

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

Suélen Matiasso Fachi

**INTERFERÊNCIA DO INTERVALO DE MEDIÇÃO DA
PRECIPITAÇÃO NA PREDIÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO
SOLO PELOS MODELOS HYDRUS-1D E GREEN AMPT**

Santa Maria, RS
2020

Suélen Matiasso Fachi

**INTERFÊNCIA DO INTERVALO DE MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA
PREDIÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO PELOS MODELOS HYDRUS-
1D E GREEN AMPT**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para a obtenção do título de **Mestre em Ciência do Solo**.

Orientador: Prof^o Dr. Paulo Ivonir Gubiani
Coorientador: Prof^o Dr. Dalvan José Reinert


Santa Maria, RS
2020

Suélen Matiasso Fachi

**INTERFERÊNCIA DO INTERVALO DE MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO
NA PREDIÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO PELOS
MODELOS HYDRUS-1D E GREEN AMPT**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para a obtenção do título de **Mestre em Ciência do Solo.**


Aprovado em 19 de fevereiro de 2020:



Paulo Ivonir Gubiani, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)



Fábio Joel Kochem Mallmann, Dr. (UFSM)



Everton Alves Rodrigues Pinheiro, Dr. (UFR)

Santa Maria, RS
2020

Fachi, Suélen Matiasso

Interferência do intervalo de medição da precipitação na predição da infiltração de água no solo pelos modelos HYDRUS-1D e Green Ampt / Suélen Matiasso Fachi.- 2020.
64 p.; 30 cm

Orientador: Paulo Ivonir Gubiani

Coorientador: Dalvan José Reinert

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós Graduação em Ciência do Solo, RS, 2020

1. escoamento superficial 2. estações meteorológicas 3. modelagem I. Gubiani, Paulo Ivonir II. Reinert, Dalvan José III. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

© 2020

Todos os direitos autorais reservados a Suélen Matiasso Fachi. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

Endereço: Universidade Federal de Santa Maria/Centro de Ciências Rurais/Departamento de Solos/Av. Roraima, n. 1000, Cidade Universitária, Camobi, Santa Maria, RS, 97105-900

Fone/Fax (055) 3220-8108; E-mail: suelenmfachi@outlook.com.

DEDICATÓRIA

Aos meus amados pais, Domingos Fachi e Noema Matiasso Fachi, meus exemplos de vida, dedicação, esforço e trabalho. Amo-os infinitamente, e por eles eu daria minha vida sem titubear.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela vida, proteção, força e sabedoria. Obrigada por me carregar no colo quando cogitei fraquejar. A ti, Senhor, agradeço por mais essa vitória!

A Nossa Senhora de Aparecida, minha mãe querida, pela saúde e proteção.

Aos meus pais Domingos Fachi e Noema Matiasso Fachi, pelo amor, carinho, preocupação e principalmente por me mostrarem o quanto era importante estudar, mesmo não tendo eles a mesma oportunidade no passado.

À minha irmã Elisandra Matiasso Fachi, pelo amor fraterno, apoio e incentivo.

Ao meu noivo, amigo e companheiro, Diego Conte, por me incentivar a seguir na carreira acadêmica. Obrigada pela paciência e por entender as minhas faltas e momentos de reclusão. Com certeza o caminho até aqui foi mais tranquilo com a tua companhia.

Ao meu orientador, professor Dr. Paulo Ivonir Gubiani, por todo conhecimento transmitido, paciência e dedicação incondicional para com essa dissertação. Também sou grata pela contribuição na minha vida acadêmica e profissional. Admiro-lhe muito!

À CAPES pela oportunidade de realização do curso de Mestrado mediante concessão de bolsa de estudo.

À Universidade Federal de Santa Maria, ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do solo, por poder usufruir desse espaço para que eu pudesse crescer como pessoa e tecnicamente a cada dia.

A todos os professores que contribuíram na minha formação, um agradecimento cheio de carinho e admiração. Obrigada pelos ensinamentos!

Aos meus amigos da pós-graduação, especialmente os da “salinha 3013”, companheiros de trabalho e descontração: Thais Palumbo Silva, Mayara Torres, Raí Ferreira, Letiéri da Rosa, Amanda Romeiro, Jânio Barbosa, Décio Ferreto, Daniel Boeno, Venesa Santos e Pablo Alonço. Obrigada por deixarem o mestrado muito mais divertido. Recebam meu carinho, admiração e votos de sucesso!

Ao Flávio Fontinelli (“Fonti”), pela ajuda durante o mestrado e por manter o laboratório sempre organizado, fazendo desse um ambiente agradável de trabalho.

À Caroline de Andrade Pereira e ao Alan Ébano de Oliveira por disponibilizarem parte dos dados das suas dissertações para que esse estudo fosse concretizado.

Enfim, a todos àqueles que me acompanharam, contribuíram e estiveram na torcida.

Recebam meu muito obrigada!

“Por vezes sentimos que aquilo que fazemos não é senão uma gota de água no mar. Mas o mar seria menor se lhe faltasse uma gota.”

(Madre Tereza de Calcutá)

RESUMO

INTERFERÊNCIA DO INTERVALO DE MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA PREDIÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO PELOS MODELOS HYDRUS- 1D E GREEN AMPT

AUTOR: Suélen Matiasso Fachi
ORIENTADOR: Paulo Ivonir Gubiani
COORIENTADOR: Dalvan José Reinert

A modelagem matemática da infiltração de água no solo por meio de modelos de base física é uma ferramenta valiosa na previsão de cenários que auxiliam na solução de problemas ambientais como inundações, erosão do solo, escoamento superficial e deslizamentos de terra. Portanto, pesquisas que visam investigar fatores que possam comprometer as estimativas desses modelos são úteis. Nesta dissertação, investigamos como o intervalo de medição da precipitação (IMP) afeta a previsão de infiltração de água no solo de dois modelos de base física: o HYDRUS-1D e Green Ampt (GA). Também determinamos se o IMP das estações meteorológicas é suficientemente detalhado para que esses modelos façam previsões acuradas da infiltração. A infiltração de água no solo foi simulada para eventos de precipitação ocorridos em duas áreas experimentais, sendo 13 eventos de precipitação na área experimental I (AI) e 5 eventos na área experimental II (AII). O acumulado de precipitação dos eventos analisados em AI e AII, medidos a cada 2 e 5 min, respectivamente, foi convertido em perfis discretos de intensidade de precipitação a cada 2 min, 5 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 6 h, 12 h e 24 h, simulando o aumento do IMP. A calibração dos modelos foi feita com a modificação da condutividade hidráulica do solo saturado de modo a aproximar o escoamento superficial acumulado estimado (E_{est}) pelos modelos do escoamento superficial acumulado observado (E_{obs}). O desempenho dos modelos foi avaliado pela raiz quadrática do erro médio quadrático (RMSE em inglês), comparando o E_{est} com o E_{obs} . Quanto mais detalhado o IMP, menor a RMSE. As precipitações das estações meteorológicas com IMP de 60 min não possibilitam boa calibração e não são suficientemente detalhadas para que os modelos simulem com acurácia a infiltração. Com os modelos calibrados usando precipitação com IMP de 2 min, a mudança do IMP da mesma precipitação para 5 min causou uma subestimativa do escoamento na ordem de 40% para o HYDRUS-1D e 45% para o GA. Assim, concluímos que o IMP compromete drasticamente a acurácia das estimativas dos modelos.

Palavras chave: escoamento superficial. estações meteorológicas. Modelagem

ABSTRACT

INTERFERENCE OF THE PRECIPITATION MEASUREMENT INTERVAL ON PREDICTION OF WATER INFILTRATION IN SOIL BY HYDRUS-1D AND GREEN AMPT MODELS

AUTHOR: Suélen Matiasso Fachi
ADVISOR: Paulo Ivonir Gubiani
CO ADVISOR: Dalvan José Reinert

Mathematical modeling of water infiltration into the soil by means of physical-based models is a valuable tool in forecasting scenarios that assist in solving environmental problems such as floods, soil erosion, runoff and landslides. Therefore, research aimed at investigating factors that could compromise the estimates of these models is useful. In this dissertation, we investigate how the precipitation measurement interval (PMI) affects the prediction of water infiltration in the soil of two physical-based models: HYDRUS-1D and Green Ampt (GA). We also determine whether the weather station's PMI is sufficiently detailed for these models to make accurate predictions of infiltration. The infiltration of water in the soil was simulated for precipitation events that occurred in two experimental areas, with 13 precipitation events in experimental area I (AI) and 5 events in experimental area II (AII). The accumulated rainfall of the events analyzed in AI and AII, measured every 2 and 5 min, respectively, was converted into discrete precipitation intensity profiles every 2 min, 5 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 6 h, 12 h and 24 h, simulating the increase in PMI. The calibration of the models was done by modifying the hydraulic conductivity of the saturated soil in order to approximate the estimated accumulated runoff (E_{est}) by the models of the observed accumulated runoff (E_{obs}). The performance of the models was assessed by the square root of the mean square error (RMSE), comparing E_{est} with E_{obs} . The more detailed the PMI, the lower the RMSE. Precipitation from meteorological stations with an PMI of 60 min does not allow an efficient calibration and is not detailed enough for the models to accurately simulate infiltration. With the models calibrated using precipitation with an PMI of 2 min, changing the PMI of the same precipitation to 5 min caused an underestimation of the runoff in the order of 40% for HYDRUS-1D and 45% for GA. Thus, we conclude that the PMI dramatically compromises the accuracy of the estimates of the models.

Keywords: surface runoff. weather stations. modeling

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO GERAL.....	10
2.	ARTIGO: INTERFERÊNCIA DO INTERVALO DE MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA PREDIÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO PELOS MODELOS HYDRUS E GREEN AMPT	12
2.1.	RESUMO	12
2.2.	INTRODUÇÃO	13
2.3.	MATERIAL E MÉTODOS.....	17
2.3.1.	Dados requeridos pelos modelos.....	19
2.3.2.	Estimativa e geração dos perfis de precipitação efetiva	19
2.3.3.	Obtenção dos dados no ambiente I.....	21
2.3.3.1.	<i>Precipitação e escoamento superficial</i>	22
2.3.3.2.	<i>Cobertura do solo pelo dossel e resíduos vegetais</i>	23
2.3.3.3.	<i>Parâmetros hidráulicos e de superfície do solo.....</i>	25
2.3.3.4.	<i>Conteúdo de água no solo.....</i>	27
2.3.4.	Obtenção dos dados no ambiente II	30
2.3.4.1.	<i>Precipitação e escoamento superficial</i>	30
2.3.4.2.	<i>Cobertura do solo pelo dossel e resíduos vegetais</i>	31
2.3.4.3.	<i>Parâmetros hidráulicos e de superfície do solo.....</i>	33
2.3.4.4.	<i>Conteúdo de água no solo.....</i>	34
2.3.5.	Calibração dos modelos	35
2.3.6.	Simulações do escoamento para os perfis discretizados de precipitação	36
2.3.7.	Análise estatística	37
2.4.	RESULTADOS.....	38
2.4.1.	Ambiente I	38
2.4.2.	Ambiente II.....	45
2.5.	DISCUSSÃO	51
2.6.	CONCLUSÃO	56
2.7.	REFERÊNCIAS.....	56

1. INTRODUÇÃO GERAL

A infiltração de água de no solo consiste no processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo e atinge as demais camadas. Entre os diversos componentes do ciclo hidrológico, a infiltração é um dos mais importantes. A água infiltrada determina o balanço de água na zona radicular das plantas e reabastece os aquíferos subterrâneos. A infiltração é, ainda, determinante da ocorrência do escoamento superficial um processo indesejável, sobretudo nos cultivos agrícolas. Quando a intensidade de precipitação supera a capacidade de infiltração do solo, o excesso de água escoar, podendo trazer inúmeras consequências desfavoráveis como a perda de água e transporte de sedimentos e nutrientes.

Em função disso, o entendimento da infiltração de água no solo é fundamental para controlar os recursos e garantir seu melhor uso. Contudo, o processo de infiltração é muito complexo, pois há vários fatores que determinam a taxa de água que chega na superfície do solo e a taxa de água que pode infiltrar no mesmo. O conceito de precipitação efetiva (p_e , mm h^{-1}) tem sido usado para representar a taxa de água que chega na superfície do solo, que expresso matematicamente, $p_e [p, d, r]$, evidencia sua dependência da taxa de precipitação (p , mm h^{-1}), taxa de água retida pela cobertura viva de plantas (d , mm h^{-1}) e taxa de água retida pela cobertura de resíduos vegetais (r , mm h^{-1}). O conceito de capacidade de infiltração ou infiltração potencial (i_p , mm h^{-1}) tem sido usado para representar a taxa de água que pode infiltrar no solo, que expresso matematicamente, $i_p [\theta, \Psi, K]$, evidencia sua dependência do conteúdo de água no solo (θ), potencial da água no solo (Ψ) e condutividade hidráulica do solo (K , cm min^{-1}). A taxa de infiltração atual que ocorre no solo num dado momento (i_a , mm h^{-1}) será igual a p_e enquanto a p_e não superar a i_p . Nos períodos em que a p_e supera a i_p , a i_a será igual a i_p . A partir destas considerações, que apenas listam os fatores sem descrever como cada um atua, fica clara a importância da modelagem para entender e descrever quantitativamente as relações entre infiltração e seus fatores condicionantes, a fim de prever a mudança na infiltração com a mudança nas condições do ambiente.

Diversos modelos de infiltração foram propostos e suas diferenças decorrem, em grande parte, do detalhamento requerido das variáveis na simulação da infiltração e da facilidade de obtenção das informações requeridas pelo modelo. Dentre os modelos, o HYDRUS-1D e o Green Ampt têm sido mais usados e, por isso, serão os modelos estudados nessa dissertação.

O modelo Green Ampt, baseado na equação de Darcy foi concebido considerando que algumas premissas devem ser atendidas durante o processo de infiltração: a água infiltra no solo

com uma frente de saturação abrupta, na qual o conteúdo de água inicial (θ_i) muda para o conteúdo de água de saturação (θ_s); na frente de saturação a água é succionada pela tensão matricial (Ψ_f) correspondente ao conteúdo de água inicial ($\Psi_f = \Psi_i$); na superfície do solo a água está sujeita ao potencial de pressão (Ψ_p); na superfície e na frente de saturação atua também o potencial gravitacional; a condutividade hidráulica de solo saturado (K) é quem determina a densidade de fluxo promovida pelo gradiente de energia).

O HYDRUS -1D descreve o movimento de água no solo utilizando a equação de Richards em meios porosos de fluxo saturado/não-saturado. Para a resolução da equação de Richards, o HYDRUS-1D emprega equações que relacionam o conteúdo volumétrico de água (θ , $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) no solo e a condutividade hidráulica com o potencial matricial (Ψ_m , cm).

Uma modelagem satisfatória, capaz de prever de forma eficiente a infiltração da água no solo é dependente do detalhamento com que as informações externas são fornecidas aos modelos. Atualmente, uma das informações externas que pode ser obtida com diversos níveis de detalhamento é o acumulado de precipitação. Essa variável tem sido coletada com intervalos que variam de segundos, horas, até medições diárias e o detalhamento da medição é que determina com qual detalhamento o modelo consegue perceber a variação da variável. Dados de precipitação com intervalo de uma hora, disponibilizados pelas estações meteorológicas, têm sido uma das opções utilizadas na ausência de dados mais detalhados.

Na literatura, há várias evidências que indicam que o perfil de precipitação pode afetar a infiltração e o escoamento superficial. Diferentes perfis de precipitação são obtidos, por exemplo, quando um mesmo evento pluvial é coletado com diferentes intervalos de medição. A grande dúvida é: “como o IMP afeta a predição de infiltração dos modelos?”. Esse é o assunto que será tratado no artigo resultante dessa dissertação. Um experimento numérico de situações apenas hipotéticas mostraria a sensibilidade dos modelos ao IMP e forneceria respostas à pergunta. Porém, optamos por investigar a sensibilidade dos modelos sob condições reais, a fim de obter respostas conexas com o domínio e as interações dos fenômenos observados no campo. Se modelos matemáticos de infiltração são frequentemente utilizados é relevante saber como o IMP compromete a acurácia de suas predições.

1 **2. ARTIGO: INTERFERÊNCIA DO INTERVALO DE MEDIÇÃO DA**
2 **PRECIPITAÇÃO NA PREDIÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO**
3 **PELOS MODELOS HYDRUS E GREEN AMPT¹**

4
5 2.1. RESUMO

6
7 A crescente consciência dos impactos ambientais, provenientes da atividade humana,
8 tem elevado a demanda por monitoramento e gerenciamento dos recursos naturais. A
9 modelagem matemática da infiltração de água no solo é uma dessas alternativas, pois possibilita
10 que pesquisadores façam previsões sobre o efeito que mudanças no uso e manejo dos solos
11 causam no particionamento da água oriunda da chuva em infiltração e escoamento superficial.
12 Portanto, avaliar os fatores que comprometem a previsão de modelos de infiltração é
13 fundamental para melhorar a acurácia das estimativas. Nesse estudo investigamos como o
14 intervalo de medição da precipitação (IMP) afeta a previsão de infiltração de água no solo pelos
15 modelos HYDRUS-1D e Green Ampt (GA). Também determinamos se o IMP disponibilizado
16 pelas estações meteorológicas é suficientemente detalhado para que esses modelos façam
17 previsões acuradas. A infiltração de água no solo foi simulada para eventos de precipitação
18 ocorridos em duas áreas experimentais, sendo 13 eventos de precipitação na área experimental
19 I (AI) e 5 eventos na área experimental II (AII). O acumulado de precipitação dos eventos
20 analisados medido a cada 2 min (AI) e 5 min (AII) foi convertido em perfis discretos de
21 intensidade precipitação a cada 2 min, 5 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 6 h, 12 h e 24 h, simulando
22 o aumento do IMP. A calibração dos modelos foi feita com a modificação da condutividade
23 hidráulica do solo saturado até que o escoamento acumulado estimado (E_{est}) pelos modelos
24 aproxima-se do escoamento acumulado observado (E_{obs}). O desempenho dos modelos foi

¹Artigo elaborado de acordo com as normas da revista Soil Tillage.

