62	0,84		0,81	
TSBI-R2		1		0,84		0,77
SSBI- R1			1	0,6462	0,70	
SSBI- R2				1		0,70
Wu2-R1					1	0,68
Wu2-R2						1

Os gráficos de dispersão foram traçados entre as diferentes repetições de cada modelo em regime permanente (Figura 20), para com isso ser visualizada a distribuição dos pontos representativos da Ks em torno da linha de regressão linear média. Os pontos estão dispersos de forma moderada, com R² que variou de 0,39 a 0,48.

Figura 20 – Gráficos de dispersão entre às repetições da Ks, em regime permanente.



6.4 Avaliação da Qualidade dos Ajustes da Modelagem

Os modelos de infiltração unidimensionais e o modelo tridimensional de Wu *et al.* 1999 que utilizaram todos os pontos de infiltração no ajuste da curva de infiltração, foram comparados quanto aos valores médios do R², RMSE, RD, CMR e EM, através da classificação de posições (Tabela 19). A classificação foi feita com as médias e não para cada repetição. No ranking dos indicadores estatísticos, Wu (1999) classificou-se em primeiro lugar quanto aos critérios R² e EM. Stroosnijerd (1976) teve classificação em primeiro lugar para R² e RD e o modelo de Knight soil Philip (1974) ficou em primeiro lugar quanto a RMSE e CMR.

Na análise geral (Tabela 19), o rank médio dos critérios estatísticos apontou os modelos de Wu (1999), Philip (1957), Knight soil Philip (1974) como os de melhores performances no ajuste da modelagem. As posições subsequentes foram ocupadas por Stroosnijerd (1976), Swartzendruber (1978), e Brutsaert (1977).

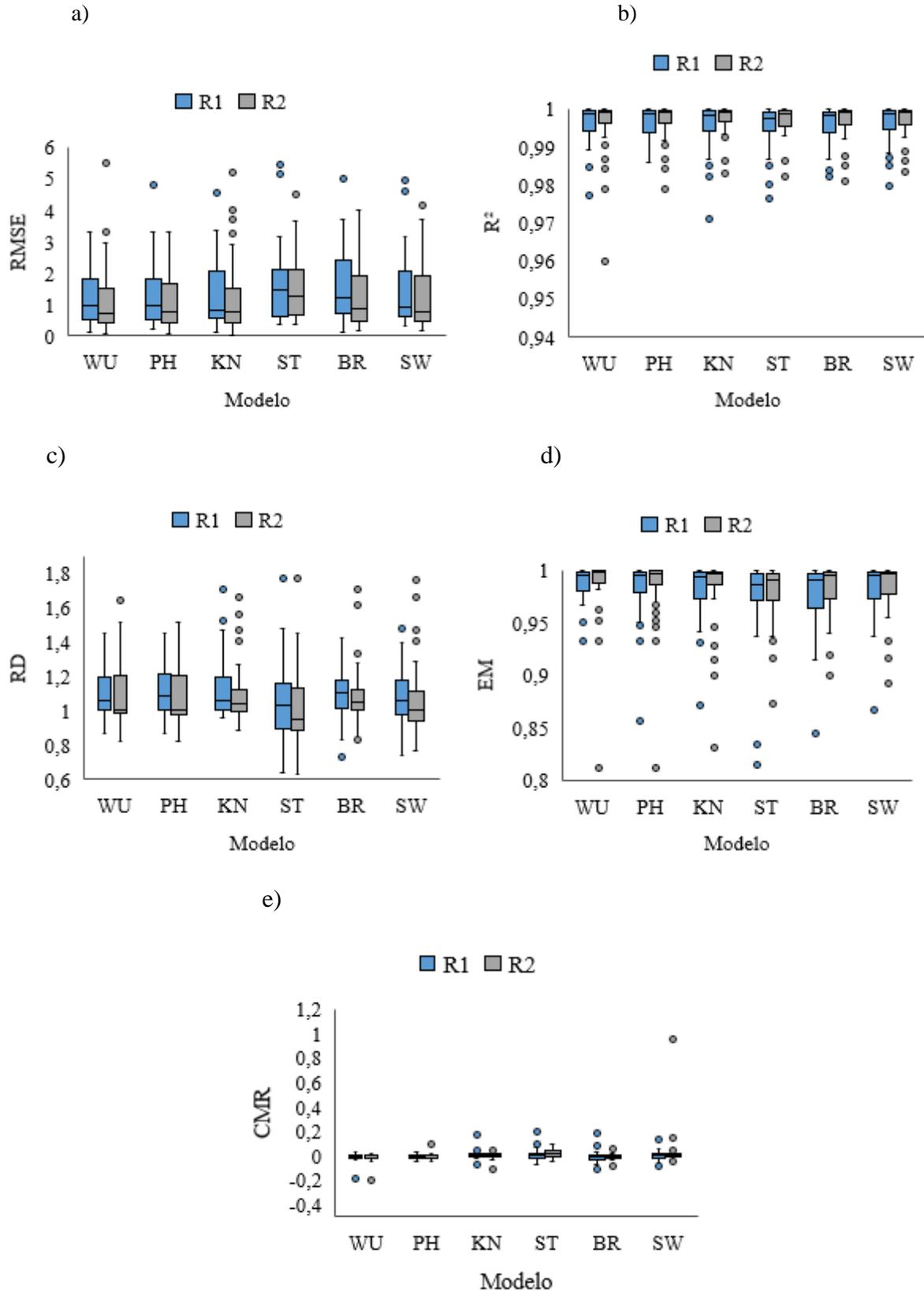
Tabela 19 - Classificação de posições aplicada aos ajustes da modelagem.

Parâmetros	PH	KN	ST	BR	SW	
R ²	0,996	0,9965	0,9965	0,996	0,996	0,9965
RMSE	1,330	1,320	1,327	1,607	1,409	1,338
RD	1,105	1,105	1,123	1,036	1,101	1,070
EM	0,9845	0,9835	0,9800	0,9765	0,9695	0,982
CMR	-0,0145	-0,014	0,0015	0,0095	-0,0245	0,0155
Rank (R ²)	1	2	2	1	1	2
Rank (RMSE)	3	2	1	6	5	4
Rank (RD)	4	4	5	1	3	2
Rank (EM)	1	2	4	5	6	3
Rank (CMR)	4	3	1	2	5	6
Rank (Médio)	2,6	2,6	2,6	3	4	3,4

As menores variabilidades de R² (Figura 21b) corresponderam à repetição R2, para todos os modelos, mas, no geral, os valores médios do R² ficaram próximos à unidade, indicando uma excelente performance da modelagem (Figura 21c). O modelo com maior desvio foi o de ST. Com relação a EM (Figura 20d), os valores ficaram próximos à unidade e a variabilidade foi menor para as repetições R2, exceto no modelo ST. Os valores do CMR variaram entre zero e muito próximos a zero (Figura 21e). Para o RMSE, os modelos de WU e PH apresentaram valores inferiores a dois e os demais valores variando entre dois e três, indicando a presença de “outliers”. Apesar deles, a avaliação do desempenho de cada modelo

foi considerada excelente para simular o processo de infiltração de água neste solo de textura franco-arenosa em ambiente semiárido.

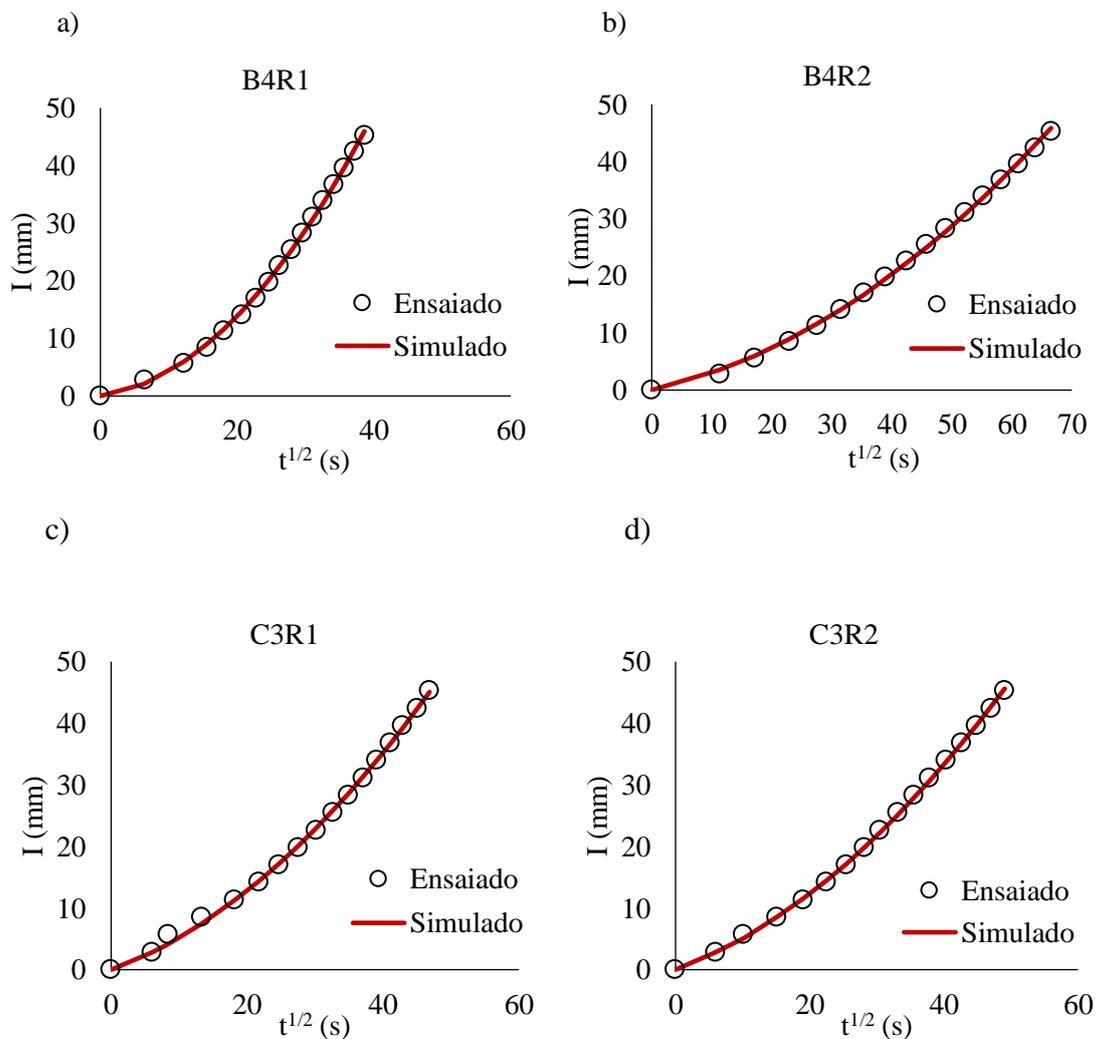
Figura 21 - Boxplot dos indicadores estatísticos – a) RMSE; b) R^2 ; c) RD; d) EM; e) CMR.



6.5 Modelo de infiltração tridimensional de Stewart e Abou Najm (2018)

O modelo de Stewart e Abou Najm (2018) foi previamente validado utilizando apenas experimentos laboratoriais e numéricos. Ele foi aplicado recentemente por Prima *et al.* (2019) a um experimento de campo, o que significa que existem poucos estudos que avaliem seu desempenho experimentalmente com medições de infiltração. Com o intuito de contribuir na avaliação da sua performance, o modelo foi ajustado aos quarenta e oito experimentos de infiltração, exceto para a abordagem (1), visto que não foi possível a convergência do ajuste da curva de infiltração aos dados experimentais. Para as abordagens 2, 3 e 4, que utilizam a mesma equação linear, os ajustes foram excelentes Figura 22.

Figura 22 - Curvas de infiltração ajustadas para o fluxo transiente pelo modelo de Stewart e Abou Najm (2018).

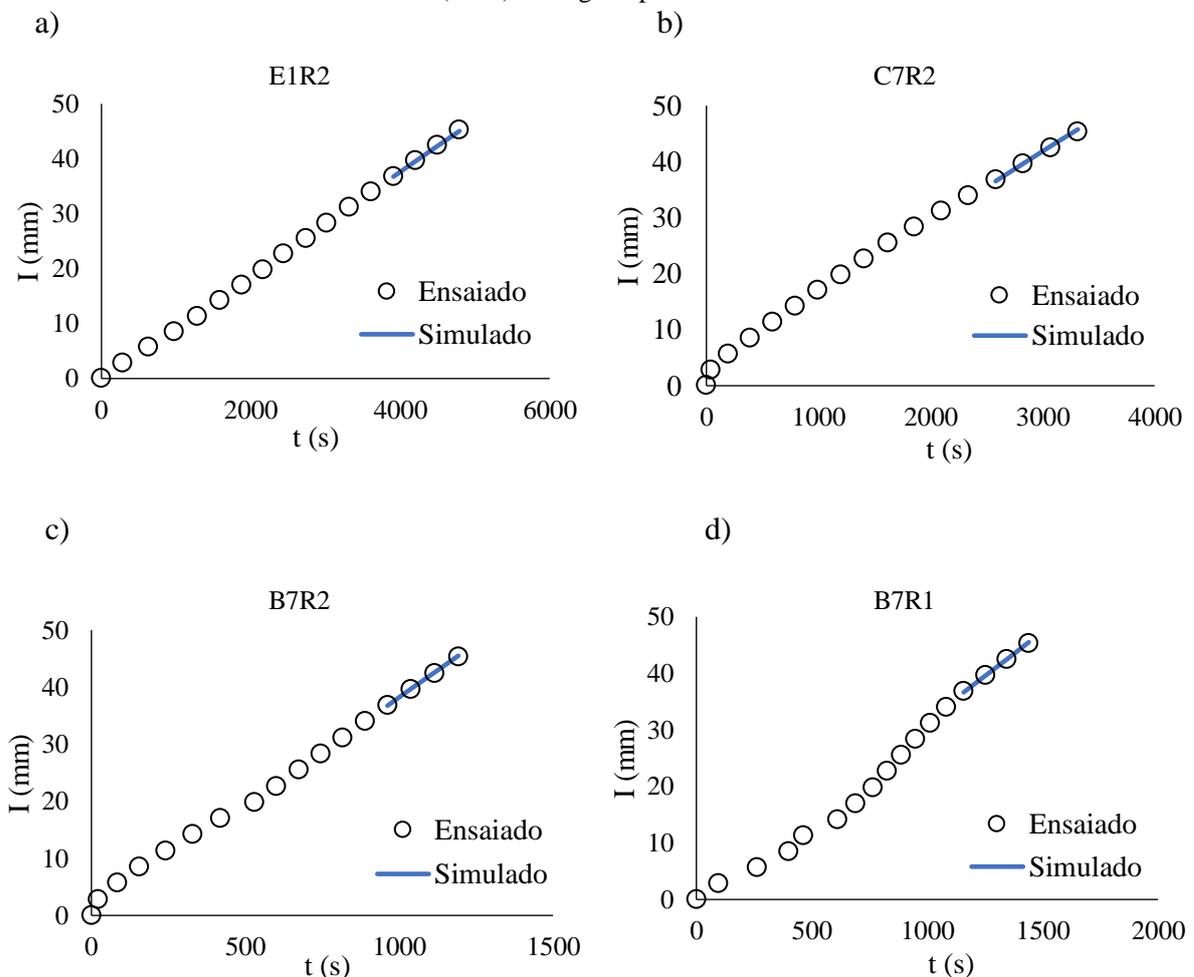


A determinação dos coeficientes $C1$ e $C2$ consistiu da regressão linear entre a $(I \times \sqrt{t})$ na qual foi utilizado todos os pontos da curva de infiltração. O modelo foi mais flexível no ajuste dos dados experimentais, abrangendo um maior número de resultados válidos em relação

aos demais modelos de infiltração tridimensionais utilizados nesta investigação. Foram obtidos bons ajustes para as repetições R1 e R2, o que na maioria das vezes não aconteceu com os demais modelos de infiltração. Os tempos de infiltração das repetições variaram de 33,3 min a 1h e 20 min, e não afetaram a performance do modelo.

Alguns dos principais ajustes das curvas de infiltração para o estado de regime permanente são mostrados na Figura 23, onde determinou-se dos coeficientes C3 e C4 da equação da Ks, usados nas abordagens 2, 3 e 4. Na maioria dos casos, o modelo foi capaz de identificar e se ajustar ao regime permanente dos experimentos de infiltração, gerando resultados válidos.

