

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

Caroline Andrade Pereira

**ADAPTAÇÕES NA TEORIA DE GREEN-AMPT PARA MODELAR A  
INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO**

Santa Maria, RS  
2017

**Caroline Andrade Pereira**

**ADAPTAÇÕES NA TEORIA DE GREEN-AMPT PARA MODELAR A  
INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO**

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

Orientador: Paulo Ivonir Gubiani

Santa Maria, RS  
2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Pereira, Caroline Andrade  
Adaptações na teoria de Green-Ampt para modelar a  
infiltração de água no solo / Caroline Andrade Pereira.-  
2017.  
83 f.; 30 cm

Orientador: Paulo Ivonir Gubiani  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-  
Graduação em Ciência do Solo, RS, 2017

1. Modelagem matemática I. Gubiani, Paulo Ivonir II.  
Título.

---

© 2017

Todos os direitos autorais reservados a Caroline Andrade Pereira. 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, Bairro Camobi, Santa Maria, RS, 97105-900.

Fone (55) 3220 8108; E-mail: caroline.andrade@hotmail.com

**Caroline Andrade Pereira**

**ADAPTAÇÕES NA TEORIA DE GREEN-AMPT PARA MODELAR A  
INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO**

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

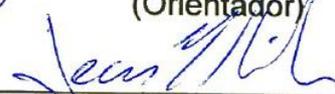
**Aprovada em 22 de fevereiro de 2017:**

Banca examinadora:



---

**Paulo Ivonir Gubiani, Dr. (UFSM)**  
(Orientador)



---

**Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (UFSM)**



---

**Marta Sandra Drescher, Dra. (UERGS)**

## DEDICATÓRIA

À minha avó Lurdes (*in memoriam*), exemplo de mulher, pelo incentivo e apoio incondicional.

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, por ter me dado saúde e força para superar as dificuldades.

À minha família, pelo amor, dedicação e incentivo.

Ao meu companheiro, Frederico Waechter Heemann, pelo amor, apoio em todos os momentos e por sempre acreditar na minha capacidade.

Ao professor Paulo Ivonir Gubiani, pelos ensinamentos transmitidos, orientação, paciência e disponibilidade.

Às colegas e amigas Cláudia Peixoto de Barros, Cristina Gouvêa Redin, Jéssica Silveira França e Patrícia Pértile (minhas “LULUS”) pelo apoio emocional.

Aos colegas do laboratório de física e hidrossedimentologia, André Somavilla, Dinis Deuschele, Fabio José Andres Schneider e Rodrigo Pivoto Mulazzani pelo auxílio nas coletas de campo.

Aos bolsistas de iniciação científica e à Vanessa dos Santos Dias, estagiária do laboratório de física, pelo auxílio nas coletas de campo.

À Universidade Federal de Santa Maria pelo ensino gratuito e de qualidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação e contribuíram para a realização deste trabalho.

“Aprenda como se fosse viver para sempre. Viva como se fosse morrer amanhã”.

(Mahatma Gandhi)

## RESUMO

### ADAPTAÇÕES NA TEORIA DE GREEN-AMPT PARA MODELAR A INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

AUTORA: Caroline Andrade Pereira  
ORIENTADOR: Paulo Ivonir Gubiani

A modelagem matemática da infiltração de água no solo em escala de perfil com o modelo Green-Ampt (GA) corresponde ao assunto central desta dissertação. O modelo GA, nesta dissertação, foi considerado um modelo físico-empírico, para o qual estratégias empíricas de parametrização foram estudadas visando aplicar o modelo em perfis de solo de sistemas naturais solo-planta-atmosfera. Para isso, o estudo foi dividido em dois capítulos. O primeiro capítulo corresponde às proposições de parametrização e a comparação do desempenho do modelo Green-Ampt Modificado (GAM) com o Hydrus em um experimento numérico. A mudança na parametrização da equação de GA foi feita para considerar que, mesmo em condições de empoçamento, a transição entre zona saturada e insaturada não é abrupta, mas sim gradual em termos de conteúdo de água e sucção matricial. Considerando isso, a tensão matricial efetiva que se manifesta na base da zona saturada ( $\Psi_b$ ) deve ser um valor intermediário entre zero e a tensão matricial correspondente ao conteúdo de água inicial ( $\Psi_i$ ) da zona insaturada. Vinte valores de  $\Psi_b$  foram testados, obtidos elevando-se a  $\Psi_i$  a expoentes  $1/x$ , em que  $x$  é um número inteiro no intervalo  $1 \leq x \leq 20$ . Para avaliar essas proposições foi realizado um experimento numérico, confrontando as simulações realizadas com o GAM com às realizadas com o Hydrus. Para os solos analisados, concluiu-se que,  $x=6$  representa uma boa opção para o cálculo da  $\Psi_b$  do modelo GAM. No entanto, para outros solos, o valor de  $x$  deve ser escolhido com cautela, considerando principalmente a classe textural dos solos. O segundo capítulo avaliou o desempenho do modelo GAM em perfis de solo de um sistema natural solo-planta-atmosfera, utilizando apenas a opção  $x=6$ . Em vista disso, o modelo foi denominado de GAM6 para indicar essa condição. O desempenho do modelo GAM6 foi avaliado por meio da raiz quadrática do erro médio quadrático (RMSE), comparando o escoamento acumulado estimado com o escoamento acumulado observado em treze eventos de precipitação. Além disso, o desempenho do modelo GAM6 também foi comparado com os modelos GA original, Hydrus (modelo referência) e GAM6 calibrado. Saliencia-se que, a calibração desse modelo foi feita com a modificação de apenas um parâmetro, a condutividade hidráulica de solo saturado. O modelo GAM6 sem calibração teve desempenho semelhante ao do Hydrus (sem calibração) e, com calibração, teve desempenho superior ao do Hydrus (sem calibração) para simular a infiltração em perfil de solo e precipitação naturais. Portanto, o modelo GAM6 é uma opção com grande capacidade de simular a infiltração mesmo em condições nas quais as premissas do modelo original de GA não são atendidas.

**Palavras-Chave:** modelagem matemática, equação de Green-Ampt, tensão matricial.

## ABSTRACT

### ADJUSTMENTS IN THE GREEN-AMPT THEORY TO MODEL WATER INFILTRATION INTO SOIL

AUTHOR: Caroline Andrade Pereira  
ADVISOR: Paulo Ivonir Gubiani

The mathematical modeling of water infiltration into soil on a profile scale with the Green-Ampt (GA) model corresponds to the theme of this dissertation. The GA model, in this dissertation, was considered a physical-empirical model, for which empirical parametrization strategies were studied in order to apply the model to soil profiles of natural soil-plant-atmosphere systems. For this, the study was divided into two chapters. The first chapter corresponds to the propositions of parameterization and the comparison of the performance of the Modified Green-Ampt (GAM) model with Hydrus in a numerical experiment. The change in the parameterization of the GA equation was made to considering that, even in the ponding conditions, the transition between saturated and unsaturated zone is not abrupt but gradual in terms of water content and matrix suction. Considering this, the effective matrix suction that manifests at the base of the saturated zone ( $\Psi_b$ ) should be an intermediate value between zero and the matrix suction corresponding to the initial water content ( $\Psi_i$ ) of the unsaturated zone. Twenty values of  $\Psi_b$  were tested, obtained by raising  $\Psi_i$  to exponents  $1/x$ , where  $x$  is an integer in the range  $1 \leq x \leq 20$ . For the analyzed soils, it was concluded that,  $x=6$  represents a good option for the calculation of the  $\Psi_b$  of the GAM model. However, for other soils, the value of  $x$  should be chosen with caution, considering mainly the textural class of soils. The second chapter evaluated the performance of the GAM model in soil profiles of a natural soil-plant-atmosphere system, using only option  $x=6$ . Thus, the model was named GAM6 to indicate this condition. The performance of the GAM6 model was evaluated by means of the quadratic root of quadratic mean error (RMSE), comparing the estimated cumulative runoff ( $E_e$ ) with the cumulative runoff observed ( $E_o$ ) in thirteen precipitation events. In addition, the performance of the GAM6 model was also compared with the original GA, Hydrus (reference model) and calibrated GAM6 models. It should be noted that the calibration of this model was performed with the modification of only one parameter, hydraulic conductivity of saturated soil ( $K$ ). The GAM6 model without calibration had a similar performance to Hydrus (without calibration) and, with calibration, performed better than Hydrus (without calibration) to simulate the infiltration in soil profile and natural precipitation. Hence, the GAM6 model is an option with great capacity to simulate infiltration even under conditions in which the assumptions of the original GA model are not adequate.

**Keywords:** mathematical modeling, Green-Ampt equation, matrix suction.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Perfil de solo multicamada (a) e frente de umedecimento assumida pelos modelos Green-Ampt (b) e Green-Ampt Modificado (c). Por simplificação foi considerado que $\theta_s$ e $\theta_i$ são diferentes entre a primeira e a segunda camada, mas iguais na segunda e terceira camada.....	24
Figura 2 – Curvas de retenção de água das classes texturais franco-arenosa, franco-argilosa e muito-argilosa, correspondentes aos cinco solos hipotéticos. ....	31
Figura 3 – Intensidade de precipitação (p) para as cinco precipitações propostas. ...	32
Figura 4 – Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para os cinco regimes de precipitação nos solos franco-arenoso (a, b, c) e franco-argiloso (d, e, f), sob três condições de conteúdo de água inicial, que correspondem às tensões matriciais de 10 (a, d), 100 (b, e) e 1000 cm (c, f). ....	34
Figura 5 - Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para os cinco regimes de precipitação nos solos muito-argiloso (a, b, c) e franco-arenoso/muito-argiloso (d, e, f), sob três condições de conteúdo de água inicial, que correspondem às tensões matriciais de 10 (a, d), 100 (b, e) e 1000 cm (c, f). ....	35
Figura 6 – Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para os cinco regimes de precipitação no solo muito-argiloso/franco-arenoso (a, b, c), sob três condições de conteúdo de água inicial, que correspondem às tensões matriciais de 10 (a), 100 (b) e 1000 cm (c).....	36
Figura 7 – Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para todos os regimes de precipitação nos cinco solos com conteúdo de água inicial correspondente à tensão matricial 10 cm. ....	37
Figura 8 – Correlação de Pearson entre a raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE, cm) e o erro absoluto de infiltração acumulada (EA, cm). ....	38
Figura 9 – Correlação de Pearson entre a infiltração acumulada estimada com o modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para todos os regimes de precipitação e solos nos conteúdos de água iniciais correspondentes as tensões matriciais de 10, 100 e 1000 cm.....	39
Figura 10 – Esquema simplificado do sistema utilizado para obtenção dos parâmetros do sistema. ....	42
Figura 11 – Localização aproximada dos pontos amostrais A, B, C e D nas megaparcelas pareadas da área experimental da FEPAGRO, em Júlio de Castilhos, RS. ....	43
Figura 12 – Sensores para estimativa do conteúdo de água no solo (a) e calha acoplada a um reservatório para o armazenamento do escoamento superficial de água acumulado (b). ....	46
Figura 13 – Precipitação acumulada (P, cm) e escoamento observado acumulado ( $E_o$ , cm) nos pontos A, B, C e D. ....	59
Figura 14 – Intensidade da precipitação ( $p$ , $\text{cm min}^{-1}$ ) nos eventos dos dias 25/03/2016 (a), 17/10/2016 (b) e 18/10/2016 (c).....	60
Figura 15 – Relação entre escoamento superficial observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo de GA original nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d). ....	69
Figura 16 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo GAMR6 nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d). ....	70
Figura 17 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo Hydrus nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d). ....	71

Figura 18 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo GAMR6 calibrado nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d). .....	75
Figura 19 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) pelos modelos Hydrus, GA, GAM6 e GAM6 calibrado para o conjunto de todos os pontos e eventos de precipitação. ....	76

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Estudos que avaliaram o modelo Green-Ampt com formulação para uma ou mais camadas. ....	20
Tabela 2 – Composição granulométrica dos cinco solos hipotéticos. ....	29
Tabela 3 – Parâmetros hidráulicos do Hydrus e do GAM e condição inicial em termos de tensão e conteúdo de água dos cinco solos hipotéticos. ....	30
Tabela 4 – Datas de plantio e colheita do trigo e soja nas megaparcelas pareadas da área experimental da FEPAGRO, em Júlio de Castilhos, RS. ....	44
Tabela 5 – Profundidade das camadas de solo homogêneas nos pontos A, B, C e D. ....	45
Tabela 6 – Composição granulométrica e classificação textural do solo nos pontos A, B, C e D. ....	55
Tabela 7 – Parâmetros hidráulicos e densidade do solo nos pontos A, B, C e D. ....	58
Tabela 8 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto A para os eventos de precipitação monitorados. ....	62
Tabela 9 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto B para os eventos de precipitação monitorados. ....	63
Tabela 10 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto C para os eventos de precipitação monitorados. ....	64
Tabela 11 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto D para os eventos de precipitação monitorados. ....	65
Tabela 12 – Particionamento e alocação da precipitação no sistema avaliado nos pontos A e B com o modelo GAMR6. ....	66
Tabela 13 – Particionamento e alocação da precipitação no sistema avaliado nos pontos C e D com o modelo GAMR6. ....	67
Tabela 14 – Condutividade hidráulica medida e calibrada e relação entre calibrada e medida para os pontos A, B, C e D. ....	72

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO DE LITERATURA.....</b>	<b>15</b>
2.1	HIPÓTESES .....	21
2.2	OBJETIVOS .....	21
<b>3</b>	<b>MUDANÇA E AVALIAÇÃO DA PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO GREEN-AMPT .....</b>	<b>22</b>
3.1	MATERIAL E MÉTODOS .....	22
3.1.1	Descrição matemática do modelo Green-Ampt.....	22
3.1.2	Experimento numérico para verificação do modelo Green-Ampt Modificado.....	28
3.1.3	Análise estatística.....	32
3.2	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	33
3.3	CONCLUSÕES .....	40
<b>4</b>	<b>AVALIAÇÃO DO MODELO GREEN-AMPT MODIFICADO EM PERFIL DE SOLO E PRECIPITAÇÃO NATURAIS.....</b>	<b>41</b>
4.1	MATERIAL E MÉTODOS.....	41
4.1.1	Descrição geral do experimento de campo .....	41
4.1.2	Caracterização da área experimental e dos limites do sistema ao qual se fez o monitoramento e aplicação dos modelos GA, GAM6 e Hydrus ..	42
4.1.3	Coleta de solo e instalação de estruturas para o monitoramento do conteúdo de água no solo e escoamento superficial de água .....	44
4.1.4	Análises físico-hídricas do solo .....	46
4.1.4.1	<i>Curva de retenção de água no solo.....</i>	<i>46</i>
4.1.4.2	<i>Condutividade hidráulica de solo saturado.....</i>	<i>47</i>
4.1.4.3	<i>Porosidades e densidade do solo.....</i>	<i>47</i>
4.1.4.4	<i>Análise granulométrica .....</i>	<i>48</i>
4.1.5	Determinação da cobertura vegetal e características da superfície do solo .....	48
4.1.5.1	<i>Área foliar e Índice de área foliar.....</i>	<i>49</i>
4.1.5.2	<i>Rugosidade aleatória da superfície .....</i>	<i>51</i>
4.1.5.3	<i>Quantificação dos resíduos culturais sobre o solo .....</i>	<i>51</i>
4.1.5.4	<i>Armazenamento da precipitação na vegetação e na superfície do solo.....</i>	<i>52</i>
4.1.6	Precipitação.....	53
4.1.7	Simulações com os modelos GA, GAM6 e Hydrus .....	54

<b>4.1.8</b>	<b>Calibração do modelo GAM6 .....</b>	<b>54</b>
<b>4.1.9</b>	<b>Análise estatística.....</b>	<b>54</b>
<b>4.2</b>	<b>RESULTADOS E DICUSSÃO .....</b>	<b>55</b>
<b>4.3</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>77</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>78</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A modelagem matemática da infiltração de água no solo (IAS) é o assunto central desta dissertação. Evidentemente, a IAS ocorre em uma superfície da paisagem atingida pela precipitação natural ou artificial e modelar a IAS na escala de paisagem é de grande relevância para compreender a recarga de água subsuperficial e a transferência na paisagem de partículas de solo, compostos químicos, matéria orgânica e poluentes transportados pela água que escoam superficialmente (PRUSKI et al., 2014). Porém, a modelagem matemática desta dissertação aborda a IAS apenas no contexto de perfil de solo, que é a escala básica de modelagem da IAS com base física. Por isso, a discussão da IAS na paisagem, no contexto do ciclo hidrológico ou do balanço hídrico do solo (LIBARDI, 2012) é assunto que foge do alcance do que se propõem este estudo.