25 avaliado pela raiz quadrática do erro médio quadrático (RMSE em inglês), comparando o E_{est}
26 com o E_{obs} . Quanto mais detalhado o IMP menor a RMSE. As precipitações das estações
27 meteorológicas com IMP de 60 min não possibilitam boa calibração e não são suficientemente
28 detalhadas para que os modelos simulem com acurácia a infiltração. Com os modelos calibrados
29 usando precipitação com IMP de 2 min, a mudança do IMP da mesma precipitação para 5 min
30 causou uma subestimativa do escoamento na ordem de 40% para o HYDRUS-1D e 45% para
31 o GA. Assim, concluímos que o IMP compromete drasticamente a acurácia das estimativas dos
32 modelos.

33

34 **Palavras chave:** modelagem. escoamento superficial. estações meteorológicas.

35

36 2.2. INTRODUÇÃO

37

38 O entendimento da infiltração da água no solo é fundamental para o dimensionamento
39 de sistemas de irrigação, recarga dos lençóis freáticos e para a reposição do conteúdo de água
40 no solo. O processo de infiltração é dependente de uma série de fatores como as características
41 da precipitação, propriedades físicas do solo, condições de umidade inicial, além dos fatores
42 relacionados com a superfície, como a cobertura vegetal que protege o solo (Santos et al., 2014).
43 Diversos estudos têm comparado medidas de infiltração com preparo do solo
44 (Mohammadshirazi et al., 2017), uso de espécies vegetais (Huang et al., 2015), tráfego de
45 máquinas agrícolas (Soracco et al., 2015) e animais (Franzluebbbers et al., 2012). Todavia, para
46 prever a mudança na infiltração com a modificação nas condições do ambiente e descrever
47 quantitativamente as relações entre seus fatores condicionantes, há necessidade de usar a
48 modelagem.

49 A acurácia de uma simulação de transporte de água no solo em um determinado sistema
50 depende essencialmente da caracterização desse sistema, ou seja, do detalhamento e acurácia
51 dos parâmetros e variáveis que serão fornecidos aos modelos. A modelagem matemática da

52 infiltração de água no solo pode ser feita com modelos físicos ou empíricos. Os modelos
53 empíricos são derivados de dados experimentais de campo ou de laboratório (Sihag et al., 2017)
54 e não fornecem informações detalhadas do processo de infiltração, porque não permitem um
55 grande detalhamento das variáveis (Ma et al., 2010). Por outro lado, os modelos físicos, são
56 deduzidos da lei de conservação de massa e da lei de Darcy, e permitem um detalhamento das
57 variáveis e assim podem descrever detalhadamente o processo de infiltração. Levando em conta
58 esse aspecto, os modelos físicos têm sido frequentemente utilizados, com destaque para o
59 HYDRUS-1D e o Green Ampt (Ma et al., 2010).

60 Diversos pesquisadores têm se dedicado a responder à pergunta “Quais fatores afetam
61 e como eles afetam as predições de infiltração feitas por modelos de infiltração?”. Inúmeras
62 hipóteses para essa pergunta já foram testadas e confirmadas em situações particulares, como
63 por exemplo, no detalhamento com que os modelos permitem a entrada de parâmetros (King et
64 al., 1999) e em problemas de adequação de parâmetros dos modelos (Cecílio et al., 2013; Zonta
65 et al., 2010). No entanto, em relação ao detalhamento com que as variáveis externas são
66 medidas, essa pergunta ainda não está satisfatoriamente respondida.

67 Estudos têm abordado o efeito da variabilidade dos parâmetros hidráulicos do solo na
68 simulação da infiltração (Pereira et al., 2016; Arora et al., 2011). Contudo, para a precipitação,
69 a qual é uma das variáveis externas passível de ser coletada em diferentes detalhamentos,
70 apenas um estudo de nosso conhecimento foi encontrado (King, 2000). Nele, apenas um modelo
71 foi analisado em ampla escala (bacia hidrográfica) quanto ao efeito do detalhamento da
72 precipitação. Contudo, modelos diferentes do empregado nesse estudo são utilizados para
73 prever a infiltração e, além disso, são usados em escalas menores como por exemplo, áreas
74 agrícolas. Por isso, é relevante explorar o detalhamento da precipitação em outras situações e
75 com modelos diferentes.

76 O acumulado de precipitação pode ser medido a intervalos de tempo que podem ser
77 segundos, minutos, horas ou até dias. O detalhamento da medição é que determina com qual
78 detalhamento o modelo consegue perceber a variação da variável. Na falta de medições
79 detalhadas da precipitação, usuários de modelos podem utilizar o acumulado horário de
80 precipitação disponibilizado pelas estações meteorológicas. A grande problemática envolvida
81 é que, para uma mesma precipitação, a medição dessa em diferentes intervalos de tempo
82 modifica o perfil de precipitação. O uso de um valor médio de intensidade de precipitação do
83 IMP deixa de considerar picos de intensidade de precipitação que ocorrem dentro do intervalo.
84 O aumento do IMP vai diminuindo a diversidade de picos e a variabilidade da precipitação.
85 Quanto menos representados estiverem os picos de precipitação nos perfis de precipitação
86 menor é a chance de a precipitação superar a capacidade de infiltração do solo e haver
87 escoamento.

88 Outro aspecto é relacionado às demais variáveis que influenciam no processo de
89 infiltração. A retenção no dossel (Somavilla, 2017; Nazari et al., 2020; Miralles et al., 2010) e
90 nos resíduos (Da Silva et al., 2006; Savabi and Stott, 1994; Somavilla, 2017) diminui bem
91 pouco a quantidade de água que chega na superfície do solo nos eventos com maior acumulado,
92 que tendem a ser os que mais provocam escoamento. Além disso, a interferência zera ao longo
93 do evento quando o material encharca. Como a retenção na superfície do solo é pequena, a
94 interferência dela na infiltração é desprezível (Bertol et al., 2007). Em função disso, o aspecto
95 mais crítico que determina a compartimentalização da água em infiltração e escoamento é o
96 balanço no tempo entre precipitação e capacidade de infiltração do solo. Para que esse balanço
97 seja apropriadamente calculado, precipitação e capacidade de infiltração devem ser bem
98 caracterizadas. A capacidade de infiltração pode ser estimada com acurácia aceitável usando
99 modelagem. Diferentemente, o padrão de precipitação é aleatório, e é pouco provável que ele
100 possa ser predito com acurácia pela modelagem (Lee e Kang, 2015). Por isso, a precipitação

101 deve ser medida com detalhamento suficiente para que seu perfil temporal fique
102 suficientemente caracterizado.

103 Há evidências de que o perfil de precipitação exerce importante efeito na infiltração e
104 no escoamento superficial. Por exemplo, Dunkerley (2012) observou que perfis com pico de
105 precipitação tendem a produzir picos de escoamento mais altos do que os eventos de
106 precipitação uniforme. Mu et al. (2015) observaram que o coeficiente de escoamento aumentou
107 e o tempo de espera para o escoamento diminuiu com o aumento da intensidade e da inclinação
108 das precipitações. Truman et al. (2011) observaram que eventos de intensidade variável da
109 precipitação geralmente produziram mais escoamento no estágio inicial, enquanto eventos de
110 intensidade constante da precipitação produziram mais escoamento no fases posteriores do
111 evento. King (2000), ao simular a infiltração e o escoamento em bacias hidrográficas, verificou
112 redução da capacidade preditiva do modelo Green Ampt, modificado por Mein Larsen, ao
113 aplicar um menor detalhamento da precipitação.

114 Todos os estudos anteriormente citados trazem evidências importantes acerca da
115 influência do perfil de chuva na infiltração e no escoamento superficial. Porém, não indicam
116 qual detalhamento da precipitação deve ser utilizado para simular a infiltração com acurácia e
117 se esse detalhamento é igual para todos os modelos e situações. A identificação de como o IMP
118 afeta as predições dos modelos pode trazer inserir uma informação importante na literatura e se
119 for utilizada pode trazer melhorias significativas nas estimativas, ou seja, reduzir
120 significativamente os erros. Além disso, há outro interesse, de ordem prática, que é conhecer se
121 os modelos fariam predições acuradas da infiltração se a chuva tivesse sido medida com
122 detalhamento igual ao das estações meteorológicas. Visando esclarecer essas dúvidas, este
123 estudo tem como o objetivo investigar como o IMP afeta a predição de infiltração pelos modelos
124 HYDRUS-1D e Green-Ampt.

125

2.3. MATERIAL E MÉTODOS

A infiltração de água no solo que aconteceu em eventos de precipitação ocorridos em dois ambientes foi simulada com os modelos HYDRUS-1D e Green-Ampt (GA). O HYDRUS-1D simula o fluxo saturado e insaturado de água no solo, resolvendo numericamente equação de Richards na direção vertical (Equação (1)).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

em que: θ é o conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) no solo, t é o tempo (min), ψ é a tensão matricial (cm), K é a condutividade hidráulica (cm min^{-1}) do solo e z é a coordenada vertical (positiva para cima).

A descrição da aplicação matemática da equação de Richards é extensa e já está detalhada no manual do usuário do HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2013). Além disso, o HYDRUS-1D é um modelo consolidado para a predição do fluxo de água no solo. Por esses motivos, apenas a parametrização do HYDRUS-1D e entradas das variáveis foram descritas na sequência.

O modelo Green Ampt emprega a equação de Darcy, que é a solução da equação de Richards para o caso particular de solo saturado. Neste estudo foi usada equação de Green-Ampt (Equação (2)) para perfil de solo estratificado em camadas homogêneas (Chu and Mariño, 2005; Ma et al., 2010) com solução numérica discreta e calibração do potencial matricial da frente de umedecimento (Ψ_f , cm) proposta por Pereira (2017).

$$i_p = \begin{cases} \frac{\Psi_f^{1/x} + Z_f + \Psi_p}{\left(\sum_{j=1}^{j^*} \frac{L_j}{K_j} + \frac{L_{j^*+1}}{K_{j^*+1}}\right)}, & \text{se } Z_f > L_1 \\ K_1 \frac{\Psi_f^{1/x} + Z_f + \Psi_p}{Z_f}, & \text{se } Z_f \leq L_1 \end{cases} \quad (2)$$

147 em que i_p (cm min^{-1}) é a taxa potencial de infiltração de água no solo; Ψ_f (cm) é a tensão
 148 matricial na frente de umedecimento; x é um parâmetro de calibração de Ψ_f ; Z_f (cm) é a
 149 profundidade da frente de saturação; Ψ_p (cm) é o potencial de pressão dado pela carga hidráulica
 150 na superfície do solo; L_j (cm) e K_j (cm min^{-1}) são a espessura e a condutividade hidráulica de
 151 solo saturado das camadas que já foram saturadas; j^* é a camada saturada inferior; L_{j^*+1} e K_{j^*+1}
 152 são a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado da camada que ainda não foi
 153 completamente saturada; L_j e K_j são a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado
 154 da primeira camada do perfil.

155 A descrição detalhada da operacionalização computacional da equação (2) está
 156 disponível no estudo de Pereira (2017). O mesmo algoritmo, desenvolvido em linguagem VBA
 157 (Visual Basic for Application, do Microsoft Excel), foi utilizado neste estudo. Conforme
 158 resultados obtidos por Pereira (2017), o uso do parâmetro $x = 6$ na equação (2) proporcionou a
 159 melhor acurácia na maioria das simulações dos 13 eventos de infiltração/escoamento em que o
 160 modelo foi avaliado. Por isso, o mesmo valor para x foi usado neste estudo. Na sequência, serão
 161 descritas as variáveis requeridas pelo modelo, sua configuração e parametrização.

162 Embora as preposições matemáticas utilizadas pelos modelos sejam distintas, ambos
 163 requerem um conjunto similar de variáveis, parâmetros e condições iniciais. Primeiramente e
 164 de maneira geral, essas informações serão caracterizadas e, em seguida, sua obtenção será
 165 detalhada.

166

167 **2.3.1. Dados requeridos pelos modelos**

168

169 A variável relacionada à precipitação, que foi fornecida aos modelos, foi a precipitação
 170 efetiva (P_{ef}). A P_{ef} é a precipitação que atinge a superfície do solo. Seu cálculo é feito
 171 descontando-se da precipitação total as abstrações pelo dossel vegetal e pelos resíduos na
 172 superfície do solo. Por esse motivo, o índice de área foliar e a massa de resíduos na superfície
 173 do solo também foram necessários para o cálculo da P_{ef} .

174

175 Os parâmetros de solo que ambos os modelos requerem são os parâmetros da curva de
 176 retenção de água (CRA) e a condutividade hidráulica de solo saturado (K) para cada camada de
 177 solo distinta. Optou-se por usar o modelo de Van Genuchten (1980) para descrever a CRA,
 178 cujos parâmetros são o conteúdo volumétrico de água na saturação (θ_s), residual (θ_r), α e n ,
 179 pois foi usada a restrição de Mualen, em que $m=1-1/n$. Também foram determinadas a
 180 declividade (S, %) e a rugosidade da superfície do solo (RR, cm), que são usadas para o cálculo
 181 do máximo armazenamento de água nas depressões do solo, o qual é parâmetro em ambos os
 182 modelos.

182

183 A condição inicial das simulações foi estabelecida em termos de conteúdo volumétrico
 184 de água (θ_i , $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), em ambos os modelos. Para isso, usou-se o θ_i de cada camada de solo
 185 distinta e determinado mais próximo do início dos eventos de precipitação.

185

186 **2.3.2. Estimativa e geração dos perfis de precipitação efetiva**

187

188 O armazenamento máximo de água pelo dossel vegetal (A^d_{max} , mm) foi estimado em
 189 função do índice de área foliar (IAF, $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$), usando a proposição de (Kozak et al., 2007):

190

$$A^d_{max} = 0,935 + 0,498(IAF) - 0,00575(IAF^2) \quad (3)$$

191

192 Usando a mesma estratégia de Kozak et al. (2007), a lâmina atual acumulada de água
 193 armazenada pelo dossel vegetal (A^d , mm) em qualquer instante de um evento de precipitação
 194 foi estimada em função da precipitação total acumulada (P , mm) até o instante de tempo
 195 considerado e do A^d_{max} .

196

$$A^d = c^d A^d_{max} \left(1 - e^{-P/A^d_{max}}\right) \quad (4)$$

197 em que c^d (adim) é um fator de cobertura pelo dossel que varia de 0 a 1.

198

199 O armazenamento máximo de água pelo resíduo vegetal (A^r_{max} , mm) foi estimado com
 200 uma equação genérica de Arreola Tostado (1996) citado por Kozak et al. (2007) para qualquer
 201 resíduo de planta em função da massa de resíduos (RM , kg ha⁻¹) sobre a superfície do solo:

202

$$A^r_{max} = a^w RM \quad (5)$$

203 em que a^w é um fator empírico ($3,55 \times 10^{-4}$ mm ha⁻¹ kg⁻¹).

204

205 A lâmina atual acumulada de água armazenada pelo resíduo vegetal (A^r , mm) em
 206 qualquer instante de um evento de precipitação foi estimada em função de P e A^d até o instante
 207 de tempo considerado e do A^r_{max} (Kozak et al., 2007).

208

$$A^r = c^r A^r_{max} \left\{1 - \exp\left[\frac{-a^r (P - A^d)}{A^r_{max}}\right]\right\} \quad (6)$$

209 em que c^r (adim) é um fator de cobertura pelo resíduo, que varia de 0 a 1; a^r (adim) parâmetro
 210 empírico referente ao tipo de resíduo. Segundo Kozak et al. (2007) o coeficiente a^r para ambos
 211 os cultivos (soja, trigo e aveia) é 1,25.

212

213 Com a P , A^d e A^r foi calculada a P_{ef} (mm):

214

$$P_{ef} = P - A^d - A^r \quad (7)$$

215

216 Todas as variáveis P , A^d , A^r e P_{ef} foram calculadas a cada 1 min. Para isso, a precipitação
217 no campo foi medida coletando-se o acumulado de precipitação em intervalos de tempo fixos,
218 mas distintos para cada um dos ambientes de estudo. No ambiente I o intervalo de coleta foi de
219 2 min e o número total de eventos analisados foi 13. Já no ambiente II o intervalo de coleta foi
220 de 5 min, com 5 eventos analisados (caracterização dos ambientes e outros detalhes serão
221 descritos nos próximos itens). O acumulado de precipitação a cada 2 (AI) ou 5 min (AII) foi
222 convertido em intensidade de precipitação (mm/h). Posteriormente, a intensidade de
223 precipitação foi integrada até o final do evento, fornecendo uma curva de P contendo valores
224 em qualquer tempo dentro do período de duração do evento. Com essa curva de P e com as
225 equações (3) a (7) foi calculada a curva de P_{ef} , que também é uma curva de precipitação efetiva
226 acumulada.

227 Na sequência, a curva de P_{ef} de cada evento foi convertida em nove perfis discretos de
228 intensidade de precipitação. Os perfis discretos foram gerados para os intervalos de tempo de 2
229 min, 5 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 6 h, 12 h e 24 h. Em cada perfil discreto o intervalo de
230 tempo foi constante. A intensidade de precipitação também foi constante dentro de cada
231 intervalo de tempo, mas poderia mudar de um intervalo de tempo para outro, de acordo com a
232 curva de precipitação efetiva acumulada. Essa estratégia foi usada para gerar os diferentes perfis
233 de intensidade de precipitação que seriam obtidos se a precipitação acumulada de um evento
234 fosse medida a cada 2min, 5min, 15min, 30min, 1h, 2h, 6h, 12h e 24h.

235

236 **2.3.3. Obtenção dos dados no ambiente I**

237

238 O ambiente I é constituído por duas megaparcelas pareadas cultivadas sob semeadura
239 direta com sucessão soja/trigo. Uma delas conduzida sem práticas mecânicas de controle do
240 escoamento superficial e a outra com terraceamento e plantio em nível. As megaparcelas estão
241 situadas na área experimental da Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO),
242 localizada no município de Júlio de Castilhos-RS (29°13'39" de latitude sul e 53°40'38" de
243 longitude oeste e a uma altitude de 514 m).