Figura 23 - Curvas de infiltração cumulativa versus o tempo ajustadas para o modelo de Stewart e Abou Najm (2018) em regime permanente.



Os maiores valores da K_s foram simulados pela abordagem 2, com valores máximos que alcançaram, respectivamente, 360 e 596 mm h^{-1} para R1 e R2 em fluxo transiente (Tabela 20). O regime permanente também atingiu os maiores valores na abordagem 2: 164 e 283 mm h^{-1} para as amostras de R1 e R2. Os menores valores da K_s foram simulados pela abordagem 3

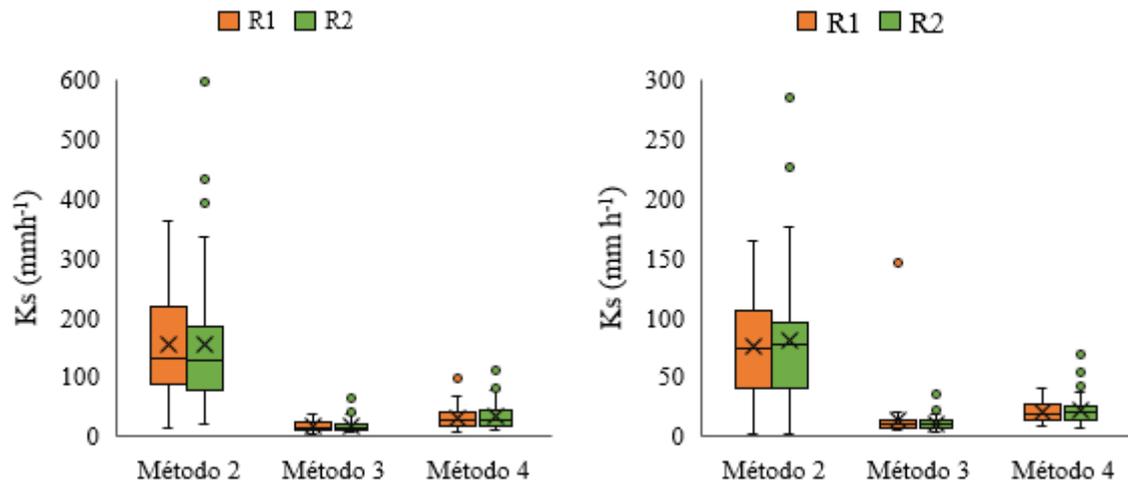
para o fluxo transiente, com valores extremos máximos de 37 e 61 mm h⁻¹, respectivamente, para R1 e R2, e com valor médio em torno de 17 mm h⁻¹. A abordagem 4 apresentou valores para a Ks superiores ao dobro dos valores encontrados na abordagem 3; no entanto, foram inferiores aos encontrados na abordagem 2, para o fluxo transiente, com valor médio aproximado de 31 mm h⁻¹.

Tabela 20 - Estatística da Ks para as abordagens 2, 3 e 4 do modelo de Stewart e Abou Najm (2018).

Fluxo	Abordagem 2 Ks (mm h ⁻¹)			
	F. Transiente		R. Permanente	
	R1	R2	R1	R2
Máximo	359,97	595,57	164,24	283,90
Mínimo	13,12	17,82	0,8373	1,926
Média	152,87	154,06	74,79	80,35
D. Padrão	84,75	112,59	40,33	55,80
CV (%)	55,44	73,08	53,92	69,45
Abordagem 3				
Máximo	37,07	61,63	19,47	33,96
Mínimo	2,47	4,45	3,81	3,01
Média	16,34	17,07	12,34	10,26
D. Padrão	8,27	11,24	20,10	5,96365
CV (%)	50,59	65,81	162,89	58,14
Abordagem 4				
Máximo	94,67	110,01	39,01	68,72
Mínimo	4,41	7,94	7,68	6,06
Média	30,31	31,45	19,49	20,66
D. Padrão	17,47	21,16	8,33	12,05
CV (%)	57,64	67,36	42,74	58,31

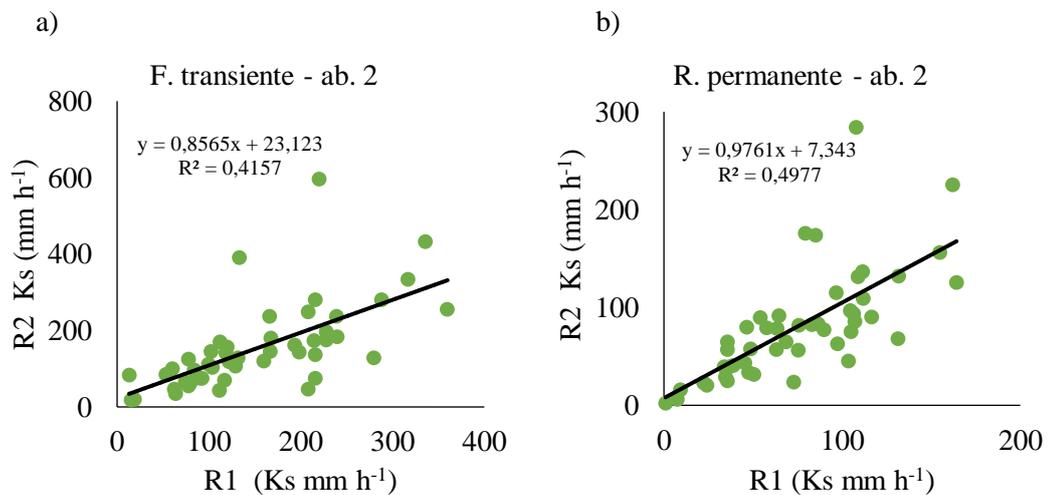
Os menores valores para o regime permanente foram obtidos pela abordagem 2: 0,87 e 1,93 mm h⁻¹, respectivamente para as amostras de R1 e R2. A abordagem 2 atingiu os maiores valores em regime permanente e fluxo transiente, em ambas as repetições (Figura 24). Além disso, houve grande discrepância nas amplitudes dos resultados das abordagens 3 e 4 em relação a abordagem 2. Na amostra da repetição R2, ocorreram *outliers* acima do limite superior nas três abordagens, enquanto que para a amostra da repetição R1 houve apenas um *outlier* acima do limite superior para a abordagem 3 em regime permanente.

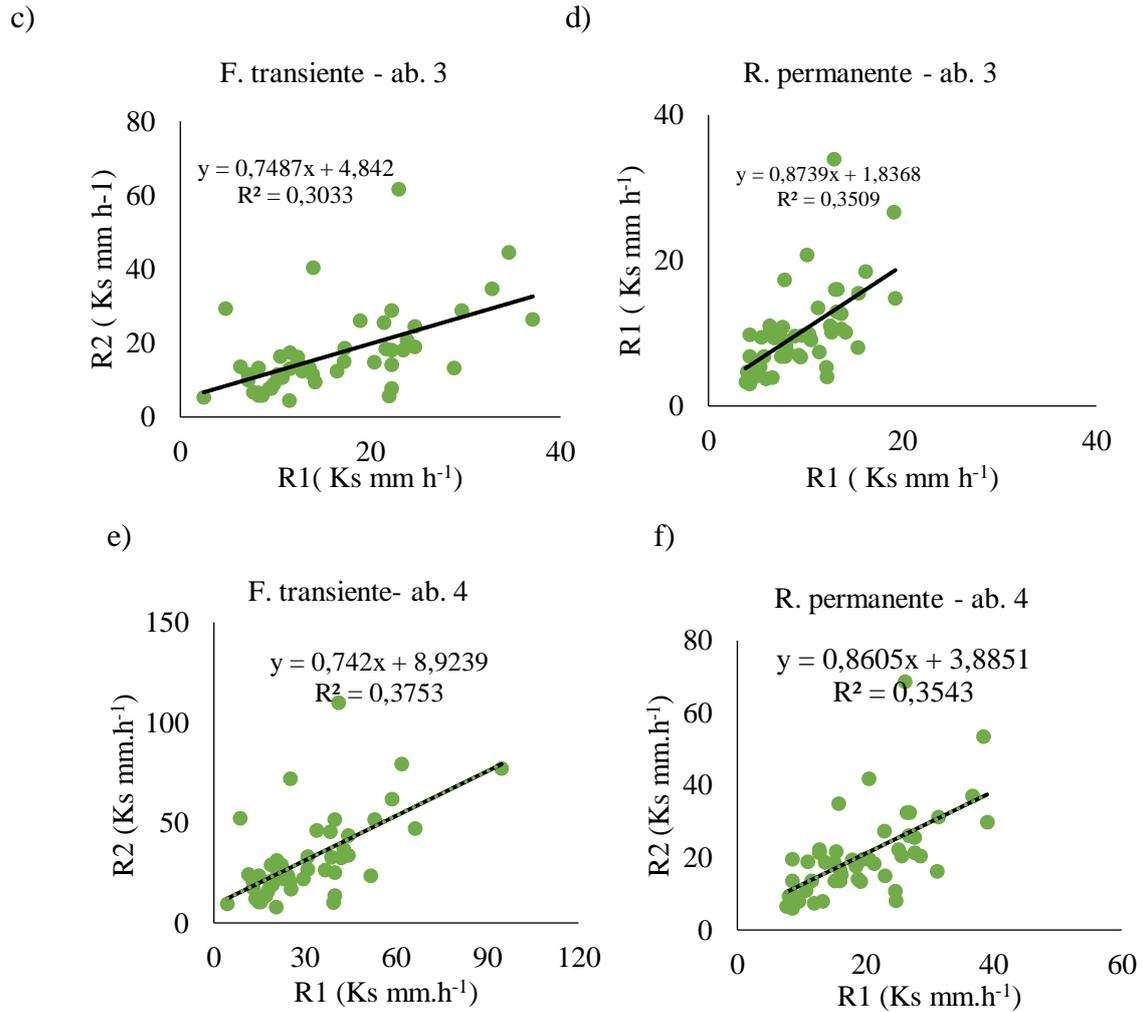
Figura 24 - Boxplot: a) fluxo transiente; b) regime permanente, para o modelo de Stewart e Abou Najm (2018).



Por meio dos gráficos de dispersão traçados entre as repetições do modelo de Stewart e Abou Najm (2018), é possível observar que os pontos estão medianamente dispersos em torno da linha de regressão central (Figura 25).

Figura 25 – Gráficos de dispersão para o modelo de Stewart e Abou Najm (2018).



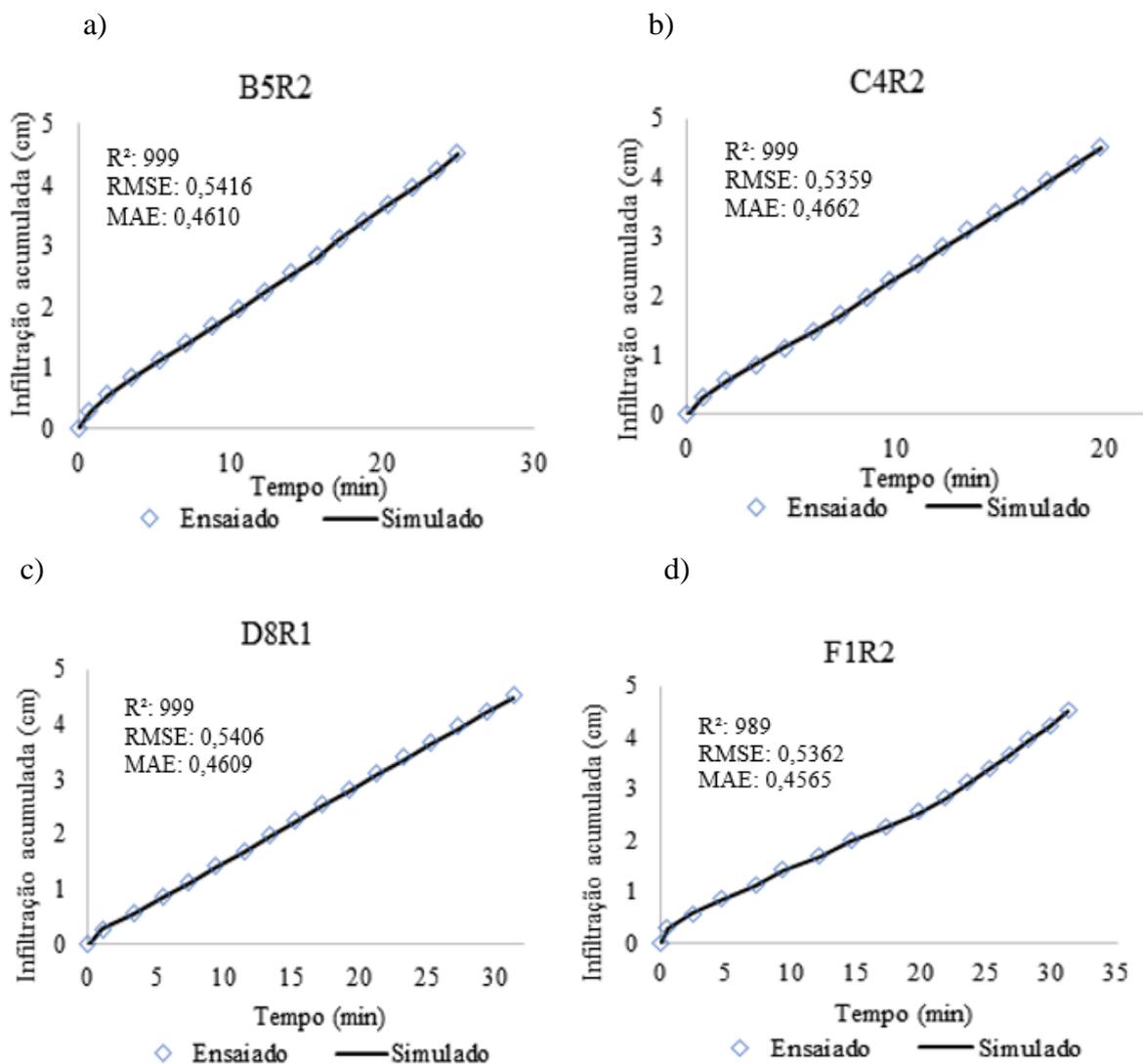


6.6 Modelagem Numérica Inversa – Modelo HYDRUS - 1D

A partir da modelagem numérica foi possível fazer a simulação das propriedades hidrodinâmicas do solo para todos os experimentos de infiltração, sem a ocorrência de fenômenos de não convergência na geração dos resultados. Dessa forma, por meio do método inverso foi possível estimar simultaneamente os parâmetros da curva de retenção de água no solo e da curva de condutividade hidráulica e obter as propriedades hidráulicas K_s , N e α . O modelo hidráulico utilizado foi o de van Genuchten-Mualem (1980), no qual as condições de limite superior e inferior utilizadas foram, respectivamente, a carga de pressão constante e a drenagem livre, com condição inicial de carga de pressão. Na simulação de um perfil de solo, com a drenagem livre, uma condição de contorno de gradiente zero pode ser usada na simulação, situação que ocorre frequentemente em estudos de campo. Ademais, esta condição de limite inferior é mais apropriada para situações nas quais o lençol freático está muito abaixo do domínio de interesse.

Houve um desempenho perfeito da modelagem numérica, alguns dos principais ajustes das curvas de infiltração obtidas com o método inverso são mostrados na Figura 26. Embora a curva de infiltração experimental não tenha apresentado uma inclinação totalmente retilínea (Figura 26d), a curva simulada teve todos os seus pontos sobrepostos aos pontos experimentais. Isso comprova a capacidade do modelo numérico em simular perfeitamente os dados de infiltração, capacidade ratificada pelo coeficiente de regressão linear próximo a unidade e pelos valores baixos dos critérios estatísticos RMSE e MAE.