Vários modelos de IAS, de aplicação matemática simples, têm sido propostos e testados, segundo compilação da Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (RAVI et al., 1998). Dentre os vários modelos, o modelo de Green-Ampt (GA) proposto em 1911 (GREEN e AMPT, 1911) tem sido bastante estudado (RAVI et al., 1998). Esse modelo foi desenvolvido com base na equação de Darcy, para modelar a infiltração de água em perfil de solo homogêneo, isto é, que em qualquer posição do perfil são constantes os conteúdos de água inicial ( $\theta_i$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) e de saturação ( $\theta_s$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) e a condutividade hidráulica de solo saturado ( $K$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ). Além disso, no desenvolvimento desse modelo pressupôs-se a existência de uma carga hidráulica constante na superfície do solo durante todo o processo de infiltração e saturação perfeita do solo, resultando na transição abrupta de  $\theta_s$  para  $\theta_i$ , denominada de frente de umedecimento abrupta (HILLEL, 2004). No limite da frente de umedecimento, entre o solo saturado e não saturado, assumiu-se que a tensão matricial ( $\Psi_f$ , cm) é a mesma em qualquer posição ou tempo (BRANDÃO et al., 2006; LIBARDI, 2012).

Todavia, os parâmetros de entrada ( $\Psi_f$ ,  $\theta_s$ ,  $\theta_i$  e infiltração de água acumulada ( $I$ , cm)) do modelo GA não representam fielmente a infiltração em condições naturais. Em vista disso, nessas condições, o desempenho desse modelo é insatisfatório (CECÍLIO et al., 2003; CECÍLIO et al., 2007; CECÍLIO et al., 2013; MA et al., 2010; MA et al., 2011; ZONTA et al., 2010; ZONTA et al., 2012). Portanto, o desenvolvimento de estratégias de parametrização para o modelo GA continua sendo uma importante demanda.

Nesta dissertação, dois capítulos são apresentados após a revisão de literatura. O primeiro capítulo apresenta as proposições de mudança de parametrização e a comparação do desempenho do modelo Green-Ampt modificado (GAM) com o Hydrus em um experimento numérico. O segundo capítulo avalia o desempenho do modelo GAM com as mudanças de parametrização feitas em perfis de solo de um sistema natural solo-planta-atmosfera em relação ao desempenho dos modelos GA original e Hydrus.

## 2 REVISÃO DE LITERATURA

A infiltração de água no solo corresponde a passagem de água da superfície para o interior do solo. Quantitativamente, a infiltração é caracterizada pela taxa de infiltração ( $i$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ) (Equação (1)), que representa o volume de água ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) que atravessa uma unidade de área ( $A$ ,  $\text{cm}^2$ ) em um intervalo de tempo ( $t$ ,  $\text{min}$ ) e pela infiltração acumulada ( $I$ ,  $\text{cm}$ ) (Equação (2)), que corresponde a integral de  $i$  ao longo do tempo em que ocorre infiltração (BRANDÃO et al., 2006).

$$i = \frac{V}{At} \quad (1)$$

$$I = \int_0^t i dt \quad (2)$$

Quanto mais a água se aprofunda maior é sua interação com o perfil de solo. A combinação das condições momentâneas de permeabilidade e de energia da água (condições hidráulicas) na superfície e ao longo do perfil molhado determinam a quantidade máxima de água que pode atravessar a superfície do solo em um dado instante de tempo. Por isso, a capacidade de infiltração, também chamada de taxa de infiltração máxima ou taxa de infiltração potencial ( $i_p$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ), é função das condições hidráulicas momentâneas do perfil de solo, e se modifica na medida em que a infiltração modifica as condições hidráulicas momentâneas do perfil (BRANDÃO et al., 2006). Em vista disso, a  $i_p$  é uma informação de momento, o que dificulta a sua caracterização em um perfil de solo. Em contrapartida, o uso da modelagem matemática permite prever a  $i_p$  para qualquer condição hidráulica do perfil, além de possibilitar a estimativa da partição da água que chega na superfície do solo em infiltração e escoamento superficial (LIBARDI, 2012).

Para um perfil de solo de um sistema natural solo-planta-atmosfera, além de prever a  $i_p$  momentânea, os modelos matemáticos devem ter a habilidade de comparar a  $i_p$  com a intensidade de precipitação que atinge a superfície do solo ( $p$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ), a fim de verificar se  $p$  supera a  $i_p$  e pode causar escoamento superficial (BRANDÃO et al., 2006). Por não terem a capacidade de prever  $i_p$  para qualquer condição hidráulica

do perfil, modelos empíricos como os de Kostiakov e Horton, embora sejam muito utilizados para descrever uma curva de  $i_p$  obtida em um teste de infiltração sob condição de empocamento (BRANDÃO et al., 2006), são pouco eficientes para a modelagem da infiltração em sistemas naturais. Diferentemente, os modelos de base física consideram os mecanismos que controlam o transporte de água no solo e, portanto, são preferíveis aos modelos empíricos (BRANDÃO et al., 2006).

A equação de Richards é considerada a melhor opção matemática de base física para descrever o transporte de água e pode ser aplicada para qualquer condição hidráulica do solo. Contudo, a solução numérica da equação de Richards requer conhecimento matemático e computacional avançado. Por isso, poucos modelos utilizam esta equação. Muitos outros modelos hidrológicos e ecofisiológicos utilizam equações mais simples para simular a infiltração de água no solo.

Vários modelos de infiltração de água no solo, de aplicação matemática simples, têm sido propostos e testados, segundo compilação da Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (RAVI et al., 1998). Dentre os vários modelos, o modelo de Green-Ampt (GA) proposto em 1911 (GREEN e AMPT, 1911) tem sido bastante estudado (RAVI et al., 1998; Tabela 1). Esse modelo é baseado na equação de Darcy, assumindo que a infiltração produz fluxo saturado no solo, controlado pela condutividade hidráulica de solo saturado ( $K$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ), tensão matricial na frente de umedecimento ( $\Psi_f$ ,  $\text{cm}$ ) e conteúdos de água inicial ( $\theta_i$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) e de saturação ( $\theta_s$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).

Originalmente, o modelo GA foi concebido considerando perfil de solo homogêneo quanto ao  $\theta_i$ ,  $\theta_s$  e  $K$ , existência de carga hidráulica ( $h$ ,  $\text{cm}$ ) permanente na superfície do solo e saturação perfeita do solo pela água que infiltra, resultando na transição abrupta de  $\theta_s$  para  $\theta_i$ , denominada de frente de umedecimento abrupta (HILLEL, 2004). Considerando que a tensão matricial na frente de umedecimento ( $\Psi_f$ ,  $\text{cm}$ ) é função do  $\theta_i$ , então a  $\Psi_f$  também é invariável no espaço. Satisfeitas todas essas premissas, a taxa de infiltração se torna igual à densidade de fluxo de água em solo saturado e pode ser facilmente calculada com a equação de Darcy, que é a base física do transporte de água no modelo GA. A equação (3) é a mais utilizada para descrever simplificada o modelo GA (BRANDÃO et al., 2006):

$$i = K \left[ \Psi_f \frac{\theta_s - \theta_i}{l} + 1 \right] \quad (3)$$

em que:  $I$  é calculada em função da profundidade da frente de umedecimento ( $Z_f$ , cm):

$$I = (\theta_s - \theta_i)Z_f \quad (4)$$

Devido à dificuldade de os sistemas reais (colunas ou perfis de solo) atenderem às premissas do modelo GA, modificações no modelo vem sendo propostas. Particularmente em um sistema natural solo-planta-atmosfera seria raríssima a existência de perfil homogêneo, infiltração saturando completamente o solo e presença de lâmina de água permanente na superfície do solo durante todo o processo de infiltração. Se houver acúmulo de água na superfície do solo, raramente o empoçamento se forma desde o início do evento de precipitação. A proposição de Mein e Larson (1973) para o cálculo do tempo de início do empoçamento ( $t_p$ ) é limitada a casos de precipitação uniforme, os quais raramente acontecem em condições reais, devido à grande variabilidade das precipitações. A saturação completa e abrupta do perfil de solo pode não ocorrer mesmo nos casos em que se promove empoçamento permanente (BRANDÃO et al., 2006), sendo bem menos provável em solo sob precipitação natural. Esses problemas são agravados em perfis de solo naturais, nos quais há grande heterogeneidade no sistema poroso e conteúdo de água, que implica na variabilidade dos parâmetros  $\theta_i$ ,  $\theta_s$  e  $K$ .

Vários estudos avaliaram modificações estruturais e de parametrização do modelo GA para adaptá-lo a meios que não satisfazem as suas premissas (Tabela 1). Os pesquisadores usaram basicamente duas estratégias. Uma delas consiste em expandir a formulação matemática de uma camada (1C) homogênea para “n” camadas heterogêneas (nC), para contemplar a variabilidade do perfil de solo. A outra consiste em modificar por estimativa ou calibração os parâmetros  $\theta_s$ ,  $K$  e  $\Psi_f$ .

De maneira geral, os estudos demonstraram que com a redução de  $\theta_s$ ,  $K$  e  $\Psi_f$  a taxa de infiltração estimada diminui e se aproxima da taxa de infiltração observada. Considerando a aderência das simulações com as observações, a redução de  $\theta_s$ ,  $K$  e  $\Psi_f$  pode ser entendida como um aperfeiçoamento para que o modelo estime a taxa de infiltração em condições de fluxo instaurado. Mas, uma visão fisicamente rigorosa revela que a adequação de  $\theta_s$ ,  $K$  e  $\Psi_f$  para fluxo insaturado é feita em estrutura matemática (modelos 1C ou nC) inapropriada para fluxo insaturado.

A estrutura matemática do modelo GA é derivada da suposição de fluxo saturado. O uso do modelo GA em meio com fluxo em regime transiente é sem dúvida o uso de base física não concordante com a condição física do meio. A introdução de procedimentos matemáticos adicionais de modificação dos parâmetros do modelo descaracteriza os parâmetros da equação de Darcy e, portanto, descaracteriza também a base física subjacente do modelo GA.

Os modelos 1C e nC com parâmetros de meio insaturado seriam mais apropriadamente caracterizados como modelos físico-empíricos, pois na adequação dos parâmetros pesa mais a aderência dos resultados estimados aos observados do que a preservação da base física. Todo modelo tem certo grau de empirismo. Tolerar componentes empíricos no modelo GA é conveniente, pois não só desvincula o julgamento rígido do modelo com base em suas premissas originais como também oportuniza novas proposições de alterações dos parâmetros do modelo para adequá-lo à meios e condições mais complexas.

Normalmente, a proposta de expandir a formulação matemática 1C para nC com ou sem calibração dos parâmetros  $\theta_s$ ,  $K$  e  $\Psi_f$  melhorou as estimativas nas condições experimentais particulares em que os modelos foram testados. Porém, condições favoráveis ao bom desempenho do modelo estavam presentes em alguns estudos (Tabela 1). Por exemplo, havia lâmina de água permanente na superfície do solo desde o início do processo de infiltração ( $h \rightarrow$ ) nos estudos de Cecílio et al. (2003), Liu et al. (2008) e Ma et al. (2010); havia precipitação ( $P$ ) uniforme nos estudos de Cecílio et al. (2007), Cecílio et al. (2013), Chu e Mariño (2005), Van den Putte et al. (2013), Zonta et al. (2010) e Zonta et al. (2012); havia conteúdo de água inicial ( $\theta_i$ ) uniforme nos estudos de Cecílio et al. (2007), Cecílio et al. (2013), Chu e Mariño (2005), Liu et al. (2008), Van den Putte et al. (2013) e Zonta et al. (2010). Além disso, observa-se que a maioria dos estudos testou os modelos em apenas uma coluna ou um perfil de solo, com apenas um perfil de  $\theta_i$  e uma precipitação. Exceção é o estudo de Van den Putte et al. (2013), no qual o modelo foi avaliado em 21 perfis de solo, com 289 perfis homogêneos de  $\theta_i$ , mas com apenas uma precipitação uniforme e uso de modelo 1C em perfil com duas camadas. Cabe destacar também que apenas Chu e Mariño (2005) e Liu et al. (2008) avaliaram o modelo em condições com alternância de períodos com e sem empoçamento ( $\leftrightarrow h$ ), mas não fizeram modificações nos parâmetros  $\theta_s$ ,  $K$  e  $\Psi_f$ . Ainda, há casos em que as simulações não foram comparadas com observações experimentais.

A análise desses estudos não é conclusiva sobre a proposta estrutural (1C ou nC) mais apropriada nem sobre a estratégia de parametrização mais eficiente. Ela evidencia que as proposições foram avaliadas em cenários bastante restritos, com pouca variação de solo, perfis de  $\theta_i$  e de precipitação. Isso sugere que não há garantia que as proposições dos autores terão bom desempenho se sujeitas à diversidade de condições de um sistema natural solo-planta-atmosfera. Ao mesmo tempo que há oportunidade de ampliar as avaliações das proposições existentes, há espaço também para novas proposições. Nesta dissertação, o modelo GA será considerado um modelo físico-empírico, para o qual estratégias empíricas de parametrização serão estudadas, com o propósito de aprimorar o modelo especialmente para simulação da infiltração em perfis de solo de sistemas naturais solo-planta-atmosfera.

Tabela 1 – Estudos que avaliaram o modelo Green-Ampt com formulação para uma ou mais camadas.

Autores	Modelo	Ajustes	Sistema de estudo	NC do sistema	Caso de h	Perfil de $\theta_i$	Adição de água	NS	$Y_s$ vs $Y_o$
Cecílio et al. (2003)	1C	$K, \Psi_f, \theta_s$	[1] Coluna	3	$h \rightarrow$	[2] $\theta_i$ variável	[1] h constante	2	i, l
Chu e Mariño (2005)	nC	-	[1] Perfil	1	$\leftrightarrow h$	[1] $\theta_i$ uniforme	[1] P variável	1	-
Chu e Mariño (2005)	nC	-	[1] Perfil	4	$\leftrightarrow h$	[1] $\theta_i$ variável	[1] P uniforme	1	i, l
Chu e Mariño (2005)	nC	-	[1] Perfil	4	$\leftrightarrow h$	[1] $\theta_i$ variável	[1] P variável	1	-
Cecílio et al. (2007)	1C	$K, \Psi_f, \theta_s$	[3] Coluna	1	$\rightarrow h$	[1] $\theta_i$ uniforme	[3] P uniforme	9	i, l
Liu et al. (2008)	nC	-	[1] Coluna	2	$h \rightarrow$	[1] $\theta_i$ variável	[1] h constante	1	i, l
Liu et al. (2008)	nC	-	[1] Coluna	2	$\leftrightarrow h$	[1] $\theta_i$ variável	[1] P variável	1	i, l
Liu et al. (2008)	nC	-	[1] Coluna	2	$\leftrightarrow h$	[1] $\theta_i$ variável	[1] P variável	1	i, l
Liu et al. (2008)	nC	-	[1] Coluna	1	$\leftrightarrow h$	[1] $\theta_i$ uniforme	[1] P variável	1	-
Ma et al. (2010)	nC	$K, \Psi_f, \theta_s$	[1] Coluna	5	$h \rightarrow$	[1] $\theta_i$ variável	[1] h constante	1	i, l, $Z_f$
Zonta et al. (2010)	nC	$K, \Psi_f, \theta_s$	[2] Perfil	2	$\rightarrow h$	[1] $\theta_i$ uniforme	[6] P uniforme	6	i, l
Zonta et al. (2012)	1C	$K, \Psi_f, \theta_s$	[1] Perfil	2	$\rightarrow h$	Não especificado	[1] P uniforme [3] P variável	4	i, l
Cecílio et al. (2013)	1C	$K, \theta_s$	[1] Coluna	1	$\rightarrow h$	[3] $\theta_i$ uniforme	[3] P uniforme	9	i, l
Van den Putte et al. (2013)	1C	$K, \Psi_f$	[21] Perfil	2	$\rightarrow h$	[289] $\theta_i$ uniforme	[1] P uniforme	289	i, l

1C e nC: modelo Green-Ampt com formulação para uma ou mais camadas, respectivamente; [x]: x representa a quantidade de casos do fator; NC: número de camadas de solo; h: lâmina de água na superfície do solo, presente desde o início ( $h \rightarrow$ ), surgindo durante ( $\rightarrow h$ ) e com alternância ( $\leftrightarrow h$ ) no evento de precipitação; P: precipitação; NS: número de simulações;  $Y_s$  vs  $Y_o$ : variáveis simuladas ( $Y_s$ ) comparadas com observadas ( $Y_o$ ), sendo i a taxa de infiltração, l a infiltração acumulada e  $Z_f$  a profundidade de frente de umedecimento.

## 2.1 HIPÓTESES

A  $\Psi_f$  do modelo GA deve ser um valor intermediário entre a  $\Psi$  correspondente ao  $\theta_i$  e a  $\Psi$  correspondente ao  $\theta_s$ .

O desempenho do modelo GAM para simular a infiltração de água em perfil de solo e precipitação naturais aproxima-se ao do Hydrus e supera o do GA original.

## 2.2 OBJETIVOS

Verificar qual a  $\Psi_f$ , a ser utilizada no modelo GAM, aproxima as suas simulações às do Hydrus.

Avaliar o desempenho do modelo GAM para simular a infiltração de água em perfil de solo e precipitação naturais em relação aos modelos GA original e Hydrus.