244 O solo da área experimental é classificado como Nitossolo Vermelho (Santos et al.,
245 2018) com textura argilosa e valores médios de 240, 240 e 520 g kg⁻¹ de areia, silte e argila.
246 O clima predominante na região é do tipo Cfa, subtropical úmido, conforme a classificação de
247 Köppen, com uma precipitação média anual de 1678 mm, distribuída regularmente ao longo
248 do ano.

249 A megaparcela sem terraços possui área de 2,43 ha e a megaparcela com terraços possui
250 área de 2,35 ha. Em cada megaparcela, dois pontos amostrais foram alocados, denominados A,
251 B, C e D. Os pontos A e B correspondem à posição baixa e alta do relevo da megaparcela sem
252 terraço, e os pontos C e D correspondem à posição alta e baixa da megaparcela com terraço.

253 Os dados descritos a seguir foram obtidos da dissertação de Pereira (2017), período de
254 janeiro a outubro de 2016, abrangendo os ciclos das culturas de soja (plantio dia 11/12/2015 e
255 colheita dia 18/04/2016) e trigo (plantio dia 30/06/2016, sem colheita). Por isso, nos subitens
256 seguintes, a metodologia de obtenção dos dados será descrita sucintamente. Mais detalhes
257 podem ser obtidos em Pereira (2017).

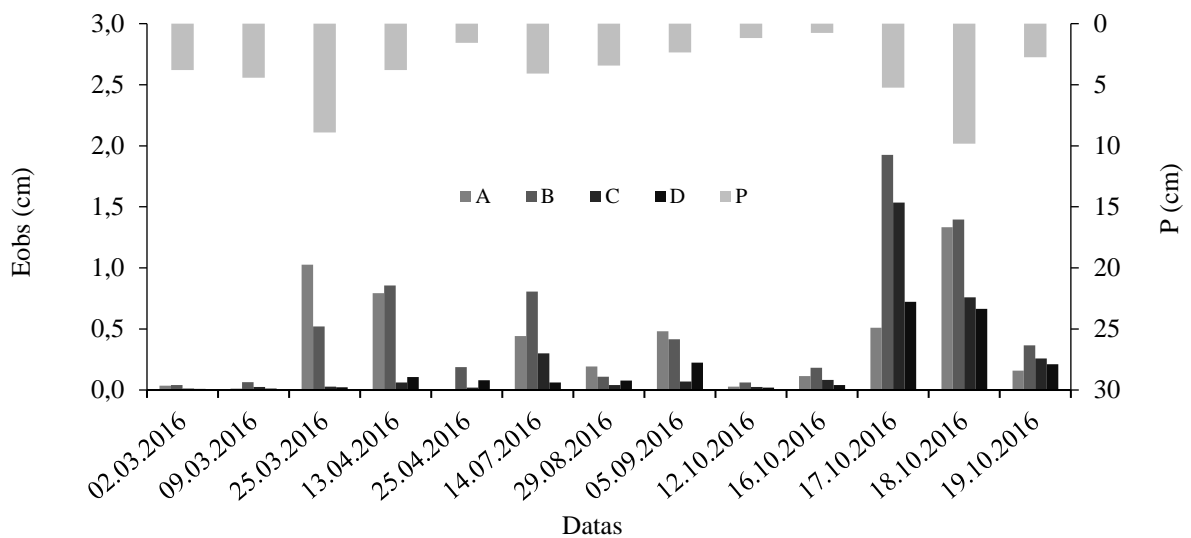
258

259 *2.3.3.1. Precipitação e escoamento superficial*

260

261 Para este estudo foram usados dados de 13 eventos de precipitação que produziram
262 escoamento superficial no período de monitoramento (janeiro a outubro de 2016). Os dados de

263 precipitação (Figura 1) foram obtidos por meio de um pluviógrafo com registro eletrônico de
 264 dados a cada 2 min, localizado na parte mais baixa do relevo da megaparcela sem terraços. O
 265 escoamento superficial observado (E_{obs}) em cada evento de precipitação (Figura 1) foi coletado
 266 em recipientes plásticos de 20 L acoplados a calhas de metal galvanizado de 50 cm de largura,
 267 75 cm de comprimento e 15 cm de altura, instaladas nos pontos amostrais A, B, C e D.
 268



269
 270 Figura 1. Precipitação acumulada (P, cm) e escoamento observado acumulado (E_{obs} , cm) nos
 271 pontos A, B, C e D

272 Fonte: Adaptado de Pereira (2017)

273

274 2.3.3.2. Cobertura do solo pelo dossel e resíduos vegetais

275

276 A área foliar (AF, cm^2) das plantas de soja e trigo foi medida em três plantas situadas
 277 dentro das calhas dos pontos A, B, C e D. A área foliar foi medida em ambas culturas, em
 278 estádios fenológicos diferentes. Nas plantas de soja, as medições foram realizadas nos dias
 279 27/01/2016, 23/02/2016 e 15/03/2016, e nas plantas de trigo, nos dias 07/09/2016, 06/10/2016
 280 e 28/10/2016.

281 Os resíduos culturais sobre a superfície do solo foram determinados por meio da coleta
 282 de três amostras nos pontos A, B, C e D. A área para a coleta foi delimitada por meio de um
 283 gabarito de metal vazado de 0,375 m². A coleta das amostras foi realizada nos dias 23/02/2016
 284 (soja em estágio reprodutivo) e 07/09/2016 (trigo em estágio vegetativo). Como foi realizada
 285 uma medição para cada cultivo, a massa de resíduos para cada evento de precipitação foi
 286 estimada por meio de interpolação linear a partir dos valores das duas medições os resultados
 287 de matéria seca foram expressos por hectare (Tabela 1).

288 Os valores do parâmetro c^r (adim), fator de cobertura pelo resíduo, utilizado na equação
 289 7 para cálculo da lâmina atual acumulada de água armazenada pelo resíduo vegetal, são os
 290 mesmos para os pontos A, B, C e D. Os valores utilizados são 0,1495 para os eventos de
 291 precipitação do dia 02/03/2016 a 14/07/2016 e 0,0744 para eventos do dia 05/09/2016 a
 292 19/10/2016.

293

294 Tabela 1. Parâmetros da vegetação e resíduos sobre a superfície do solo nos pontos A, B, C e
 295 D.

Evento	Pontos amostrais								A, B, C e D c ^{d*}
	A		B		C		D		
	IAF*	RM*	IAF	RM	IAF	RM	IAF	RM	
02/03/2016	3,35	2053	4,46	1380	3,51	1725	4,18	1486	0,52
09/03/2016	3,18	1996	3,99	1352	3,41	1687	4,14	1452	0,51
25/03/2016	2,05	1867	1,51	1287	2,64	1600	3,52	1375	0,47
13/04/2016	0,00	1712	0,00	1209	0,00	1496	0,00	1283	0,39
25/04/2016	0,00	1615	0,00	1161	0,00	1431	0,00	1225	0,33
14/07/2016	0,00	966	0,00	835	0,00	994	0,00	837	0,00
29/08/2016	0,00	593	0,00	648	0,00	744	0,00	615	0,10
05/09/2016	0,41	536	0,05	619	0,07	705	0,23	581	0,15
12/10/2016	1,84	235	1,87	469	1,05	504	1,55	402	0,61
16/10/2016	1,63	203	1,77	453	1,04	482	1,48	382	0,68
17/10/2016	1,57	195	1,73	448	1,04	476	1,46	377	0,70
18/10/2016	1,50	187	1,70	444	1,03	471	1,43	373	0,72
19/10/2016	1,43	179	1,66	440	1,02	465	1,40	368	0,74

296 * IAF: índice de área foliar (cm² cm⁻²); c^d: cobertura pelo dossel (adimensional); RM: massa de resíduos (kg ha⁻¹).

297

298 2.3.3.3. *Parâmetros hidráulicos e de superfície do solo*

299

300 A condutividade hidráulica do solo saturado e os parâmetros da curva de retenção de
301 água (CRA) do modelo de Van Genuchten (1980) foram determinados em amostras coletadas
302 em diferentes profundidades em cada ponto amostral (Tabela 2). Para isso, trincheiras foram
303 abertas e camadas de solo com estrutura, textura e densidade distintas foram identificadas e
304 delimitadas. Nessas camadas, as amostras indeformadas foram coletadas e posteriormente
305 processadas em laboratório. A condutividade hidráulica do solo saturado foi determinada por
306 meio de permeâmetro de carga constante (EMBRAPA, 2011). Para determinação dos
307 parâmetros da curva de retenção as amostras foram saturadas com água por capilaridade durante
308 24 h, pesadas para determinação do θ_s e submetidas às Ψ de 60 e 100 cm em coluna de areia
309 (Reinert and Reichert, 2006) e 330 e 1000 cm em câmara de Richards. Para tensões maiores
310 que 5000 cm, a relação entre o conteúdo de água gravimétrico ($g\ g^{-1}$) e a Ψ foi determinada em
311 psicrômetro de ponto de orvalho (WP4) (Campbell et al., 2007; Gubiani et al., 2013) por meio
312 de 32 amostras com estrutura não preservada.

313 Nas camadas em que a K não foi calibrada, foram usados os valores medidos no campo
314 (Tabela 2). Nas outras camadas, os valores resultantes da calibração (descrita na sequência)
315 foram usados.

316

317

318

319

320

321 Tabela 2. Parâmetros da curva de retenção de água e condutividade hidráulica do solo nos
 322 pontos amostrais A, B, C e D

Camada	Profundidade cm	θ_s -- $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ --	θ_r	α cm^{-1}	n	K cm min^{-1}
----- Ponto A -----						
1	0-10	0,44	0,00	0,010	1,15	0,047
2	10-30	0,40	0,00	0,009	1,11	0,025
3	30-45	0,42	0,00	0,013	1,11	0,017
4	45-60	0,46	0,00	0,031	1,09	0,080
5	60-75	0,48	0,00	0,011	1,09	0,050
6	75-90	0,50	0,00	0,003	1,15	0,035
7	90-120	0,51	0,00	0,001	1,18	0,079
8	120-150	0,52	0,24	0,001	1,87	0,007
----- Ponto B -----						
1	0-10	0,42	0,00	0,019	1,16	0,096
2	10-25	0,38	0,00	0,021	1,12	0,148
3	25-40	0,41	0,00	0,018	1,12	0,009
4	40-60	0,44	0,00	0,046	1,10	0,038
5	60-80	0,45	0,00	0,026	1,09	0,008
6	80-105	0,47	0,00	0,011	1,10	0,015
7	105-130	0,49	0,00	0,030	1,08	0,123
8	130-160	0,47	0,00	0,012	1,11	0,023
----- Ponto C -----						
1	0-10	0,45	0,00	0,046	1,14	0,753
2	out/25	0,37	0,00	0,032	1,12	0,367
3	25-40	0,42	0,00	0,089	1,12	1,396
4	40-60	0,42	0,06	0,080	1,15	1,921
5	60-80	0,43	0,00	0,092	1,08	0,140
6	80-105	0,49	0,00	0,083	1,08	0,167
7	105-130	0,50	0,00	0,146	1,07	0,395
8	130-160	0,50	0,00	0,074	1,10	0,717
----- Ponto D -----						
1	0-10	0,42	0,00	0,067	1,14	1,710
2	10-30	0,37	0,00	0,030	1,11	0,071
3	30-50	0,38	0,00	0,044	1,11	0,505
4	50-75	0,46	0,17	12,162	1,12	6,207
5	75-100	0,47	0,00	0,021	1,11	0,470
6	100-120	0,46	0,00	0,018	1,09	1,340
7	120-140	0,46	0,00	0,003	1,19	0,448
8	140-160	0,46	0,00	0,005	1,14	0,430

323 θ_s : conteúdo de água do solo na saturação, θ_r : conteúdo residual de água no solo, α e n: coeficientes ajustados por
 324 análise de regressão e K: condutividade hidráulica do solo saturado medida no campo

325 Fonte: Adaptado de Pereira (2017).

326

327 A rugosidade aleatória (R, cm) foi determinada na superfície do solo dentro das calhas
328 usadas para medição do escoamento. As determinações de R foram feitas com um
329 microperfilômetro, nos dias 15/03/16 e 06/10/16. Com as medições de cota (z, cm), a
330 rugosidade foi calculada com a equação sugerida por Kamphorst et al. (2000). Como a variação
331 temporal da R em cada ponto foi pequena (diferenças absolutas de 0,13; 0,11; 0,25 e 0,31 cm
332 para os pontos A, B, C e D, respectivamente), o valor médio das duas medições de cada ponto
333 foi utilizado em todas as simulações, os quais foram 0,96; 0,71; 0,73 e 0,93 cm para os pontos
334 A, B, C e D, respectivamente.

335 A declividade da superfície do solo (S, %) foi medida com o auxílio de um nível de
336 mangueira. Os valores de S obtidos foram 5,62% para os pontos A C e D e 6,74% para o ponto
337 B. A partir dos valores de R e S foi calculado o armazenamento máximo de água nas depressões
338 do solo (h_{max} , mm), por meio da equação (8), sugerida por Kamphorst et al.(2000):

339

$$h_{max} = 0,1120 + 0,0310R^2 - 0,0120RS \quad (8)$$

340

341 2.3.3.4. *Conteúdo de água no solo*

342

343 O conteúdo de água no solo que antecedeu cada evento de precipitação nos pontos
344 amostrais (Tabela 3, 4, 5, 6), foi medido com sensores de medição indireta do tipo CS616
345 (Campbel Scientific) conectado a armazenador de dados (Data Logger CR1000). As medições
346 feitas usando curva de calibração genérica fornecida pelo fabricante foram corrigidas por
347 equação de ajuste, de modo que os dados medidos pelos sensores se aproximassem de dados
348 medidos a campo, em ampla faixa de conteúdo de água.

349

350 Tabela 3. Conteúdo de água inicial no ponto A para os eventos de precipitação monitorados.

Evento	Data	θ_{i1}	θ_{i2}	θ_{i3}	θ_{i4}	θ_{i5}	θ_{i6}	θ_{i7}	θ_{i8}
1	02/03/2016	0,19	0,27	0,24	0,24	0,27	0,35	0,39	0,39
2	09/03/2016	0,22	0,30	0,29	0,30	0,32	0,39	0,41	0,40
3	25/03/2016	0,26	0,34	0,32	0,32	0,35	0,40	0,42	0,42
4	13/04/2016	0,31	0,36	0,35	0,34	0,36	0,41	0,43	0,43
5	25/04/2016	0,33	0,38	0,37	0,36	0,37	0,41	0,42	0,41
6	14/07/2016	0,32	0,36	0,35	0,34	0,36	0,41	0,42	0,42
7	29/08/2016	0,35	0,39	0,38	0,37	0,38	0,42	0,43	0,41
8	05/09/2016	0,36	0,38	0,36	0,35	0,37	0,41	0,43	0,43
9	12/10/2016	0,17	0,28	0,27	0,30	0,33	0,39	0,41	0,40
10	16/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,36	0,37	0,41	0,43	0,41
11	17/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,35	0,37	0,41	0,43	0,43
12	18/10/2016	0,33	0,38	0,37	0,37	0,38	0,42	0,43	0,44
13	19/10/2016	0,37	0,39	0,41	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44

351 θ_{i1} , θ_{i2} , θ_{i3} , θ_{i4} , θ_{i5} , θ_{i6} , θ_{i7} e θ_{i8} : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8,
352 respectivamente.

353 Fonte: Adaptado de Pereira (2017).

354

355 Tabela 4. Conteúdo de água inicial no solo no ponto B para os eventos de precipitação
356 monitorados.

Evento	Data	θ_{i1}	θ_{i2}	θ_{i3}	θ_{i4}	θ_{i5}	θ_{i6}	θ_{i7}	θ_{i8}
1	02/03/2016	0,18	0,21	0,22	0,20	0,29	0,32	0,35	0,35
2	09/03/2016	0,21	0,27	0,28	0,24	0,30	0,32	0,35	0,35
3	25/03/2016	0,24	0,30	0,31	0,29	0,36	0,38	0,38	0,38
4	13/04/2016	0,29	0,33	0,33	0,31	0,38	0,40	0,39	0,39
5	25/04/2016	0,31	0,35	0,35	0,34	0,39	0,38	0,38	0,38
6	14/07/2016	0,28	0,32	0,33	0,31	0,37	0,38	0,37	0,37
7	29/08/2016	0,24	0,29	0,30	0,28	0,35	0,37	0,37	0,37
8	05/09/2016	0,33	0,34	0,35	0,33	0,39	0,40	0,39	0,39
9	12/10/2016	0,21	0,25	0,26	0,25	0,33	0,37	0,37	0,37
10	16/10/2016	0,32	0,35	0,35	0,34	0,38	0,37	0,37	0,37
11	17/10/2016	0,32	0,34	0,35	0,33	0,39	0,39	0,37	0,37
12	18/10/2016	0,32	0,35	0,36	0,35	0,40	0,41	0,40	0,41
13	19/10/2016	0,36	0,37	0,40	0,37	0,41	0,42	0,41	0,41

357 θ_{i1} , θ_{i2} , θ_{i3} , θ_{i4} , θ_{i5} , θ_{i6} , θ_{i7} e θ_{i8} : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8,
358 respectivamente.

359 Fonte: Adaptado de Pereira (2017).

360

361 **Tabela 5.** Conteúdo de água inicial no solo no ponto C para os eventos de precipitação
 362 monitorados.