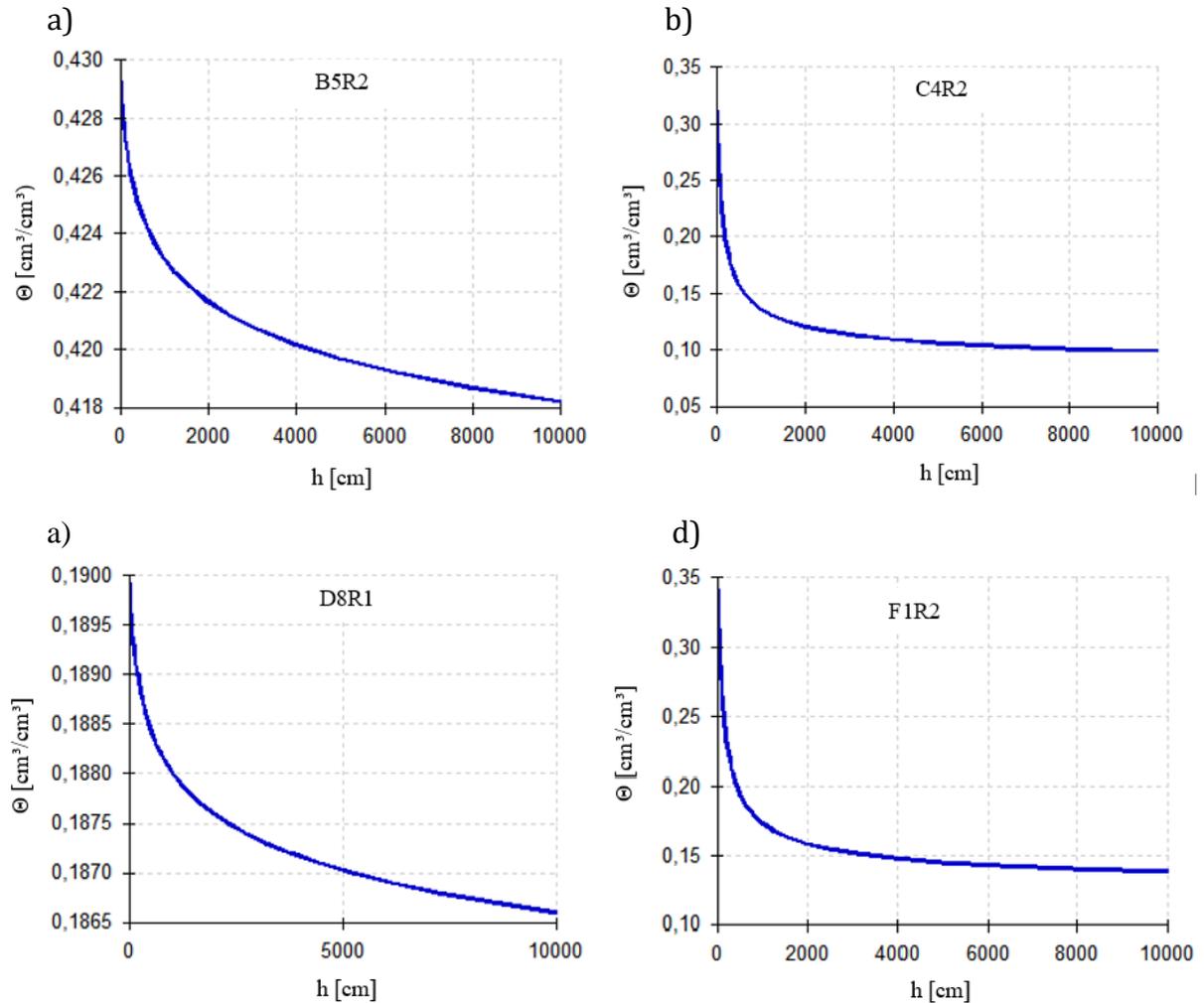
Figura 26 - Curvas de infiltração x tempo ajustadas pelo modelo numérico HYDRUS - 1D.



Nas principais curvas de retenção hidráulica do solo, os pontos C4R2 e F1R2 tiveram comportamento semelhantes na trajetória de umidade volumétrica que se manteve inicialmente constante em 0,10 e 0,13 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ (Figura 27). Depois, houve aumento nesses valores até ser atingida a umidade de saturação, com valores próximos de 0,32 e 0,35 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$. As curvas

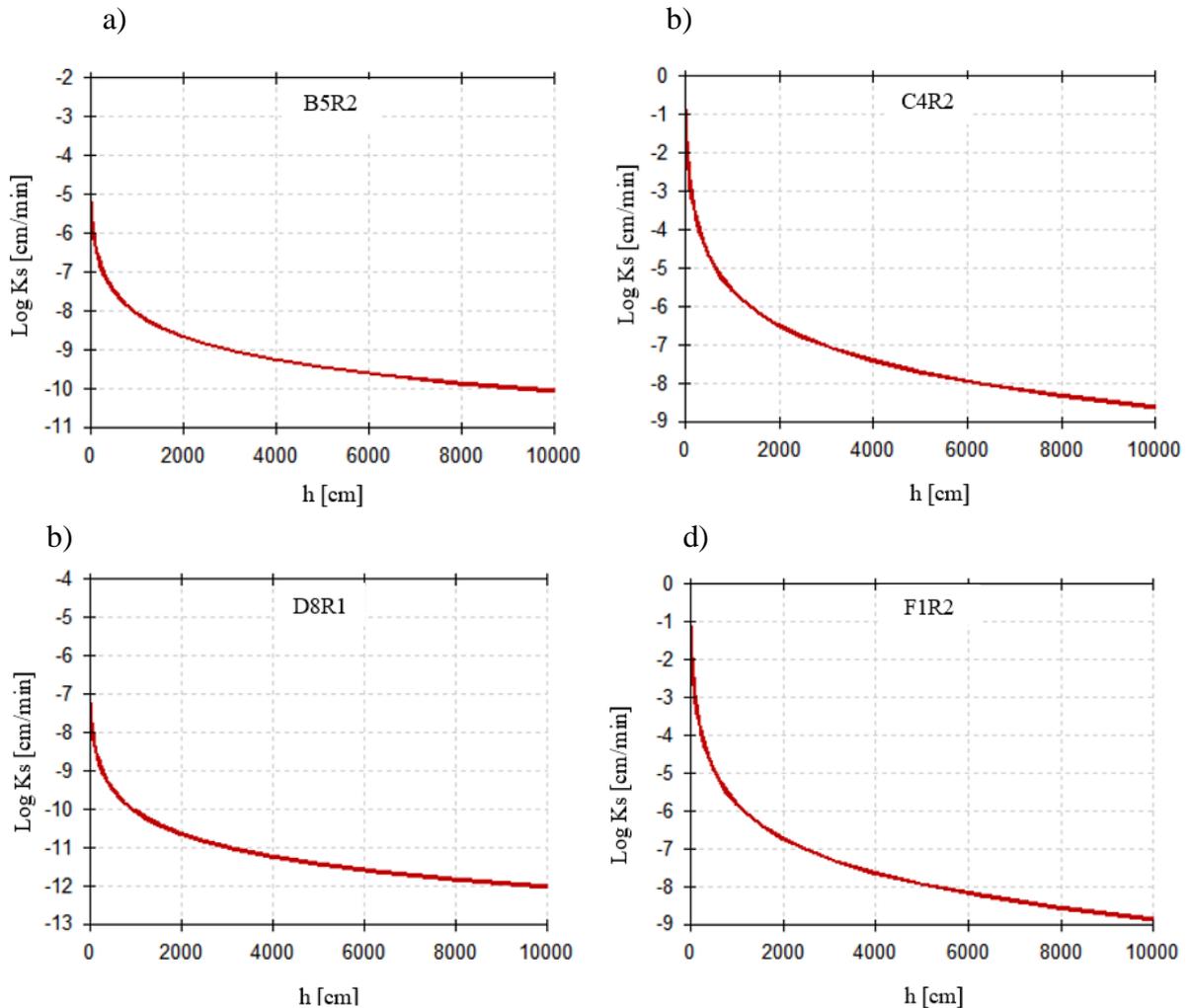
B5R2 e D8R1 apresentaram comportamento semelhante, com valores de $0,43$ e $0,19 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, respectivamente.

Figura 27 - Curvas de retenção de água no solo obtidas com o modelo HYDRUS 1D.



A condutividade hidráulica do solo no ponto D8R1 (Figura 28) manteve-se constante em aproximadamente $-12 \log K_s$ (cm min^{-1}), em seguida apresentou aumentos gradativos até ser atingido o seu estado de condutividade hidráulica de saturação, com valor próximo a $-7 \log K_s$ (cm min^{-1}). O ponto B5R2 também apresentou valor constante ($-10 \log K_s \text{ cm.min}^{-1}$) para a K_s no início do processo de infiltração, com variações suaves até ser atingida a K_s em aproximadamente $-5 \log K_s$ (cm min^{-1}). O maior valor de K_s ($-1 \log K_s \text{ cm min}^{-1}$) foi alcançado pelos pontos C4R2 e F1R2.

Figura 28 - Curvas de condutividade hidráulica do solo obtidas com o modelo HYDRUS -1D.



Na estatística dos parâmetros hidráulicos obtidos com o método inverso (Tabela 32), a Ks para a amostra da repetição R1 variou de 5,6 a 100,4 mm h⁻¹, com média de 47,3 mm h⁻¹. A dispersão em torno da média foi superior a 22 mm h⁻¹, indicando que os dados estavam levemente condensados em torno da média. O CV foi de 48%, indicando alta heterogeneidade da amostra. Para a amostra da repetição R2 todas as medidas de dispersão encontradas para a Ks foram superiores às de R1, com valores variando entre 19 e 177 mm h⁻¹ e média de 57 mm h⁻¹. A dispersão em relação à média foi de 33,8 mm h⁻¹, mostrando que os dados da amostra estão uniformemente distribuídos em torno da média. O coeficiente de variação alcançado foi de 59%.

O parâmetro α cm⁻¹ da função de retenção de água no solo variou de 0,0224 a 0,0330 cm⁻¹, com média de 0,026 cm⁻¹ e dispersão em torno da média de 0,0029 cm⁻¹, ou seja, os valores da amostra estão bem próximos da média. O CV de 11% indica uma variabilidade média

da amostra para a repetição R1. As medidas de dispersão encontradas para a amostra de R2 foram idênticas às de R1.

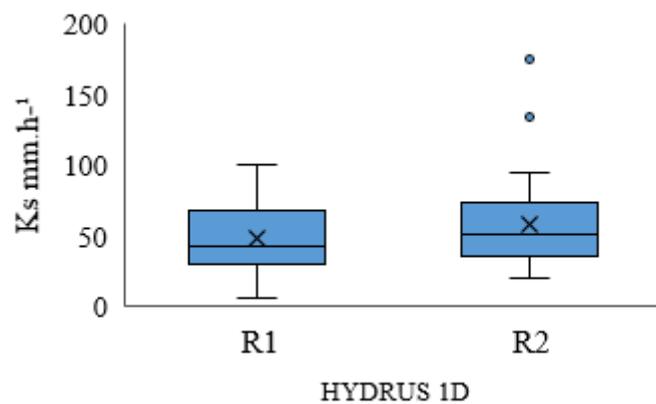
O parâmetro η variou de 1,0 a 1,0072, com média de 1,0019 e variação em relação à média de 0,0018, com CV de 18%, indicando uma heterogeneidade média da amostra para a amostra de R1. Para a amostra de R2, os valores de η variaram entre 1,0002 e 1,5045, com valor médio de 1,023 e CV de 9,88% (Tabela 21)

Tabela 21 - Estatística das propriedades hidrodinâmicas estimadas pelo método inverso.

Estatística	Ks (mm h ⁻¹)		α (cm ⁻¹)		η	
	R1	R2	R1	R2	R1	R1
Mínimo	5,60	19,16	0,0224	0,0199	1,0000	1,0002
Máximo	100,38	177,01	0,0330	0,0331	1,0072	1,5045
Média	47,31	57,23	0,0263	0,0258	1,0019	1,0230
Desvio Padrão	22,82	33,76	0,0029	0,0029	0,0018	0,1010
CV (%)	48,20	59,00	11,00	11,09	18,00	9,879

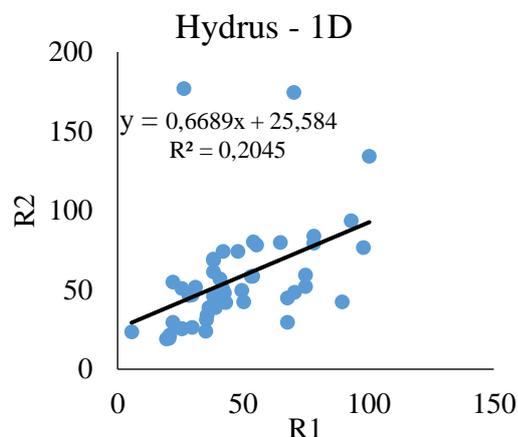
Os valores médios da amostra, em ambas as repetições, ficaram próximos à mediana, com uma distribuição assimétrica moderada (Figura 29). A amostra da repetição R2 não teve seu valor médio afetado por *outliers*, enquanto que a repetição R2 apresentou dois valores de *outliers* acima do seu limite superior.

Figura 29 - Boxplot da Ks, gerado pelo modelo HYDRUS - 1D.



A correlação de Pearson entre as repetições das amostras de Ks simuladas através do método inverso foi classificada como moderada, com valor de R² DE 0,45, isto é, um ajuste médio (Figura 30).

Figura 30 – Gráfico de dispersão entre as repetições de Ks, gerado pelo HYDRUS – 1D.



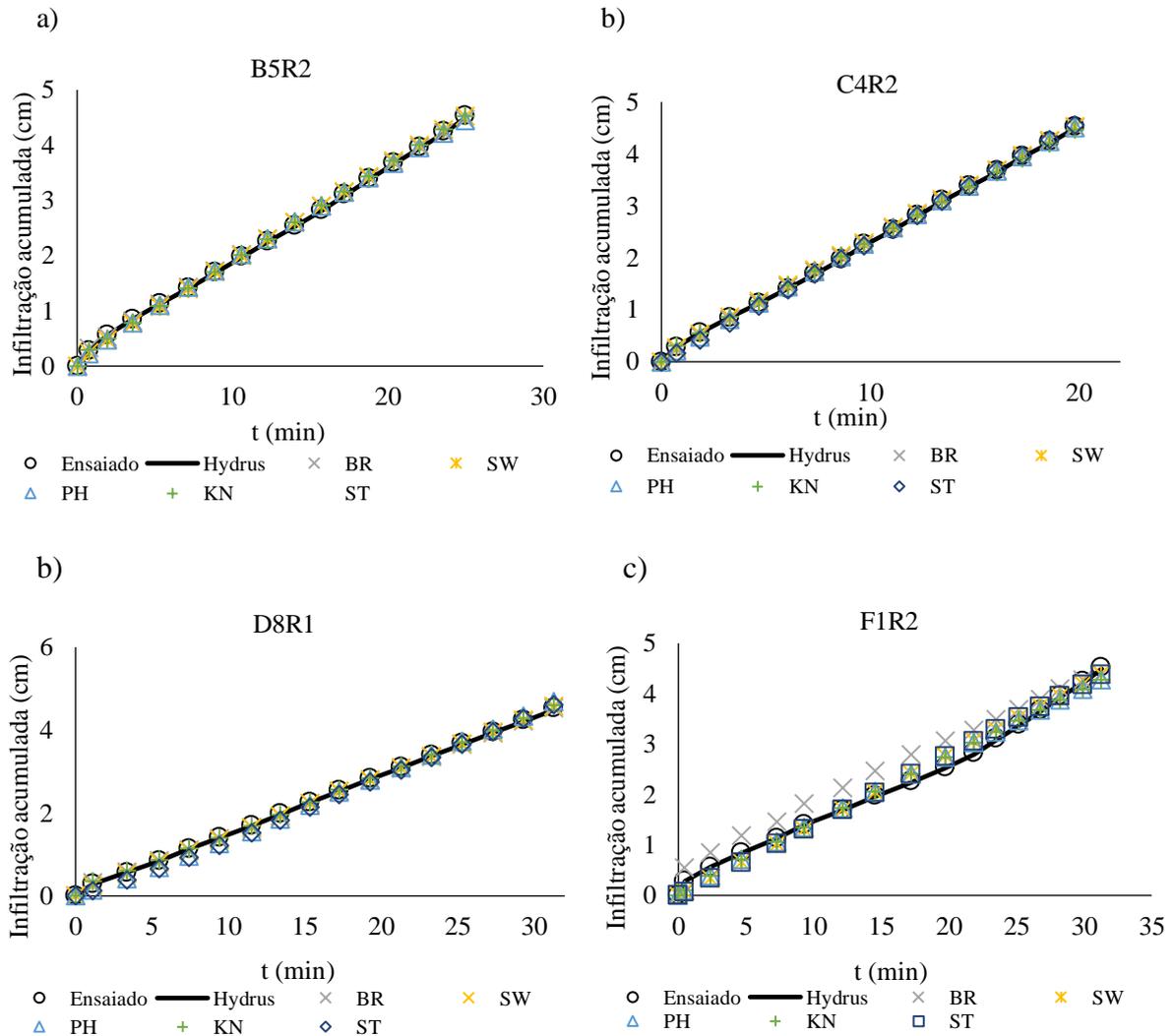
6.6.1 Comparação entre o modelo Hydrus-1D e os modelos unidimensionais de infiltração de água no solo

As curvas de infiltração ilustradas na Figura 26 pelo modelo HYDRUS 1D foram comparadas com as curvas geradas pelos modelos matemáticos unidimensionais (Figura 31). Essa comparação foi feita com o objetivo de avaliar até onde vai a capacidade preditiva dos modelos matemáticos unidimensionais, uma vez que, comparados à modelagem numérica inversa são relativamente mais simples. Os ajustes gerados pelos modelos unidimensionais conseguiram o mesmo alcance da curva ajustada pelo modelo HYDRUS, de tal maneira que as curvas de infiltração ficaram sobrepostas, como é mostrado para os pontos B5R2 e C4R2. No entanto, para alguns pontos, os modelos unidimensionais não foram capazes de se ajustar corretamente, enquanto o modelo HYDRUS 1D teve uma modelagem perfeita, conforme ilustrado no ponto F1R2. Isto não diminui a capacidade preditiva destes modelos, mas esta afirmação não pode ser generalizada para todas as classes texturais do solo, visto que este estudo se restringiu a um solo de textura franco-arenoso.