### 3 MUDANÇA E AVALIAÇÃO DA PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO GREEN-AMPT

#### 3.1 MATERIAL E MÉTODOS

##### 3.1.1 Descrição matemática do modelo Green-Ampt

A proposição de mudança na parametrização do modelo GA foi aplicada na versão Green-Ampt Multicamada (GAMC) (Figura 1 a), usada por Chu e Mariño (2005), Herrada et al. (2014), Liu et al. (2008) e Oliveira (2015). A taxa de infiltração potencial ( $i_p$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ) é calculada da seguinte maneira pela formulação original multicamada do modelo GA:

$$i_p = \begin{cases} \frac{\Psi_f + Z_f + \Psi_p}{\left( \sum_{j=1}^{j^*} \frac{L_j}{K_j} + \frac{L_{j^*+1}}{K_{j^*+1}} \right)}, & \text{se } Z_f > L_1 \\ K_1 \frac{\Psi_f + Z_f + \Psi_p}{Z_f}, & \text{se } Z_f \leq L_1 \end{cases} \quad (5)$$

em que:  $\Psi_f$  é a tensão matricial (cm) na frente de umedecimento;  $Z_f$  é a espessura (cm) do perfil de solo saturado (coincidente com a profundidade da frente de umedecimento);  $\Psi_p$  (cm) é o potencial de pressão (cm) dado pela espessura da lâmina de água acumulada na superfície do solo;  $L_j$  (cm) e  $K_j$  ( $\text{cm min}^{-1}$ ) são a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado das camadas que já foram saturadas;  $j^*$  é a camada saturada inferior;  $L_{j^*+1}$  e  $K_{j^*+1}$  são a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado da camada que ainda não foi completamente saturada;  $L_1$  e  $K_1$  são a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado da primeira camada do perfil.

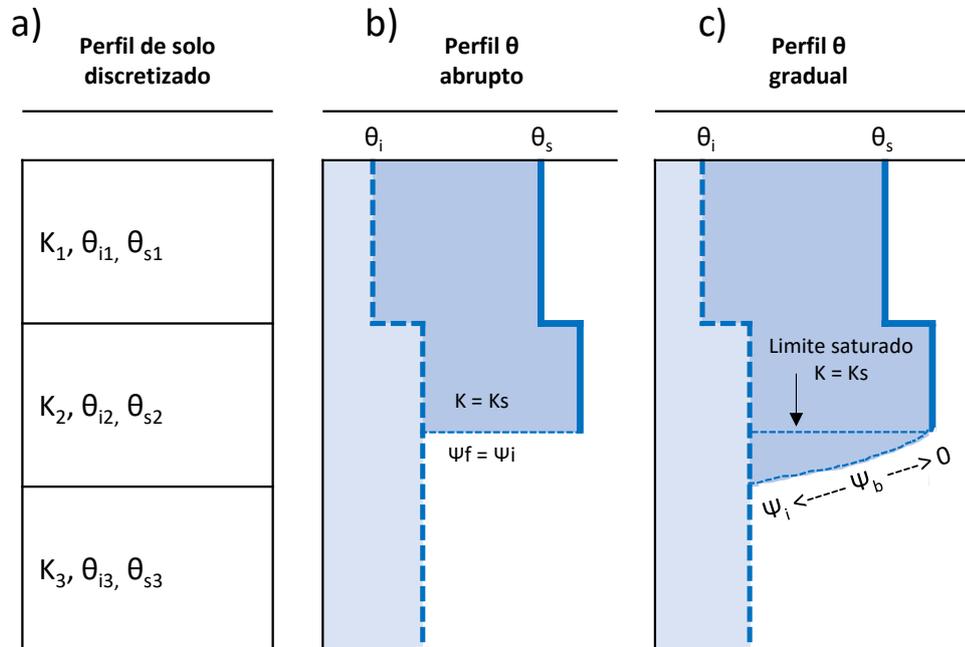
A condição ideal para aplicação da equação (5) é a condição de empoçamento, ou seja, que durante o processo de infiltração exista uma lâmina de água na superfície do solo que garanta a formação de uma zona saturada no perfil de solo a partir da superfície, cuja frente de saturação separa abruptamente o perfil de umidade em zona

saturada e zona com  $\theta_i$  (Figura 1 b). Essas suposições caracterizam um fluxo vertical com movimento similar a um “pistão”. O suposto “pistão” (superfície do solo) é empurrado no topo pelo potencial de pressão  $\Psi_p$  e puxado na base (frente de saturação) pela tensão matricial correspondente ao conteúdo de água inicial ( $\Psi_f = \Psi_i$ ; cm). O “pistão” também está sob influência da força gravitacional, que é expressa pelo termo ( $Z_i$ , cm). Em todos os pontos do corpo do “pistão” (solo saturado) a condutividade hidráulica é a de saturação.

A mudança na parametrização da equação (5), proposta nessa dissertação, se baseia em considerar que, mesmo em condições de empoçamento, parte da base do “pistão” pode se projetar com velocidade maior que a do “pistão” para o interior da zona insaturada por ação da sucção matricial desta zona. A variação de conteúdo de água no solo ( $\theta$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) nessa zona de transição é de  $\theta_s$  até o  $\theta_i$ , fazendo com que a tensão matricial ( $\Psi$ , cm) aumente de zero até a tensão matricial correspondente ao conteúdo de água inicial ( $\Psi_i$ , cm) (Figura 1 c).

Cabe ressaltar que nesta dissertação o modelo GA será considerado como um modelo físico-empírico. Assim, a espessura da zona de transição será desconsiderada e será assumido que o “pistão” tem comprimento “virtual” igual ao que teria sem a formação da zona de transição. Dessa consideração resulta certo erro nos gradientes gravitacional, de pressão e matricial. Contudo, esses erros tendem rapidamente a zero com o aprofundamento da base saturada do “pistão”.

Figura 1 – Perfil de solo multicamada (a) e frente de umedecimento assumida pelos modelos Green-Ampt (b) e Green-Ampt Modificado (c). Por simplificação foi considerado que  $\theta_s$  e  $\theta_i$  são diferentes entre a primeira e a segunda camada, mas iguais na segunda e terceira camada.



Fonte: Autora (2017).

Ao se considerar a existência da zona de transição, embora sua espessura seja matematicamente desprezada, o valor de  $\Psi$  que se expressa na base do “pistão” ( $\Psi_b$ ) deve ser um valor intermediário ao da zona saturada ( $\Psi = 0$ ) e a  $\Psi_i$ , isto é  $0 < \Psi_b < \Psi_i$ . Para evitar o uso de funções com coeficientes empíricos, a proposição desse estudo é calcular  $\Psi_b$  por meio da equação (6):

$$\Psi_b = \Psi_i^{\frac{1}{x}} \quad (6)$$

em que: o valor de  $x$  é um parâmetro de calibração.

Com isso, a equação (5) foi modificada, resultando na equação a seguir:

$$i_p = \begin{cases} \frac{\psi_b + Z_f + \psi_p}{\left( \sum_{j=1}^{j^*} \frac{L_j}{K_j} + \frac{L_{j^*+1}}{K_{j^*+1}} \right)}, \text{ se } Z_f > L_1 \\ K_1 \frac{\psi_b + Z_f + \psi_p}{Z_f}, \text{ se } Z_f \leq L_1 \end{cases} \quad (7)$$

O valor de  $\Psi_i$ , com o qual se obtém  $\Psi_b$ , foi calculado usando a curva de retenção de água da posição  $Z_f$  do perfil discretizado, descrita pelo modelo de Van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[ 1 + (\alpha \Psi)^n \right]^m} \quad (8)$$

em que:  $\theta$  é o conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) numa dada  $\Psi$ ,  $\theta_r$  é o conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) residual,  $\theta_s$  é o conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) de saturação e  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $n$  e  $m$  são coeficientes ajustados por regressão, sendo  $m$  restrito à condição  $m = 1 - \frac{1}{n}$ .

Resolvendo a equação (8) para  $\Psi$  e fazendo  $\theta = \theta_i$ , se obtém sua correspondente  $\Psi$ , que é a  $\Psi_i$ :

$$\Psi_i = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{-1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (9)$$

Diferentemente de outros estudos que propuseram redução da  $K$  e/ou do  $\theta_s$  para resolver o problema de insaturação do solo (CECÍLIO et al., 2003; CECÍLIO et al., 2007; MA et al., 2010; MA et al., 2011; VAN den PUTTE et al., 2013; ZONTA et al., 2010; ZONTA et al., 2012), nesta dissertação será considerado que presumir a saturação do solo é necessário para que as curvas de  $i_p$  tendam à  $K$  quando a frente de saturação atingir grandes profundidades. A coerência disso pode ser demonstrada em uma coluna de solo, para a qual se determinou experimentalmente a  $K$ . A  $i_p$  no topo da coluna deve tender à  $K$  quando a frente de saturação chega na base da

coluna. A redução da  $K$  desviaria a  $i_p$  final de seu valor previsto ( $K$  obtida experimentalmente). Além disso, em perfis de solo que não saturam completamente, a calibração de  $K$  e  $\theta_s$  pode ser usada como estratégia para aproximar esses parâmetros aos valores apropriados para perfil insaturado.

A seguir consta a descrição de como é operacionalizada computacionalmente a equação (7), como são calculados cada termo da equação e também como eles são atualizados a cada passo de tempo ( $\Delta t$ , min).

No instante de tempo  $t_0$ , quando inicia o evento de precipitação,  $Z_f$  é zero, o que impede de calcular  $i_p$ . Por isso, um valor virtual de  $Z_f = 0,001$  cm é assumido. Para o cálculo do primeiro valor de  $i_p$ , são usados os parâmetros da camada  $L_1$ . Também é evidente que  $\Psi_p = 0$  em  $t_0$ . Assim, a equação (7) para o caso  $Z_f \leq L_1$  é usada para o cálculo do primeiro valor de  $i_p$ .

O modelo assume que  $i_p$  permanece constante dentro de um intervalo de tempo ( $\Delta t$ , min), no qual será calculada a lâmina infiltrada e o escoamento superficial de água no solo. Como a  $i_p$  é inversamente proporcional à  $Z_f$ , ela decresce rapidamente com o aumento de  $Z_f$ . Por isso, no início da infiltração,  $\Delta t$  deve ser pequeno para que a água infiltrada aprofunde pouco  $Z_f$ , evitando mudanças bruscas em  $i_p$ . Com base em simulações verificou-se que o decréscimo de  $i_p$  no tempo fica suave ao se definir  $\Delta t$  fixando uma lâmina de 0,01 cm que pode infiltrar a cada  $\Delta t$ :

$$\Delta t = \frac{0.01}{i_p} \quad (10)$$

Quando a  $i_p$  é elevada (início da infiltração) o  $\Delta t$  é pequeno, enquanto que, quando a  $i_p$  decai, o  $\Delta t$  aumenta. Além de suavizar a curva  $i_p(t)$ , essa estratégia otimiza o processamento computacional.

A lâmina de água que infiltra em qualquer  $\Delta t$  ( $\Delta I$ , cm) é calculada com a equação:

$$\Delta I = \text{Min}(p\Delta t; i_p\Delta t) \quad (11)$$

em que:  $\text{Min}$  é uma função de escolha do menor valor entre  $p\Delta t$  e  $i_p\Delta t$ , sendo  $p$  ( $\text{cm min}^{-1}$ ) a taxa de adição de água na superfície do solo pela precipitação ou irrigação.

A infiltração acumulada ( $I$ , cm) em qualquer tempo é calculada pela equação:

$$I_t = \sum_{t=0}^t \Delta I \quad (12)$$

O escoamento superficial em qualquer  $\Delta t$  ( $\Delta E$ , cm) é calculado com a equação:

$$\Delta E = \text{Min}(p\Delta t - i_p\Delta t - h; 0) \quad (13)$$

em que:  $h$  (cm) é a detenção de água na superfície do solo, cuja estimativa será descrita na seção 4, sendo dispensável para o propósito do estudo desta seção. Quando houver  $h$ , seu valor é usado para definir o valor de  $\Psi_p$  da equação (7) que será usado no próximo  $\Delta t$ .

O escoamento acumulado ( $E$ , cm) até qualquer tempo ( $t$ , min) é calculado pela equação:

$$E_t = \sum_{t=0}^t \Delta E \quad (14)$$

A água que infiltra desloca  $Z_f$  em profundidade, cuja nova posição é calculada por:

$$Z_f = \begin{cases} \sum_{j=1}^{j^*} L_j + \frac{I - \sum_{j=1}^{j^*} (\theta_s - \theta_i)_j L_j}{(\theta_s - \theta_i)_{j^*+1}}, & \text{se } I > (\theta_s - \theta_i)_1 L_1 \\ \frac{I}{(\theta_s - \theta_i)_1}, & \text{se } I \leq (\theta_s - \theta_i)_1 L_1 \end{cases} \quad (15)$$

em que: o subscrito “1” indica parâmetros da primeira camada.

Definido o novo valor de  $Z_f$ , ele é atualizado na equação (7). Se a frente de saturação mudou de camada, também na equação (7) são atualizados o  $\Psi_f$ , com a equação (9), e a espessura da camada que ainda não foi completamente saturada

$L_{j^*+1}$ , já é indiretamente calculada na equação (15), isto é,  $L_{j^*+1} = \frac{I - \sum_{j=1}^{j^*} (\theta_s - \theta_i)_j L_j}{(\theta_s - \theta_i)_{j^*+1}}$ .

Com isso, um novo valor de  $i_p$  é calculado com a equação (7) e a sequência de cálculos da equação (8) a equação (15) são repetidos. Esse ciclo de cálculos continua até o final do evento de precipitação.

O perfil de solo com os parâmetros hidráulicos ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $K$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $m$ ) e condição inicial ( $\theta_i$ ) de cada camada, bem como o fornecimento de água são organizados em planilha Excel, de onde são lidos pelo algoritmo. Os resultados da simulação são transferidos também para planilha Excel. Quando  $Z_f$  ultrapassa a profundidade total do perfil de solo, o algoritmo computacional assume que o perfil é uma coluna finita, ou seja,  $Z_f$  passa a ser considerado igual a profundidade do perfil de solo.

### 3.1.2 Experimento numérico para verificação do modelo Green-Ampt Modificado

Para testar a modificação do modelo foi realizado um experimento numérico, confrontando as simulações realizadas com o GAM com às realizadas com o Hydrus 1D. O Hydrus 1D foi utilizado como modelo referência porque simula o fluxo saturado e insaturado de água no solo com base física robusta por utilizar a equação de Richards (Equação (16)). Ao se considerar que a equação de Richards é a melhor opção matemática para descrever o transporte de água no solo, a infiltração de água no solo simulada com o Hydrus é o melhor resultado matemático, servindo apropriadamente como referência para verificar outros modelos matemáticos que estão na fase de elaboração como o GAM, proposto nesta dissertação.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(\theta)_x \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right] \right\} \quad (16)$$

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

O experimento foi realizado em cinco solos hipotéticos, definidos de maneira que contemplassem um intervalo amplo de areia, silte e argila (Tabela 2). Além disso,

foram utilizadas cinco diferentes condições de fornecimento de água. Os solos 1, 2 e 3 eram compostos por uma única camada de solo homogênea de 100 cm de profundidade (Tabela 2). Em contrapartida, os solos 4 e 5 eram compostos por duas camadas distintas de 50 cm, totalizando também 100 cm de profundidade (Tabela 2).

Tabela 2 – Composição granulométrica dos cinco solos hipotéticos.

Solo	Camada	Espessura	Areia	Silte	Argila	Classe textural <sup>(1)</sup>
		cm	-----	%	-----	
1	1	100	60	25	15	Franco-arenosa
2	1	100	30	40	30	Franco-argilosa
3	1	100	20	20	60	Muito-argilosa
4	1	50	60	25	15	Franco-arenosa
	2	50	20	20	60	Muito-argilosa
5	1	50	20	20	60	Muito-argilosa
	2	50	60	25	15	Franco-arenosa

<sup>(1)</sup> Conforme triângulo textural proposto por Streck et al. (2008).

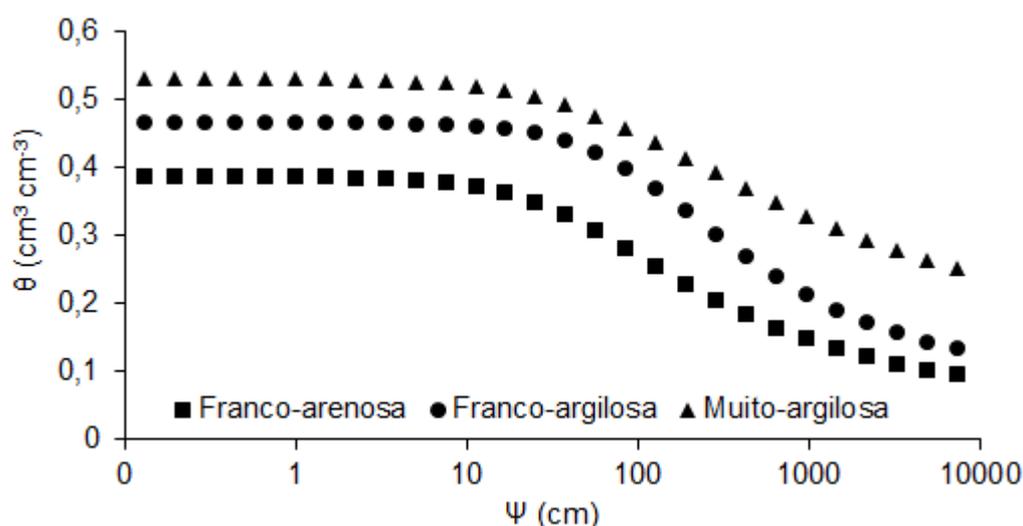
Considerando a granulometria estabelecida para os solos hipotéticos, os parâmetros hidráulicos do Hydrus e do GAM foram estimados por meio do software Rosetta Lite V. 1.1 (SCHAAP et al., 2001), com base em funções de pedotransferência de redes neurais (Tabela 3). O conteúdo de água nos solos estabelecido para o início das simulações ( $\theta_i$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) foi definido para três  $\Psi$ , ou seja, 10, 100 e 1000 cm. Os valores de  $\theta_i$  correspondentes a cada  $\Psi$  foram calculados com a equação (8), usando os parâmetros hidráulicos de cada solo (Tabela 3).