Evento	Data	θ_{i1}	θ_{i2}	θ_{i3}	θ_{i4}	θ_{i5}	θ_{i6}	θ_{i7}	θ_{i8}
1	02/03/2016	0,23	0,24	0,24	0,20	0,33	0,32	0,30	0,36
2	09/03/2016	0,25	0,27	0,30	0,25	0,35	0,32	0,30	0,36
3	25/03/2016	0,44	0,36	0,42	0,42	0,43	0,48	0,49	0,50
4	13/04/2016	0,31	0,32	0,33	0,35	0,39	0,37	0,36	0,39
5	25/04/2016	0,32	0,33	0,34	0,35	0,39	0,36	0,35	0,38
6	14/07/2016	0,29	0,30	0,32	0,33	0,38	0,35	0,34	0,37
7	29/08/2016	0,35	0,34	0,33	0,30	0,35	0,35	0,34	0,38
8	05/09/2016	0,32	0,32	0,34	0,35	0,39	0,37	0,36	0,39
9	12/10/2016	0,24	0,28	0,28	0,29	0,36	0,35	0,35	0,37
10	16/10/2016	0,30	0,31	0,32	0,31	0,36	0,35	0,34	0,37
11	17/10/2016	0,31	0,31	0,33	0,33	0,37	0,35	0,34	0,37
12	18/10/2016	0,32	0,33	0,34	0,35	0,39	0,37	0,36	0,38
13	19/10/2016	0,34	0,34	0,36	0,36	0,39	0,38	0,38	0,41

363 θ_{i1} , θ_{i2} , θ_{i3} , θ_{i4} , θ_{i5} , θ_{i6} , θ_{i7} e θ_{i8} : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8,
 364 respectivamente.

365 Fonte: Adaptado de Pereira (2017).

366

367 **Tabela 6.** Conteúdo de água inicial no solo no ponto C para os eventos de precipitação
 368 monitorados.

Evento	Data	θ_{i1}	θ_{i2}	θ_{i3}	θ_{i4}	θ_{i5}	θ_{i6}	θ_{i7}	θ_{i8}
1	02/03/2016	0,19	0,19	0,26	0,34	0,38	0,37	0,42	0,42
2	09/03/2016	0,24	0,27	0,31	0,36	0,39	0,37	0,42	0,42
3	25/03/2016	0,28	0,30	0,34	0,39	0,42	0,40	0,43	0,43
4	13/04/2016	0,32	0,32	0,36	0,40	0,42	0,41	0,44	0,44
5	25/04/2016	0,34	0,34	0,37	0,41	0,43	0,40	0,43	0,43
6	14/07/2016	0,30	0,32	0,35	0,40	0,42	0,40	0,43	0,43
7	29/08/2016	0,35	0,35	0,37	0,40	0,42	0,39	0,43	0,43
8	05/09/2016	0,34	0,34	0,36	0,41	0,43	0,41	0,44	0,44
9	12/10/2016	0,17	0,28	0,27	0,30	0,33	0,39	0,41	0,40
10	16/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,36	0,37	0,41	0,43	0,41
11	17/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,35	0,37	0,41	0,43	0,43
12	18/10/2016	0,33	0,37	0,37	0,37	0,38	0,42	0,43	0,44
13	19/10/2016	0,37	0,37	0,38	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44

369 θ_{i1} , θ_{i2} , θ_{i3} , θ_{i4} , θ_{i5} , θ_{i6} , θ_{i7} e θ_{i8} : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8,
 370 respectivamente.

371 Fonte: Adaptado de Pereira A (2017)

372 **2.3.4. Obtenção dos dados no ambiente II**

373

374 O ambiente II é constituído por seis parcelas com 52,5 m² (15 m x 3,5 m) cada,
375 conduzidas sob semeadura direta com uma sucessão milho/aveia. As parcelas estão localizadas
376 na área experimental do Departamento de Solos da Universidade Federal de Santa Maria
377 (UFSM) (29° 43' 13" de latitude sul e 53° 42' 19" de longitude oeste e a uma altitude de 88 m). O
378 solo da área é classificado como Argissolo Vermelho distrófico arênico (Santos et al., 2018)
379 com textura arenosa e valores médios de 627, 229 e 144 g kg⁻¹ de areia, silte e argila. E o clima
380 predominante na região é do tipo Cfa, subtropical úmido, conforme a classificação de Köppen,
381 com uma precipitação média anual de 1700 mm distribuída regularmente ao longo do ano.

382 Os dados foram obtidos da dissertação de Oliveira (2015), no período de maio a agosto
383 de 2014, período que compreendeu o ciclo da cultura da aveia (plantio 23/06/2014 sem
384 colheita). Por isso, nos subitens seguintes, a metodologia de obtenção dos dados será descrita
385 sucintamente. Mais detalhes podem ser obtidos em Oliveira (2015).

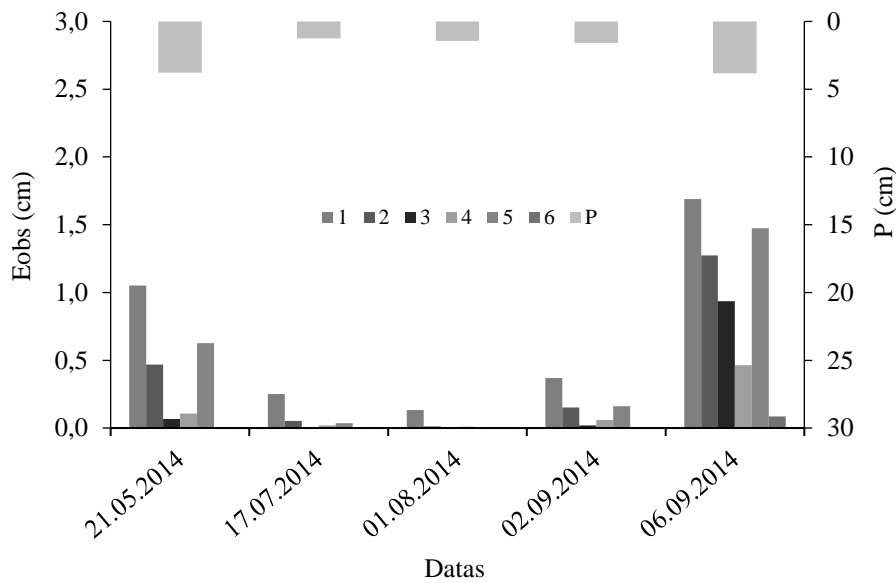
386

387 *2.3.4.1. Precipitação e escoamento superficial*

388

389 Para este estudo foram usados 5 eventos de precipitação que produziram escoamento
390 superficial no período de monitoramento (maio a setembro de 2014) (Figura 2). Os dados de
391 precipitação foram obtidos por meio de um pluviógrafo (com registro eletrônico de dados a
392 cada 5 min), localizado a 420 m da área experimental.

393 O escoamento superficial que aconteceu nos eventos (Figura 2) foi medido com o
394 auxílio de uma calha coletora de 300 cm de largura, 1450 cm de comprimento e 30 cm de altura
395 (sendo 15 cm abaixo da superfície do solo e 15 cm acima da superfície), que conduzia o
396 escoamento até caixas d'água com capacidade de 1,0 m³.



397

398 Figura 2. Precipitação acumulada (P, cm) e escoamento observado acumulado (E_{obs} , cm) nas
 399 parcelas (1, 2, 3, 4, 5 e 6).

400 Fonte: Adaptado de Oliveira (2015).

401

402 2.3.4.2. Cobertura do solo pelo dossel e resíduos vegetais

403

404 O índice de área foliar da cultura da aveia não foi determinado por Oliveira (2015). Em
 405 vista disso, e com base nas datas de semeadura, o IAF em cada evento de precipitação foi
 406 estimado em função do tempo transcorrido após a semeadura (t, dia), com o uso de uma equação
 407 empírica disponível em Rossetto e Nakawaga (2001).

408

$$IAF = 0,0498 e^{0,001334t} + (-0,0009300)t^2 \quad (9)$$

409

410 Em 30/10/2013 havia em média 5957 kg ha⁻¹ de resíduo da palha de aveia sobre a
 411 superfície do solo. Com base na data de dessecação da cultura (10/10/2013), a perda de massa
 412 de resíduos de aveia (Pa, %) que havia acontecido até cada evento de precipitação foi estimada

413 em função do tempo (t, dia) transcorrido após a dessecação, com o uso de uma equação empírica
414 disponível em Aita and Giacomini (2003).

415

$$Pa = 66,4e^{-(0,01359t)} + (100 - 66,4) \quad (10)$$

416 A massa de resíduo de aveia remanescente em cada evento foi calculada descontando-
417 se da massa inicial a Pa ocorrida até o evento de precipitação.

418 Em 04/04/2014 (data da colheita da cultura do milho) havia em média 6000 kg ha⁻¹ de
419 resíduo de palha de milho sobre a superfície do solo. Com base na data de colheita, a perda de
420 massa de resíduos de milho (Pm, %) em cada evento de precipitação foi estimada em função
421 do tempo transcorrido após a colheita da cultura (t, dia), como uso de uma equação empírica
422 disponível em Gonçalves et al.(2010).

423

$$Pm = 93,1e^{-0,0029t} \quad (11)$$

424 A massa de resíduo de milho remanescente em cada evento foi calculada descontando-
425 se da massa inicial a Pm ocorrida até o evento de precipitação. A massa total de resíduo em
426 cada evento de precipitação foi considerada a soma das massas remanescentes de resíduo de
427 aveia e milho (Tabela 7).

428 Para as seis parcelas, o valor do parâmetro c^f (adim) da equação 7 foi estimado com o
429 software AreaMed (Gubiani, 2016) em imagens digitais da cobertura. O valor de 0,9 foi utilizado
430 para o evento de precipitação do dia 21/05/2014 e 0,8 para os demais eventos analisados.

431

432 Tabela 7. Parâmetros da vegetação e resíduos sob a superfície do solo nas parcelas 1, 2, 3, 4, 5
433 e 6

Evento	IAF*	RM	c ^d
21/05/2014	0,5	7492,44	0,9
17/07/2014	4,44	6687,93	0,8
01/08/2014	2,067	6514,15	0,8
02/09/2014	5,93	6167,62	0,8
06/09/2014	5,92	6126,52	0,8

434 * IAF: índice de área foliar (cm² cm⁻²); c^d: cobertura pelo dossel (adimensional); RM: massa de resíduos (kg ha⁻¹).

435

436 2.3.4.3. Parâmetros hidráulicos e de superfície do solo

437

438 A condutividade hidráulica do solo saturado e os parâmetros da curva de retenção de
439 água (CRA) do modelo de Van Genuchten (1980) foram determinados em amostras coletadas
440 em quatro profundidades (Tabela 8). Para isso, trincheiras foram abertas e camadas de solo com
441 estrutura, textura e densidade distintas foram identificadas e delimitadas. Nessas camadas,
442 amostras indeformadas foram coletadas e posteriormente processadas em laboratório. Nas
443 camadas em que a K não foi calibrada, foram usados os valores medidos no campo (Tabela 8).
444 Nas outras camadas, os valores resultantes da calibração (descrita na sequência) foram usados.

445 A rugosidade aleatória da superfície do solo não foi determinada por Oliveira (2015).
446 Por isso o valor 0,56 cm (Santos et al., 2014) foi utilizado para todas as parcelas e eventos, por
447 ter sido obtido em solos semelhantes ao desse estudo.

448 A declividade da superfície do solo (S, %) foi medida com o auxílio de um nível de
449 mangueira. O valor de S obtido foi de 5,0 % para as seis parcelas. A partir dos valores de RR e
450 S foi calculado o armazenamento máximo de água nas depressões do solo (h_{max}, mm), por meio
451 da equação (8), sugerida por Kamphorst et al.(2000).

452

453 Tabela 8. Parâmetros da curva de retenção e condutividade hidráulica nas parcelas 1, 2, 3, 4, 5
 454 e 6

Camada	Profundidade	θ_s	θ_r	α	n	K
	cm	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$		cm^{-1}	-	cm min^{-1}
P1 e P2						
1	0 – 20	0,329	0	0,020	1,244	0,0034
2	20 – 58	0,361	0	0,074	1,213	0,0177
3	58 – 78	0,342	0	0,082	1,240	0,0262
4	78 +	0,396	0	0,145	1,130	0,0275
P3 e P4						
1	0 – 26	0,347	0	0,036	1,238	0,0101
2	26 – 52	0,312	0	0,029	1,209	0,0115
3	52 – 76	0,316	0	0,046	1,248	0,0131
4	76 +	0,387	0	0,060	1,147	0,0213
P5 e P6						
1	0 – 24	0,350	0	0,047	1,235	0,0249
2	24 – 57	0,356	0	0,122	1,193	0,0088
3	57 – 80	0,301	0	0,045	1,227	0,0040
4	80 +	0,387	0	0,049	1,148	0,0061

455 θ_s : conteúdo de água do solo na saturação, θ_r : conteúdo residual de água no solo, α e n: coeficientes ajustados por
 456 análise de regressão, P1, P2, P3, P4, P5 e P6: parcelas 1, 2, 3, 4, 5 e 6, respectivamente, K: condutividade hidráulica
 457 de solo saturado medida no campo.

458 Adaptado de Oliveira (2015).

459

460 2.3.4.4. Conteúdo de água no solo

461

462 O conteúdo de água no solo que antecedeu cada evento de precipitação (Tabela 9) foi
 463 medido com sensores de TDR (Time Domain Reflectometry). Os sensores foram instalados nas
 464 camadas 0 - 20, 20 - 40, 40 - 60 e 60 - 80 cm antes do início do experimento de Oliveira (2015).
 465 O θ_i foi estimado a partir da medição da constante dielétrica aparente do solo medida pelo TDR,
 466 usando curva de calibração genérica fornecida pelo fabricante.

467

468 Tabela 9. Conteúdo de água inicial nas parcelas 1, 2, 3, 4, 5 e 6 para os eventos de precipitação
469 monitorados.

Evento	Data	θ_{i1}	θ_{i2}	θ_{i3}	θ_{i4}
Parcela 1 e 2					
1	21/05/2014	0,256	0,244	0,267	0,257
2	17/07/2014	0,282	0,26	0,281	0,267
3	01/08/2014	0,261	0,248	0,269	0,261
4	02/09/2014	0,261	0,243	0,269	0,247
5	06/09/2014	0,271	0,230	0,271	0,250
Parcela 3 e 4					
1	21/05/2014	0,256	0,244	0,267	0,257
2	17/07/2014	0,282	0,26	0,281	0,267
3	01/08/2014	0,261	0,248	0,269	0,261
4	02/09/2014	0,261	0,243	0,269	0,247
5	06/09/2014	0,271	0,23	0,271	0,25
Parcela 5 e 6					
1	21/05/2014	0,256	0,244	0,267	0,257
2	17/07/2014	0,282	0,26	0,281	0,267
3	01/08/2014	0,261	0,248	0,269	0,261
4	02/09/2014	0,261	0,243	0,269	0,247
5	06/09/2014	0,271	0,23	0,271	0,25

470 θ_{i1} , θ_{i2} , θ_{i3} , θ_{i4} : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, respectivamente.

471 Fonte: Adaptado de Oliveira (2015).

472

473 2.3.5. Calibração dos modelos

474

475 Com o conjunto de parâmetros, condições iniciais e precipitação efetiva os modelos
476 foram primeiramente calibrados para, posteriormente, serem usados para as simulações de
477 escoamento para os perfis discretizados de precipitação.

478 A variável resposta que foi utilizada para a calibração dos modelos foi E_{obs} , pois a
479 infiltração não foi medida, apenas deduzida da diferença entre P_{ef} e E_{obs} . Na calibração, apenas
480 a condutividade hidráulica do solo saturado foi modificada, por ser um parâmetro ao qual os
481 modelos são mais sensíveis. Durante a calibração, a K foi modificada buscando melhor

482 aproximação do E_{est} ao E_{obs} . No HYDRUS-1D a modificação na K foi feita por meio da solução
483 inversa, enquanto que no GA, a modificação foi manual. Em ambos os casos, a modificação da
484 K foi feita até a camada de solo onde a frente de saturação se aprofundou.

485 A calibração dos dois modelos foi realizada para cada evento de precipitação. Assim,
486 em cada ponto, os modelos foram executados $N*Z$ vezes, em que N é o número de tentativas
487 para calibração da K e Z é o número de eventos de precipitação. No HYDRUS-1D o perfil de
488 solo foi configurado com discretização espacial de 101 nós, com a mesma densidade em todas
489 as partes. A condição de contorno superior foi definida como condição atmosférica,
490 empoçamento potencial igual a h_{max} dado pela equação 16, e h_{crit} para evaporação mantido no
491 valor padrão de 1000 m. A condição de contorno no limite inferior foi drenagem livre. A
492 condição inicial foi definida em termos de conteúdo volumétrico de água, usando o θ_i
493 apresentado anteriormente para cada evento e camada de solo.

494 Para o GA, a condição de contorno superior foi definida como condição atmosférica,
495 empoçamento igual a h_{max} dado pela equação 16. A condição de contorno no limite inferior foi
496 drenagem livre. A condição inicial foi definida em termos de conteúdo volumétrico de água, os
497 mesmos usados no HYDRUS-1D.

498 Inicialmente, a calibração foi feita usando apenas os perfis de precipitação efetiva cujo
499 intervalo de tempo de discretização coincidia com o intervalo de tempo em que a precipitação
500 foi medida no campo, ou seja, 2 min para o ambiente I e 5 min para o ambiente II. Após feitas
501 todas as simulações com esta calibração, os modelos foram recalibrados usando apenas os perfis
502 de precipitação efetiva cujo intervalo tempo discretização era de 60 min, a fim de verificar se o
503 IMP disponibilizado pelas estações meteorológicas possibilita previsões acuradas.

504

505 **2.3.6. Simulações do escoamento para os perfis discretizados de precipitação**

506

507 Após as calibrações, os modelos foram executados para simular o escoamento dos perfis
 508 discretizados de intensidade de precipitação. Para a primeira calibração, cujo intervalo de tempo
 509 de discretização coincidia com o intervalo de tempo em que a precipitação foi medida no
 510 campo, os modelos foram executados 468 vezes no ambiente I (13 eventos x 9 perfis
 511 discretizados x 4 pontos no ambiente) e 240 vezes no ambiente II (5 eventos x 8 perfis
 512 discretizados x 6 pontos no ambiente), totalizando 708 simulações.