No geral, os valores da Ks obtidos pelos modelos de infiltração unidimensionais foram superiores aos simulados pelo HYDRUS 1D. O menor valor da Ks foi obtido pelo modelo de Philip (1957), correspondente ao dobro do menor valor de Ks gerado pela modelagem numérica para a repetição R1. Isso pode estar fortemente relacionado ao fato dos experimentos de infiltração terem sido realizados com infiltrômetros a simples anel, no qual o processo de infiltração ocorre tridimensionalmente, e o modelo HYDRUS 1D, simula o fluxo da infiltração de forma unidimensional. O valor máximo da Ks alcançado pelo modelo HYDRUS 1D foi para a repetição R2 (177 mm h^{-1}), o qual foi inferior aos valores máximos alcançados por todos os modelos unidimensionais para a amostra de R2. Os valores médios gerados pela modelagem

inversa também foram inferiores, em ambas as repetições, com variações entre 30 a 40 mm h⁻¹ e os CV foram análogos.

Figura 31 - Comparação entre os ajustes das curvas de infiltração geradas pelo HYDRUS x modelos de infiltração unidimensionais.



6.7 Classificação Hidrológica do Solo

A classificação hidrológica do solo torna-se ainda mais importante em regiões semiáridas, que apresentam naturalmente condições de escassez hídrica, intensificada pela demanda das atividades antrópicas, surgindo a necessidade de se considerar as influências do uso e do tipo de solo sobre a geração do escoamento superficial, que é uma das fases fundamentais do ciclo hidrológico. O método *Soil Conservation Service* aplicado neste estudo (Tabela 22) considera o tipo de solo e a vegetação, trazendo uma classificação que considera o

escoamento superficial e a permeabilidade da água no solo em quatro grandes grupos de acordo com a Ks do solo.

Tabela 22 - Classificação hidrológica do solo do SCS.

SOIL CONSERVATION SERVICE - SCS				
MODELOS		GRUPO	FF	%
Philip (1957)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Philip (1974)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Stroosnijder (1976)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Brutsaert (1977)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Swartzendruber (1987)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
WU (1999)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
WU 2 (1999)	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Bagarello (2014) - TSBI	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Bagarello (2017) - SSBI	R1	A	40	100
	R2	A	40	100
Stewart e Abou Najm (2018b)				
Abordagem 2 (transiente)	R1	A	48	100
	R2	A	48	100
Abordagem 3 (transiente)	R1	A	41	85,42
		B	7	14,58
	R2	A	39	81,25
		B	9	18,75
Abordagem 4 (transiente)	R1	A	47	97,02
		B	1	2,082
	R2	A	48	100
Abordagem 2 (permanente)	R1	A	46	95,83
		B	2	4,17
	R2	A	46	95,83
		B	2	4,17
Abordagem 3 (permanente)	R1	A	23	70,83
		B	15	29,17
	R2	A	231	70,83
		B	15	29,17
Abordagem 4 (permanente)	R1	A	45	93,75
		B	3	6,25
	R2	A	35	72,91
		B	13	27,083
Modelo HYDRUS – 1D	R1	A	45	93,75
		B	3	6,25
	R2	A	48	100

Para os cinco modelos de infiltração unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração a classificação hidrológica obtida pela metodologia da SCS, foi “grupo A”, uma vez que os menores valores da K_s foram superiores a $7,6 \text{ mm h}^{-1}$. Os solos enquadrados nessa classificação são caracterizados por produzirem baixo escoamento superficial e alta capacidade de infiltração. Esta mesma classificação foi obtida para os modelos tridimensionais de Wu (1999), Wu 2 (1999), TSBI, SSBI e Stewart e Abou Najm (2018b) para a abordagem 2. Diante da convergência dos resultados dos modelos unidimensionais e tridimensionais de infiltração para uma mesma classificação hidrológica, conclui-se que o método da SCS se adaptou bem as características climáticas do semiárido nordestino.

Para a abordagem 3 do modelo de Stewart e Abou Najm (2018b) em fluxo transiente, a classificação hidrológica variou entre os grupos A e B, com maior frequência para o grupo A (mais de 80%), o restante dos casos caticaram-se no grupo B. Para o regime permanente, nas duas repetições, mais de 70% dos casos foram do grupo A e o restante dos casos, grupo B. Na abordagem 4 em mais de 97 % dos casos em fluxo transiente a classificação obtida foi para o grupo A. A classificação hidrológica do solo obtida a partir dos dados da K_s gerados pela modelagem numérica inversa foi semelhante à dos demais modelos, com mais de 93% dos casos classificados no grupo A.

A classificação do solo com relação ao Grau de Permeabilidade – GP, foi conceituada com média em mais de 80% dos ensaios de infiltração para os modelos unidimensionais (Tabela 23). Nos demais casos o GP foi baixo. O modelo tridimensional de Wu *et al.* (1999) resultou em um GP médio em mais de 70% dos casos. Para os modelos em regime permanente, o GP ficou dividido entre uma permeabilidade média e baixa, com variação de 40% para a modelo de Wu 2 (1999) a 60% para o TSBI (2013). O GP variou de 37% para o modelo TSBI a 57% para o SSBI.

O modelo de Stewart e Abou Najm (2018b) para a abordagem 2 alcançou um GP médio em mais de 90% dos casos para o fluxo transiente. Já as abordagens 3 e 4 tiveram GP baixo em mais 90% e 60% dos casos, respectivamente. Para o regime permanente, o GP foi baixo em mais de 97% dos ensaios de infiltração para as abordagens 3 e 4. A classificação pelo método inverso foi de GP médio em aproximadamente 70% dos casos, e baixo nos demais casos.

Tabela 23 - Classificação hidrológica do solo pelo Grau de Permeabilidade.

GRAU DE PERMEABILIDADE - GP				
MODELOS		CLASSIFICAÇÃO	FF	%
Philip (1957)	R1	Média	33	82,5
		Baixa	7	17,5
	R2	Média	34	85
		Baixa	6	15
Philip (1974)	R1	Média	38	95
		Baixa	2	5
	R2	Média	35	87
		Baixa	5	13
Stroosnijder (1976)	R1	Média	38	95
		Baixa	2	5
	R2	Média	36	90
		Baixa	4	10
Brutsaert (1977)	R1	Média	39	97,5
		Baixa	1	2,5
	R2	Média	37	92,5
		Baixa	3	7,5
Swartzendruber (1987)	R1	Média	38	95
		Baixa	2	5
	R2	Média	36	90
		Baixa	4	10
WU (1999)	R1	Média	29	72,5
		Baixa	11	27,5
	R2	Média	31	77,5
		Baixa	9	22,5
WU 2 (1999)	R1	Média	21	52,5
		Baixa	19	47,5
	R2	Média	17	42,5
		Baixa	23	57,5
Bagarello (2014) - TSBI	R1	Média	25	62,5
		Baixa	15	37,5
	R2	Média	23	57,5
		Baixa	17	42,5
Bagarello (2017) - SSBI	R1	Média	21	52,5
		Baixa	19	47,5
	R2	Média	17	42,5
		Baixa	23	57,5
Stewart e Abou Najm (2018b)				
Abordagem 2 (transiente)	R1	Média	45	93,75
		Baixa	3	6,25
	R2	Média	46	95,83
		Baixa	2	4,17
Abordagem 3 (transiente)	R1	Média	1	4,17
		Baixa	47	95,83
	R2	Média	2	2,08
		Baixa	46	97,92
Abordagem 4 (transiente)	R1	Média	17	35,42
		Baixa	31	64,58

	R2	Média	37	77,08
		Baixa	11	22,92
Abordagem 2 (permanente)	R1	Média	37	77,08
		Baixa	9	22,92
Abordagem 3 (permanente)	R2	Média	40	83,33
		Baixa	8	17,67
	R1	Média	1	2,082
		Baixa	47	97,02
	R2	Média	0	0
		Baixa	48	100
Abordagem 4(permanente)	R1	Média	1	2,082
		Baixa	47	97,02
	R2	Média	3	6,25
		Baixa	45	97,75
Modelo HYDRUS – 1D	R1	Média	32	67
		Baixa	16	23
	R2	Média	36	75
		Baixa	12	25

A classificação hidrológica obtida para o solo franco-arenoso em condições semiáridas demonstra a conservação da sua qualidade física, em uma região que apresenta grande vulnerabilidade ambiental pluviométrica, intensificada pela ação das mudanças climáticas a nível regional e global. Ressalte-se que solo é planossolo, classe que se caracteriza por apresentar uma estrutura vulnerável e altamente frágil. Esta classificação pode vir a subsidiar estudos na previsão de eventos extremos, como enxurradas e/ou enchentes, pois uma falha na estimativa desses volumes pode acarretar grandes prejuízos. Se superdimensionado tem-se desperdício de capital e se subdimensionado leva a grandes prejuízos como a falha da estrutura e em muitos casos coloca em risco a saúde ou até vidas humanas.

6.8 Análise comparativa da Ks com os resultados do modelo BEST – SLOP

Este capítulo teve como objetivo comparar os resultados da Ks, estimado pelos modelos aplicados neste estudo, com os resultados do modelo Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experimentos – BEST – SLOP (LASSABATÉRE *et al.*, 2006), realizado por França Neto (2018), na mesma malha experimental de infiltração desta pesquisa. Para com isso, verificar se os modelos mais simples aqui utilizados são uma alternativa viável a métodos diretos e ao próprio BEST – SLOP, em situações que não seja possível sua utilização. Ressalta-se que para o emprego deste último modelo, além dos ensaios de infiltração em campo, são requeridos ensaios laboratoriais, assim como o conhecimento

necessário para a implantação e geração de resultados no software que contém o algoritmo do BEST.

6.8.1 Ks dos modelos unidimensionais de infiltração acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração versus o Ks do BEST - SLOP

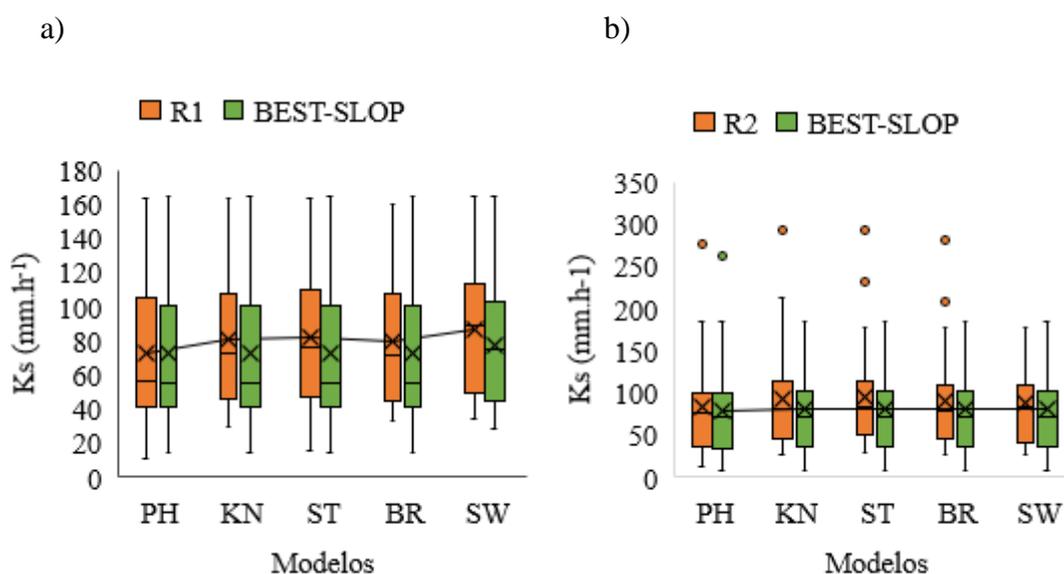
Na comparação estatística entre os resultados da Ks dos modelos unidimensionais de infiltração versus o modelo BEST – SLOP, os valores médios do R^2 foram de 0,88 e 0,92 respectivamente para as amostras de R1 e R2 (Tabela 24), indicando uma relação fortíssima entre os resultados da Ks, ou seja, explicam fortemente a variabilidade dos dados de resposta ao redor da linha de regressão linear dos modelos unidimensionais.

Tabela 24 - Comparação da Ks – BEST - SLOP e os modelos unidimensionais de infiltração acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração.

MODELOS	BEST – SLOP (LASSABATÉRE <i>et al.</i> , 2006)							
	R ²		r		Test F		Test T student	
	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2
Philip (1957)	0,90	0,96	0,94	0,98	0,87	0,99	0,50	0,39
Philip (1974)	0,90	0,93	0,95	0,96	0,83	0,77	0,21	0,19
Stroosnijder (1976)	0,86	0,90	0,93	0,95	0,92	0,65	0,16	0,14
Brutsaert (1977)	0,87	0,94	0,93	0,97	0,71	0,85	0,22	0,20
Swartzendruber (1987)	0,88	0,89	0,94	0,94	0,89	0,96	0,19	0,25

A amplitude das amostras da Ks para os modelos unidimensionais de infiltração é semelhante à amplitude da amostra da Ks simulada pelo BEST- SLOP (Figura 32).

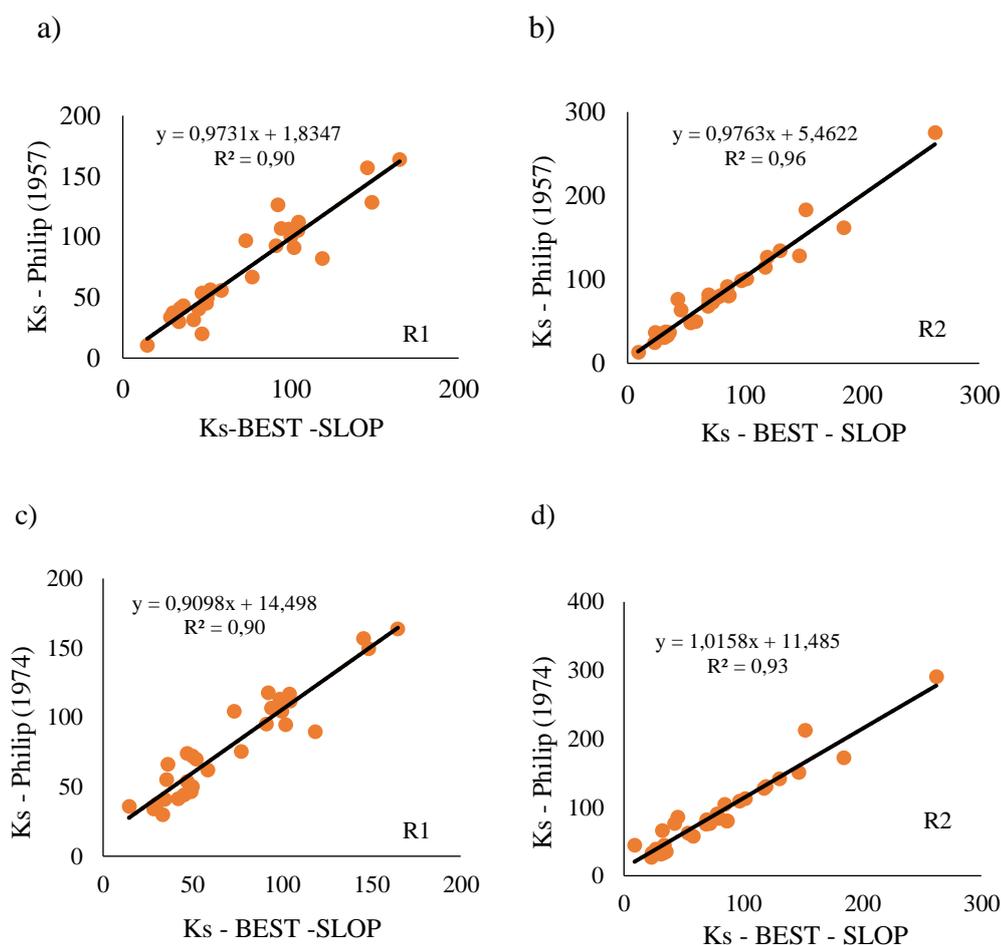
Figura 32 - Boxplot para Ks, entre os modelos unidimensionais e o BEST – SLOP.