Tabela 3 – Parâmetros hidráulicos do Hydrus e do GAM e condição inicial em termos de tensão e conteúdo de água dos cinco solos hipotéticos.

Condição inicial		Parâmetros hidráulicos				
$\Psi_i$	$\theta_i$	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	n	K
Cm	-----cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> -----			cm <sup>-1</sup>	-	cm min <sup>-1</sup>
Franco-arenoso						
10	0,37					
100	0,27	0,39	0,05	0,025	1,39	0,017
1000	0,15					
Franco-argiloso						
10	0,43					
100	0,37	0,44	0,08	0,010	1,46	0,007
1000	0,20					
Muito-argiloso						
10	0,47					
100	0,41	0,48	0,10	0,021	1,20	0,012
1000	0,30					
Franco-arenoso/Muito-argiloso						
----- Camada 1 -----						
10	0,37					
100	0,27	0,39	0,05	0,025	1,39	0,017
1000	0,15					
----- Camada 2 -----						
10	0,47					
100	0,41	0,48	0,10	0,021	1,20	0,012
1000	0,30					
Muito-argiloso/Franco-arenoso						
----- Camada 1 -----						
10	0,47					
100	0,41	0,48	0,10	0,021	1,20	0,012
1000	0,30					
----- Camada 2 -----						
10	0,37					
100	0,27	0,39	0,05	0,025	1,39	0,017
1000	0,15					

Utilizando a equação (8) e seus parâmetros definidos para cada solo, as curvas de retenção de água (CRA) das três classes texturais dos cinco solos hipotéticos foram graficadas, apenas para ilustrar as diferenças entre os solos em termos de retenção de água (Figura 2).

Figura 2 – Curvas de retenção de água das classes texturais franco-arenosa, franco-argilosa e muito-argilosa, correspondentes aos cinco solos hipotéticos.

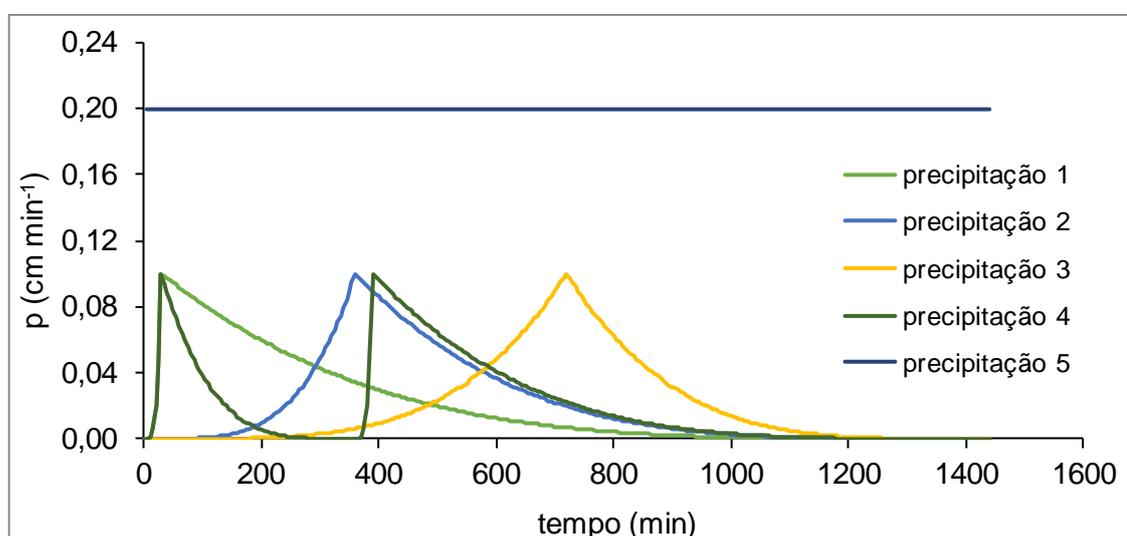


Fonte: Autora (2017).

O fornecimento de água na superfície do solo foi realizado durante 24 h, simulando cinco condições de precipitação (Figura 3), todas com lâmina de água acumulada (P) de 288 cm. As precipitações 1, 2, 3 e 4 foram caracterizadas como precipitações em regime transiente (Figura 3). Dessas precipitações, as três primeiras caracterizam-se pela presença de um único período com alta taxa de precipitação (denominado “pico”), diferindo-se entre si quanto ao momento em que ocorreram os “picos”. Por outro lado, a precipitação 4 caracteriza-se pela presença de dois “picos” (Figura 3). No regime transiente, o empoçamento de água na superfície do solo só acontece em parte intermediária do evento de precipitação, e é antecedido e sucedido por períodos sem empoçamento. Esse regime de precipitação foi estabelecido para avaliar o GAM sob condições que, em parte do período, não garantem o atendimento da premissa de presença de lâmina de água na superfície do solo. Ele também foi utilizado para verificar a viabilidade de usar o GAM para simular a infiltração em solos expostos a eventos de precipitação natural que são naturalmente transientes.

Em contrapartida, a precipitação 5 (Figura 3) caracterizou-se como precipitação em regime permanente. Nesse caso, a taxa de precipitação de  $0,2 \text{ cm min}^{-1}$  se manteve constante e foi alta o suficiente para garantir que ocorresse escoamento superficial de água desde o início da simulação (Figura 3). Esse regime de precipitação foi estabelecido para avaliar o GAM sob condição de fornecimento de água que garante o atendimento da premissa de presença de lâmina de água na superfície do solo, o que favorece o fluxo saturado do tipo “pistão”.

Figura 3 – Intensidade de precipitação ( $p$ ) para as cinco precipitações propostas.



Fonte: Autora (2017).

Para ambos os modelos, a condição inicial e as condições de contorno foram as mesmas. A respeito da condição inicial, as simulações foram realizadas considerando os solos com seus respectivos  $\theta_i$ , estabelecidos a partir das  $\Psi_i$  (Tabela 3). Como condições de contorno considerou-se os solos sem cobertura vegetal, com escoamento superficial ocorrendo sem acúmulo de água na superfície ( $h = 0$ ) (upper boundary condition) e drenagem livre na base dos perfis (lower boundary condition).

A partir das  $\Psi_i$  (Tabela 3), a  $\Psi_b$  foi obtida por meio da equação (6) para valores de  $x$  variando de 0 a 20. Quando  $x=1$  o modelo manteve a proposição original de GA, isto é,  $\Psi_b = \Psi_i$ .

### 3.1.3 Análise estatística

O desempenho do modelo GAM foi avaliado por meio da raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE em inglês) (MORIASI et al., 2007):

$$\text{RMSE} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (I_{eH} - I_{eG})^2}}{N} \quad (17)$$

em que:  $I_{eH}$  é a infiltração acumulada estimada com o Hydrus (referência);  $I_{eG}$  é a infiltração acumulada estimada com o GAM e  $N$  é número de observações.

Esse índice estatístico permite que os erros sejam expressos na mesma unidade de medida das variáveis analisadas, nesse caso em cm. Quanto menor a RMSE, melhor o desempenho do modelo GAM em relação ao Hydrus.

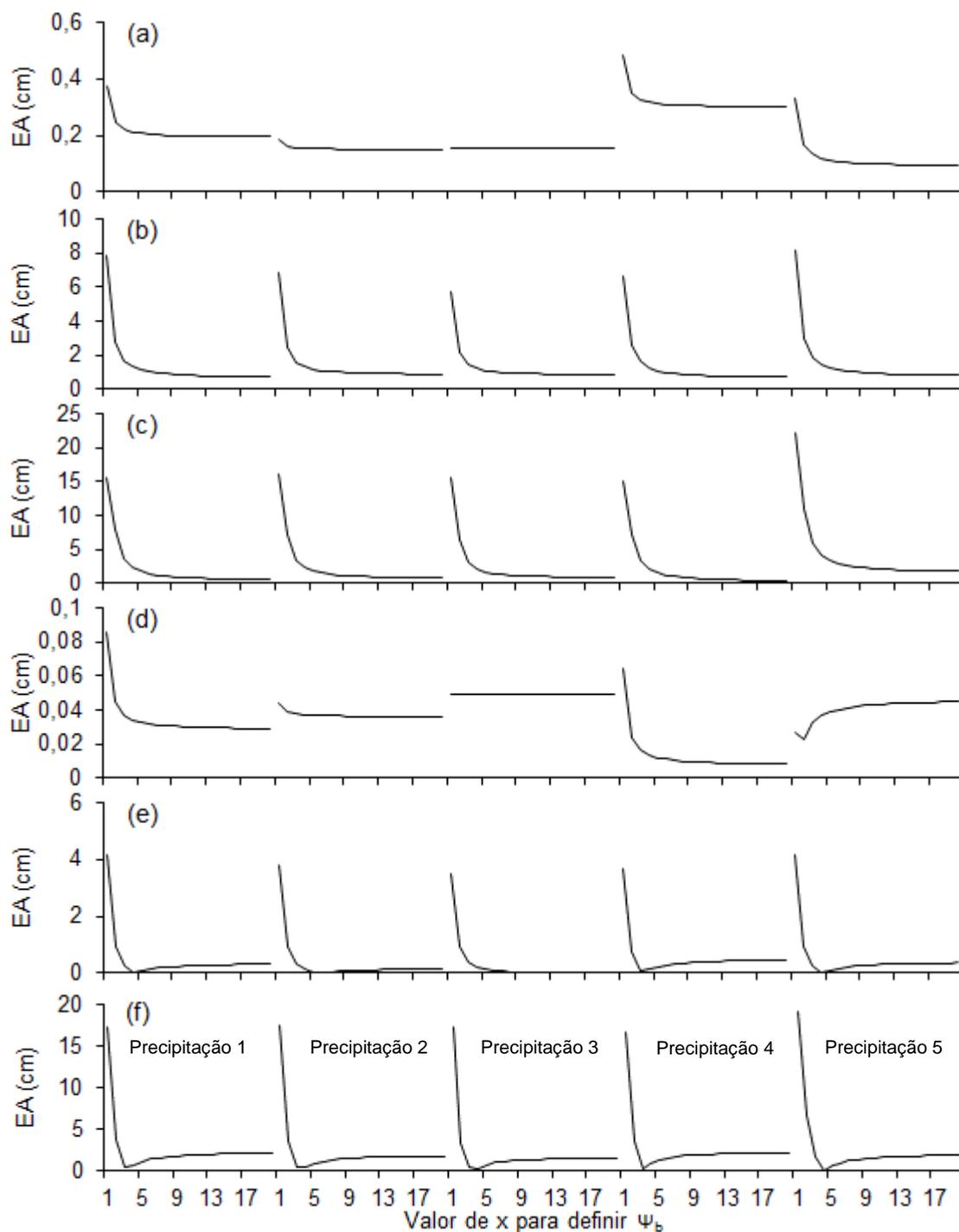
Para avaliar a magnitude das diferenças entre GAM e Hydrus foi calculado o erro absoluto (Equação (18)) de infiltração acumulada (EA, cm) entre os modelos. Quanto menor o EA, melhor o desempenho do modelo GAM.

$$\text{EA} = I_{eG} - I_{eH} \quad (18)$$

### 3.2 RESULTADOS E DISCUSSÃO

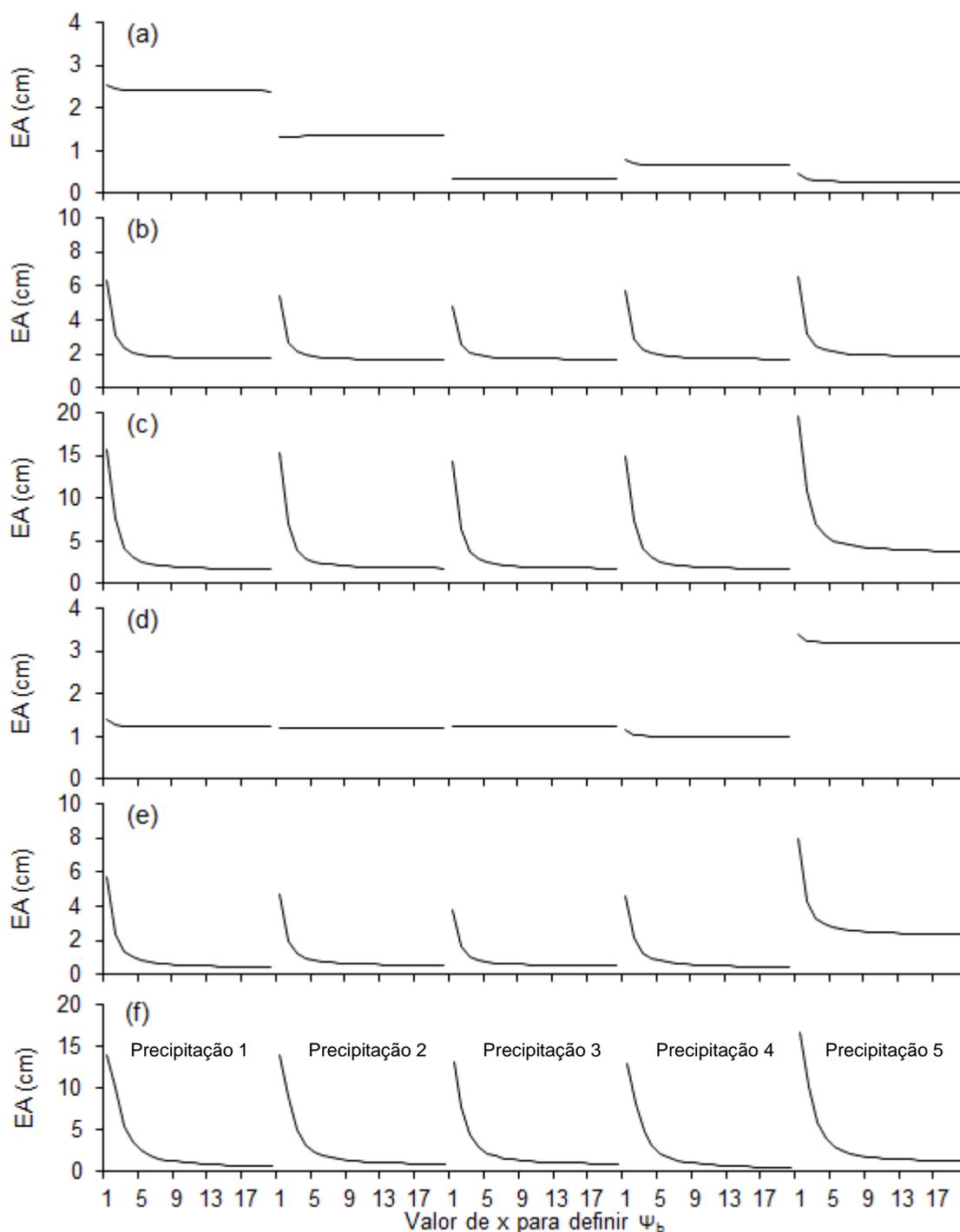
Exceto para o solo franco-argiloso, para todos os demais solos, independente do regime de precipitação e do conteúdo de água inicial, quanto maior o valor de  $x$  ( $1 \leq x \leq 20$ ), menor o EA (Figuras 4, 5 e 6). No solo franco-argiloso, sobretudo nas  $\Psi_i$  de 100 e 1000 cm, o EA decresce até aproximadamente  $x=5$ , aumentando após esse valor (Figura 4 e, f). Na  $\Psi_i$  de 10 cm (Figura 4 d), esse solo teve comportamento semelhante aos demais solos, exceto sob o regime de precipitação 5 (Figura 3), que atende a premissa do modelo GA original referente a presença de lâmina de água constante na superfície do solo. Em vista disso, o valor de  $x$  empregado para o cálculo da  $\Psi_b$ , deve ser escolhido principalmente em função da classe textural do solo.

Figura 4 – Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para os cinco regimes de precipitação nos solos franco-arenoso (a, b, c) e franco-argiloso (d, e, f), sob três condições de conteúdo de água inicial, que correspondem às tensões matriciais de 10 (a, d), 100 (b, e) e 1000 cm (c, f).