513 Já para a calibração cujo intervalo tempo de discretização era de 60 min, os modelos
 514 foram executados apenas com o perfil discretizado de 60 min. Assim, no ambiente I, os modelos
 515 foram executados 52 vezes (13 eventos x 4 pontos no ambiente) e no ambiente II 30 vezes (5
 516 eventos x 6 pontos no ambiente) totalizando 82 simulações. Para ambos os casos, os parâmetros
 517 as condições iniciais e de contorno foram as mesmas descritas na calibração, com substituição
 518 da K medida pela calibrada.

519 Posteriormente, com os resultados de escoamento simulados pelos modelos foi
 520 calculada a mudança relativa no escoamento (ΔE_{stR} , %) causada pela mudança de discretização
 521 do perfil de intensidade de precipitação

$$\Delta E_{stR} = \frac{E_{st1} - E_{sti}}{E_{st1}} \times 100 \quad (12)$$

522

523 Em que ΔE_{stR} é a i-ésimo mudança relativa no escoamento simulado; E_{sti} é o i-ésimo
 524 escoamento simulado e E_{st1} é o escoamento simulado com menor intervalo de tempo de
 525 discretização da precipitação (2 min para o ambiente I e 5 min para o ambiente II). Quando
 526 $E_{sti} = E_{st1}$, $\Delta E_{stR} = 0\%$ e quando $E_{sti} = 0$, $\Delta E_{stR} = 100\%$.

527

528 2.3.7. Análise estatística

529

530 A eficiência dos modelos GA e HYDRUS-1D foi avaliada pela raiz quadrada do erro
531 médio quadrático (RMSE em inglês):

532

$$RMSE_j = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (E_{obsi} - E_{sti})^2}{N}} \quad (13)$$

533 em que $RMSE_j$ é o RMSE para o j-ésimo intervalo de tempo de discretização da precipitação;
534 E_{obsi} e E_{sti} são, respectivamente, o escoamento observado e simulado do i-ésimo evento de
535 precipitação no j-ésimo intervalo de tempo de discretização da precipitação, e N é o número de
536 eventos de precipitação.

537

538 2.4. RESULTADOS

539

540 2.4.1. Ambiente I

541

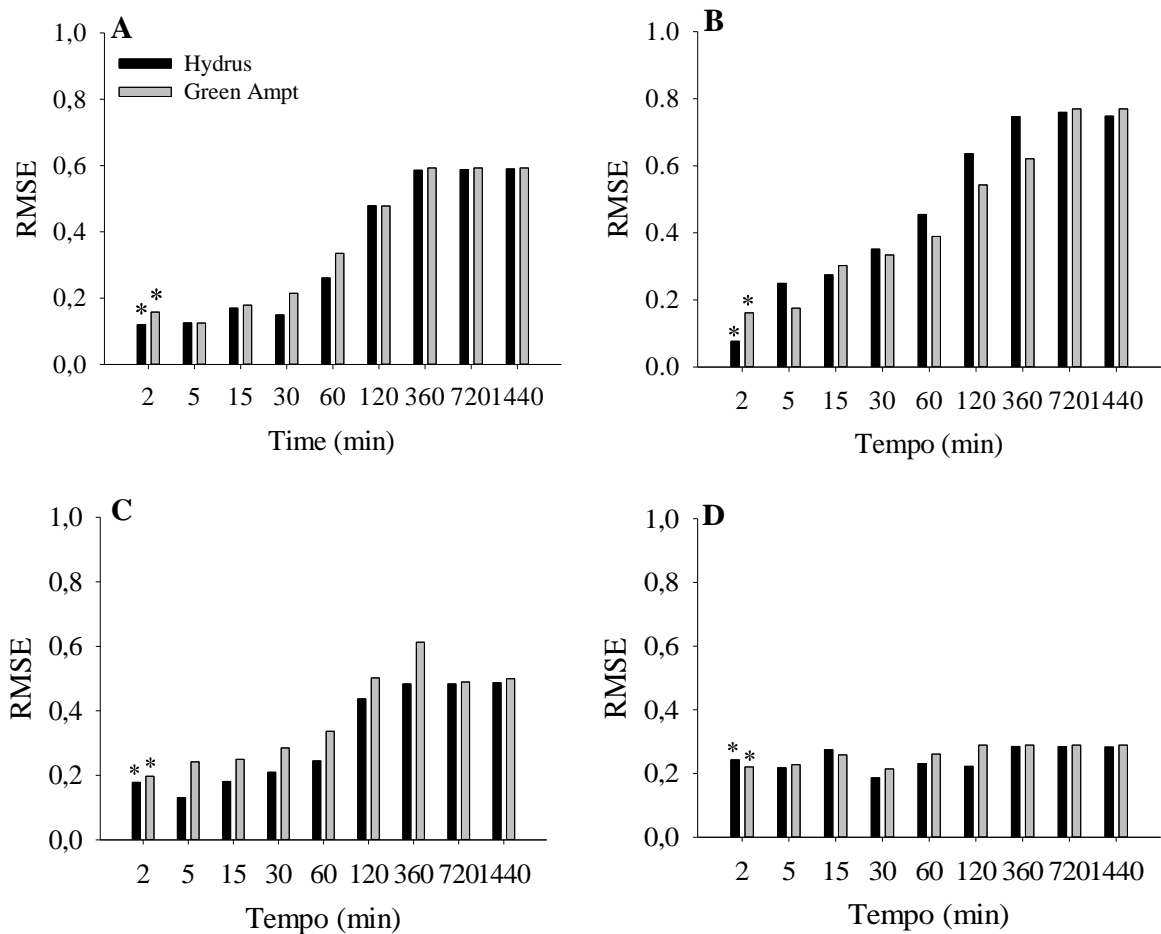
542 A RMSE resultante da calibração dos modelos usando a precipitação com intervalo de
543 tempo medido no campo (2 min) variou entre 0,07 e 0,24 cm para o HYDRUS-1D e 0,15 e
544 0,23 cm para o GA (Figura 3). Isso significa que a calibração dos modelos foi satisfatória e
545 houve boa concordância entre os valores simulados e medidos de escoamento. O desempenho
546 do HYDRUS-1D foi melhor que o do GA nos pontos A, B e C, com exceção apenas do ponto
547 D, em que o desempenho do GA foi superior com base na RMSE (Figura 3).

548 No HYDRUS-1D, a K calibrada demandou um aumento de até 942,34 vezes e redução
549 a até 0,003 vezes a K medida (quinta e primeira camada do ponto D, respectivamente) (Tabela
550 10). Porém, exceto o aumento de 942,34, os demais valores calibrados aumentaram no máximo
551 19,274 vezes a K medida. No GA, a K calibrada demandou uma redução de até 0,002 vezes da

552 K medida, mas o aumento necessário foi de apenas 3,555 vezes em relação à K medida (terceira
553 camada do ponto B, respectivamente) (Tabela 10).

554 Como a calibração dos modelos é feita por evento de precipitação, apenas os valores
555 mínimos e máximos de K calibrados dos 13 valores para cada camada foram apresentados
556 (Tabela 10)

557



558

559 Figura 3. Efeito do IMP na RMSE entre escoamento observado e simulado com os modelos
560 HYDRUS-1D e Green Ampt nos pontos A, B, C e D. *RMSE resultante da calibração com o
561 intervalo de tempo de precipitação medido no campo.

562

563

564

565 Tabela 10. Condutividade hidráulica medida e calibrada e relação entre calibrada e medida para
566 ambos os modelos nos pontos A, B, C e D.

Camada	Prof. cm	K	K_{GA} -----cm min ⁻¹ -----	K_H	K_{GA}/K	K_H/K
----- Ponto A -----						
1	0-10	0,047	0,005-0098	0,003 - 0,140	0,106-2,085	0,064 – 2,995
2	10-30	0,025	0,006 - 0,055	0,001 – 0,087	0,240- 2,200	0,0396 – 3,445
3	30-45	0,017	0,010 - 0,027	0,017	0,588- 1,588	-
4	45-60	0,080	0,020 - 0,090	0,080	0,250- 1,125	-
5	60-75	0,050	0,020-0,070	0,050	0,400- 1,400	-
6	75-90	0,035	0,015- 0,045	0,035	0,428- 1,285	-
7	90-120	0,079	0,019- 0,079	0,079	0,240- 1,000	-
8	120-150	0,007	0,007	0,007	-	-
----- Ponto B -----						
1	0-10	0,096	0,006-0,050	0,03 – 1,850	0,062- 0,520	0,312 – 19,274
2	10-25	0,148	0,011- 0,478	0,087 – 1,480	0,074- 3,229	0,588 – 9,972
3	25-40	0,009	0,002- 0,032	0,009	0,222 – 3,555	-
4	40-60	0,038	0,018-0,039	0,038	0,473- 1,026	-
5	60-80	0,008	0,005- 0,009	0,008	0,625-1,125	-
6	80-105	0,015	0,012- 0,020	0,015	0,800- 1,333	-
7	105-130	0,123	0,103-0,163	0,123	0,837-1,325	-
8	130-160	0,023	0,021-0,023	0,023	-	-
----- Ponto C -----						
1	0-10	0,753	0,006- 0,095	0,008 – 0,753	0,007-0,126	0,011 – 1,000
2	10-25	0,367	0,017-0,087	0,018 – 0,397	0,046-0,237	0,050 – 1,080
3	25-40	1,396	0,140-0,596	1,396	0,100- 0,426	-
4	40-60	1,921	0,192-0,921	1,921	0,099- 0,479	-
5	60-80	0,140	0,014- 0,140	0,140	0,100-1,000	-
6	80-105	0,167	0,017-0,166	0,167	0,101-0,994	-
7	105-130	0,395	0,395	0,395	-	-
8	130-160	0,717	0,717	0,717	-	-
----- Ponto D -----						
1	0-10	1,710	0,004-0,151	0,005 – 2,351	0,002-0,088	0,003 – 1,374
2	10-30	0,071	0,011- 0,071	0,006 – 0,074	0,154- 1,000	0,085 – 1,040
3	30-50	0,505	0,050- 0,060	0,017 – 0,050	0,099- 0,118	0,035 – 0,100
4	50-75	6,207	0,012-0,207	6,205 – 6,207	0,001-0,033	0,999 – 1,000
5	75-100	0,470	0,047-0,470	0,470 – 442,9	0,100-1,000	1,000 – 942,34
6	100-120	1,340	0,034-0,340	1,340	0,025-0,253	-
7	120-140	0,448	0,448	0,448	-	-
8	140-160	0,430	0,430	0,430	-	-

567 K: condutividade hidráulica medida no campo K_{GA} : condutividade hidráulica de solo saturado calibrada para o
568 modelo Green Ampt, K_H : condutividade hidráulica de solo saturado calibrada para o modelo HYDRUS-1D, K_H/K :

569 razão entre K medida e calibrada para o HYDRUS-1D, K_{GA}/K : razão entre K medida e calibrada para o Green
570 Ampt.

571

572 A fim de verificar se o grande afastamento da K calibrada no HYDRUS-1D em relação
573 à medida estava associado à falta de calibração do parâmetro L, uma calibração de K e L
574 conjuntamente foi feita usando o evento para o qual houve o aumento de 442,9 vezes a K
575 medida. Com a calibração, o parâmetro L aumentou de 0,5 para 0,75, a K aumentou de 0,470
576 cm min^{-1} para 7,67 cm min^{-1} , mas o escoamento simulado (0,7562 cm) continuou próximo do
577 observado (0,7200 cm). Por isso, o HYDRUS-1D foi usado com calibração apenas da K para
578 avaliar o efeito do IMP no desempenho de modelos

579 O aumento do IMP fez com que o volume de água escoado estimado pelos modelos
580 fosse menor do que o volume observado no campo, resultando em RMSE maior. De forma
581 geral, o desempenho do HYDRUS-1D foi melhor que o do GA em todos pontos amostrais. No
582 entanto, a partir do IMP de 360 min, as RMSE dos modelos foram semelhantes.

583 A partir dos dados de escoamento relativo (ΔEst_R) verifica-se que o HYDRUS-1D
584 simulou ocorrência de escoamento nos pontos A e B para todos os eventos (Figura 4).
585 Diferentemente, em 4 eventos no ponto A e 4 eventos no ponto B não houve escoamento
586 simulado pelo GA (Figura 5). Nos pontos C e D, embora nenhum dos modelos tenha simulado
587 ocorrência de escoamento para todos os eventos, o HYDRUS-1D conseguiu prever a ocorrência
588 de escoamento em mais eventos em comparação ao GA (Figuras 4 e 5). O ΔEst_R referente ao
589 evento dia 25/04/2016 para o ponto A não pode ser estimado (Figuras 4 e 5) por falta de
590 informação do escoamento, o que impossibilitou a calibração dos modelos nesse evento de
591 precipitação.

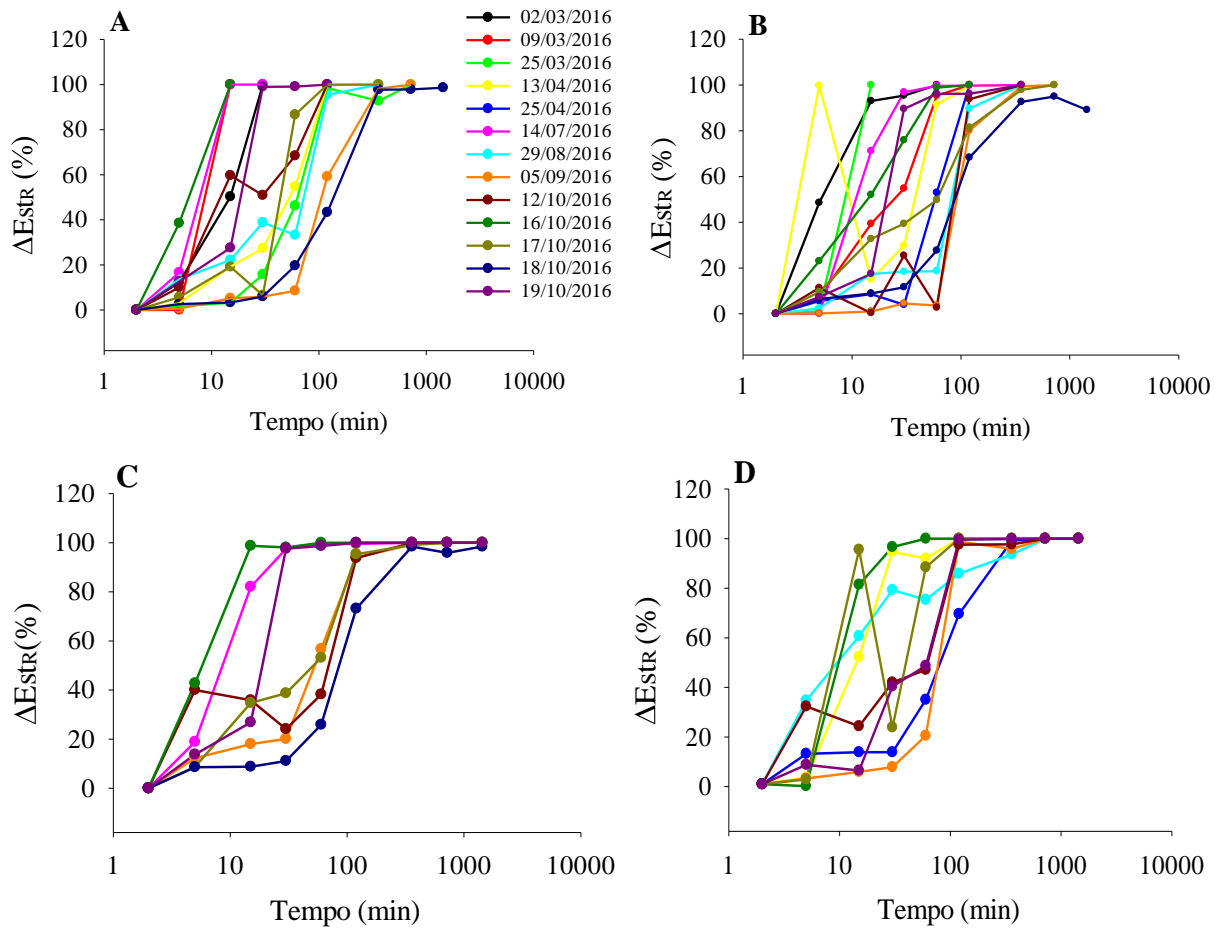
592 O ΔEst_R variou em todo seu domínio de 0 a 100% (Figuras 4 e 5). Embora o IMP em
593 que ΔEst_R é 0% tenha sido o mesmo para todos os eventos, o IMP em que ΔEst_R é 100 %
594 geralmente foi diferente entre os eventos. Quanto mais suave iniciou o aumento de ΔEst_R , maior

595 foi o IMP em que ΔE_{STR} chegou a 100 %. Isso pode ser observado, por exemplo, no evento do
596 dia 05/09/2016 nas simulações do HYDRUS-1D (Figura 4), no qual o ΔE_{STR} chegou a 100% no
597 IMP de 720 min. Situação semelhante pode ser observada no evento do dia 18/10/2016 nas
598 simulações do Green Ampt, em que o ΔE_{STR} chegou a 100% em 360 min (Figura 5).

599 Na tentativa de encontrar indicadores das diferenças no IMP em que ΔE_{STR} é 100%,
600 correlações foram realizadas entre ΔE_{STR} e variáveis da precipitação (pico de precipitação
601 efetiva, precipitação efetiva acumulada, precipitação efetiva média, tempo de duração da
602 precipitação e escoamento acumulado) e entre ΔE_{STR} e variáveis do solo (grau de saturação
603 médio da primeira e da segunda camada, grau de saturação da primeira camada). Porém,
604 nenhuma das correlações analisadas foi significativa e, por isso, não foram apresentadas.