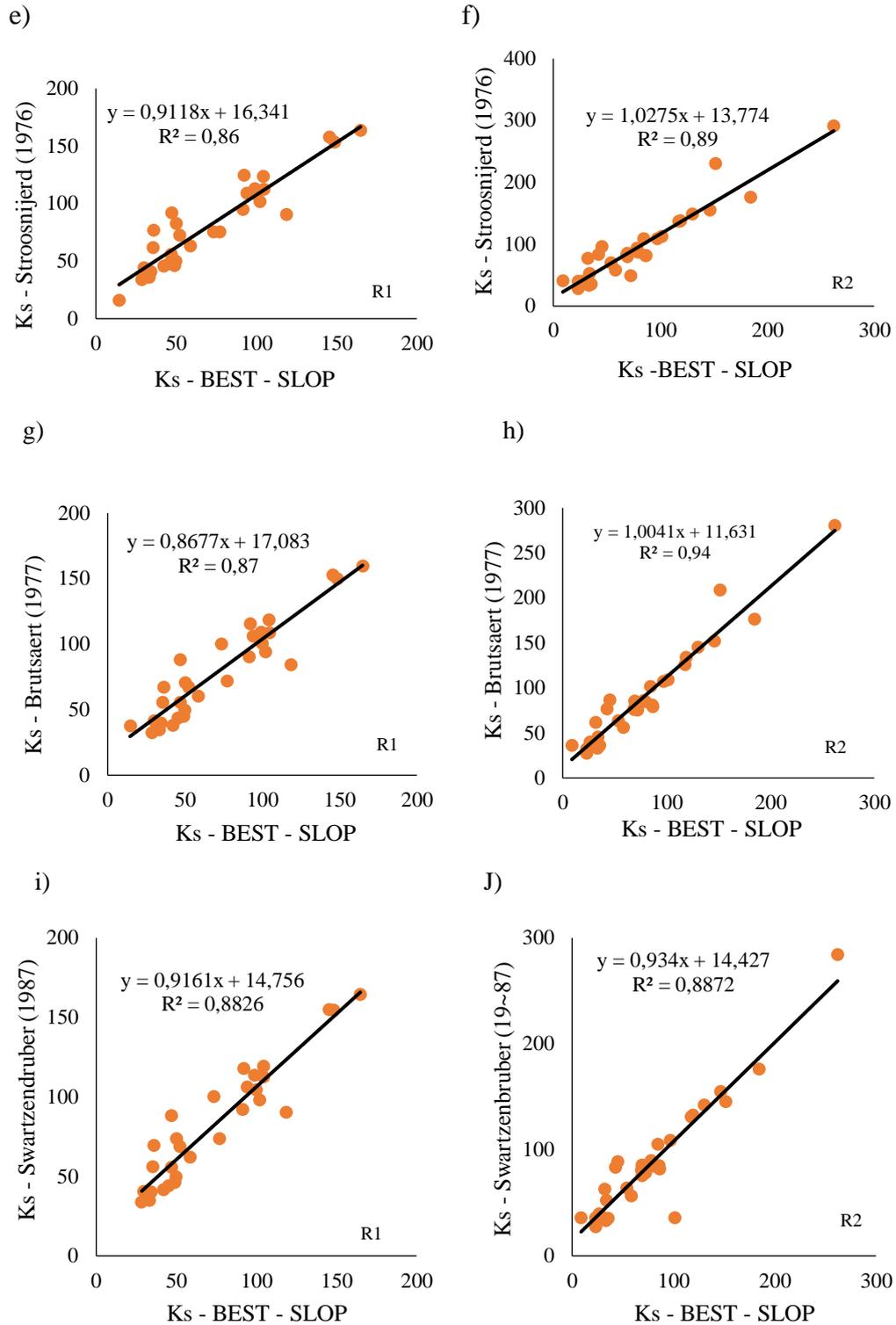


É possível observar claramente a semelhança dos valores médios apontados pelos testes F e T student. Observa-se uma maior similaridade para a amostra da repetição R2, ilustrada através da linha média.

A partir dos gráficos de dispersão (Figura 33), pode-se ver que os pontos representativos dos modelos estão condensados ao longo da linha de regressão linear. Isto mostra que não existe uma dispersão considerável entre os dados da Ks das amostras dos modelos unidimensionais de infiltração versus o modelo BEST- SLOP, conforme apontado pelo R². Os valores do R² variaram de 87% (Brutsaert, 1977) a 96% (Philip,1957), indicando que em ambos os modelos unidimensionais e BEST - SLOP os valores da Ks convergiram para o mesmo valor.

Figura 33 - Gráficos de dispersão para Ks (mm h⁻¹) dos modelos unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração versus o modelo BEST – SLOP.





A classificação de posições foi aplicada a estatística avaliativa dos modelos de infiltração unidimensionais em relação ao BEST - SLOP. Para tanto, utilizou-se a média das amostras das repetições de cada critério estatístico. No ranking, o primeiro lugar foi obtido para

o modelo de Philip (1957), seguido por Philip (1974). As classificações subsequentes podem ser vistas na Tabela 25.

Tabela 25: Classificação de posições para os modelos unidimensionais de infiltração versus o BEST -SLOP.

MODELOS					
Parâmetros	PH	KN	ST	BR	SW
R ²	0,93	0,915	0,88	0,905	0,885
r	0,96	0,955	0,94	0,95	0,94
Test F	0,93	0,8	0,785	0,78	0,925
Test T	0,445	0,2	0,15	0,21	0,22
Ranking (R ²)	1	2	4	3	5
Ranking (r)	1	2	4	3	5
Ranking (Test F)	1	3	5	4	2
Ranking (Test T)	1	4	5	3	2
Ranking (médio)	1	2,75	4,5	3,25	3,5

6.8.2 Modelos tridimensionais de infiltração versus o modelo BEST- SLOP

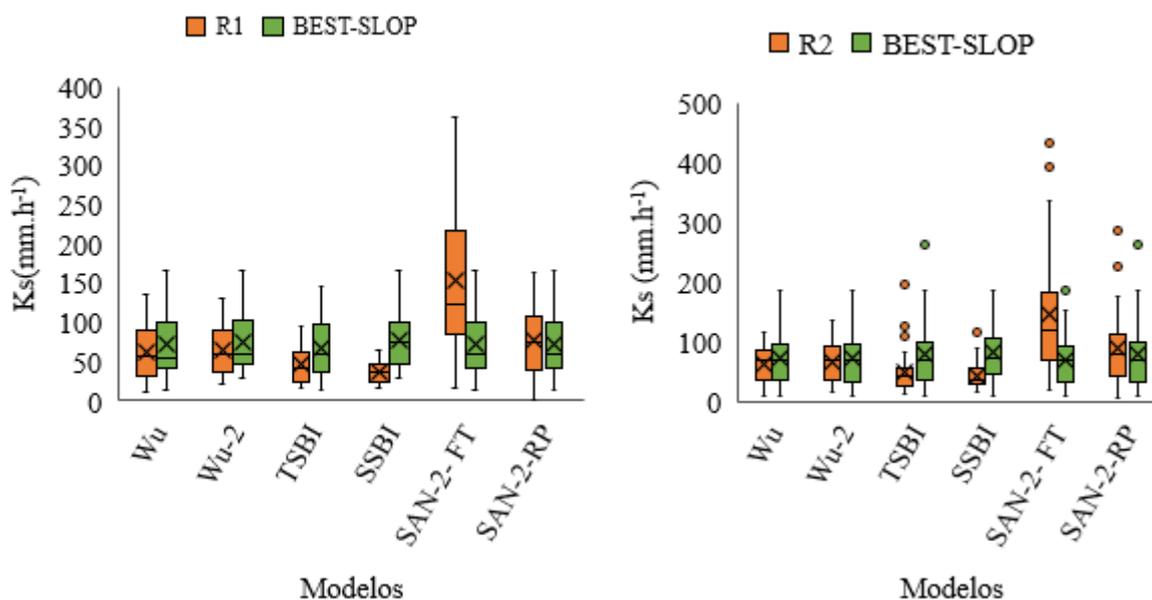
O coeficiente de determinação para a Ks, dos modelos de infiltração tridimensionais versus o modelo BEST- SLOP variou de 0,37 (Wu,1999) a 0,92 (SAN- R.P). Os melhores resultados para o R² foram exibidos pelos modelos de Stewart e Abou Najm (2018) para a abordagem 2 em regime permanente e TSBI. A correlação de Pearson obtida variou de forte a muito forte, exceto para o modelo de Wu 2 (1999). Os testes F e T mostraram que existem diferenças com relação aos valores médios da Ks, dos modelos TSBI, SSBI e Stewart e Abou Najm (2018) para a abordagem 2 em fluxo transiente (Tabela 26). É possível observar que o modelo de Wu 2 (1999), além de apresentar os menores valores para o R², não apresentou diferenças com relação aos valores médios da Ks. Já o modelo SSBI, além de apresentar valores inferiores para o R², também apresentou variabilidade significativa para o valor médio da Ks.

Tabela 26 - Comparação do Ks – BEST - SLOP versus os modelos tridimensionais de infiltração.

MODELOS	BEST – SLOP (LASSABATÉRE <i>et al.</i>, 2006)							
	R²		r		Test F		Test T student	
	R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2
Wu (1999)	0,37	0,68	0,61	0,83	0,48	0,92	0,16	0,12
Wu 2 (1999)	0,59	0,37	0,77	0,61	0,53	0,32	0,28	0,25
TSBI (2013)	0,85	0,88	0,92	0,94	0,017	0,056	0,00029	0,007
SSBI (2017)	0,54	0,65	0,74	0,80	9,03e-6	5,7e-5	2,08e-6	0,00025
Stewart e Abou Najm (2018)								
Abordagem 2 F.T	0,92	0,69	0,96	0,83	1,7e-5	2,53e-6	1,4e-5	0,00023
Abordagem 2 R.P	0,87	0,92	0,93	0,96	0,59	0,46	0,34	0,21

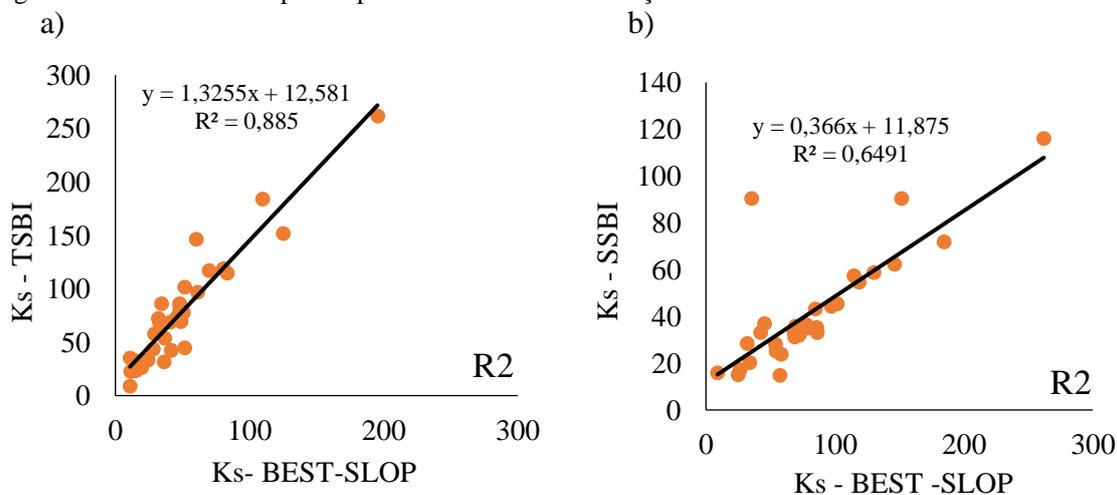
Para ambas as repetições da amostra da Ks foram observadas amplitudes semelhantes para os modelos de Wu 1, Wu 2 e SAN – 2 – RP em relação ao BEST-SLOP (Figura 34). Para os demais modelos existem diferenças significativas entre as amplitudes das amostras da Ks.

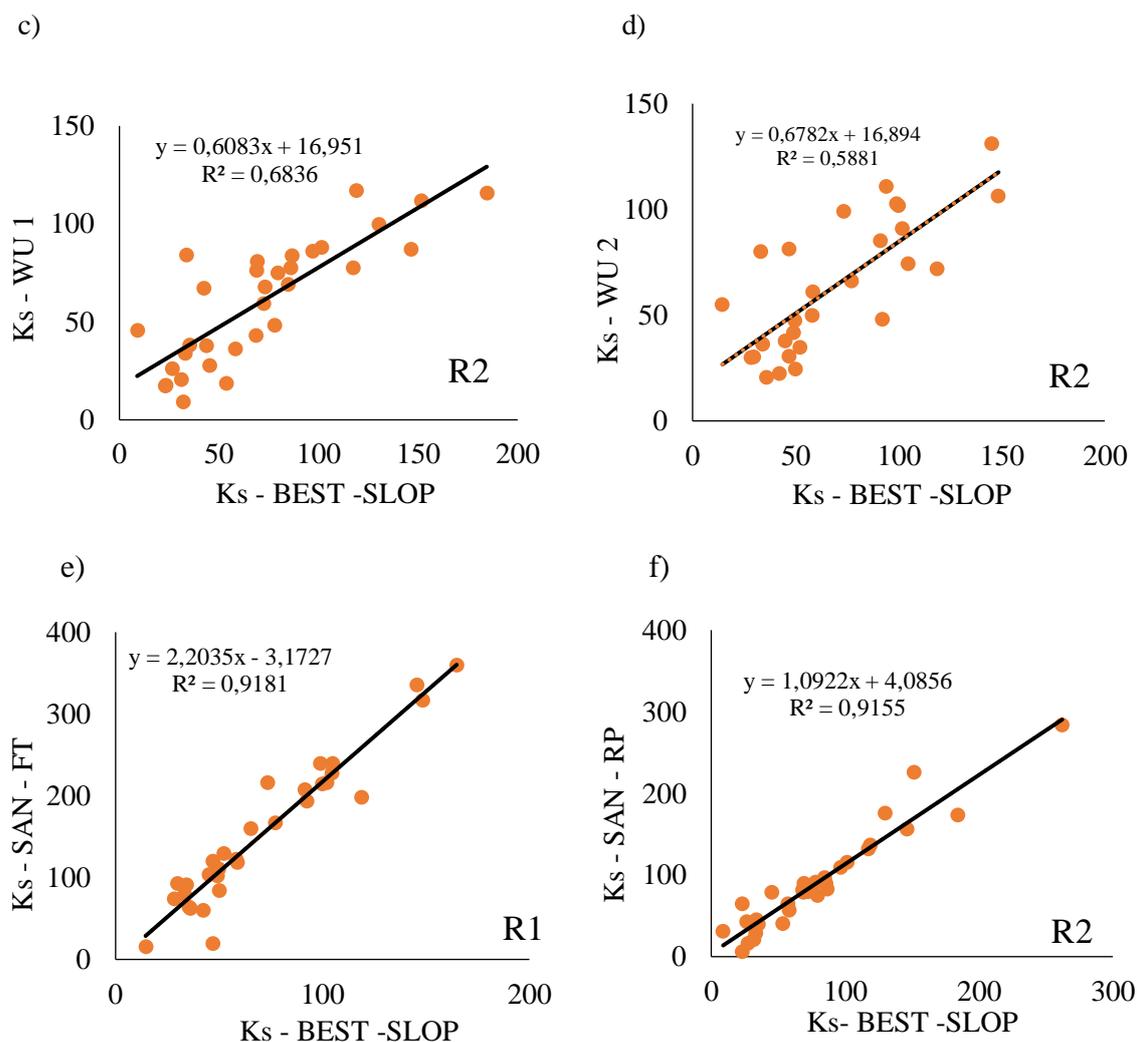
Figura 34 - Gráfico boxplot para os modelos tridimensionais versus o BEST – SLOP.