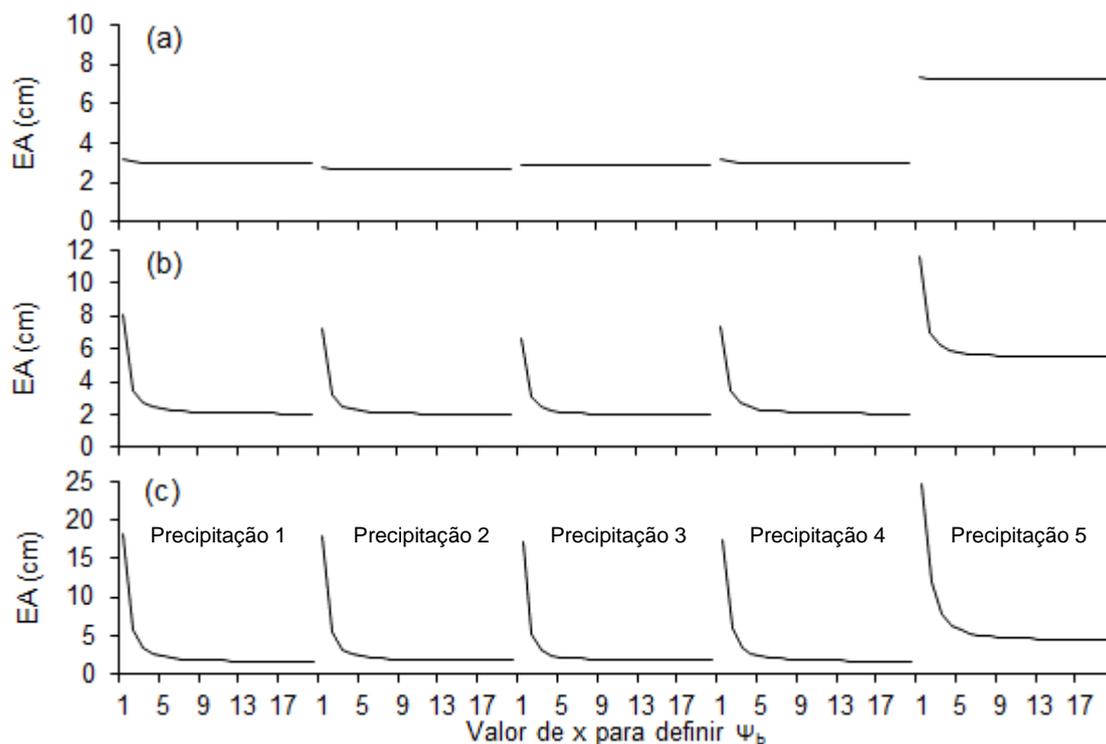
Fonte: Autora (2017).

Figura 5 - Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para os cinco regimes de precipitação nos solos muito-argiloso (a, b, c) e franco-arenoso/muito-argiloso (d, e, f), sob três condições de conteúdo de água inicial, que correspondem às tensões matriciais de 10 (a, d), 100 (b, e) e 1000 cm (c, f).



Fonte: Autora (2017).

Figura 6 – Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para os cinco regimes de precipitação no solo muito-argiloso/franco-arenoso (a, b, c), sob três condições de conteúdo de água inicial, que correspondem às tensões matriciais de 10 (a), 100 (b) e 1000 cm (c).

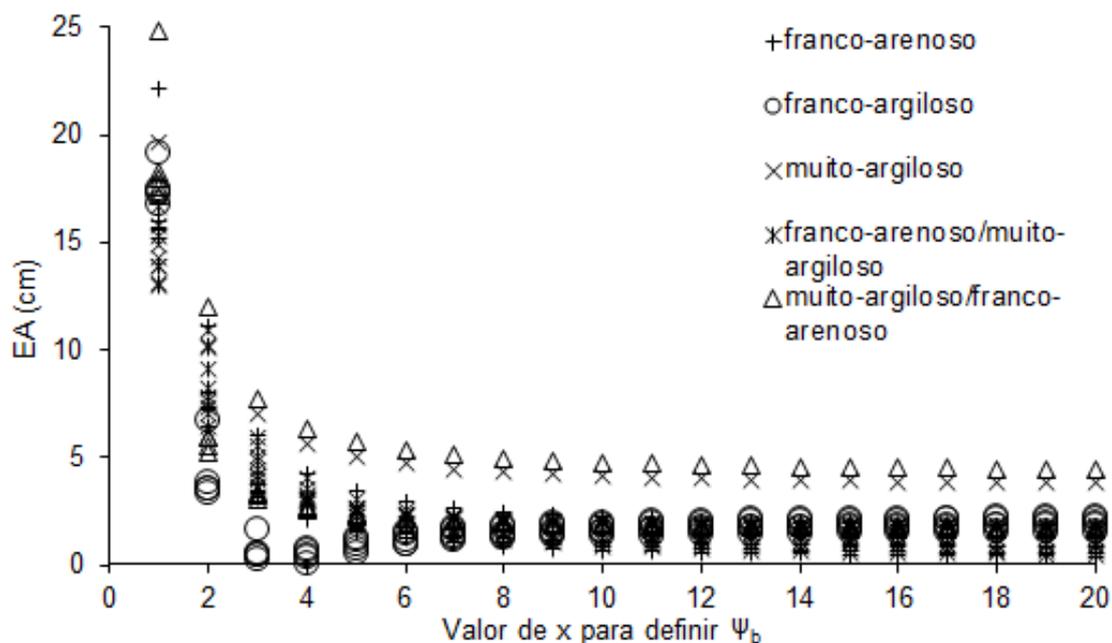


Fonte: Autora (2017).

No solo franco-argiloso, o EA aumentou consideravelmente para  $x > 6$  (Figura 7). Por outro lado, nos demais solos, o EA diminuiu para  $x > 6$  (Figura 7), reiterando as discussões anteriores. Nesse sentido, considerando todos os solos analisados,  $x=6$  representa uma opção confiável para o cálculo da  $\Psi_b$ , uma vez que não implicou em aumento significativo do EA no solo franco-argiloso. Além disso, também não implicou em diminuição expressiva do EA nos demais solos.

Diferentemente das proposições testadas em colunas de solo com lâmina de água permanente na superfície do solo (CECÍLIO et al., 2003; CECÍLIO et al., 2007; CECÍLIO et al., 2013; HERRADA et al., 2014; LIU et al., 2008; MA et al., 2010; MA et al., 2011), por vezes usando uma única condição de conteúdo de água, a conclusão de que  $x=6$  é uma boa estimativa da  $\Psi_b$  é baseada em um experimento numérico que contemplou cinco tipos de solo, três condições de conteúdo de água e cinco regimes de precipitação. Apesar disso, essa conclusão não deve ser generalizada, sem antes analisar o solo em questão.

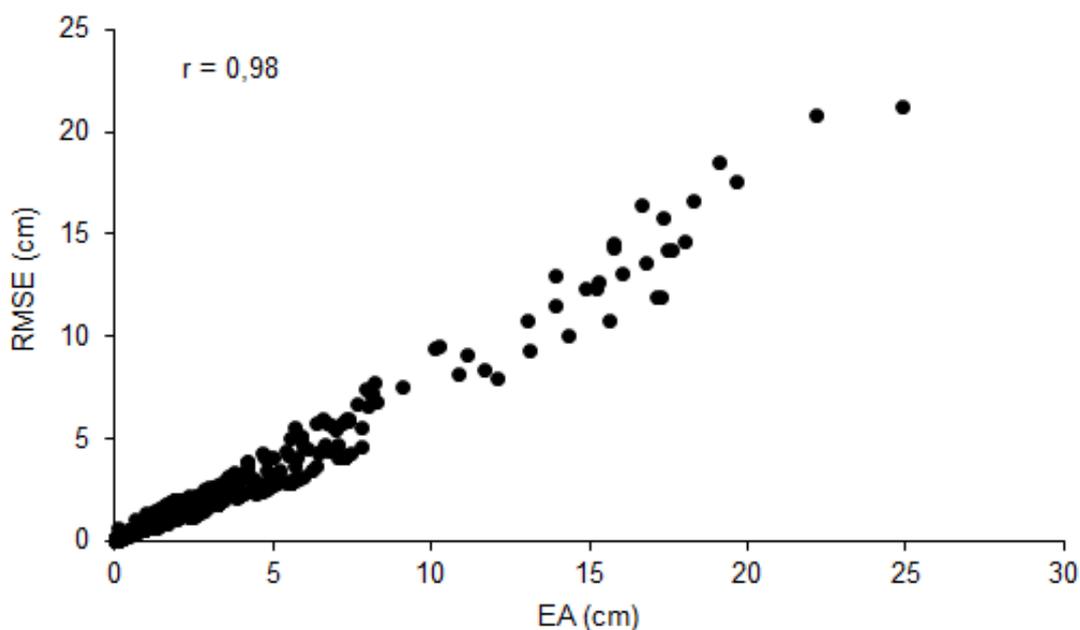
Figura 7 – Erro absoluto (EA, cm) entre a infiltração acumulada estimada pelo modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para todos os regimes de precipitação nos cinco solos com conteúdo de água inicial correspondente à tensão matricial 10 cm.



Fonte: Autora (2017).

Os resultados de RMSE não foram apresentados detalhadamente como os de EA. Como a correlação entre o EA e a RMSE foi alta ( $r=0,98$ ) (Figura 8), a interpretação da comparação dos modelos GAM e Hydrus usando o RMSE seria muito semelhante à comparação feita empregando o EA (Figuras 4, 5, 6 e 7).

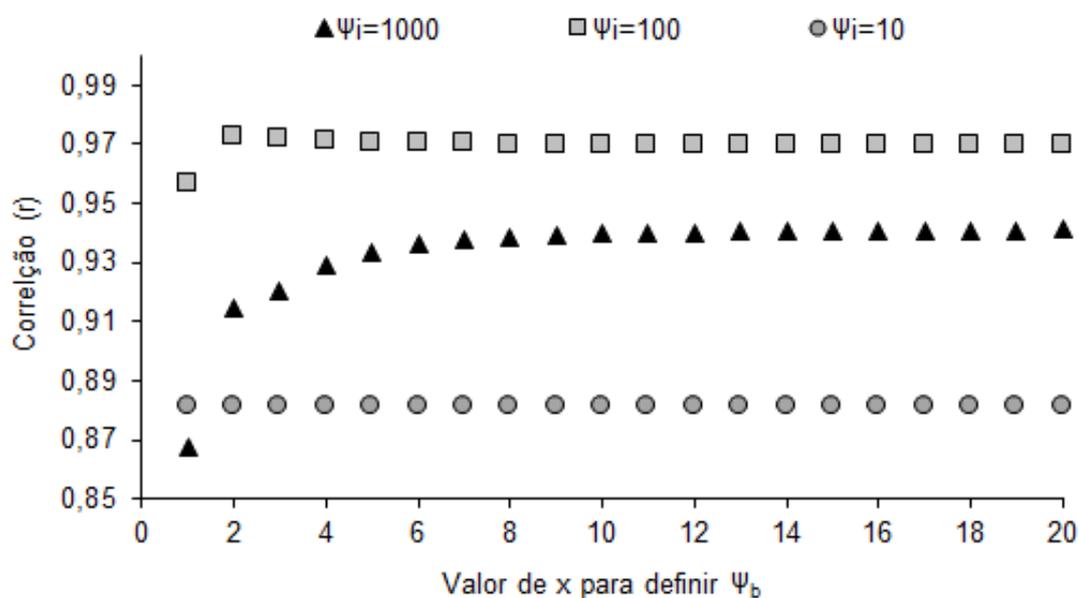
Figura 8 – Correlação de Pearson entre a raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE, cm) e o erro absoluto de infiltração acumulada (EA, cm).



Fonte: Autora (2017).

A correlação entre a infiltração acumulada estimada com o modelo GAM e Hydrus foi crescente na sequência 10, 1000 e 100 cm de  $\Psi_i$ , exceto para  $x = 1$  (Figura 9). O aumento de  $x$  causou aumento considerável na correlação quando a condição inicial era  $\Psi_i = 1000$  cm, mas afetou pouco as correlações na condição inicial  $\Psi_i = 100$  cm, e quase nada na condição inicial  $\Psi_i = 10$  cm. Nesse último caso, que significa solo com maior conteúdo de água, a participação de  $\Psi$  como componente de energia já era pequena ( $\Psi_i = 10$  cm) ao ponto de que seu decréscimo com o aumento de  $x$  não causou mudança da correlação entre a infiltração acumulada estimada com o modelo GAM e Hydrus (Figura 9). Na condição inicial de  $\Psi_i = 100$  cm seria suficiente usar  $x = 2$ , pois a partir desse valor não há melhoria de desempenho do modelo GAM em relação ao Hydrus. Contudo, na condição inicial de  $\Psi_i = 1000$  cm (solos com menor conteúdo de água), a correlação tendeu a estabilizar a partir de  $x = 6$ . Nesta condição, o desempenho do modelo GAM pode ser melhorado expressivamente com aumento de  $x$  de 1 até 6 (Figura 9).

Figura 9 – Correlação de Pearson entre a infiltração acumulada estimada com o modelo Green-Ampt Modificado e Hydrus para todos os regimes de precipitação e solos nos conteúdos de água iniciais correspondentes as tensões matriciais de 10, 100 e 1000 cm.



Fonte: Autora (2017).

As correlações sintetizaram o padrão predominante das diferenças observadas no EA, ou seja, o aumento de x quase sempre aproximou a infiltração acumulada estimada com o modelo GAM e Hydrus. Em alguns casos, valores de x entre 3 e 4 foram os que resultaram os menores EA, mas nesses mesmos casos, x maiores que 3 ou 4 aumentaram bem pouco o EA (Figuras 4, 5, 6 e 7). Em outros casos o aumento de x não diminuiu o EA (Figuras 4, 5, 6 e 7). Porém, na grande maioria das comparações, valores de  $x \geq 6$  foram os que melhor aproximaram as simulações do GAM as do Hydrus (Figura 7).

Esses resultados indicam que a participação da tensão matricial no modelo GA deve ser diminuída para que ele estime a infiltração acumulada semelhante à estimada pelo Hydrus. Isso pode ser explicado pelas diferenças de gradiente matricial (grad) que se expressa na superfície do solo. No modelo original de GA,  $\text{gradGA} = \Psi_i/Z_f$ . Em casos de  $\Psi_i$  grande (solo com pouca umidade) e  $Z_f$  de poucos mm (zona saturada próxima da superfície do solo), a magnitude de gradGA é muito maior que a dos gradientes gravitacional (sempre 1) e de pressão (pouco maior que 1). Basicamente é o gradGA que governa a taxa de infiltração na superfície do solo. A

participação do gradGA só se reduzirá em nível semelhante ao dos demais gradientes quando a magnitude de  $Z_f$  for igual a  $\Psi_i$ . Para a condição inicial de  $\Psi_i = 1000$  cm do experimento numérico, isso aconteceria se  $Z_f$  chegasse a 1000 cm. No Hydrus, a taxa de infiltração na superfície é controlada pela condição de contorno  $K(d\Psi_i/dx+1) \leq i_p$  (SIMUNEK et al., 2006), em que  $d\Psi_i/dx$  é o gradiente matricial e  $dx$  é uma camada discreta. Quando a camada  $dx$  satura,  $d\Psi_i/dx = 0$  e a taxa de infiltração é governada basicamente pelo gradiente gravitacional. Como a espessura de  $dx$  é normalmente da ordem de mm, rapidamente ocorre sua saturação, o que elimina nela a participação da  $\Psi_i$ . Com o aprofundamento da saturação, mais camadas  $dx$  subjacentes perdem a participação da  $\Psi_i$ . Conseqüentemente, a redução da participação de  $\Psi_i$  na taxa de infiltração é muito mais acentuada no Hydrus do que no GA original. Por isso que na  $\Psi_i$  de 1000 cm da condição inicial do experimento numérico o Hydrus estimou menor infiltração acumulada. Também é por isso que a estratégia  $\Psi_i^{1/x}$  para redução da participação de  $\Psi_i$  usada neste estudo como modificação do modelo GA original foi eficiente para aproximar suas estimativas as do Hydrus.

### 3.3 CONCLUSÕES

Para os solos analisados,  $x=6$  representa uma opção confiável para o cálculo da  $\Psi_b$ . No entanto, para outros solos, o valor de  $x$  deve ser escolhido com cautela, considerando principalmente a classe textural dos solos.