605 O aumento de ΔE_{STR} foi mais suave nos menores intervalos de medição da precipitação,
606 mais foi se acentuando à medida que aumentou esse intervalo (Figura 4 e 5). Nas simulações
607 do Hydrus, se considerarmos os eventos de forma geral, cerca de 40% da capacidade preditiva
608 do modelo não pode ser aproveitada no IMP de 5 min. Em 15 min a capacidade preditiva do
609 modelo não pode ser aproveitada em quase sua totalidade aproximando o ΔE_{STR} de 100% para
610 a maioria dos eventos (Figura 4). Nas simulações do GA, 45% da capacidade preditiva do
611 modelo não pode ser aproveitada no IMP de 5 min, com base no ΔE_{STR} (Figura 5). No IMP de
612 15 min, próximo da totalidade da capacidade preditiva do modelo não pode ser aproveitada, o
613 ΔE_{STR} aproximou-se de 100%.

614



615

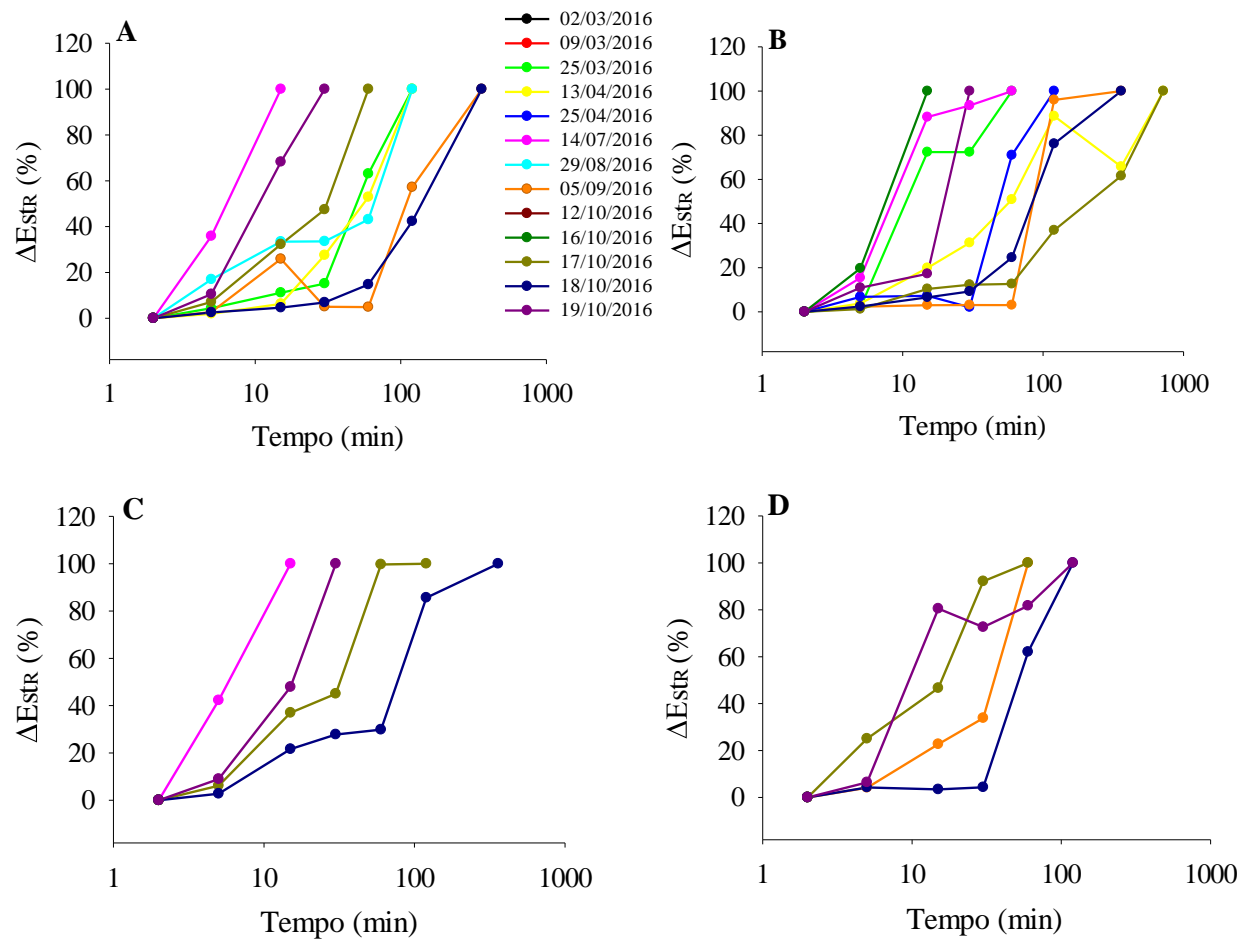
616 Figura 4- Mudança no escoamento relativo estimado com o modelo HYDRUS-1D (ΔE_{str}) nos
 617 pontos amostrais A, B, C e D, em função do aumento do IMP.

618

619 Na tentativa de encontrar indicadores das diferenças no IMP em que ΔE_{str} é 100%,
 620 correlações foram realizadas entre ΔE_{str} variáveis da precipitação (pico de precipitação
 621 efetiva, precipitação efetiva acumulada, precipitação efetiva média, tempo de duração da
 622 precipitação e escoamento acumulado) e entre ΔE_{str} e variáveis do solo (grau de saturação
 623 médio da primeira e da segunda camada, grau de saturação da primeira camada). Porém,
 624 nenhuma das correlações analisadas foi significativa e, por isso, não foram apresentadas.

625 O aumento de ΔE_{str} foi mais suave nos menores intervalos de medição da precipitação, mais
 626 foi se acentuando à medida que aumentou esse intervalo (Figura 4 e 5).

627



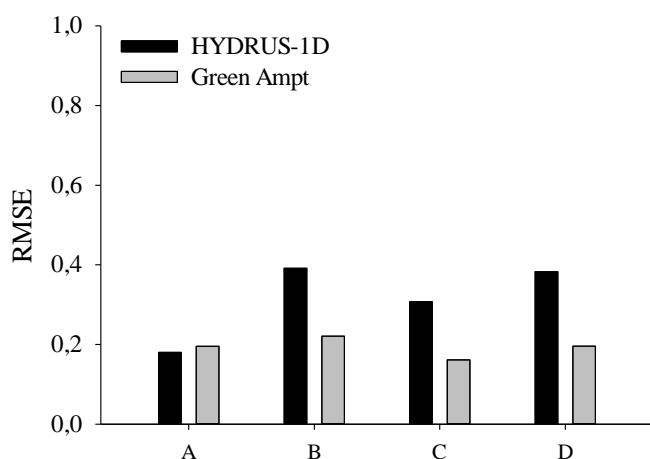
628

629 Figura 5- Mudança no escoamento relativo simulado com o modelo Green Ampt (ΔE_{str}) nos
 630 pontos amostrais A, B, C e D, em função do aumento do IMP

631

632 A recalibração dos modelos usando a precipitação medida com IMP de 60 mim resultou
 633 valores mais altos de RMSE (Figura 6) quando comparados aos valores de RMSE da calibração
 634 usando a precipitação medida com intervalo de 2 min (Figura 3). Pelo fato da recalibração não
 635 ter sido satisfatória, ou seja, ela comprometeu a capacidade dos modelos fazerem predições
 636 aceitáveis do escoamento, o efeito do aumento do IMP para mais de 60 min nem foi avaliado.

637



638

639 Figura 6- RMSE entre escoamento observado e simulado com os modelos HYDRUS-1D e
 640 Green Ampt nos pontos A, B, C e D, para recalibração dos modelos usando precipitação medida
 641 com intervalo de 60 min.

642

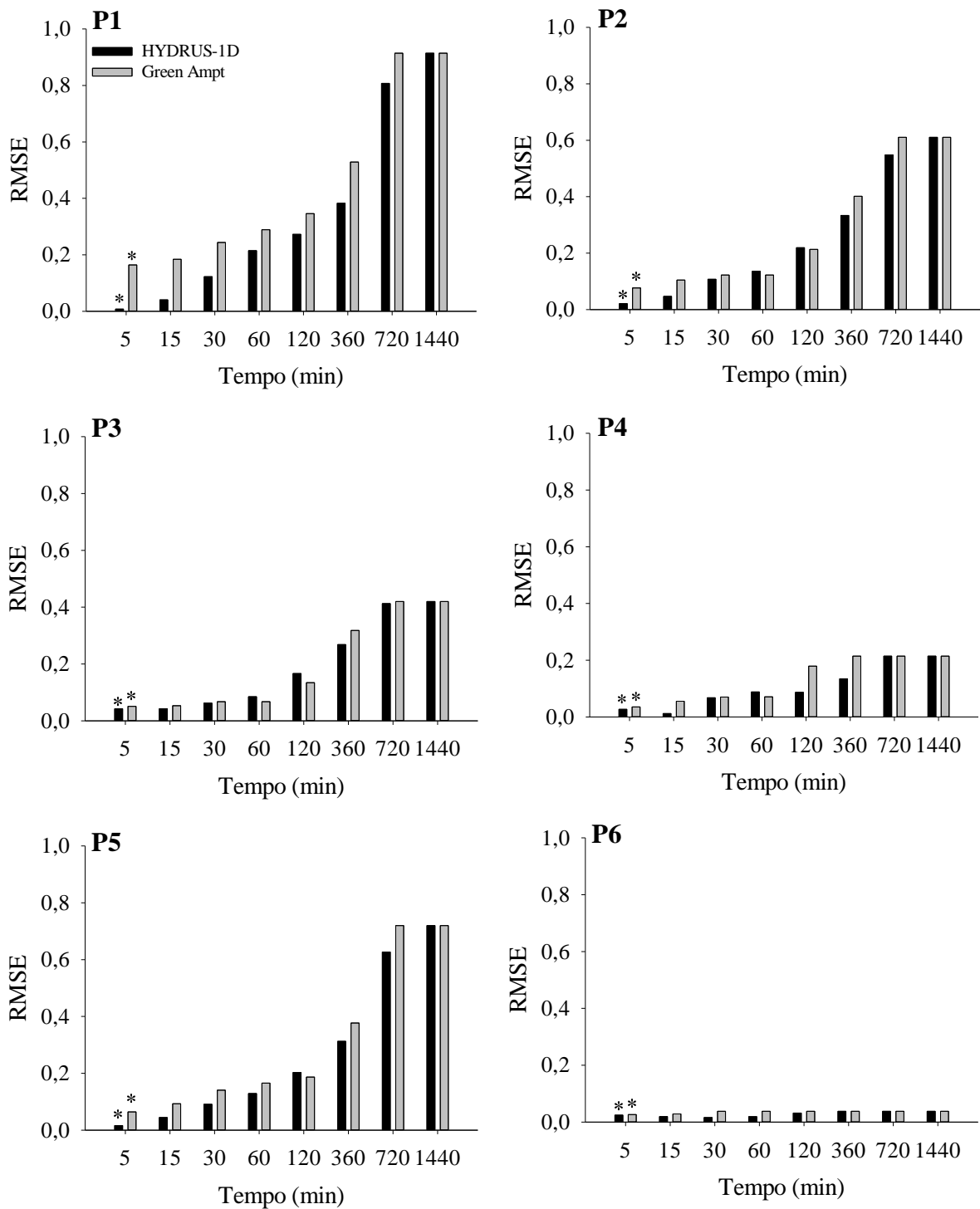
643 2.4.2. Ambiente II

644

645 A calibração dos modelos usando a precipitação com o intervalo de tempo medido no
 646 campo (5 min) resultou RMSE entre 0,007 e 0,042 cm para o HYDRUS-1D e 0,05 a 0,076 para
 647 o GA (Figura 7). Embora a calibração tenha sido satisfatória para ambos os modelos, o
 648 desempenho do HYDRUS-1D neste ambiente novamente foi superior ao do GA com base na
 649 RMSE (Figura7).

650

651 No HYDRUS-1D, a K calibrada foi aumentada para até 45531,07 vezes e reduzida para
 652 até 0,2608 vezes em relação a K medida (segunda camada da P1 e quinta camada da P4,
 653 respectivamente) (Tabela 11). No GA, a K calibrada foi aumentada 16,11 vezes e reduzida
 1,88 vezes em relação a K medida (primeira camada da P2, respectivamente) (Tabela 11).



654

655 Figura 7- Efeito do IMP na RMSE entre escoamento observado e simulado com os modelos

656 HYDRUS-1D e Green Ampt nas parcelas 1 (P1), 2 (P2), 3 (P3), 4 (P4), 5 (P5) e 6 (P6). *RMSE

657 resultante da calibração com o IMP medido no campo.

658 Tabela 11- Condutividade hidráulica do solo medida e calibrada e relação entre calibrada e medida para ambos os modelos nas parcelas 1 (P1), 2 (P2),
 659 3 (P3), 4 (P4), 5 (P5) e 6 (P6).

Prof	K	K _{GA}		K _H		K _{GA} /K		K _H /K	
cm	cm min ⁻¹	cm min ⁻¹		cm min ⁻¹					
P1 e P2		P1	P2	P1	P2	P1	P2	P1	P2
0 – 20	0,0034	0,0054-0,0290	0,0064-0,0540	0,0073-0,0325	0,0089-0,0664	1,58-8,52	1,88-16,11	2,1470- 9,5580	2,6170- 19,5290
20 – 58	0,0177	0,0178-0,0478	0,0177-0,0477	0,0177- 511,7000	0,0177-805,9	1,00-2,70	1,00-2,69	1-28909,6000	1-45531,0700
58 – 78	0,0262	0,0262-0,0462	0,0262	0,0262	0,0262	1-1,69	-	-	-
78 +	0,0275	0,0275	0,0275	0,0275	0,0275	-	-	-	-
P3 e P4		P3	P4	P3	P4	P3	P4	P3	P4
0 – 26	0,0101	0,0080-0,0459	0,0101-0,0321	0,0106- 0,1000	0,0149- 0,0465	0,79-4,54	1-3,17	1,049- 9,900	1,475-4,603
26 – 52	0,0115	0,0115-0,0355	0,0115-0,0118	0,0115	0,003- 0,0115	1,00-3,08	1-1,02	-	0,2608- 1
52 – 76	0,0131	0,0131	0,0131	0,0131	0,0131	-	-	-	-
76 +	0,0213	0,0213	0,0213	0,0213	0,0213	-	-	-	-
P5 e P6		P5	P6	P5	P6	P5	P6	P5	P6
0 – 24	0,0249	0,0059-0,0266	0,0159-0,0299	0,0080- 0,0549	0,0247- 0,0749	0,23-1,06	0,63-1,20	0,3212- 2,204	0,9910- 3,008
24 – 57	0,0088	0,0078-0,0088	0,0088	0,0088	0,0088	0,88-1	-	-	-
57 – 80	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040	-	-	-	-
80 +	0,0061	0,0061	0,0061	0,0061	0,0061	-	-	-	-

660 Prof: Profundidade, K:condutividade hidráulica medida no campo, K_{GA}: condutividade hidráulica de solo saturado calibrada para o modelo Green Ampt, K_H: condutividade hidráulica

661 de solo saturado calibrada para o modelo HYDRUS-1D, K_H/K: razão entre K medida e calibrada para o HYDRUS-1D , K_{GA}/K: razão entre K medida e calibrada para o Green Ampt

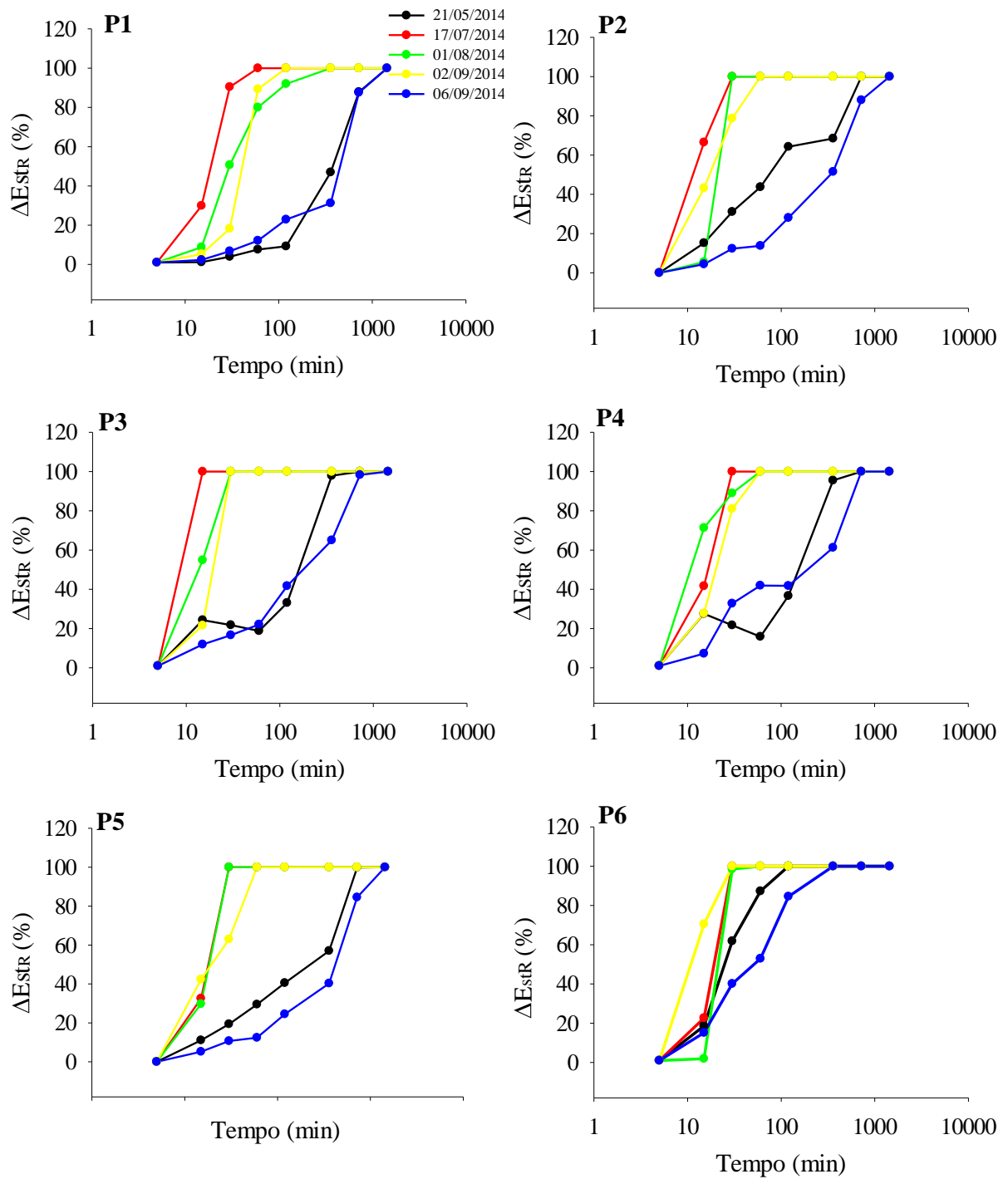
662 Assim como no ambiente I, a K calibrada no HYDRUS-1D demandou um maior
663 aumento em relação ao GA (Tabela 11). Também com o propósito de verificar se o afastamento
664 da K calibrada em relação a medida era causado pela ausência de calibração do parâmetro L,
665 uma calibração de K e L foi feita conjuntamente no HYDRUS-1D para o evento cujo aumento
666 da K foi de 45531,07 vezes (Tabela 11). Na calibração, o parâmetro L foi aumentado de 0,5
667 para 0,65, e a K aumentou de 0,0177 cm min⁻¹ para 6,76 cm min⁻¹. Essas modificações em K e
668 L mantiveram o escoamento simulado próximo do observado. Assim como no ambiente I, o
669 HYDRUS-1D foi usado com calibração apenas da K para avaliar o efeito do IMP no
670 desempenho de modelos.