Os principais gráficos de dispersão traçados entre os modelos de infiltração tridimensionais e BEST - SLOP mostram a dispersão em relação à linha centração da regressão linear (Figura 35). A abordagem 2 do modelo de Stewart e Abou Najm (2018) em regime permanente e fluxo transiente apresentou pontos bem condensados em torno da linha de regressão, o mesmo comportamento foi exibido pelo modelo TSBI.

Figura 35 - Gráficos de dispersão para os modelos de infiltração tridimensionais versus o BEST - SLOP.





Conforme a classificação de posições, o modelo que apresentou os resultados mais próximos da Ks gerados pelo BEST - SLOP foi o modelo SAN – RP, seguido do TSBI, que ocuparam, o primeiro e segundo lugar no ranking (Tabela 27).

Tabela 27 - Classificação de posições dos modelos de infiltração tridimensionais de infiltração em relação ao BEST -SLOP.

MODELOS						
Parâmetros	WU 1	WU2	TSBI	SSBI	SAN – 3-FT	SAN-3-RP
R ²	0,52	0,48	0,865	0,595	0,805	0,895
r	0,72	0,69	0,93	0,77	0,895	0,945
Test F	0,7	0,3	0,0365	3,3E-5	9,77E-6	0,525
Test T	0,14	0,265	0,0036	0,000126	0,000122	0,275
Ranking (R ²)	5	6	2	4	3	1
Ranking (r)	5	6	2	4	3	1
Ranking (Test F)	1	3	4	5	6	2
Ranking (Test T)	3	2	4	5	6	1
Ranking (médio)	3,5	4,25	3	4,5	4,5	1,25

O modelo BEST-SLOP vem sendo apontado como uma técnica confiável e viável para a caracterização hidrodinâmica do solo, isto é, um substituto a métodos diretos (AIELLO *et al.*, 2014; PRIMA *et al.*, 2018). Dada a similaridade da K_s dos modelos aplicados neste estudo com a K_s do BEST-SLOP, pode-se inferir que os mesmos são alternativas viáveis a substituição de métodos diretos. O modelo mais apropriado a determinada pesquisa vai depender dos dados de entrada disponíveis. Embora os modelos de infiltração unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração sejam simples e facilmente ajustados, requerem informações da variação de umidade. Dessa forma, em estudos que não se tenham estas informações podem ser usados os modelos TSBI e Wu 2.

Ressalta-se que em estudos nos quais o BEST - SLOP não apresente uma boa performance, os modelos aqui avaliados podem ser uma alternativa viável e promissora para solos de textura franco arenosa. Algumas pesquisas (BAGARELLO e IOVINO, 2012; AIELLO *et al.*, 2014) apontam que o BEST – SLOP não apresenta um bom desempenho em solos de textura predominantemente arenosa, sendo sugerido uma avaliação da textura antes da sua aplicação.

6 CONCLUSÃO

Os modelos unidimensionais acoplados à parcela de dispersão lateral da infiltração convergiram para resultados análogos na estimativa da K_s , mostrando-se confiáveis e aplicáveis a solos de textura franco arenosa. Os resultados também foram similares aos ajustes da modelagem numérica inversa. O modelo de Stewart e Abou Najm (2018) apresentou performance nos ajustes da modelagem superior aos dos demais modelos. Conforme a avaliação comparativa dos modelos aplicados no presente estudo com a K_s do BEST -SLOP, os mesmos podem ser alternativas viáveis a substituição de métodos diretos, assim como, em situação que não seja obtido sucesso na caracterização hidráulica com o modelo BEST – SLOP. A classificação hidrológica do solo pela SCS em mais de 80% dos ensaios foi pertencente ao grupo A. Sugerindo que o solo estudado se apresenta como um bom ambiente para o desenvolvimento vegetal da Caatinga, por não apresentar condições extremas de impermeabilização. Os modelos de infiltração de água no solo, tanto para fluxo unidimensional quanto para o fluxo tridimensional, mostraram-se de grande relevância para caracterizar o comportamento hidrodinâmico do solo. Como existem diversos métodos aplicáveis à simulação da infiltração da água do solo, e alguns modelos são mais adequados para cada região específica, o presente estudo comprova que todos os modelos aqui utilizados, podem ser empregados neste solo de textura franco arenosa.

REFERÊNCIAS

- ALSMAN, T. In situ measurements of sortivity. *Australian Journal of Soil Resources*, v.7, p.269-279, 1969.
- ANGULO-JARAMILLO, Rafael *et al.* Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. **Soil and Tillage Research**, [s.l.], v. 55, n. 1-2, p.1-29, maio, 2000.
- ARAÚJO, E. C. B. DE; AGUIAR, A. V. DE; COSTA, R. N. T. Calibração de um modelo de umidade para um solo aluvial sem cobertura vegetal. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.3, p.444-449, 2001.
- ANTONINO, A. C. D. *et al.* Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 2, p. 247–253, 2001.
- ALCOFORADO FILHO, F. G.; SAMPAIO, E. V. S. B.; RODAL, M. J. N. Florística e fitossociologia de um remanescente de vegetação caducifólia arbórea em Caruaru, Pernambuco. **Acta Botanica Brasilica** 17(2): p.287-303, 2003.
- ANTONINO, A.C.D., SOARES, W.A., SILVA, E.B., LIMA, J.R.S., NETTO, A.M., LIRA, C.A.B.O., 2004. Utilização do método inverso para a caracterização hidrodinâmica de um neossolo flúvico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** (ABRH) – Vol. 9, n.3, 81-87.
- ANGELOTTI NETTO, A.; CRESTANA, S.; NAIME, J.M.; VAZ, C.M.P.; PRIMAVERSI, O.; SILVA, F.G.B. Novos métodos e equipamentos para caracterização física dos solos. In: VILAR, O.M. (Ed.). *Solos não saturados*. São Carlos: USP; Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, 2004. v.1. p.3-8.
- AIELLO, R.; BAGARELLO, V.; BARBAGALLO, S.; CONSOLI, S.; PRIMA, S. di; GIORDANO, G.; IOVINO, M. An assessment of the Beerkan method for determining the hydraulic properties of a sandy loam soil. **Geoderma**, [S.L.], v. 235-236, p. 300-307, dez. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.07.024>.
- AMARAL, A. J.; PÉREZ, D. V.; OLIVEIRA NETO, M. B.; HERNANI, L. C.; CUNHA, T. J. F.; MELO, A. S. **Atributos de um Neossolo Quartzarênico sob mangueira irrigada e sob vegetação de Caatinga – estudo comparativo em Petrolina, PE**. CASTRO, S. S.; HERNANI, L. C. (Eds.), *Solos Frágeis: Caracterização, Manejo e Sustentabilidade*. Embrapa solos, Brasília, DF (2015), pp. 1-35.
- ALMEIDA, C. L. D. (2016). *Relações solo-planta-atmosfera em caatinga preservada: o caso da bacia experimental de aiuaba*.
- ANGULO-JARAMILLO, R. *et al.* Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) across soils and scales. **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 576, p.239-261, set. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.007>.

ADHIKARI, Bishwoodeep *et al.* The potential contribution of soil moisture to fog formation in the Namib Desert. **Journal Of Hydrology**, [S.L.], v. 591, p. 125326, dez. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125326>.

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

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

BRASIL. Ministério da Agricultura. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. Recife: Sudene, 1973. v. 1.

BRUTSAERT, W. Vertical infiltration in dry soil. *Water Resour. Res.* 13, 1977. p. 363-368.

BEVEN, K.; GERMAN, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v.18, n.5, p.1311-1325, 1982.

BORBA, A. G.; SINGH, V. P.; BENGTSSON, L. Application of environmental models to differethydrological systems. **Ecological Modelling**, v. 125, p. 15-49, 2000.

BECKWITH, C.W.; BAIRD, A.J.; HEATHWAITE, A. L. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements. **Hydrol. Process.** v.17, p.89–101.2013.

BITTELLI, M.; FLURY, M. Errors in water retention curves determined with pressure plates. **Soil Science Society of America Journal**, v. 73, n. 5, 2009.

BORMANN, H.; KLAASSEN, K. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. **Geoderma**, [S.L.], v. 145, n. 3-4, p. 295-302, jun. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.03.017>.

BAGARELLO, V.; SFERLAZZA, S.; SGROI, A. Comparing two methods of analysis of single-ring infiltrometer data for a sandy-loam soil. **Geoderma**, [S.L.], v. 149, n. 3-4, p. 415-420, mar. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.12.022>.

BAGARELLO, V.; IOVINO, M. Testing the BEST procedure to estimate the soil water retention curve. *Geoderma*, v. 187, p. 67-76, 2012.

BAGARELLO, V. *et al.* Testing a Simplified Approach to Determine Field Saturated Soil Hydraulic Conductivity. **Procedia Environmental Sciences**, [s.l.], v. 19, p.599-608, 2013.

BAGARELLO, V. *et al.* A test of the Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) procedure. **Geoderma**, [s.l.], v. 221-222, p.20-27, jun. 2014a.

BAGARELLO *et al.* Comparing alternative algorithms to analyze the Beerkan infiltration experimente. *Soil Sci. Soc. Am. J.*v. 78. 2014b, p. 724.

BAGARELLO, V.; PRIMA, S. di; IOVINO, M. Estimating saturated soil hydraulic conductivity by the near steady-state phase of a Beerkan infiltration test. **Geoderma**, [s.l.], v. 303, p.70-77, out. 2017.

BAIAMONTE, Giorgio; MINACAPILLI, Mario; NOVARA, Agata; GRISTINA, Luciano. Time Scale Effects and Interactions of Rainfall Erosivity and Cover Management Factors on Vineyard Soil Loss Erosion in the Semi-Arid Area of Southern Sicily. **Water**, [S.L.], v. 11, n. 5, p. 978, 9 maio 2019. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w11050978>.

BAGARELLO, Vincenzo; DAVID, Sonia Maria. Run duration effects on the hydrodynamic properties of a loam soil estimated by steady-state infiltration methods. **Journal Of Agricultural Engineering**, [S.L.], v. 51, n. 4, p. 229-238, 13 out. 2020. PAGEPress Publications. <http://dx.doi.org/10.4081/jae.2020.1075>.

BAGARELLO, V.; CECERE, N.; DAVID, S. M.; PRIMA, S. di. Determining short-term changes in the hydraulic properties of a sandy-loam soil by a three-run infiltration experiment. **Hydrological Sciences Journal**, [S.L.], v. 65, n. 7, p. 1191-1203, 12 mar. 2020. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2020.1735637>.

CAMPBELL, G. S. Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 1985.

CHOW, V., MAIDMENT, D., MAYS, L. Applied hydrology. Editions McGraw-Hill, New York, 572 p., 1988.

CARLESSO, V. ZIMMERMANN, F. L. Água no solo: parâmetros para o dimensionamento de sistemas de irrigação. Santa Maria: UFSM: Departamento de engenharia rural, 2000. 88p.

CODEVASF. Drenagem como instrumento de dessalinização e prevenção da salinização de solos. 1. Ed. Minas Gerais: Ministério da agricultura, 2002. 216p.

CASTELLETTI, C. H. M.; SILVA J. M. C., TABARELLI, M.; SANTOS, A. M. M. **Quanto ainda resta da Caatinga? Uma estimativa preliminar**. SILVA, J. M. C., TABARELLI, M., FONSECA M.T., LINS, L.V. (Eds.), Biodiversidade da Caatinga: Áreas e ações prioritárias para a conservação, Ministério do Meio Ambiente, Brasília, Brasil (2004), p. 91-100.

COSTA, W. A.; OLIVEIRA, C. A. S.; KATO, E. Modelos de ajuste e métodos para a determinação da curva de retenção de água de um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 2, p. 515-523, 2008.

CAVALCANTE, G. F. N. Caracterização hidrodinâmica de solos de unidades geoambientais de Pernambuco a partir da metodologia Beerkan. 2012. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.

CASTELLINI, M. *et al.* Comparing physical quality of tilled and no-tilled soils in an almond orchard in southern Italy. **Italy. J. Agron.** v.8, p. 149–157. 2013.

COELHO, M. R.; FIDALGO, E. C. C.; SANTOS, H. G. dos; BREFIN, M. de L. M. S.; PEREZ, D. V. Solos: tipos, suas funções no ambiente, como se formam e sua relação com o crescimento das plantas. MOREIRA, F. M. S; CARES, J. E.; ZANETTI, R.; STUMER, S. L. O ecossistema o solo: componentes, relações ecológicas e efeitos na produção vegetal. Lavras, MG: UFLA, 2013.

CASTELLINI, M. *et al.* Temporal changes of soil physical quality under two residue management systems. **Soil Use And Management**, [s.l.], v. 30, n. 3, p.423-434, 7 ago. 2014.

CASTELLINI, M. *et al.* Impact of biochar addition on the physical and hydraulic properties of a clay soil. **Soil Tillage Res.** v.154, p. 1–13. 2015.

CASTELLINI, M. *et al.* Use of BEST procedure to assess soil physical quality in the Baratz Lake catchment (Sardinia, Italy). **Soil Sci. Soc. Am. J.** v. 80, p. 742–755. 2016.

CAIQIONG, Yi; JUN, Fan. Application of HYDRUS-1D model to provide antecedent soil water contents for analysis of runoff and soil erosion from a slope on the Loess Plateau. **Catena**, [S.L.], v. 139, p. 1-8, abr. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.017>.

CERQUEIRA, Rita de Cássia Viana; CARVALHO, Miriam de Fátima; SOUSA, Riseuda Pereira de; MACHADO, Sandro Lemos; OLIVEIRA, Iara Brandão. Water and diesel percolation in unsaturated soil sand silt: an experimental approach. **Geotecnia**, [S.L.], v. 147, p. 77-100, nov. 2019. Coimbra University Press. <http://dx.doi.org/10.24849/j.geot.2019.147.06>.

DEXTER, A. R. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, v. 120, p. 201-214, 2004a.

DAIAN, J. F. Processus de condensation de transfert d' eau dans um matériau méso et macroporeux: etude du mortier de ciment. Ph. D. Thesis, INPG, France. 1986.

DE CONDAPPA, D.; SORIA UGALDE, J. M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; HAVERKAMP, R. Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés – LTHE, Grenoble: Université de Grenoble, 2002, 82p.

Dohnal, M., Vogel, T., Dusek, J., Votrubova, J., Tesar, M. Interpretation of ponded infiltration data using numerical experiments. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v.64, p. 289–299., 2016. <http://dx.doi.org/10.1515/johh-2016-0020>.

DÍAZ-SANZ, Jesús; ROBERT, Samuel; KELLER, Catherine. Parameters influencing run-off on vegetated urban soils: a case study in marseilles, france. **Geoderma**, [S.L.], v. 376, p. 114455, out. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114455>.

EL-SWAIFY, S.A.; HENDERSON, D. W. Water retention by osmotic swelling of certain colloidal clays with varying ionic composition. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.18, p.223-232. 1967.

ELAIUY, M. L. C.; SATO, L. M.; VARALLO, A. C. T.; SOUZA, C. F. Desenvolvimento e avaliação de sonda TDR para o manejo racional de água em substratos utilizados na produção

de mudas florestais. **Revista Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v.4, n.1, 2009.

ER-RAKI, S.; EZZAHAR, J.; MERLIN, O.; AMAZIRH, A.; HSSAINE, B. Ait; KHARROU, M.H.; KHABBA, S.; CHEHBOUNI, A. Performance of the HYDRUS-1D model for water balance components assessment of irrigated winter wheat under different water managements in semi-arid region of Morocco. **Agricultural Water Management**, [S.L.], v. 244, p. 106546, fev. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106546>.

FREDLUND, D. G.; XING, A. Equations for the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, v.32, n. 3, 1994.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J. Y.; HAVERKAMP, R. Soil water conductivity of a fractal soil. In: Baveye, P.; Parlange, J. Y.; Stewart, B. A. (eds.). *Fractals in soil science*. Boca Raton: CRC, 1998. cap. 11, p.333–340.

FUENTES, C., ANTONINO, A. C. D., SEPÚLVEDA, J., ZATARÁIN, F. Predicción de lá conductividade hidráulica relativa de los suelos com modelos fractales. **Ingeniería hidráulica em México**, v. 18, n. 4, 2003.