## 4 AVALIAÇÃO DO MODELO GREEN-AMPT MODIFICADO EM PERFIL DE SOLO E PRECIPITAÇÃO NATURAIS

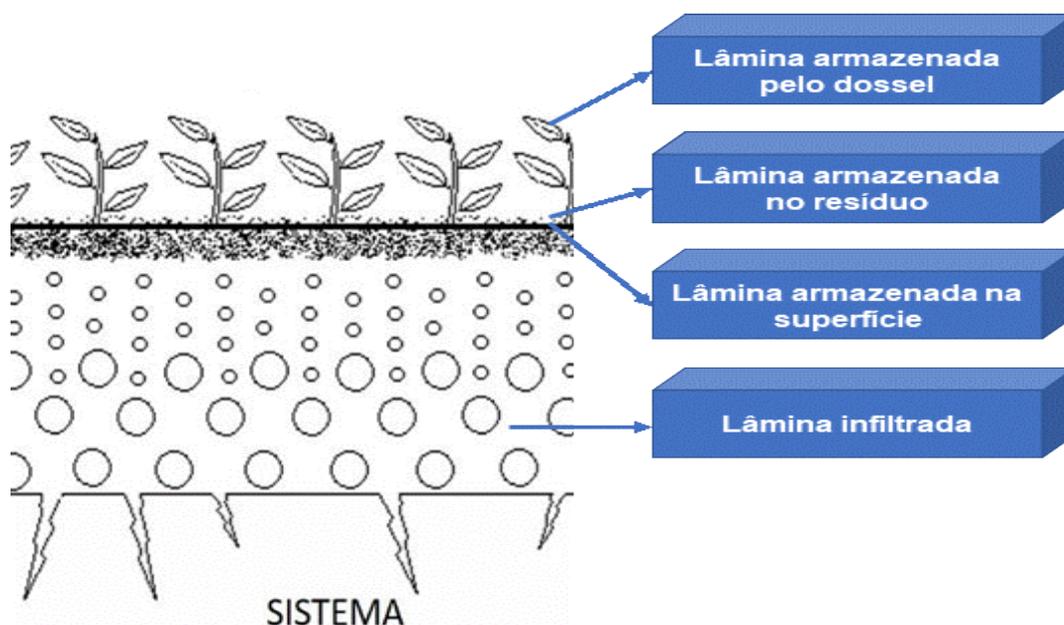
### 4.1 MATERIAL E MÉTODOS

#### 4.1.1 Descrição geral do experimento de campo

O experimento de campo foi realizado com intuito de avaliar o desempenho do modelo GAM em um sistema natural e também compará-lo ao Hydrus (modelo referência). Neste estudo foi utilizada apenas a opção  $\psi_b = \psi_i^{\frac{1}{6}}$  ( $x=6$ ) no modelo GAM, indicada na seção 3 como uma boa opção para o cálculo da  $\Psi_b$  nos solos analisados. Cabe mencionar que, ao menos dois dos solos analisados na seção 3, aproximam-se em granulometria do solo analisado no experimento de campo e, portanto, justifica-se o uso da opção  $\psi_b = \psi_i^{\frac{1}{6}}$  ( $x=6$ ). Nesse sentido, o modelo foi denominado de GAM6 para indicar essa condição. Apenas para que o GAM6 pudesse ser comparado com o modelo GA original, também foi utilizada a opção  $\Psi_b = \Psi_i$ . O sistema natural utilizado consistiu em um volume tridimensional de solo em área agrícola cultivada no inverno e verão. Neste sistema, parte da água da precipitação é retida pela cobertura viva (dossel das plantas) e morta (resíduos), antes de atingir a superfície do solo e se constituir uma variável de entrada da equação de GA (Equação (7)) (Figura 10). A quantificação da água retida nesses dois compartimentos foi feita utilizando equações disponíveis na literatura, que requereram a medição da precipitação, da área foliar das plantas e da massa de resíduos presente sobre no solo. Além disso, a lâmina de água que pode se acumular na superfície do solo e que faz surgir o potencial de pressão ( $h$ , da Equação (7)) foi quantificada e subtraída do escoamento superficial de água acumulado observado ( $E_o$ , cm) (Equação (20)). Para isso,  $h$  também foi estimado por meio de equações disponíveis na literatura, as quais requereram a quantificação da rugosidade e da declividade da superfície do solo. Os parâmetros hidráulicos, que são os mesmos para os modelos GA, GAM6 e Hydrus, ou seja,  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $n$  e  $K$ , foram quantificados no perfil do volume tridimensional de solo. Neste estudo, o  $E_o$  foi medido e usado como variável resposta para avaliação e calibração do modelo GAM6, porque

a infiltração acumulada não foi medida. Por fim, os modelos GA, GAM6 e Hydrus foram avaliados e comparados com base na sua eficiência para estimar o E.

Figura 10 – Esquema simplificado do sistema utilizado para obtenção dos parâmetros do sistema.



Fonte: Autora (2017).

#### 4.1.2 Caracterização da área experimental e dos limites do sistema ao qual se fez o monitoramento e aplicação dos modelos GA, GAM6 e Hydrus

O estudo foi conduzido em duas megaparcelas (encostas) pareadas situadas na área experimental da Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO) de Júlio de Castilhos, região central do Estado do Rio Grande do Sul. A área experimental situa-se a 29°13'39" de latitude sul e a 53°40'38" de longitude oeste e a uma altitude de 514 m (LONDERO, 2015).

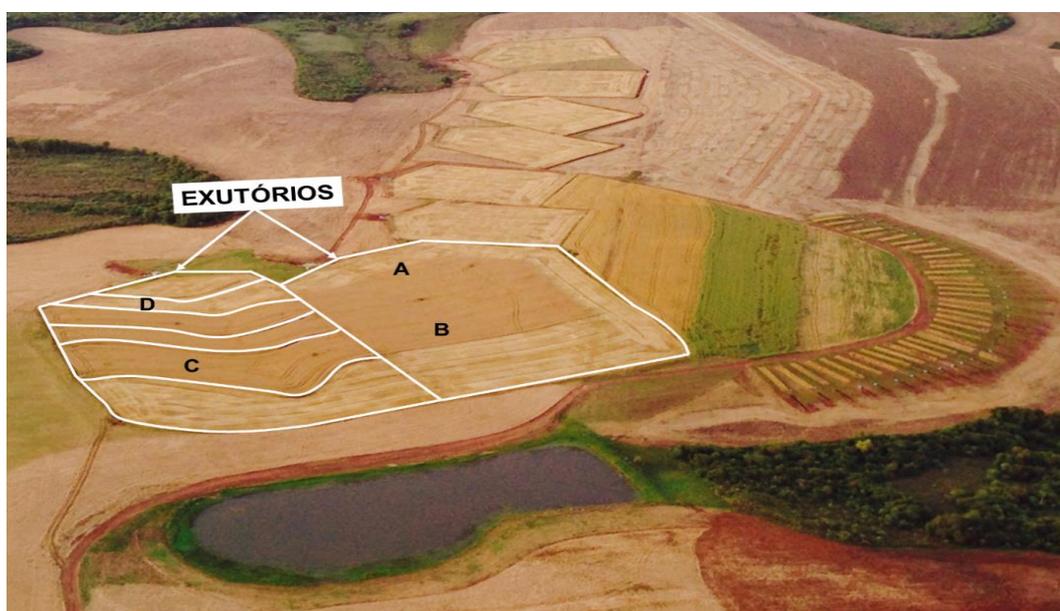
A precipitação média anual da região é de 1678 mm, distribuída regularmente ao longo das quatro estações climáticas do ano. O clima é do tipo Cfa, subtropical úmido, conforme a classificação de Köppen. O relevo é suave ondulado, formado por coxilhas.

O solo da área experimental é classificado como Nitossolo Vermelho (EMBRAPA, 2013), bem drenado e com baixa fertilidade natural (LONDERO, 2015).

As megaparcelas pareadas foram demarcadas em 2013 levando em consideração condições semelhantes de relevo e solo. Nesse sentido, os divisores de água das megaparcelas são naturais (topo e convexidades) (LONDERO, 2015), convergindo o escoamento de água para um exutório (Figura 11). Por outro lado, o fator que marcadamente as difere é a presença de terraços. A megaparcela sem terraços possui área de 2,43 ha e a megaparcela com terraços possui área de 2,35 ha.

Em cada megaparcela foram demarcados dois pontos amostrais, um na parte mais alta e outro na parte mais baixa do relevo (exutório) (Figura 11). Os pontos amostrais foram denominados A, B, C e D, sendo os pontos A e B situados na megaparcela sem terraços e os pontos C e D situados na megaparcela com terraços (Figura 11).

Figura 11 – Localização aproximada dos pontos amostrais A, B, C e D nas megaparcelas pareadas da área experimental da FEPAGRO, em Júlio de Castilhos, RS.



Fonte: Nativa Aviação (2015).

As megaparcelas são cultivadas em plantio direto com a sequência soja/trigo, desde 2014. Na Tabela 4 constam as datas de plantio e colheita de ambos os cultivos.

Tabela 4 – Datas de plantio e colheita do trigo e soja nas megaparcelas pareadas da área experimental da FEPAGRO, em Júlio de Castilhos, RS.

Plantio	Colheita
----- Trigo -----	
21/06/2015	16/11/2015
30/06/2016	*
----- Soja -----	
11/12/2015	18/04/2016
07/11/2016	02/04/2017

\* Não foi realizada a colheita devido a germinação insatisfatória das sementes.

O sistema de monitoramento e aplicação dos modelos foi constituído por um volume de solo com área superficial de 2 m<sup>2</sup> e profundidade entre 1,5 a 1,6 m, definido nos pontos A, B, C e D (Figura 11) das megaparcelas e vegetado com as culturas descritas na Tabela 4. Em uma das metades da superfície do solo do sistema foi instalada uma calha coletora do escoamento superficial de água. Sob a outra metade da superfície do solo do sistema foram instalados no perfil de solo sensores para medição do conteúdo de água no solo. A instalação foi feita após a coleta de amostras no perfil de solo para quantificação dos parâmetros hidráulicos dos modelos. Cabe salientar que a delimitação tridimensional do sistema serve apenas para dar ideia da disposição e abrangência espacial das observações, visto que os modelos GA, GAM6 e Hydrus foram aplicados considerando um sistema 1D, no qual considerou-se uma superfície unitária e profundidade igual à do sistema tridimensional. A seguir, apresenta-se a descrição dos procedimentos de condução do experimento.

#### **4.1.3 Coleta de solo e instalação de estruturas para o monitoramento do conteúdo de água no solo e escoamento superficial de água**

Nos pontos A, B, C e D foram abertas trincheiras com o auxílio de uma retroescavadeira até a profundidade máxima de 160 cm, em 05/01/2016. Em cada perfil de solo foram identificadas oito camadas homogêneas (Tabela 5), por meio de avaliação morfológica. No centro vertical de cada camada foram coletadas cinco amostras de solo com estrutura preservada em cilindros metálicos de aproximadamente 3,0 cm de altura e 5,7 cm de diâmetro (totalizando 160 amostras),

para determinação dos parâmetros hidráulicos dos modelos, e uma amostra com estrutura não preservada (totalizando 32 amostras) para caracterização textural.

Tabela 5 – Profundidade das camadas de solo homogêneas nos pontos A, B, C e D.

Camada	Ponto A	Ponto B	Ponto C	Ponto D
----- Profundidade (cm) -----				
1	0-10	0-10	0-10	0-10
2	10-30	10-25	10-25	10-30
3	30-45	25-40	25-40	30-50
4	45-60	40-60	40-60	50-75
5	60-75	60-80	60-80	75-100
6	75-90	80-105	80-105	100-120
7	90-120	105-130	105-130	120-140
8	120-150	130-160	130-160	140-160

Em cada camada de solo (Tabela 5) foi instalado um sensor FDR (Frequency Domain Reflectometry) (CS616) (Figura 12 a), conectado a armazenador de dados (Data Logger CR1000), para o monitoramento do conteúdo de água no solo. O sensor mede o período de tempo do pulso elétrico refletido em  $\mu\text{s}$  e converte em conteúdo volumétrico de água ( $\theta$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) por meio de equação de calibração fornecida pelo fabricante. Por meio de oito comparações entre  $\theta$  estimado pelo sensor ( $\theta_e$ ) e o  $\theta$  medido com coleta de solos ( $\theta_m$ ) (em diferentes datas e conteúdos de água no solo) foi gerada uma equação de correção do  $\theta$  ( $\theta_c$ ):

$$\theta_c = -1,5737\theta_e^2 + 1,6729\theta_e \quad (R^2 = 0,7182) \quad (19)$$

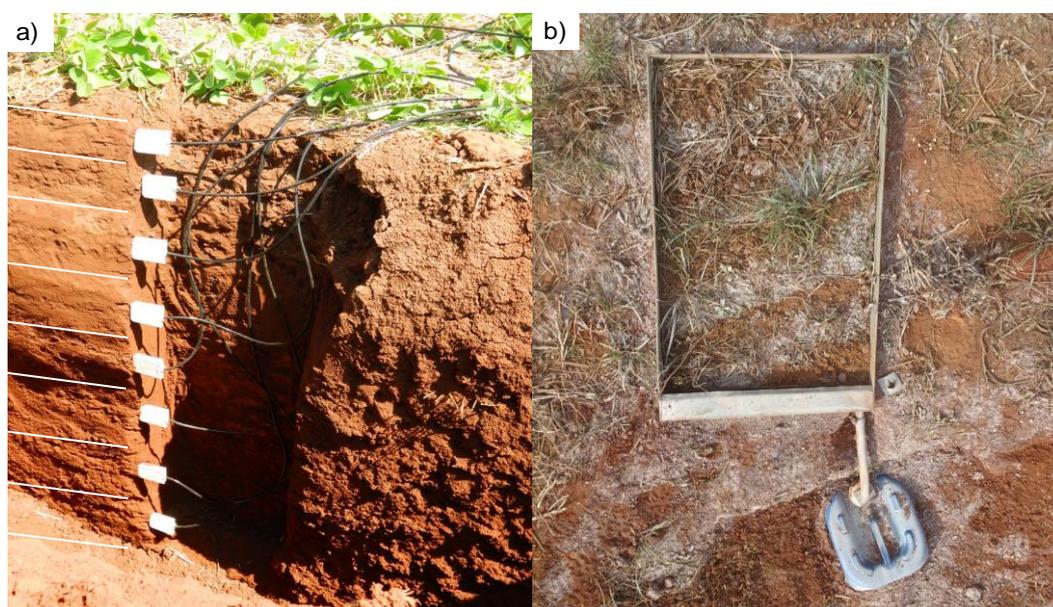
Ao fechar as trincheiras, procurou-se realocar o solo na mesma sequência para manter a distribuição das camadas. Além disso, o solo foi levemente compactado para evitar a ocorrência de fluxo preferencial de água.

Ao lado da posição de instalação dos sensores foi instalada uma calha de metal galvanizado de 50 cm de largura, 75 cm de comprimento e 15 cm de altura. Cabe mencionar que as calhas nos pontos A, C e D possuíam declividade de 5,62% e a calha no ponto B possuía declividade de 6,74%. Em cada calha foi acoplado um

recipiente plástico de 20 L para o armazenamento do  $E_o$  (Figura 12 b), sendo o volume total de água coletado ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) medido em provetas volumétricas. O  $E_o$  foi calculado pela divisão do  $V$  pela área da parcela ( $A$ ,  $\text{cm}^2$ ):

$$E_o = \frac{V}{A} \quad (20)$$

Figura 12 – Sensores para estimativa do conteúdo de água no solo (a) e calha acoplada a um reservatório para o armazenamento do escoamento superficial de água acumulado (b).



Fonte: Autora (2017).

#### 4.1.4 Análises físico-hídricas do solo

##### 4.1.4.1 Curva de retenção de água no solo

Para determinação da curva de retenção de água (CRA), 160 amostras de solo com estrutura preservada em cilindros metálicos foram preparadas em laboratório (o excedente de solo foi removido e fixado um pano na base do cilindro com um atílio de borracha), saturadas com água por capilaridade durante 24 h, pesadas para determinação do  $\theta_s$  e submetidas às  $\Psi$  de 60 e 100 cm em coluna de areia (REINERT e REICHERT, 2006) e 330 e 1000 cm em câmara de Richards. A massa das amostras em cada tensão foi registrada para determinação dos  $\theta$  relativos a cada tensão.

Após aplicação da tensão de 1000 cm, as amostras foram saturadas novamente para determinação da condutividade hidráulica de solo saturado (descrita a seguir) e, por fim, foram secas em estufa a 105 °C por 24 h para determinação da massa de solo seco e, conseqüentemente, do  $\theta$  nas  $\Psi$  de 60, 100, 330 e 1000 cm e da densidade do solo ( $D_s$ , g cm<sup>-3</sup>).

Para tensões maiores que 5000 cm, a relação entre o conteúdo de água gravimétrico (g g<sup>-1</sup>) e a  $\Psi$  foi determinada em psicrômetro de ponto de orvalho (WP4) (CAMPBELL et al., 2007; GUBIANI et al., 2013) por meio de 32 amostras com estrutura não preservada. O conteúdo gravimétrico de água foi multiplicado pela relação densidade do solo/densidade da água para ser expresso também em base volumétrica. Ao conjunto total de pares de  $\theta$  e  $\Psi$  foi ajustada a equação (8), descrita na seção 3.

#### 4.1.4.2 Condutividade hidráulica de solo saturado

A K foi determinada em permeâmetro de carga constante (EMBRAPA, 2011) em 160 amostras preservadas, com modificação da carga hidráulica, do tempo e do número de medições do volume percolado (Equação (21)) em relação a metodologia original. A coleta e medição do volume de água percolado através das amostras de solo foram realizadas mediante aplicação de carga hidráulica constante de 2,87 cm de coluna d'água, com três medições em intervalos de 5 min.

$$K = \frac{\bar{V}H}{A(H+h)t} \quad (21)$$

em que:  $\bar{V}$  é a média do volume percolado (cm<sup>3</sup>); H é a altura (cm) do cilindro metálico com a amostra de solo e h é a lâmina de água (2,87 cm).