671 A RMSE aumentou para ambos os modelos com o aumento do IMP (Figura 7). O
672 desempenho do HYDRUS-1D foi melhor que o GA (menor RMSE) até intervalos de medição
673 da precipitação de 360 min (P3, P4, P6) ou 720 min (demais parcelas). A partir desses tempos
674 e nas respectivas parcelas a RMSE dos modelos foram semelhantes (Figura 7), particularidade
675 que também aconteceu de forma semelhante no ambiente I.

676 O HYDRUS-1D simulou a ocorrência de escoamento para todos os eventos nas parcelas
677 analisadas (Figura 8). O GA simulou a ocorrência de escoamento para todos os eventos apenas
678 na parcela 1 (Figura 9).

679 O aumento de IMP ocasionou um aumento de ΔEst_R nas simulações de ambos os
680 modelos (Figura 8 e 9). Isso significa que quanto maior o IMP, mais os modelos subestimaram
681 o escoamento. No Hydrus, houveram eventos que no IMP de 15min, o ΔEst_R alcançou cerca
682 de 71%, como é o caso dos eventos do dia 01/08/2014 na P4 e 17/08/2014 na P2 (Figura 8).
683 Para o GA, o ΔEst_R chegou a 50% em 15min, e em 30 min o ΔEst_R aproximou-se dos 100%
684 (Figura 9).

685



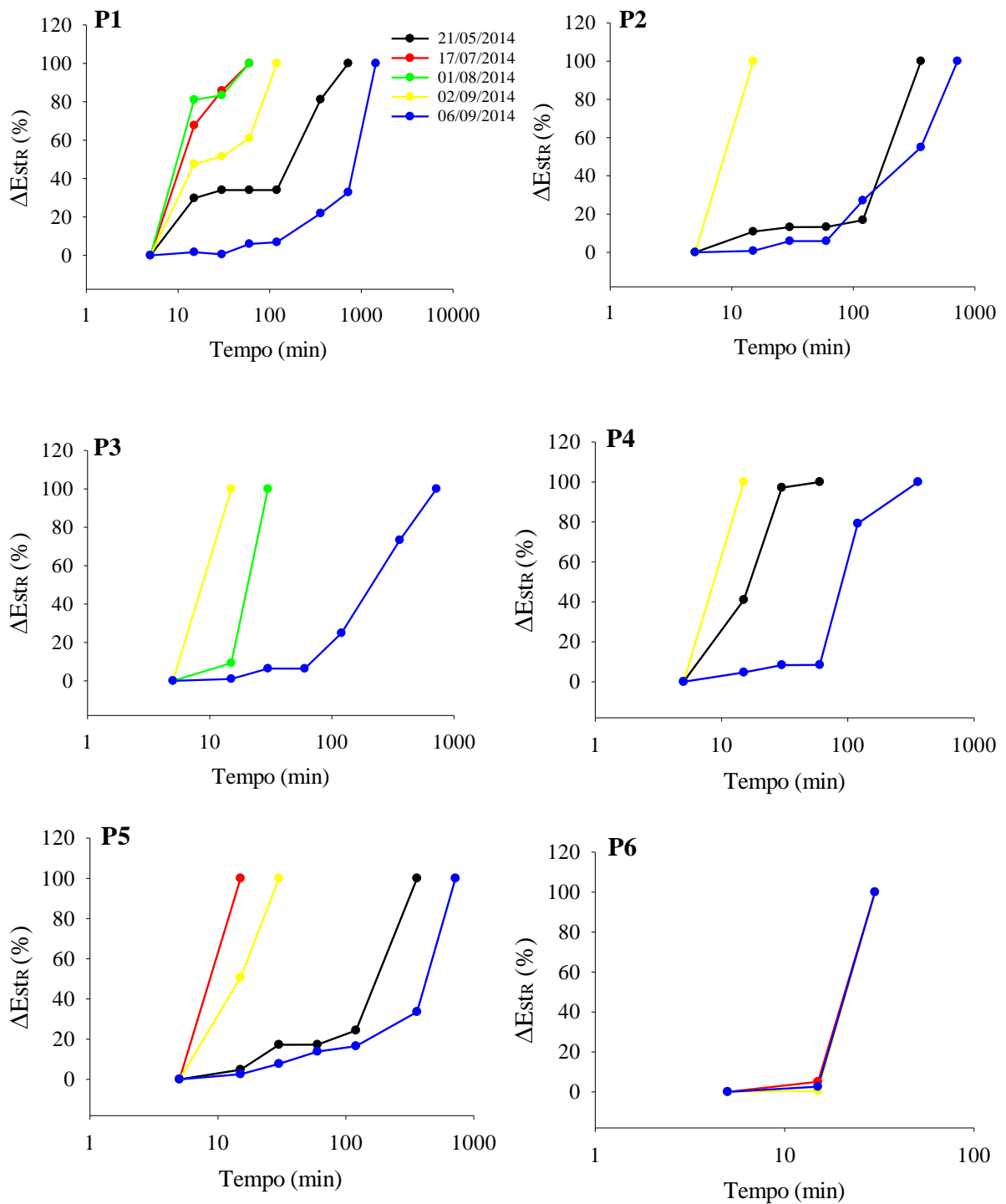
686

687 Figura 8- Mudança no escoamento relativo simulado com o modelo HYDRUS-1D (ΔE_{strR}) nas

688 parcelas 1 (P1), 2 (P2), 3 (P3), 4 (P4), 5 (P5) e 6 (P6), em função do aumento do IMP

689

690



691

692 Figura 9- Mudança no escoamento relativo simulado com o modelo Green Ampt (ΔE_{str}) nas

693

parcelas 1 (P1), 2 (P2), 3 (P3), 4 (P4), 5 (P5) e 6 (P6), em função do aumento do IMP.

694

695

O IMP em que ΔE_{str} é 100% foi o mesmo para alguns eventos, mas geralmente foi

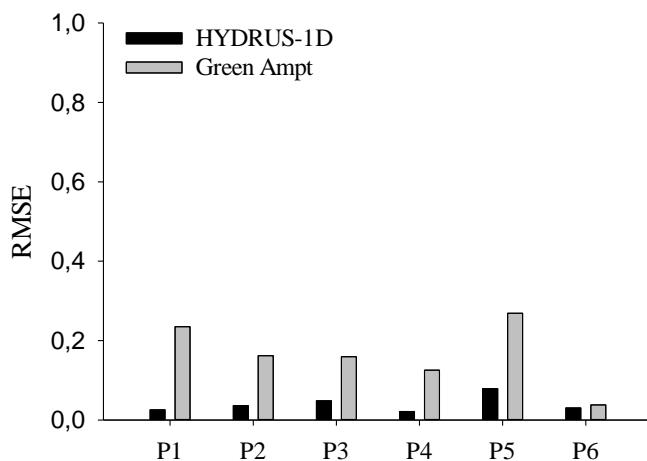
696

diferente (Figura 7 e 8). Quanto mais suave iniciou o aumento de ΔE_{str} maior foi o IMP em

697 que ΔEst_R chegou a 100% (Figura 7 e 8). Assim como no ambiente I, correlações entre o ΔEst_R
 698 e variáveis da chuva e do solo foram feitas na tentativa de encontrar indicadores que possam
 699 explicar as diferenças no IMP em que ΔEst_R é 100%. Novamente as correlações não foram
 700 significativas e por isso, não foram apresentadas.

701 Assim como no ambiente I, a recalibração de ambos os modelos usando a precipitação
 702 com intervalo de 60 min resultou em valores de RMSE mais altos (Figura 10) do que a
 703 calibração usando a precipitação medida com intervalo de 5 min (Figura 7). Novamente, pelo
 704 fato de a recalibração não ter sido satisfatória, o efeito do aumento IMP para mais de 60 min
 705 não foi avaliado.

706



707

708 Figura 10- RMSE entre escoamento observado e simulado com os modelos HYDRUS-1D e
 709 Green Ampt nas parcelas 1 (P1), 2 (P2), 3 (P3), 4 (P4), 5 (P5) e 6 (P6), para recalibração dos
 710 modelos usando precipitação medida com intervalo de 60 min.

711

712 2.5.DISCUSSÃO

713

714 De acordo com os resultados de RMSE (Figuras 3 e 7), a calibração dos dois modelos
 715 nos dois ambientes foi satisfatória, embora o desempenho do HYDRUS-1D tenha sido melhor

716 que o do GA. Esse resultado é coerente, dada a robustez da base física da equação de Richards
717 para descrever o fluxo de água no solo. Por isso, ela é frequentemente utilizada como referência
718 de comparação em estudos que testam novos modelos, como por exemplo em Nie et al.(2017),
719 Stewart (2019) e em Gowdish e Muñoz-Carpena (2018). A equação de Richards também teve
720 um bom desempenho no estudo de Wang et al. (2014), que procurou entender o mecanismo de
721 infiltração e verificar a capacidade do HYDRUS-1D em simular o fluxo de água no solo. O
722 HYDRUS-1D foi capaz de prever corretamente o processo de infiltração e o avanço da frente
723 de umedecimento, com valores de RMSE extremamente baixos. Contudo, Ma et al. (2010)
724 observaram que o desempenho do modelo GA com modificação (introdução de um coeficiente
725 de saturação para determinar o conteúdo de água e a condutividade hidráulica da zona úmida)
726 foi superior ao do HYDRUS-1D e do GA original para estimar a infiltração. No entanto, além
727 da modificação realizada no GA, os autores compararam os modelos sem calibração e em
728 coluna de solo estratificada sob precipitação constante. Portanto, a performance de um modelo
729 em relação ao outro pode mudar dependendo das modificações estruturais e de parametrização,
730 das condições do sistema modelado e de particularidades de calibração.

731 A ausência de calibração do parâmetro L resultou em estimativas da K calibrada
732 diferentes dos valores medidos (Tabela 10 e 11). Estudos recentes (De Jong van Lier et al.,
733 2015; Pinheiro et al., 2019) corroboram pesquisas anteriores (Van Dam et al., 1994; Schaap et
734 al., 2001; Vereecken et al., 2010), reforçando as evidências que há necessidade de calibração
735 do parâmetro L, pois ele representa a tortuosidade do espaço poroso e afeta a K. Por isso, a
736 calibração de L pode ser necessária para que não haja um afastamento demasiado da K calibrada
737 no HYDRUS-1D em relação a observada. Contudo, o uso de L igual a 0,5 é comum na
738 otimização dos demais parâmetros hidráulicos no HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 1998;
739 Mallmann et al., 2012; Siltecho et al., 2015; Brunetti et al., 2016), provavelmente pela ausência
740 de valores de L medidos, com os quais poderiam ser comparados seus valores calibrados. Pelo

741 mesmo motivo e pelo fato de a acurácia na estimativa do escoamento ser pouco afetada pela
742 calibração de L, usou-se neste estudo apenas a calibração da K para avaliar o efeito do IMP no
743 desempenho dos modelos. Conseqüentemente, alguns valores de K assumem caráter puramente
744 empírico de calibração e não representam apropriadamente o K real do sistema.

745 O decréscimo na diferença dos valores de RMSE entre HYDRUS-1D e GA com o
746 aumento do IMP indica que a maior robustez da base física do HYDRUS-1D em relação a do
747 GA é uma vantagem não aproveitada quando a precipitação for medida com intervalos grandes
748 de tempo. Por exemplo, em muitos casos e nos dois ambientes a robustez da base física do
749 HYDRUS-1D não foi um diferencial quando a precipitação foi medida a intervalos superiores
750 a 360 min (Figura 3, pontos B e C, e Figura 7, P3 e P4). Em outros casos, isso aconteceu quando
751 a precipitação foi medida a intervalo superior a 120 min (Figura 3, ponto D) ou 720 min (Figura
752 7, P1, P2 e P5). Pelo fato da acurácia do GA ser semelhante à do HYDRUS1D para
753 precipitações medidas com maiores intervalos de tempo (24 horas), seu uso nesse caso é tão
754 eficiente quanto o uso do HYDRUS 1D.

755 A capacidade do HYDRUS-1D em prever com maior precisão o escoamento superficial
756 de água em mais eventos pluviométricos (Figuras 4 e 8) em relação ao GA (Figuras 5 e 9) pode
757 ser decorrente das particularidades de cada modelo. As premissas do modelo GA (camadas de
758 solo homogêneas quanto a θ_i , θ_s e K, existência de carga hidráulica (h, cm) permanente na
759 superfície do solo e saturação do solo pela água que infiltra, resultando na transição abrupta de
760 θ_s para θ_i) (Kale and Sahoo, 2011) raramente são satisfeitas em condições de campo,
761 comprometendo a acurácia das estimativas (Zonta et al., 2010). Em condições de campo o
762 perfil de solo raramente é homogêneo porque há grande variabilidade das propriedades
763 hidráulicas e físicas ocasionadas principalmente pelo manejo do solo (Grego et al., 2011). O
764 conteúdo de água inicial raramente é verticalmente uniforme e a saturação não ocorre em todo

765 domínio do perfil, ocorrendo muitas vezes em apenas uma camada superior estreita (Silveira et
766 al., 1993).

767 O aumento de ΔEst_R com o aumento do IMP indica a sensibilidade de ambos os modelos
768 à variação da variável precipitação (Figuras 4, 5, 8 e 9). O uso de um valor médio de intensidade
769 de precipitação do intervalo de medição deixa de considerar os picos de intensidade de
770 precipitação que ocorrem dentro do intervalo. O aumento do intervalo de cálculo do valor médio
771 de intensidade de precipitação vai diminuindo progressivamente a diversidade de picos e a
772 variabilidade da precipitação até chegar ao perfil de chuva em que a intensidade de precipitação
773 é constante durante 24 horas. Ambos modelos simulam a infiltração ou o escoamento pela
774 relação entre precipitação efetiva (P_{ef}) instantânea e infiltração potencial (i_p , $mm\ h^{-1}$)
775 instantânea. Quando a P_{ef} supera a i_p e a capacidade da superfície do solo armazenar água
776 também for superada os modelos alocam o excesso de P_{ef} no escoamento. Dessa forma, quanto
777 menos representados estiverem os picos de P_{ef} nos perfis de precipitação, menor é a chance de
778 P_{ef} superar i_p e haver escoamento (Sousa, 2009; Ran et al., 2012). O aumento do ΔEst_R com o
779 aumento do IMP expressa essa sensibilidade e a dependência dos dois modelos ao detalhamento
780 da precipitação.

781 Experimentos de campo também evidenciam o efeito do perfil de precipitação no
782 escoamento superficial. Por exemplo, Zonta et al. (2012) verificaram formação de escoamento
783 superficial mais acentuado nos momentos de pico de intensidade de precipitação. Os autores
784 também observaram que o escoamento superficial cessou ou diminuiu consideravelmente com
785 a diminuição da intensidade de precipitação. Dunkerley (2012) também constataram que
786 precipitações uniformes (intensidade invariável) geraram menos escoamento em comparação
787 com os perfis de padrão 'pico inicial' (pico de intensidade de precipitação no início do evento)
788 e 'pico tardio' (pico de intensidade de precipitação no final do evento).

789 As diferenças entre os eventos quanto ao IMP em que ΔEst_R é 100% (Figuras 4, 5, 8 e
790 9) mostram a complexidade do processo de escoamento. Para tentar explicar, correlações foram
791 feitas entre ΔEst_R e variáveis da precipitação e do solo nos dois ambientes contudo, nenhuma
792 delas foi significativa. Esse fato aconteceu dada a complexidade dos processos de infiltração e
793 escoamento, e suas relações não lineares com a maioria dos parâmetros e variáveis dos quais
794 dependem.

795 King (2000), ao simular a infiltração e o escoamento superficial em bacias hidrográficas,
796 verificou redução da capacidade preditiva do modelo GA modificado por Mein Larson, ao usar
797 um IMP maior. Os autores também verificaram que houve relação entre o desempenho do
798 modelo e a precipitação acumulada. Porém, cabe salientar que esse autor utilizou o modelo sem
799 calibração, considerou as abstrações iniciais (perdas de interceptação e armazenamento de
800 depressão) desprezíveis, a precipitação uniforme em toda a área de drenagem e o solo da bacia
801 hidrografica como homogêneo.