FRANCAVIGLIA, Rosa, *et al.* Environmental effectiveness of GAEC cross-compliance standard 3.1 ‘ploughing in good soil moisture conditions’ and economic evaluation of the competitiveness gap for farmers. **Ital. J. Agron.** 10 (s1), 695. 2015.

FERRARA, R. M. *et al.* Short-term effects of conversion to no-tillage on respiration and chemical - physical properties of the soil: a case study in a wheat cropping system in semi-dry environment. **Ital. J. Agrometeorol.** p. 47–58. 2017.

FRANÇA NETO, J. M. Variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas de um solo com vegetação de caatinga. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, 2018.

FAILACHE, Moisés Furtado; ZUQUETTE, Lázaro Valentin. Soil water infiltration under different land use conditions: in situ testing and modeling. **RBRH**, v. 26, 2021.

GARDNER, W. R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Science**, Baltimore, v.85, p.228-232, 1958.

GONZALEZ-SOSA, E. *et al.* Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. **Hydrol. Process.** v. 24, p. 2382–2399, 2010.

GUBIANI, P. I. *et al.* Assessing errors and accuracy in dew-point potentiometer and pressure plate extractor measurements. **Soil Science of America Journal**, v. 77, 2012.

GAROFALO, Pasquale; VENTRELLA, Domenico; KERSEBAUM, Kurt Christian; GOBIN, Anne; TRNKA, Miroslav; GIGLIO, Luisa; DUBROVSKÝ, Martin; CASTELLINI, Mirko. Water footprint of winter wheat under climate change: trends and uncertainties associated to

the ensemble of crop models. **Science Of The Total Environment**, [S.L.], v. 658, p. 1186-1208, mar. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.279>.

HILLEL, D. Fenômenos e princípios físicos. Porto Alegre: UFRGS, 1970. 231p.

HILLEL, D. Soil and Water: Physical principles and processes. New York: Academic press, INC, 1971.

HILLEL, D. A.; KRENTOS, V. K.; STILIANOV, Y. Procedure and teste f na unternal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, Philadelphia, v. 114, p.395 - 400, 1972.

HAVERKAMP, R.; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, p.2931-2935, 1994.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y.; CUENCA, R.; ROSS, P. J.; STEENHUIS, T. S. Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling. In: Sposito, G. (ed.). Scale dependence and scale invariance in hydrology. Cambridge: Cambridge University Press, p.190–223, 1998.

HAVERKAMP, R.; BOURAQUI, F.; ZAMMIT, C.; ÂNGULO-JARAMILLO, R. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. In: DELLEUR, J. W. The handbook of groundwater engineering. Indiana: CRC Press, 1999.

HERBST, M., DIEKKRUGER, B. & VANDERBORGHT, J. Numerical experiments on the sensitivity of runoff generation to the spatial variation of soil hydraulic properties. **Journal of Hydrology**, v. 326, p.43–58, 2006.

HILLEL, D. Introduction to environmental soil physics, Academic press, Massachusetts, USA, 2013.

HAN, Ming; ZHAO, Chengyi; HMÖNEK, Jirka; FENG, Gary. Evaluating the impact of groundwater on cotton growth and root zone water balance using Hydrus-1D coupled with a crop growth model. **Agricultural Water Management**, [S.L.], v. 160, p. 64-75, out. 2015. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2015.06.028>.

HOYOS, E. M.; CAVALCANTE, A. L. B. Sensitivity Analysis of One-Dimensional Infiltration Models. *EJGE*, v. 20, n. 10, p. 4313-4324, 2015.

HATIYE, S. D., HARI PRASAD, K. S., OJHA, C. S. P. Deep percolation under irrigated water-intensive crops. **J. Irrig. Drain. Eng.** 2018, 144 (8) [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0001326](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001326).

IOVINO, M., CASTELLINI, M., BAGARELLO, V., GIORDANO, G. Using static and dynamic indicators to evaluate soil physical quality in a Sicilian area. *Land Degrad. Dev.* v. 27, p. 200–210, 2016.

IGBADUN, H. E.; OTHMAN, M. K.; AJAYI, A. S. Performance of Selected Water Infiltration Models in Sandy Clay Loam Soil in Samaru Zaria. **Global Journal of Researches in Engineering**, v. 16, n.4, 2016.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). «Base de dados por municípios das Regiões Geográficas Imediatas e Intermediárias do Brasil», 2020.

JAMISON, V. C. Changes in air-water relationships due to structural improvement of soils. **Soil Science**. Philadelphia. 1953.

JAMISON, V. C.; KROTH, E. M. Available moisture storage capacity in relation to texture composition and organic matter content of several Missouri soils. **Soil Science of America Journal**, Madison, v. 22, n. 3, p. 189-192. 1958.

JACOMINE, Paulo KT et al. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. Embrapa Solos-Séries anteriores (INFOTECA-E), 1973.

JACKSON, R.B.; CANADELL, J.; EHLERINGER, J.R.; MOONEY, H.A.; SALA, O.E.; SCHULZE, E.D. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*. v.108, p.389-411, 1996.

JHORAR, R. K. *et al.* Calibration of effective soil hydraulic parameters of heterogeneous soil profiles. **Journal of Hydrology**, v. 285, p. 233–247, 2004.

KLAR, A. E. A água no sistema solo-planta-atmosfera. São Paulo: Livraria Nobel, 1984.

KLAR, A. E. A água no sistema solo-planta-atmosfera. São Paulo: Ed. Nobel, 2ª ed. 1988.

KEESSTRA, Saskia D. *et al.* The significance of soils and soil science towards realization of the United Nations Sustainable Development Goals. *Soil*, [s.l.], v. 2, n. 2, p.111-128, 7 abr. 2016.

KANZARI, Sabri *et al.* 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**, [S.L.], v. 28, n. 6, p. 350-356, nov. 2018. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1016/j.serj.2018.10.001>.

KADER, M.A. *et al.* Numerical simulation of water- and heat-flow regimes of mulched soil in rain-fed soybean field in central Japan. **Soil And Tillage Research**, [S.L.], v. 191, p. 142-155, ago. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2019.04.006>.

KASSAYE, Kassu Tadesse *et al.* Soil water content and soil temperature modeling in a vadose zone of Andosol under temperate monsoon climate. **Geoderma**, [S.L.], v. 384, p. 114797, fev. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114797>.

LAMBE, T., WHITMAN, R. **Soil mechanics, SI version**. New York: John Wiley & Sons, 1979.

LIBARDI, P. L. Dinâmica da água no solo. 1. ed. Piracicaba: o autor, 1995, 497p.

LIBARDI, P. L. Dinâmica da água no solo. São Paulo: Editora da universidade de São Paulo (EDUSP), 2005. 344p.

LEAL, I. R.; SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; LACHER Jr T. E. Mudança no curso da conservação da biodiversidade na caatinga do Nordeste do Brasil. **Biologia da Conservação**, v.19, p. 701-706, 2005.

Lassabatère, L. *et al.* Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST. **Soil Science Society of American Journal**, v.70, p.521-532, 2006.

Lichner, L., Hallett, P.D., Drongová, Z., Czachor, H., Kovacik, L., Mataix-Solera, J., Homolák, M. Algae influence the hydrophysical parameters of a sandy soil. **Catena**, v.108, p.58–68, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.016>.

LI, Y., SIMŮNEK, J., JING, L.F., ZHANG, Z.T., NI, L.X. Evaluation of water movement and water losses in a direct-seeded-rice field experiment using Hydrus-1D. **Agric. Water Manag**, v.142, p.38-46. 2014.

LOZANO-BAEZ, Sergio; COOPER, Miguel; FERRAZ, Silvio; RODRIGUES, Ricardo Ribeiro; PIRASTRU, Mario; PRIMA, Simone di. Previous Land Use Affects the Recovery of Soil Hydraulic Properties after Forest Restoration. **Water**, [S.L.], v. 10, n. 4, p. 453, 9 abr. 2018. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w10040453>.

LATORRE, B. *et al.* Influence of the β parameter of the Haverkamp model on the transient soil water infiltration curve. **Journal Of Hydrology**, [S.L.], v. 564, p. 222-229, set. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.006>.

LI, Bingbing *et al.* Effects of apple orchards converted from farmlands on soil water balance in the deep loess deposits based on HYDRUS-1D model. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, [S.L.], v. 285, p. 106645, dez. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2019.106645>.

LOZANO-BAEZ, Sergio Esteban; COOPER, Miguel; FERRAZ, Silvio Frosini de Barros; RODRIGUES, Ricardo Ribeiro; CASTELLINI, Mirko; PRIMA, Simone di. Recovery of Soil Hydraulic Properties for Assisted Passive and Active Restoration: assessing historical land use and forest structure. **Water**, [S.L.], v. 11, n. 1, p. 86, 7 jan. 2019. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w11010086>.

LI, Jiake *et al.* Optimization design of key parameters for bioretention cells with mixed filter media via HYDRUS-1D model and regression analysis. **Ecological Engineering**, [S.L.], v. 164, p. 106206, jun. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecoleng.2021.106206>.

MARQUARDT, D. W. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. **Journal on Applied Mathematics**, v.11, p.431-441, 1963.

MORAES, S. O.; LIBARDI, P. L. Problemas metodológicos na obtenção da curva de retenção da água pelo solo. **Sci. Agri**. Piracicaba, 50 (3):383-392, out. dez. 1993.

MESQUITA, M. G. B. F; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.3, 2004.

MOURA, A. S. S. **Reserva da biosfera da caatinga**. GARIGLIO, M. A; SAMPAIO, E.V. S. B; CESTARO, L. A; KAGEYAMA, P.Y. (Eds.), *Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga*, Ministério do Meio Ambiente, Brasília, Brasil (2010), pp. 82-96.

MENEZES, R. S. C.; SAMPAIO, E.V. S. B.; GIONGO, V.; PÉREZ-MARIN, A. M. Biogeochemical cycling in terrestrial ecosystems of the caatinga biome. **Brazilian Journal of Biology**, v.72, p. 643 - 653. 2012. <https://doi.org/10.1590/S1519-698420120004000057>.

MEURER, I. Estudo de diferentes métodos na estimativa da curva de retenção de água no solo. 2014. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo.

MORET-FERNÁNDEZ, D.; LATORRE, B. Estimate of the soil water retention curve from the sorptivity and β parameter calculated from an upward infiltration experiment. **Journal Of Hydrology**, [S.L.], v. 544, p. 352-362, jan. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.035>.

MORET-FERNÁNDEZ, D.; LATORRE, B.; ANGULO-MARTÍNEZ, M. Comparison of different methods to estimate the soil sorptivity from an upward infiltration curve. **Catena**, [S.L.], v. 155, p. 86-92, ago. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.03.009>.

MANICI, L.M.; CASTELLINI, M.; CAPUTO, F. Soil-inhabiting fungi can integrate soil physical indicators in multivariate analysis of Mediterranean agroecosystem dominated by old olive groves. **Ecological Indicators**, [S.L.], v. 106, p. 105490, nov. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolind.2019.105490>.

MORET-FERNÁNDEZ, D. *et al.* Livestock grazing effect on the hydraulic properties of gypseous soils in a Mediterranean region. **Catena**, [S.L.], v. 207, p. 105697, dez. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2021.105697>.

MARTÍNI, Aline Fachin; VALANI, Gustavo Pereira; SILVA, Laura Fernanda Simões da; BOLONHEZI, Denizart; PRIMA, Simone di; COOPER, Miguel. Long-Term Trial of Tillage Systems for Sugarcane: effect on topsoil hydrophysical attributes. **Sustainability**, [S.L.], v. 13, n. 6, p. 3448, 20 mar. 2021. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/su13063448>.

NIEDDA, Marcello; PIRASTRU, Mario; CASTELLINI, Mirko; GIADROSSICH, Filippo. Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment. **Journal Of Hydrology**, [S.L.], v. 517, p. 732-745, set. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.008>.

NASTA, P. *et al.* Evaluation of pedotransfer functions for predicting soil hydraulic properties: a voyage from regional to field scales across europe. **Journal Of Hydrology: Regional Studies**, [S.L.], v. 37, p. 100903, out. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100903>.
OLIVEIRA, I. A. *et al.* Variabilidade espacial de atributos físicos em um Cambissolo Háplico, sob diferentes usos na região sul do Amazonas. **Rev. Bras. Cienc. Solo**. Viçosa. v. 37. 2013.

OLIVEIRA, Verena Benício de. Avaliação da infiltração da água no solo utilizando modelos determinísticos. 2015. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior

de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015. doi:10.11606/D.11.2015.tde-24042015-085017.

OLIVEIRA, Geórgia Fernanda; GARCIA, Ana Cristina Lauer; MONTES, Martín Alejandro; JUCÁ, Janaína Cristina Lopes de Araújo; VALENTE, Vera Lúcia da Silva; ROHDE, Cláudia. Are conservation units in the Caatinga biome, Brazil, efficient in the protection of biodiversity? An analysis based on the drosophilid fauna. **Journal For Nature Conservation**, [S.L.], v. 34, p. 145-150, dez. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jnc.2016.10.006>.

OLIVEIRA, Verena Benício de. Infiltração da água em amostras de solo indeformadas e remodeladas em colunas utilizando modelos determinísticos. 2018. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2018. doi:10.11606/T.11.2019.tde-14032019-150501.

OLIVEIRA, Diogo Botelho Correa de; SOARES, Willames de Albuquerque; HOLANDA, Marco Aurelio Calixto Ribeiro de. Análise de Desempenho de Modelos de Infiltração Unidimensional de Água no Solo. **Águas Subterrâneas**, [S.L.], v. 32, n. 1, p. 35-42, 24 jan. 2018. Lepidus Tecnologia. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v32i1.28947>.

PHILIP, J.R. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 83, 1957. p345-357.

PHILIP, J. R. The quasi-linear analysis, the scattering analog, and other aspects of infiltration and seepage. In: Y. S. Fok (ed.), *Infiltration development and application*, Honolulu: Water Resources Research Center, 1987, p.1-27.

PREVEDELLO, C. L. Física do solo com problemas de física resolvidos. Curitiba: Sociedade autônoma de estudos avançados em física dos solos – SAEAFS, 1996. 446p.

Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), <http://www.ipcc.ch/> 2009.

PIRASTRU, M. *et al.* Comparing the Hydraulic Properties of Forested and Grassed Soils on an Experimental Hillslope in a Mediterranean Environment. **Procedia Environmental Sciences**, [s.l.], v. 19, p.341-350, 2013.

PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; de ARAÚJO, J. C. Effective root depth of the Caatinga biome. *Journal of Arid Environments*. v.89, p.1-4, 2013. doi: 10.1016/j.jaridenv.2012.10.003

PIRASTRU, M., NIEDDA, M., CASTELLINI, M. Effects of maquis clearing on the properties of the soil and on the near-surface hydrological processes in a semi-arid Mediterranean environment. **J. Agric. Eng. Res.** v. 45, p.176. 2014.

PIRASTRU, M. *et al.* Subsurface flow and large-scale lateral saturated soil hydraulic conductivity in a Mediterranean hillslope with contrasting land uses. **J. Hydrosoci. Hydraul. Eng.** 2017.

PRIMA, S. di *et al.* In situ characterization of preferential flow by combining plot- and point-scale infiltration experiments on a hillslope. **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 563, p.633-642, ago. 2018b.

PRIMA, Simone di *et al.* Experimental assessment of a new comprehensive model for single ring infiltration data. **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 573, p.937-951, jun. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.077>.

PRIMA, S.; CASTELLINI, M.; RODRIGO-COMINO, J.; CERDÀ, A. Hidrologia do solo para uma gestão sustentável do solo: teoria e prática. *Água* **2020**, *12*, 1109. <https://doi.org/10.3390/w12041109>

PEREIRA, Nayana Alves; PRIMA, Simone di; BOVI, Renata Cristina; SILVA, Laura Fernanda Simões da; GODOY, Gustavo de; NAVES, Rafaela Pereira; COOPER, Miguel. Does the Process of Passive Forest Restoration Affect the Hydrophysical Attributes of the Soil Superficial Horizon? **Water**, [S.L.], v. 12, n. 6, p. 1689, 12 jun. 2020. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w12061689>.