#### 4.1.4.3 Porosidades e densidade do solo

A determinação da porosidade total ( $P_t$ , cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>), macroporosidade ( $M_a$ , cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>), microporosidade ( $M_i$ , cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>) e densidade do solo ( $D_s$ , g cm<sup>-3</sup>) foram realizadas nas 160 amostras com estrutura preservada utilizadas na determinação da

CRA. A  $P_t$  foi considerada igual ao  $\theta_s$ ; a  $M_i$  igual ao  $\theta_{60}$ ; a  $M_a$  foi calculada pela diferença entre a  $P_t$  e  $M_i$ , e a  $D_s$  foi calculada pela razão entre a massa do solo seco em estufa e o volume do solo (volume do cilindro) (EMBRAPA, 2011).

#### 4.1.4.4 *Análise granulométrica*

A análise granulométrica foi realizada em 64 amostras com estrutura deformada (duas por camada de solo). O preparo e a dispersão das amostras de solo foram realizados conforme os protocolos adotados pelo Laboratório de Física do Solo da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) (SUZUKI et al., 2015). Foram pesadas 20 g de terra fina seca ao ar (TFSA), alocadas em frascos snap-cap juntamente com duas esferas de nylon para auxiliar na dispersão mecânica e adicionadas 60 ml de solução dispersante (NaOH 1%). Os frascos foram levados para agitador horizontal, no qual permaneceram durante 4 h com uma frequência de 120 rpm. Outras 20 g de TFSA foram colocadas em recipientes metálicos e levadas à estufa a 105°C até peso constante para determinar o conteúdo gravimétrico de água das amostras.

Após agitação, cada amostra foi lavada em peneira de 0,053 mm (abertura de malha) para separação da fração areia ( $0,05 \leq \Phi < 2$  mm) e seca em estufa a 105°C até peso constante. As frações silte ( $0,002 \leq \Phi < 0,05$  mm) e argila ( $\Phi < 0,002$  mm) foram recolhidas para separação por sedimentação conforme o método da pipeta, baseado na diferença do tempo de queda para partículas de diferentes tamanhos em meio viscoso, segundo a Lei de Stokes (GEE e BAUDER, 1986). Nesse sentido, a fração argila foi determinada por pipetagem e a fração silte pela diferença das massas de terra fina seca em estufa (TFSE) e areia total mais argila total.

#### 4.1.5 **Determinação da cobertura vegetal e características da superfície do solo**

Foram realizadas medições de área foliar (AF) da cobertura vegetal (soja e trigo), rugosidade aleatória (RR) da superfície e quantificação dos resíduos culturais acumulados sobre o solo em alguns momentos no decorrer de aproximadamente um ano. Essas medições foram utilizadas para determinar quanto da precipitação total pode ficar retida no dossel vegetal, nos resíduos culturais e nas depressões da superfície do solo.

#### 4.1.5.1 Área foliar e Índice de área foliar

A área foliar (AF, cm<sup>2</sup>) por planta de soja (*Glycine Max* (L) Merrill) foi determinada por meio de medições lineares do comprimento (C, cm) e maior largura (L, cm) do folíolo central dos trifólios da planta, integrando para o total de folhas (n) a equação (22) obtida por Richter et al. (2014) para folhas individuais. Em cada ponto amostral (A, B, C e D) foram realizadas medições em três plantas de soja situadas dentro das calhas, em diferentes estádios fenológicos (27/01/2016; 23/02/2016 e 15/03/2016).

$$AF = \sum_{i=1}^n (2,0185 C_i L_i) \quad (22)$$

A AF por planta de trigo (*Triticum* spp) foi determinada por meio de medições de C e L de todas as folhas da planta, integrando para o total de folhas (n) a equação (23) obtida por Chanda e Singh (2002) para folhas individuais. Em cada ponto amostral (A, B, C e D) foram realizadas medições em três plantas de trigo situadas dentro das calhas, em diferentes estádios fenológicos (07/09/2016; 06/10/2016 e 28/10/2016).

$$AF = \sum_{i=1}^n (0,56 + 0,75 C_i L_i) \quad (23)$$

O índice de área foliar (IAF, cm<sup>2</sup> cm<sup>-2</sup>) foi calculado pelo produto da média da AF por planta pela razão planta por área da calha:

$$IAF = \frac{\sum_{i=1}^w AF_i}{w} \frac{N}{A} \quad (24)$$

em que: w é o número de plantas nas quais se mediu AF (cm<sup>2</sup>); N é o total de plantas dentro da calha e A é a área da calha (3750 cm<sup>2</sup>).

Conforme mencionado anteriormente, foram realizadas três medições de AF nos pontos A, B, C e D para cada um dos cultivos. Assim, o IAF da soja para os

eventos de precipitação com escoamento superficial de água foi estimado por meio de interpolação polinomial nos pontos A (Equação (25)), B (Equação (26)), C (Equação (27)) e D (Equação (28)), a partir dos valores medidos:

$$IAF = -0,0019D_i^2 + 0,1259D_i + 1,2630 \quad (25)$$

$$IAF = -0,0038D_i^2 + 0,2250D_i + 1,2398 \quad (26)$$

$$IAF = -0,0014D_i^2 + 0,0923D_i + 1,9984 \quad (27)$$

$$IAF = -0,0014D_i^2 + 0,1015D_i + 2,3420 \quad (28)$$

em que:  $D_i$  é o número de dias posteriores à primeira medição de AF.

Do mesmo modo, o IAF do trigo para os eventos de precipitação com escoamento superficial de água foi estimado por meio de interpolação polinomial nos pontos A (Equação (29)), B (Equação (30)), C (Equação (31)) e D (Equação (32)), a partir dos valores medidos:

$$IAF = -0,0022D_i^2 + 0,1112D_i + 0,6392 \quad (29)$$

$$IAF = -0,0018D_i^2 + 0,1085D_i + 0,2738 \quad (30)$$

$$IAF = -0,0007D_i^2 + 0,0496D_i + 0,1711 \quad (31)$$

$$IAF = -0,0013D_i^2 + 0,0786D_i + 0,3916 \quad (32)$$

#### 4.1.5.2 *Rugosidade aleatória da superfície*

A rugosidade aleatória (RR, cm) da superfície foi determinada dentro das calhas, por meio de um microperfilômetro (largura útil de 28,5 cm; 48 varetas de 0,25 cm de diâmetro cada e espaçamento entre as varetas de 0,5 cm). Com as medidas de cota (z, cm), a rugosidade foi calculada com a equação sugerida por Kamphorst et al. (2000):

$$RR = \left[ \frac{1}{rd} \sum_{i=1}^{rd} (z_i - \bar{z})^2 \right]^{1/2} \quad (33)$$

em que: RR é a rugosidade aleatória (cm),  $z_i$  é a cota da i-ésima haste do microperfilômetro,  $\bar{z}$  é a média das cotas e rd é o número total de leituras.

As medições foram realizadas em 15/03/16 e 06/10/16. A variação temporal da RR em cada ponto foi pequena entre as duas medições (diferenças absolutas de 0,13; 0,11; 0,25 e 0,31 cm para os pontos A, B, C e D, respectivamente). Portanto, em todas as simulações foi utilizado um valor médio das duas medições de cada ponto, cujos valores são 0,96; 0,71; 0,73 e 0,93 cm para os pontos A, B, C e D, respectivamente.

#### 4.1.5.3 *Quantificação dos resíduos culturais sobre o solo*

Foram coletadas três amostras de resíduos culturais em cada ponto amostral no dia 23/02/2016 (a soja encontrava-se no estágio reprodutivo). A área para a coleta dos resíduos culturais foi delimitada por meio de um gabarito de metal vazado de 0,3750 m<sup>2</sup>. No laboratório as amostras foram colocadas em sacos de papel e secas em estufa a 60°C até peso constante para determinação da massa seca (ms, kg). O procedimento para a quantificação dos resíduos culturais no período em que o trigo encontrava-se implantado foi o mesmo, sendo a coleta realizada no dia 07/09/2016 (o trigo encontrava-se no estágio vegetativo). Os resultados de ms foram expressos por hectare:

$$M = \frac{ms}{A_g} 10^4 \quad (34)$$

em que: M é a massa (kg ha<sup>-1</sup>) de resíduos; A<sub>g</sub> é a área (m<sup>2</sup>) do gabarito onde ms foi coletada; o fator 10<sup>4</sup> converte kg m<sup>-2</sup> para kg ha<sup>-1</sup>.

Conforme mencionado anteriormente foi realizada uma medição de M para cada um dos cultivos. Nesse sentido, para os diferentes eventos de precipitação em que houve escoamento superficial, a M foi estimada por meio de interpolação linear a partir dos valores das duas medições.

#### 4.1.5.4 Armazenamento da precipitação na vegetação e na superfície do solo

O armazenamento máximo e o armazenamento atual da precipitação no dossel e nos resíduos, para as culturas de soja e trigo, foram calculados com as equações sugeridas por Kozak et al. (2007):

$$S^c_{\max} = 0,935 + 0,498IAF - 0,00575IAF^2 \quad (35)$$

em que: S<sup>c</sup><sub>max</sub> é o armazenamento máximo da precipitação (mm) no dossel vegetal.

$$S^c = C^c S^c_{\max} (1 - e^{-P/S^c_{\max}}) \quad (36)$$

em que: S<sub>c</sub> é o armazenamento atual da precipitação (mm) pelo dossel vegetal; C<sub>c</sub> (adimensional) é a fração de solo coberta pelo dossel e P é a precipitação acumulada (mm) antes de ser interceptada pela cobertura vegetal.

$$S^r_{\max} = a_w M \quad (37)$$

em que: S<sup>r</sup><sub>max</sub> é o armazenamento máximo da precipitação (mm) nos resíduos culturais e a<sub>w</sub> (0,000355 mm ha kg<sup>-1</sup>) é um coeficiente empírico.

$$S^r = C^r S^r_{\max} \left\{ 1 - \exp \left[ \frac{-a^r (P - S^c)}{S^r_{\max}} \right] \right\} \quad (38)$$

em que:  $S^r$  é o armazenamento atual da precipitação (mm) pelos resíduos culturais;  $C^r$  (adimensional) é a fração de solo coberto pelos resíduos e  $a^r$  (adimensional) é um coeficiente empírico de cobertura que depende da cultura. Segundo Kozak et al. (2007) o coeficiente  $a^r$  para ambos os cultivos (soja e trigo) é 1,25.

Os coeficientes  $C^c$  (Equação (36)) e  $C^r$  (Equação (38)) foram estimados com o software AreaMed (GUBIANI, 2016), em imagens digitais da cobertura (soja/trigo e resíduos) presente na área das calhas, em diferentes momentos do ano. O coeficiente  $C^c$  para os diferentes eventos de precipitação em que houve escoamento foi estimado por meio de interpolação polinomial (Equação (39)) das medições, sendo usado para todos os pontos (A, B, C e D).

$$C^c = 0,0000003 D_i^3 - 0,0001201 D_i^2 + 0,1024892 D_i + 0,2728520 \quad (39)$$

Por outro lado, devido à maior dificuldade de estimar com precisão o coeficiente  $C^r$  em diferentes períodos (em todas as imagens digitais), foram utilizados dois valores estimados para os pontos A, B, C e D.

A precipitação acumulada efetiva ( $P_{ef}$ , mm) que atinge a superfície do solo foi calculada descontando-se as interceptações no dossel e nos resíduos:

$$P_{ef} = P - S^c - S^r \quad (40)$$

O armazenamento máximo da precipitação nas depressões do solo foi calculado por meio da equação sugerida por Kamphorst et al. (2000):

$$h_{max} = 0,1120 + 0,0310RR^2 - 0,0120RRS \quad (41)$$

em que:  $h_{max}$  é o armazenamento máximo da precipitação (mm) nas depressões do solo e  $S$  é a declividade (%) do terreno.

O valor de  $h_{max}$  é o limite de  $h$  da equação (7), o qual é computado no algoritmo a cada passo de tempo da simulação, acumulando o excedente de água que não infiltra.

#### 4.1.6 Precipitação

A precipitação foi monitorada de janeiro a outubro de 2016. Nesse período, um conjunto de treze eventos de precipitação produziram escoamento medido nas calhas e constituem os eventos utilizados neste estudo. Os dados de  $P$  foram obtidos por meio de um pluviômetro e pluviógrafo acoplado a um armazenador de dados (Data Logger SL2000MIM), ambos localizados próximos ao exutório da megaparcela sem terraços. O pluviógrafo dispõe de um mecanismo eletrônico de registro de dados de precipitação a cada 2 min.

#### **4.1.7 Simulações com os modelos GA, GAM6 e Hydrus**

Para cada evento de precipitação, a infiltração foi simulada com os modelos GA, GAM6 e Hydrus. Para os três modelos, a precipitação efetiva acumulada que atinge a superfície do solo,  $P_{ef}$ , foi convertida em intensidade de precipitação efetiva ( $p_{ef}$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ) para intervalos discretos de 2 min, que foi o intervalo de medição de  $P$  pelo pluviógrafo. Os parâmetros hidráulicos do solo de cada ponto foram os mesmos em todos os eventos. Os parâmetros da cobertura vegetal e o  $\theta_i$  foram os particulares de cada data dos eventos de precipitação.

#### **4.1.8 Calibração do modelo GAM6**

A variável medida utilizada para calibração do modelo GAM6 foi o  $E$ , pois a  $I$  não foi medida e, portanto, pode apenas ser deduzida da diferença entre  $P_{ef}$  e  $E_o$ . A calibração do modelo GAM6 foi feita modificando-se apenas a  $K$ , por ser um parâmetro de grande variabilidade espacial (constatada a partir dos valores medidos) e por ser o parâmetro para qual o modelo é mais sensível (Apêndice 1). Durante a calibração, a  $K$  foi sendo modificada manualmente até que o escoamento acumulado estimado ( $E_e$ ) se aproximasse do  $E_o$ . Esse procedimento foi feito para o conjunto dos treze eventos de precipitação e não separadamente por evento, para que o modelo GAM6 calibrado possa ser utilizado com menor dependência do tipo de evento.

#### **4.1.9 Análise estatística**

O desempenho dos modelos foi avaliado por meio da RMSE, conforme equação (17), descrita na seção 3. Todavia, foram utilizados os escoamentos observado e estimado, em substituição a  $I_{eH}$  e a  $I_{eG}$  da equação (17), respectivamente.

## 4.2 RESULTADOS E DICUSSÃO

Conforme mencionado na seção 4.1.2, o solo da área de estudo é classificado como Nitossolo Vermelho (EMBRAPA, 2013). Em termos de classe textural, houve distinção entre o solo nos pontos A, B, C e D (Tabela 6). Nos pontos B e C, localizados na mesma posição do relevo (Figura 11), as classes texturais do solo foram as mesmas (média, argilosa e muito-argilosa) (Tabela 6). No entanto, essa sequência não se repetiu nos pontos A e D, localizados também na mesma posição do relevo (Figura 11). No ponto A as classes texturais variaram de argilosa a muito-argilosa, e no ponto D variaram de média a argilosa (Tabela 6).

Tabela 6 – Composição granulométrica e classificação textural do solo nos pontos A, B, C e D.

(continua)

Camada	Profundidade	Areia	Silte	Argila	Classe textural <sup>(1)</sup>
	cm	----- % -----			
Ponto A					
1	0-10	30,41	26,23	43,36	Argilosa
2	10-30	30,03	22,62	47,35	Argilosa
3	30-45	22,20	22,93	54,87	Argilosa
4	45-60	17,59	20,12	62,29	Muito-argilosa
5	60-75	11,67	16,33	72,00	Muito-argilosa
6	75-90	12,08	26,95	60,97	Muito-argilosa
7	90-120	7,41	23,44	69,15	Muito-argilosa
8	120-150	7,97	17,05	74,98	Muito-argilosa

Tabela 6 – Composição granulométrica e classificação textural do solo nos pontos A, B, C e D.

Camada	Profundidade cm	Areia ----- % -----	Silte	Argila	(conclusão)
					Classe textural <sup>(1)</sup>
Ponto B					
1	0-10	39,67	26,72	33,61	Média
2	10-25	36,08	24,26	39,66	Argilosa
3	25-40	31,48	23,43	45,09	Argilosa
4	40-60	25,79	21,01	53,20	Argilosa
5	60-80	18,93	16,16	64,91	Muito-argilosa
6	80-105	14,13	11,94	73,93	Muito-argilosa
7	105-130	15,46	13,75	70,79	Muito-argilosa
8	130-160	17,55	16,39	66,06	Muito-argilosa
Ponto C					
1	0-10	38,45	29,88	31,67	Média
2	10-25	37,86	27,25	34,89	Média
3	25-40	33,43	26,32	40,25	Argilosa
4	40-60	28,86	27,10	44,04	Argilosa
5	60-80	23,96	24,62	51,42	Argilosa
6	80-105	16,82	20,20	62,98	Muito-argilosa
7	105-130	16,38	13,87	69,75	Muito-argilosa
8	130-160	19,08	21,01	59,91	Argilosa
Ponto D					
1	0-10	39,28	32,71	28,01	Média
2	10-30	36,58	29,75	33,67	Média
3	30-50	31,61	31,24	37,15	Argilosa
4	50-75	26,77	27,75	45,48	Argilosa
5	75-100	18,93	30,31	50,76	Argilosa
6	100-120	16,54	26,92	56,54	Argilosa
7	120-140	21,82	34,59	43,59	Argilosa
8	140-160	19,10	37,56	43,34	Argilosa

<sup>(1)</sup> Conforme triângulo textural proposto por Streck et al. (2008).