802 Quanto mais detalhado for o IMP melhores serão as predições de escoamento pelos
803 modelos (Figuras 4, 5, 8 e 9), pois com informações detalhadas os modelos expressam toda sua
804 robustez física. No entanto, considerando os dois ambientes em estudo, e de forma geral como
805 o ΔEst_R está associado ao decréscimo de E_{sti} (Equação 12), para os eventos analisados nesse
806 estudo, observamos que o IMP compromete demasiadamente a acurácia das estimativas dos
807 modelos. Se os modelos forem calibrados com IMP de 2 min, a precipitação com intervalo de
808 5 min já causa uma subestimativa do escoamento na ordem de 40% para o HYDRUS-1D e 45%
809 para o GA.

810 O aumento da RMSE obtido com a recalibração dos modelos com a precipitação de 60
811 min (Figuras 6 e 10) em relação a RMSE obtida com a calibração com as precipitações nos
812 intervalos de tempo medidos (2 min no ambiente I e 5 min no ambiente II, Figuras 3 e 7) mostra
813 que a precipitação a cada 60 min não possibilita boa calibração dos modelos nem predições

814 acuradas, mesmo se os modelos fossem previamente calibrados usando precipitação com alto
815 grau de detalhamento. Isso significa que perfis de precipitação obtidos de estações
816 meteorológicas, que disponibilizam a precipitação a cada 60 min, não são suficientemente
817 detalhados para que os modelos HYDRUS-1D e GA consigam manifestar a vantagem da
818 robustez de sua base física para estimar acuradamente a infiltração de água no solo e o
819 escoamento superficial.

820

821 2.6. CONCLUSÃO

822

823 A hipótese de que o intervalo de medição da precipitação afeta o desempenho dos
824 modelos HYDRUS-1D e Green Ampt foi confirmada em nosso estudo. Quanto mais detalhado
825 o IMP, menor a RMSE. Com os modelos calibrados usando precipitação com IMP de 2 min, a
826 mudança do IMP da mesma precipitação para 5 min causou uma subestimativa do escoamento
827 na ordem de 40% para o HYDRUS-1D e 45% para o GA. Por isso, concluímos que o IMP
828 compromete drasticamente a acurácia das estimativas dos modelos.

829 O intervalo de medição das estações meteorológicas, que disponibilizam a precipitação
830 a cada 60 min, não é suficientemente detalhado para que os modelos HYDRUS-1D e GA
831 consigam expressar a vantagem da robustez de sua base física para estimar acuradamente a
832 infiltração e escoamento superficial.

833 A maior robustez de base física do HYDRUS-1D em relação a do GA deixa de ser uma
834 vantagem em situações em que a precipitação for medida com intervalos de tempo maiores que
835 720 min.

836

837 2.7.REFERÊNCIAS

838

- 839 Aita, C., Giacomini, S.J., 2003. Decomposição e liberação de nitrogênio de resíduos culturais
840 de plantas de cobertura de solo solteiras e consorciadas. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 27,
841 601–612. <https://doi.org/10.1590/s0100-06832003000400004>
- 842 Arora, B., Mohanty, B.P., McGuire, J.T., 2011. Inverse estimation of parameters for
843 multidomain flow models in soil columns with different macropore densities. *Water*
844 *Resour. Res.* 47, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010WR009451>
- 845 Bertol, I., González, A.P., Vázquez, E.V., 2007. Rugosidade superficial do solo sob diferentes
846 doses de resíduo de milho submetido à chuva simulada. *Pesqui. Agropecu. Bras.* 42, 103–
847 110. <https://doi.org/10.1590/S0100-204X2007000100014>
- 848 Brunetti, G., Šimůnek, J., Piro, P., 2016. A comprehensive numerical analysis of the hydraulic
849 behavior of a permeable pavement. *J. Hydrol.* 540, 1146–1161.
850 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.030>
- 851 Campbell, G.S., Smith, D.M., Teare, B.L., 2007. Application of a Dew Point Method to Obtain
852 the Soil Water Characteristic. *Exp. Unsaturated Soil Mech.* 71–77.
853 https://doi.org/10.1007/3-540-69873-6_7
- 854 Cecílio, R.A., Martinez, M.A., Pruski, F.F., da Silva, D.D., 2013. Modelo para estimativa da
855 infiltração de água e perfil de umidade do solo. *Rev. Bras. Cienc. do Solo* 37, 411–421.
856 <https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000200012>
- 857 Chu, X., Mariño, M.A., 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered
858 soils under unsteady rainfall. *J. Hydrol.* 313, 195–207.
859 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.002>
- 860 Da Silva, F.A.M., Pinto, H.S., Scopel, E., Corbeels, M., Affholder, F., 2006. Dinâmica da água
861 nas palhadas de milho, milheto e soja utilizadas em plantio direto. *Pesqui. Agropecu. Bras.*
862 41, 717–724. <https://doi.org/10.1590/s0100-204x2006000500001>
- 863 De Jong van Lier, Q., Wendroth, O., van Dam, J.C., 2015. Prediction of winter wheat yield with

- 864 the SWAP model using pedotransfer functions: An evaluation of sensitivity,
865 parameterization and prediction accuracy. *Agric. Water Manag.* 154, 29–42.
866 <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.02.011>
- 867 Dunkerley, D., 2012. Effects of rainfall intensity fluctuations on infiltration and runoff: rainfall
868 simulation on dryland soils, Fowlers Gap, Australia. *Hydrol. Process.* 26, 2211–2224.
869 <https://doi.org/10.1002/hyp.8317>
- 870 EMBRAPA, 2011. *Manual de Métodos de Análise de Solo*, Centro Nacional de Pesquisa de
871 Solos (Rio de Janeiro, RJ).
- 872 Franzluebbbers, A.J., Stuedemann, J.A., Franklin, D.H., 2012. Water infiltration and surface-soil
873 structural properties as influenced by animal traffic in the Southern Piedmont USA.
874 *Renew. Agric. Food Syst.* 27, 256–265. <https://doi.org/10.1017/S1742170511000378>
- 875 Van Genuchten , 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of
876 unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- 877 Gonçalves, S.L., Saraiva, O.F., Franchini, J.C., Eleno, T., 2010. *Boletim de Pesquisa e*
878 *Desenvolvimento 3 - Decomposição de Resíduos de milho e soja em função do tempo e*
879 *do manejo do solo 20.*
- 880 Gowdish, L.C., Muñoz-Carpena, R., 2018. 3DMGAR: A transient quasi-3D point-source
881 green–ampt infiltration and redistribution model. *Vadose Zo. J.* 17.
882 <https://doi.org/10.2136/vzj2018.02.0032>
- 883 Grego, C.R., Coelho, R.M., Vieira, S.R., 2011. Critérios morfológicos e taxonômicos de
884 latossolo e nitossolo validados por propriedades físicas mensuráveis analisadas em parte
885 pela geoestatística. *Rev. Bras. Cienc. do Solo* 35, 337–350. [https://doi.org/10.1590/S0100-](https://doi.org/10.1590/S0100-06832011000200005)
886 [06832011000200005](https://doi.org/10.1590/S0100-06832011000200005)
- 887 Gubiani, P. I. *Areamed. Versão 1.1. CD-ROM.* 2016.
- 888 Gubiani, P.I., Reichert, J.M., Campbell, C., Reinert, D.J., Gelain, N.S., 2013. *Assessing Errors*

- 889 and Accuracy in Dew-Point Potentiometer and Pressure Plate Extractor Measurements. *Soil*
890 *Sci. Soc. Am. J.* 77, 19–24. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0024>
- 891 Huang, L., Zhang, P., Hu, Y., Zhao, Y., 2015. Vegetation succession and soil infiltration
892 characteristics under different aged refuse dumps at the Heidaigou opencast coal mine.
893 *Glob. Ecol. Conserv.* 4, 255–263. <https://doi.org/10.1016/j.gecco.2015.07.006>
- 894 K. W. King, J. G. Arnold, R. L. Bingner, 1999. Comparison of Green-Amp and Curve Number
895 methods on goodwin creek watershed using SWAT. *Trans. ASAE* 42, 919–926.
896 <https://doi.org/10.13031/2013.13272>
- 897 Kale, R. V., Sahoo, B., 2011. Green-Ampt Infiltration Models for Varied Field Conditions: A
898 Revisit, *Water Resources Management*. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9868-0>
- 899 Kamphorst, E.C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B. V., Douglas, J.T., Paz, A., 2000.
900 Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64,
901 1749–1758. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6451749x>
- 902 King, K.W., 2000. Response of Green-Ampt Mein-Larsen simulated runoff volumes to
903 temporally aggregated precipitation. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 36, 791–797.
904 <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2000.tb04306.x>
- 905 Kozak, J.A., Ahuja, L.R., Green, T.R., Ma, L., 2007. Modelling crop canopy and residue rainfall
906 interception effects on soil hydrological components for semi-arid agriculture. *Hydrol.*
907 *Process.* 21, 229–241. <https://doi.org/10.1002/hyp.6235>
- 908 Lee, H., Kang, K., 2015. Interpolation of Missing Precipitation Data Using Kernel Estimations
909 for Hydrologic Modeling. *Adv. Meteorol.* 2015, 1–12.
910 <https://doi.org/10.1155/2015/935868>
- 911 Ma, Y., Feng, S., Su, D., Gao, G., Huo, Z., 2010. Modeling water infiltration in a large layered
912 soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D. *Comput. Electron.*
913 *Agric.* 71, 40–47. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2009.07.006>

- 914 Mallmann, F.J.K., dos Santos, D.R., Ceretta, C.A., Cella, C., Šimůnek, J., van Oort, F., 2012.
915 Modeling field-scale vertical movement of zinc and copper in a pig slurry-amended soil
916 in Brazil. *J. Hazard. Mater.* 243, 223–231. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2012.10.022>
- 917 Miralles, D.G., Gash, J.H., Holmes, T.R.H., De Jeu, R.A.M., Dolman, A.J., 2010. Global
918 canopy interception from satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* 115, 1–8.
919 <https://doi.org/10.1029/2009JD013530>
- 920 Mohammadshirazi, F., McLaughlin, R.A., Heitman, J.L., Brown, V.K., 2017. A multi-year
921 study of tillage and amendment effects on compacted soils. *J. Environ. Manage.* 203, 533–
922 541. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.07.031>
- 923 Mu, W., Yu, F., Li, C., Xie, Y., Tian, J., Liu, J., Zhao, N., 2015. Effects of rainfall intensity and
924 slope gradient on runoff and soil moisture content on different growing stages of spring
925 maize. *Water (Switzerland)* 7, 2990–3008. <https://doi.org/10.3390/w7062990>
- 926 Nazari, M., Sadeghi, S.M.M., Van Stan, J.T., Chaichi, M.R., 2020. Rainfall interception and
927 redistribution by maize farmland in central Iran. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 27, 100656.
928 <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100656>
- 929 Nie, W.B., Li, Y.B., Fei, L.J., Ma, X.Y., 2017. Approximate explicit solution to the Green-
930 Ampt infiltration model for estimating wetting front depth. *Water (Switzerland)* 9.
931 <https://doi.org/10.3390/w9080609>
- 932 Oliveira, A.É. de, 2015. Modelagem da infiltração de água no solo com o modelo Green-Ampt
933 100.
- 934 Pereira, C.A., 2017. Adaptações na teoria de Green-Ampt para modelar a infiltração de água
935 no solo. Universidade Federal de Santa Maria-RS.
- 936 Pereira, C.A., Gubiani, P.I., Somavilla, A., 2016. Variabilidade dos Parâmetros Hidráulicos do
937 Solo na Simulação da Infiltração de Água Utilizando o Hydrus 1-D, in: XI Reunião Sul-
938 Brasileira de Ciência Do Solo. pp. 2–4.

- 939 Pinheiro, E.A.R., de Jong van Lier, Q., Inforsato, L., Šimůnek, J., 2019. Measuring full-range
940 soil hydraulic properties for the prediction of crop water availability using gamma-ray
941 attenuation and inverse modeling. *Agric. Water Manag.* 216, 294–305.
942 <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2019.01.029>
- 943 Ran, Q., Su, D., Li, P., He, Z., 2012. Experimental study of the impact of rainfall characteristics
944 on runoff generation and soil erosion. *J. Hydrol.* 424–425, 99–111.
945 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.035>
- 946 Reinert, D.J., Reichert, J.M., 2006. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo -
947 Protótipos e teste. *Cienc. Rural* 36, 1931–1935. [https://doi.org/10.1590/s0103-](https://doi.org/10.1590/s0103-84782006000600044)
948 [84782006000600044](https://doi.org/10.1590/s0103-84782006000600044)
- 949 Rossetto, Claudia Antonia Vieira; Nakawaga, J., 2001. Índices da análise de crescimento em
950 função das condições de cultivo de aveia preta. *Rev. Agric.* 76, 245–265.
- 951 Santos, H.G. dos; Jacomine, P.K.T.; Anjos, L.H.C. dos; Oliveira, V.A. de; Lumbreras, J.F.;
952 Coelho, M.R.; Almeida, J.A. de; Araujo filho, J.C. de; Oliveira, J.B. de; C., 2018. Sistema
953 brasileiro de classificação de solos, Embrapa Solos.
- 954 Santos, M.A. do N. dos, Panachuki, E., Alves Sobrinho, T., Oliveira, P.T.S. de, Rodrigues,
955 D.B.B., 2014. Water infiltration in an ultisol after cultivation of common bean. *Rev. Bras.*
956 *Ciência do Solo* 38, 1612–1620. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832014000500026>
- 957 Savabi, M.R., Stott, D.E., 1994. Plant residue impact on rainfall interception. *Trans. Am. Soc.*
958 *Agric. Eng.* 37, 1093–1098. <https://doi.org/10.13031/2013.28180>
- 959 Schaap, M.G., Leij, F.J., Van Genuchten, M.T., 2001. Rosetta: A computer program for
960 estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.*
961 251, 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- 962 Sihag, P., Tiwari, N.K., Ranjan, S., 2017. Estimation and inter-comparison of infiltration
963 models. *Water Sci.* 31, 34–43. <https://doi.org/10.1016/j.wsj.2017.03.001>

- 964 Siltecho, S., Hammecker, C., Sriboonlue, V., Clermont-Dauphin, C., Trelo-Ges, V., Antonino,
965 A.C.D., Angulo-Jaramillo, R., 2015. Use of field and laboratory methods for estimating
966 unsaturated hydraulic properties under different land uses. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19,
967 1193–1207. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1193-2015>
- 968 Silveira, A.L., Louzada, J.A., Beltrame, L.F., 1993. Infiltração e armazenamento no solo, in:
969 TUCCI, C.E.M. (Ed.), *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Editora da Universidade, Porto
970 Alegre, p. 943p.
- 971 Šimůnek, J., M. Šejna, A., Saito, H., Sakai, M., Genuchten, M.T. Van, 2013. The HYDRUS-
972 1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in
973 variably saturated media, version 4.0: HYDRUS Software Series 3. *Dep. Environ. Sci.*
974 *Univ. Calif. Riverside, Riverside, California, USA* 315, 343.
- 975 Šimůnek, J., Wendroth, O., Van Genuchten, M.T., 1998. Parameter estimation analysis of the
976 evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62,
977 894–905. <https://doi.org/10.2136/sssaj1998.03615995006200040007x>
- 978 Somavilla, A., 2017. André Somavilla. Universidade Federal de Santa Maria.
- 979 Soracco, C.G., Lozano, L.A., Villarreal, R., Palancar, T.C., Collazo, D.J., Sarli, G.O., Filgueira,
980 R.R., 2015. Efeito da compactação do solo pelo tráfego de máquinas na configuração dos
981 poros do solo. *Rev. Bras. Cienc. do Solo* 39, 408–415.
982 <https://doi.org/10.1590/01000683rbc20140359>
- 983 Sousa, F. de A.S. de, 2009. Estimativa da precipitação excedente em Ipojuca, PE. *Rev. Bras.*
984 *Eng. Agrícola e Ambient.* 13, 716–723. [https://doi.org/10.1590/s1415-](https://doi.org/10.1590/s1415-43662009000600008)
985 [43662009000600008](https://doi.org/10.1590/s1415-43662009000600008)
- 986 Stewart, R.D., 2019. A generalized analytical solution for preferential infiltration and wetting.
987 *Vadose Zo. J.* 18. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.08.0148>
- 988 Truman, C.C., Potter, T.L., Nuti, R.C., Franklin, D.H., Bosch, D.D., 2011. Antecedent water

- 989 content effects on runoff and sediment yields from two Coastal Plain Ultisols. *Agric.*
990 *Water Manag.* 98, 1189–1196. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2011.03.001>
- 991 Van Dam, J.C. Van, Stricker, J.N.M., Droogers, P., 1994. Inverse Method to Determine Soil
992 Hydraulic Functions - DIVISION S-1-SOIL PHYSICS. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 647–652.
993 <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800030002x>
- 994 Vereecken, H., Javaux, M., Weynants, M., Pachepsky, Y., Schaap, M.G., Genuchten, V., 2010.
995 Using pedotransfer functions to estimate the van genuchten- mualem soil hydraulic
996 properties: A review. *Vadose Zo. J.* 9, 795–820. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0045>
- 997 Wang, C., Mao, X., Hatano, R., 2014. Modeling ponded infiltration in fine textured soils with
998 coarse interlayer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 78, 745–753.
999 <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.12.0535>
- 1000 Zonta, J.H., Martinez, M.A., Pruski, F.F., da Silva, D.D., dos Santos, M.R., 2012. Efeito da
1001 Aplicação Sucessiva de Precipitações pluviais com Diferentes Perfis na Taxa de Infiltração
1002 de Água no Solo. *Rev. Bras. Cienc. do Solo* 36, 377–388. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832012000200007>
- 1004 Zonta, J.H., Martinez, M.A., Pruski, F.F., da Silva, D.D., Montebeller, C.A., 2010. Adjustment
1005 of green-ampt-mein-larson model parameters under field conditions | Adequação dos
1006 parâmetros do modelo de green-ampt-mein-larson em condições de campo. *Rev. Bras.*
1007 *Eng. Agric. e Ambient.* 14, 1021–1029.
- 1008