QUEIROZ, J. E.; GONÇALVES, A. C. A.; SOUTO, J. S.; FOLEGATTI, M. V. Avaliação e Monitoramento da Salinidade do Solo. In: GHEYI, H. R.; DIAS, N. das; ACERDA, C. F. de. (Ed.). Manejo da salinidade na agricultura: estudos básicos e aplicados. Fortaleza: INCTSal, 2010. p. 63-81. 472 p.

REEVE, M.J.; SMITH, P.D.; THOMASSON, A.J. The effect of density on water retention properties of field soils. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.24, p.355-367, 1973.

ROYER, J.M.; VACHAUD, G. Field determination of hysteresis in soil-water characteristics. **Soil Science Society of America Proceedings**. Madison, v.39, p.221-223, 1975.

REICHARDT, K. Processo de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 4. Ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 447 p.

REYNOLDS W. D, ELRICK D. E. Ponded infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. **Soil Sci Soc Am J**, 1990; 54:1233-1241.

REYNOLDS, W., ELRICK, D. Principles and parameter definitions. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. SSSA. Book Series, No. 5 Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisconsin, USA, pp. 797–80, 2002a.

REYNOLDS, W., ELRICK, D. Pressure infiltrometer. In: Dane, J.H.E., Topp, G.C. (Eds.). *Methods of Soil Analysis, Part 4*, pp. 826–836, 2002b.

REYNOLDS, W., ELRICK, D. Constant head well permeameter (vadose zone). In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. SSSA Book Series, No. 5 Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisconsin, USA, pp. 844–858, 2002c.

REYNOLDS, W.D., BOWMAN, B.T., BRUNKE, R.R., DRURY, C.F., TAN, C. S. Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 478–484, 2000. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2000.642478x>.

Reynolds, W., Elrick, D., Youngs, E. Ring or cylinder infiltrometers (vadosezone). In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. SSSA Book Series, No. 5 Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisconsin, USA, pp.818–820, 2002.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1990.

RUSSO, D. Determining soil hydraulic properties by parameter estimation on the selection of a model for hydraulic properties. **Water Resources Research**, Washington, v.24, p.453-459. 1988.

RAWLS, W.J., AHUJA, L.R., BRAKENSIEK, D.L., SHIRMOHAMMADI, A. **Infiltration and soil water movement, in Handbook of Hydrology**. Ed. David R. Maidment, Mc-Graw-Hill, Inc., USA, p.5.1-5.51, 1993.

RIBEIRO, J. F. *Fitofisionomias do Bioma Cerrado*. São Paulo. 1998.

REICHARDT, K., TIMM, L. C. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. São Paulo: Ed: Manole, 2004. 478p.

REINERT, Dalvan José; REICHERT, José Miguel. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo: protótipos e teste. **Ciência Rural**, v. 36, n. 6, p. 1931-1935, 2006.

REZAEI, L.; SHABANPOUR, M.; DAVATGAR, N. Estimating the soil water retention curve from soil particle size distribution using the Arya and Paris model for Iranian soils. **Turkish Journal of Agriculture Forestry**, v. 35, 2011.

RAMOS, Tiago *et al.* Propriedades hidráulicas do solo para as diferentes classes texturais. **Revista de Ciências Agrárias**, Lisboa, v. 34, n. 2, p. 252-264, jul. 2011.

RIBEIRO, K.; SOUSA-NETO, E. R.; CARVALHO, J. A.; LIMA, J. R. S.; MENEZES, R.S.C.; DUARTE-NETO, P. J.; GUERRA, G. S.; OMETTO, J. P. H. B. Land cover changes and greenhouse gas emissions in two different soil covers in the Brazilian Caatinga. **Science of the Total Environment**, 571, 1048-1057, 2016.

SALTER, P.J.; WILLIAMS, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. Part I: A critical comparison of techniques for determining the available water capacity and moisture characteristic curve of a soil. **Journal of Soil Science**, Oxford, 16, p.1-15, 1965.

SHARMA, M. L.; UEHARA, G. Influence of soil structure on water relations in Low humic latosols. I. Water retention. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v.32. p.765-770. 1968.

STROOSNIJDER, L., 1976. Infiltratie en Herverdeling van water in gronde. Versl. Landbouwk. Onderz. 847. 1976.

SWARTZENDRUBER, D., 1987. A quasi-solution of Richards' equation for the downward infiltration of water into soil. **Water Resour. Res.** 23, 1987. p.809-817.

SKOPP, J.; JAWSON, M.D; DORAN, J.W. Steady state aerobic microbial activity as a function of soil water content. *Soil Sci. Soc. J.* 1990, 54, 1619–1625.

SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J.Y.; ROSS, P. J.; HAVERKAMP, R. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 1. A capillary-based theory. *Water Resour. Res.* 30, 1994, 2925-2929.

SILVA, C. L.; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica da superfície de um solo sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. Brasília, v. 32, n.2, p. 203; 220, 1997.

SILVA, Edvane Borges da; LIBARDI, Paulo Leonel. Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeômetro a disco. **Scientia Agricola**, [S.L.], v. 57, n. 3, p. 525-529, set. 2000. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/s0103-90162000000300024>.

SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; FONSECA, M.T.; LINS, L.V. **Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação**. Ministério do Meio Ambiente - Universidade Federal de Pernambuco-Conservação Internacional-Biodiversidade-Embrapa Semiárido, Brasília, Brasil (2003).

SARTORI, A.; GENOVEZ, A. M.; LOMBARDI NETO, F. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 2: Aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10 n.4, p.19-29, 2005.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; JARAMILLO, R. A.; MACIEL NETTO, A. Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, p.128-135, 2008a.

SOUZA, E. S. *et al.* Variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos de duas parcelas agrícolas no estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.32, p.1795-1804, 2008b.

ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; SAITO, M. H.; SAKAI, M.; VAN GENUCHTEN, M. T. The HYDRUS-1D Software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated média. Version 4.08. Riverside, USA: University of California, Department of Environmental Sciences, 2009.

ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M. T. The HYDRUS-1D Software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.14. Riverside. Department of Environmental Sciences, 2009.

SOARES, W. A. Fluxos de água e de energia em feijão macassar e mamona no nordeste do Brasil. 2009. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2009.

SILVA, A. P. da; TORMENA, C. A.; DIAS JUNIOR, M. de S.; IMHOFF, S.; KLEIN, V. A. Indicadores da qualidade física do solo. In: VAN LIER, Q. de J. Física do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2010.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTEIRO, A. L. N.; SILVA JUNIOR, V. P. Modelagem da dinâmica de umidade do solo em diferentes condições de cobertura no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias - Brazilian Journal Of Agricultural Sciences**, [S.L.], v. 10, n. 2, p. 293-303, 29 jun. 2015. Revista Brasileira de Ciências Agrárias. <http://dx.doi.org/10.5039/agraria.v10i2a4219>.

SILVA, P. C. G.; MOURA, M. S. B.; KIILL, L. H. P; BRITO, L. T. L; PEREIRA, L. A., SÁ, I. B., *et al.* Caracterização do semiárido brasileiro: Fatores naturais e humanos. SÁ, I. B; SILVA, P. C. G. (Eds.), semiárido brasileiro: Pesquisa, desenvolvimento e inovação, Embrapa Semiárido, Petrolina, Brasil, Petrolina (2010), pp. 18-48

SÁ, P. C. C. *et al.* A. Índice S de área sob a curva de retenção de água para avaliar qualidade física do solo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v. 4, n. 2, p. 110-114, 2010.

SUTANTO, S. J, WENNINGER, J., COENDERS-GERRITS, A. M.J E UHLENBROOK, S. Particionamento da evaporação em transpiração, evaporação do solo e interceptação: uma comparação entre medições de isótopos e um modelo HYDRUS-1D. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 16, 2605–2616, <https://doi.org/10.5194/hess-16-2605-2012>, 2012.

SILVA JUNIOR, J. J., COLOMBO, A., SILVA, E. L., SCALCO, M. S. Determinação da condutividade hidráulica do solo utilizando o problema inverso do software hydrus-1d. **Revista Agro@mbiente on-line**, v. 7, n. 3, p. 242-251, 2013.

SOUZA, F. A.; RODRIGUES, S. C. Estimativa de recarga do lençol freático em solos sobre granito e gabros alcalinos na alta bacia do rio dos Boies em Iporá – GO. **Ambiência**, v.10, n.2, 2014.

SILVA, Douglas Marcelo Pinheiro da *et al.* Spatial Variability of Soil Properties in Archeological Dark Earth Sites under Cacao Cultivation. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v.40, 2016.

SIHAG, P.; TIWARI, N. K.; RANJAN, S.; Estimation and inter-comparison of infiltration models. **Water Science**, v.31, p.34-43, 2017.

STEWART, R. D.; ABOU NAJM, M. R.; A. Comprehensive model for single ring infiltration i: initial water content and soil hydraulic properties. **Sci do solo. Soc. Sou. J.** (2018), 10.2136 / sssaj2017.09.0313.

SOUSA, Riseuda Pereira de; OLIVEIRA, Iara Brandão de; MACHADO, Sandro Lemos; SALES, Emerson Andrade. Modelling of two-dimensional infiltration experiments of water or diesel oil in an instrumented 2D channel. **European Journal of Environmental And Civil Engineering**, [S.L.], v. 25, n. 9, p. 1627-1646, 5 abr. 2019. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/19648189.2019.1587518>.

SOUDEJANI, Hajar Taheri *et al.* Effect of co-composting municipal solid waste with Mg-modified zeolite on soil water balance components using HYDRUS-1D. **Computers and Electronics In Agriculture**, [S.L.], v. 176, p. 105637, set. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.compag.2020.105637>.

THOMAS, G.W.; MOODIE, J.E. Chemical relationships affecting the water-holding capacities of clays. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison v.33, p.645-651. 1962.

TEIXEIRA, C. F. A.; MORAES, S. O.; SIMONETE, M. A. Desempenho do tensiômetro, TDR e sonda de nêutrons na determinação da umidade e condutividade hidráulica do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, 2005.

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: Ciência e Aplicação, Porto Alegre, ABRH, 2007.

TAVARES, M. H. F.; FELICIANO, J. J. S.; VAZ, C. M. P. Análise comparativa de métodos para a determinação da curva de retenção de água em solos. **Irriga**, Botucatu, v. 13, n. 4, p. 417-524, 2008.

TAN, Xuezhi; SHAO, Dongguo; LIU, Huanhuan. Simulating soil water regime in lowland paddy fields under different water managements using HYDRUS-1D. **Agricultural Water Management**, [S.L.], v. 132, p. 69-78, jan. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2013.10.009>.

VIEIRA, L. S. M. Manual da ciência do solo, 5 ed. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1975.

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

VAN GENUCHTEN, M.T., LEIJ, F.J., YATES, S.R. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. Version 6.02. EPA Report 600/2-91/065. Riverside, California, 93p. 1991.

VASCONCELOS, E. B. Levantamento dos atributos físicos e hídricos de três solos de várzea do Rio Grande do Sul. 1993. 79 p. Dissertação (Mestrado em ciência do solo) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 1993.

VIEIRA, S. R, GARCIA, M. A. G, GONZÁLEZ, A. P, SIQUEIRA, G. M. Variabilidade espacial e temporal do teor de água do solo sob duas formas de uso. **Bragantia**. 2010.

VENTRELLA, D., CHARFEDDINE, M., GIGLIO, L., CASTELLINI, M. Application of DSSAT models for an agronomic adaptation strategy under climate change in Southern Italy: optimum sowing and transplanting time for winter durum wheat and tomato. **Ital. J. Agron.** v.7, p. 109–115. 2012.

van SCHAIK, N. L. M. B.; BRONSTERT, A.; JONG, S. M.; JETTEN, V. G.; van DAM, J. C.; RITSEMA, C. J.; SCHNABEL, S. Process-based modelling of a headwater catchment in a semi-arid area: the influence of macropore flow. *Hydrological Processes*, v.28, p.5805 – 5816, 2014. doi: 10.1002/hyp.10086

WHITE, I., & SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. **Water Resources Research**, 23, 1514-1522, 1987.

WÖSTEN, J. H. M.; LILLY, A.; NEMES, A.; LE BAS, C. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. **Geoderma**. v. 90, p.169–185. 1999.

WU, L., PAN, L., MITCHELL, J., SANDEN, B. Measuring saturated hydraulic conductivity

using a generalized solution for single-ring infiltrometers. **Soil Sci. Soc. Am. J.** v. 63, p.788–792. 1999.

WENNINGER, Jochen; BEZA, Desta Tadesse; UHLENBROOK, Stefan. Experimental investigations of water fluxes within the soil–vegetation–atmosphere system: stable isotope mass-balance approach to partition evaporation and transpiration. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, [S.L.], v. 35, n. 13-14, p. 565-570, jan. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2010.07.016>.

WANG, G.; ZHANGA, Y.; YU, N. Prediction of soil water retention and available water of sandy soils using pedotransfer functions. **Procedia Eng.** v.37, p.49–53. 2012.

WANG, X; LI, Y; WANG, Y; LIU, C. Desempenho do HYDRUS-1D para simular o movimento da água em solos repelentes de água. **J. Soil Sci.** 98 (2018) , pp. 1 - 14 , 10.1139 / CJSS-2017-0116

WANG, Xiaofang *et al.* Projection of the climate change effects on soil water dynamics of summer maize grown in water repellent soils using APSIM and HYDRUS-1D models. **Computers And Electronics In Agriculture**, [S.L.], v. 185, p. 106142, jun. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.compag.2021.106142>.

WANG, Xiaofang *et al.* Reduced root water uptake of summer maize grown in water-repellent soils simulated by HYDRUS-1D. **Soil End Tillage Research**, [S.L.], v. 209, p. 104925, maio 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2020.104925>.

WU, Songbai *et al.* Modeling slope rainfall-infiltration-runoff process with shallow water table during complex rainfall patterns. **Journal Of Hydrology**, [S.L.], v. 599, p. 126458, ago. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126458>

XU, X., KIELY, G., LEWIS, G. Estimation and analysis of soil hydraulic properties through infiltration experiments: comparison of BEST and DL fitting methods. **Soil Use Manag.** v. 25, p. 354–361, 2009.

XU, X. *et al.* Analysis of single-ring infiltrometer data for soil hydraulic properties estimation: Comparison of BEST and Wu methods. **Agricultural Water Management**, [s.l.], v. 107, p.34-41, maio 2012.

XU, Baoli; SHAO, Dongguo; TAN, Xuezhi; YANG, Xia; GU, Wenquan; LI, Haoxin. Evaluation of soil water percolation under different irrigation practices, antecedent moisture and groundwater depths in paddy fields. **Agricultural Water Management**, [S.L.], v. 192, p. 149-158, out. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2017.06.002>.

YILMAZ, D. L.; LASSABATERE, R.; ÂNGULOJARAMILLO, R.; DENELEE, D. M. Legret. Hydrodynamic characterization of basic oxygen furnace slag through an adapted BEST method *Vadose Zone J.*, 9 (2010), p. 107, 10.2136/vzj2009.0039.

YANG, Ting *et al.* Assessing salinity leaching efficiency in three soils by the HYDRUS-1D and -2D simulations. **Soil And Tillage Research**, [S.L.], v. 194, p. 104342, nov. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2019.104342>.

Yilmaz, D. Alternative estimation of the α * parameter for the simplified Beerkan infiltration method to assess the saturated hydraulic conductivity of the soil. **Eurasian Soil Sc.** 54, 1049–1058 (2021). <https://doi.org/10.1134/S1064229321070140>.

ZHANG, R.; VAN GENUCHTEN, M.Th. New models for unsaturated soil hydraulic properties. **Soil Science**, Baltimore, v.158, p.77- 85, 1994.

ZATARÁIN, F.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; ANTONIO, A. C. D. Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica. In: Congreso Nacional de Irrigación, 13, 2003, Zacatecas. Resumos ... Zacatecas: ANEI. Desarrollo y transferencia de tecnología de riego y drenaje, v.2, p.212-219. 2003.

ZOLFAGHARI, A. A.; MIRZAEI, S.; GORJI, M. Comparison of different models for estimating cumulative infiltration. *International Journal of Soil Science*, v. 7, n. 3, p. 108-115, 2012.

ZHENG, C.; LU, Y.; GUO, X.; LI, H.; LIU, X. Application of HYDRUS-1D model for research on irrigation infiltration characteristics in arid oasis of northwest China. **Environ. Earth Sci.** 76 (785), 2017. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-7151-2>.

ZHANG, Shouhong et al. Stormwater retention and detention performance of green roofs with different substrates: observational data and hydrological simulations. *Journal Of Environmental Management*, [S.L.], v. 291, p. 112682, ago. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.112682>.