Os parâmetros hidráulicos do solo nos pontos A, B, C e D (Tabela 7) refletem parcialmente as diferenças na composição granulométrica das camadas (Tabela 6). O  $\theta_s$  (Tabela 7) é o parâmetro que tem maior relação com os teores de argila das

camadas (Tabela 6), aumentando à medida que aumenta o teor de argila em profundidade. De maneira oposta e coerentemente, a  $D_s$  (Tabela 7) decresce em profundidade com o aumento do teor de argila (Tabela 6).

Em solos sob semeadura direta, alterações na estrutura do solo decorrentes do manejo podem ser perceptíveis até 50 cm de profundidade (KLEIN e LIBARDI, 2002). Mudanças relacionadas ao aumento da compactação são verificadas principalmente entre 7 e 15 cm (SUZUKI et al., 2008). Considerando os dados até a profundidade de 60 cm (quarta camada) em todos os pontos, observou-se que a  $K$  é menor na segunda camada nos pontos C e D e coincide com as maiores  $D_s$  (Tabela 7). No ponto A, a  $K$  da segunda camada (que tem a maior  $D_s$ ) é a segunda menor, pois a menor  $K$  ocorreu na terceira camada (Tabela 7). Mesmo assim, as menores  $K$  ocorreram nas duas camadas com maior  $D_s$ . No ponto B, a segunda camada, que tem a maior  $D_s$ , também teve a maior  $K$ , contrariando a relação esperada entre  $D_s$  e  $K$  (Tabela 7). Essa discrepância possivelmente ocorreu em função da variabilidade da  $K$  ser grande dentro da mesma camada de um perfil de solo (PEREIRA et al., 2016). Portanto, nesse caso, provavelmente a  $K$  medida não representou adequadamente a condição hidráulica da segunda camada do ponto B.

Nos pontos A, C e D, e até a profundidade de 60 cm, fica claro que a maior  $D_s$  da segunda camada implica em menor capacidade total de armazenamento de água (menor  $\theta_s$ ) e menor capacidade de transmitir água para as camadas subjacentes (menor  $K$ ) (Tabela 7). Nesse sentido, em termos de fatores de solo apenas, a segunda das quatro primeiras camadas é a mais restritiva à infiltração de água. No ponto B, a segunda camada tem menor capacidade total de armazenamento de água, mas maior capacidade de transmitir água para as camadas subjacentes (Tabela 7). Nas camadas abaixo de 60 cm de profundidade, não há relação clara entre  $D_s$ ,  $K$  e  $\theta_s$ , provavelmente porque há menor interferência do manejo do solo (Tabela 7).

Tabela 7 – Parâmetros hidráulicos e densidade do solo nos pontos A, B, C e D.

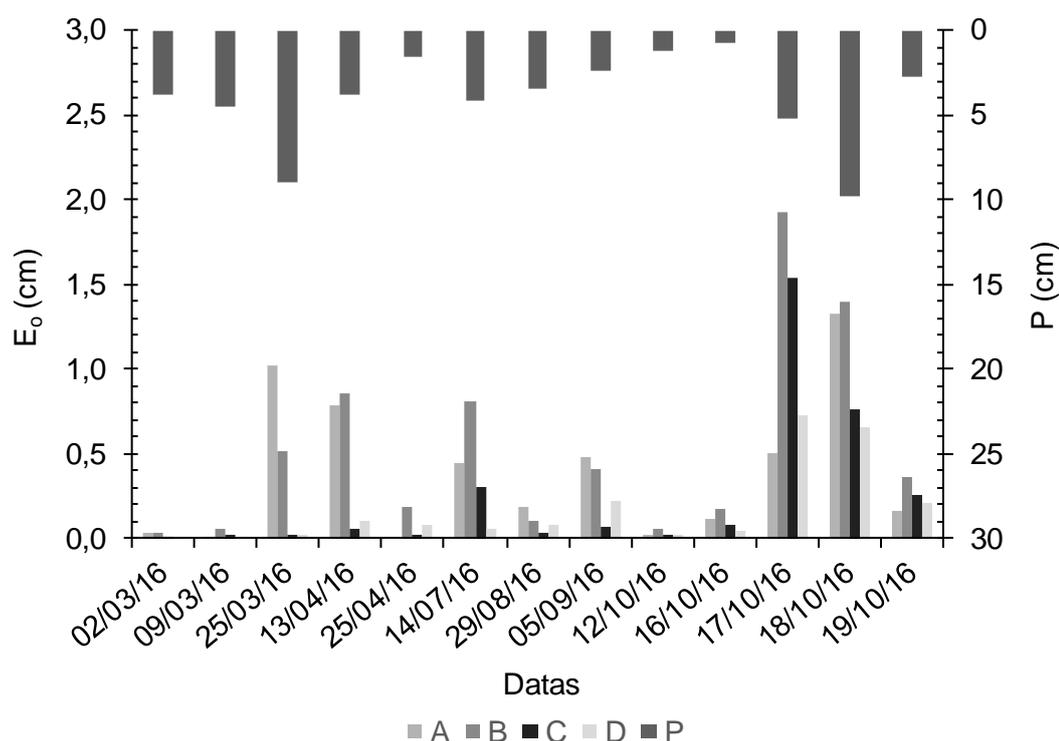
Camada	Profundidade cm	D <sub>s</sub> g cm <sup>-3</sup>	θ <sub>s</sub> -- cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> --	θ <sub>r</sub>	α cm <sup>-1</sup>	n -	K <sup>(1)</sup> cm min <sup>-1</sup>
Ponto A							
1	0-10	1,39	0,44	0,00	0,010	1,15	0,047
2	10-30	1,55	0,40	0,00	0,009	1,11	0,025
3	30-45	1,42	0,42	0,00	0,013	1,11	0,017
4	45-60	1,36	0,46	0,00	0,031	1,09	0,080
5	60-75	1,29	0,48	0,00	0,011	1,09	0,050
6	75-90	1,21	0,50	0,00	0,003	1,15	0,035
7	90-120	1,17	0,51	0,00	0,001	1,18	0,079
8	120-150	1,10	0,52	0,24	0,001	1,87	0,007
Ponto B							
1	0-10	1,41	0,42	0,00	0,019	1,16	0,096
2	10-25	1,56	0,38	0,00	0,021	1,12	0,148
3	25-40	1,42	0,41	0,00	0,018	1,12	0,009
4	40-60	1,37	0,44	0,00	0,046	1,10	0,038
5	60-80	1,35	0,45	0,00	0,026	1,09	0,008
6	80-105	1,30	0,47	0,00	0,011	1,10	0,015
7	105-130	1,27	0,49	0,00	0,030	1,08	0,123
8	130-160	1,28	0,47	0,00	0,012	1,11	0,023
Ponto C							
1	0-10	1,39	0,45	0,00	0,046	1,14	0,753
2	10-25	1,60	0,37	0,00	0,032	1,12	0,367
3	25-40	1,38	0,42	0,00	0,089	1,12	1,396
4	40-60	1,35	0,42	0,06	0,080	1,15	1,921
5	60-80	1,39	0,43	0,00	0,092	1,08	0,140
6	80-105	1,27	0,49	0,00	0,083	1,08	0,167
7	105-130	1,24	0,50	0,00	0,146	1,07	0,395
8	130-160	1,22	0,50	0,00	0,074	1,10	0,717
Ponto D							
1	0-10	1,49	0,42	0,00	0,067	1,14	1,710
2	10-30	1,58	0,37	0,00	0,030	1,11	0,071
3	30-50	1,51	0,38	0,00	0,044	1,11	0,505
4	50-75	1,51	0,46	0,17	12,162	1,12	6,207
5	75-100	1,28	0,47	0,00	0,021	1,11	0,470
6	100-120	1,30	0,46	0,00	0,018	1,09	1,340
7	120-140	1,18	0,46	0,00	0,003	1,19	0,448
8	140-160	1,17	0,46	0,00	0,005	1,14	0,430

D<sub>s</sub>: densidade do solo (g cm<sup>-3</sup>); θ<sub>s</sub>: conteúdo de saturação (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>) de água no solo; θ<sub>r</sub>: conteúdo residual (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>) de água no solo; α (cm<sup>-1</sup>) e n (adimensional): coeficientes ajustados por análise de regressão e K<sup>(1)</sup>: condutividade hidráulica (cm min<sup>-1</sup>) de solo saturado medida.

Para os treze eventos de precipitação utilizados, ocorridos entre janeiro e outubro de 2016, as três maiores P ocorreram nos dias 18/10/2016, 25/03/2016, e

17/10/2016 respectivamente (Figura 13). Analisando o  $E_o$  também nessas datas, verifica-se que, no ponto A, o maior  $E_o$  ocorreu no dia 18/10/2016 e nos pontos B, C e D o maior  $E_o$  ocorreu no dia 17/10/2016. Portanto, a maior P não resultou nos maiores  $E_o$ , evidenciando que não há uma boa correlação entre P e  $E_o$  (Figura 13).

Figura 13 – Precipitação acumulada (P, cm) e escoamento observado acumulado ( $E_o$ , cm) nos pontos A, B, C e D.

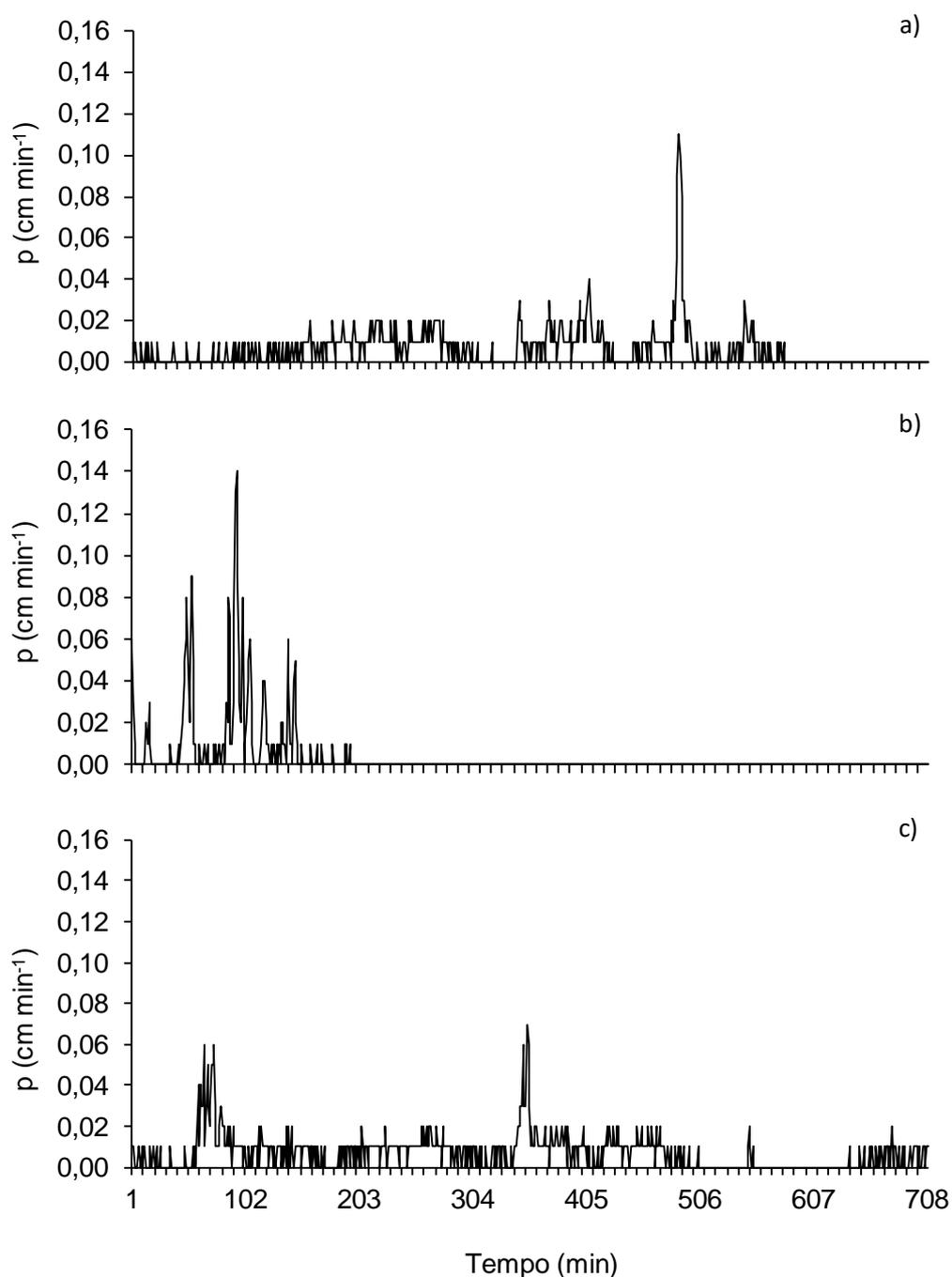


Fonte: Autora (2017).

A intensidade da precipitação ( $p$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ) dos dias 25/03/2016, 17/10/2016 e 18/10/2016, ilustrada na Figura 14, demonstra que esses eventos possuem padrões bem distintos. O evento do dia 25/03/2016 (Figura 14 a) durou 581 min com  $p$  máxima de  $0,11 \text{ cm min}^{-1}$ . O evento do dia 17/10/2016 (Figura 14 b) durou 193 min com  $p$  máxima de  $0,14 \text{ cm min}^{-1}$ . Nesse evento, ainda ocorreram outros quatro momentos onde a  $p$  se destacou, porém, nesses casos a  $p$  foi inferior a  $0,14 \text{ cm min}^{-1}$  (Figura 14 b). Por outro lado, o evento do dia 18/10/2016 (Figura 14 c) durou 708 min com  $p$  máxima de apenas  $0,07 \text{ cm min}^{-1}$ . Em vista disso, os maiores  $E_o$  nos pontos B, C e D (Figura 13), possivelmente têm relação com a alta  $p$  no evento do dia 17/10/2016 (Figura 14 b). No entanto, no ponto A essa relação não ficou evidente, uma vez que

nesse ponto o maior  $E_o$  coincidiu com a maior  $P$  (Figura 13). Além disso, dentre os eventos analisados, o evento do dia 25/03/2016 teve a segunda maior  $p$  e, apesar disso, não resultou nos maiores  $E_o$ . Portanto, também não há uma correlação direta entre  $p$  e  $E_o$ .

Figura 14 – Intensidade da precipitação ( $p$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ) nos eventos dos dias 25/03/2016 (a), 17/10/2016 (b) e 18/10/2016 (c).



Para as simulações com os modelos GA e GAM6 foram utilizadas todas as variáveis contidas nas Tabelas 8, 9, 10 e 11 para os pontos A, B, C e D, respectivamente. Todavia, nas simulações com o Hydrus, apenas o  $\theta_i$  foi utilizado, uma vez que a precipitação utilizada no Hydrus foi a precipitação efetiva obtida do algoritmo de aplicação dos modelos GA e GAM6.

Os coeficientes empíricos  $a_w$  da equação (37) e  $a'$  da equação (38) foram considerados constantes para todos os pontos amostrais e eventos de precipitação. Entre os pontos houve diferenças no  $\theta_i$ , IAF,  $C_c$ , M,  $C_r$ , RR e S. Destes parâmetros, a RR e a S permaneceram constantes para todos os eventos de precipitação.

Para avaliar a condição de  $\theta_i$ , foi usado  $\theta$  na tensão de 100 cm, como um estimador do  $\theta$  de capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ). Nas diferentes camadas dos pontos A, B, C e D, o  $\theta_{cc}$  variou de 0,26 a 0,48  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ . Todavia, em poucos eventos de precipitação e profundidades o  $\theta_i$  foi inferior ao  $\theta_{cc}$ , mesmo nas camadas superficiais. Além disso, raros foram os casos em que o  $\theta_i$  foi inferior a 0,2  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , e apenas nas camadas superficiais (Tabelas 8, 9, 10 e 11). Em vista disso, o  $\theta_i$  de todos os pontos e eventos indica condição de solo úmido e, conseqüentemente, mais favorável à ocorrência de escoamento superficial.

Quanto ao IAF, a variação entre os eventos monitorados ocorreu em função da presença ou ausência de vegetação (soja/trigo) (Tabelas 8, 9, 10 e 11). No primeiro evento de precipitação monitorado em 02/03/2016, a soja encontrava-se no ápice de seu crescimento. Posteriormente, realizou-se a colheita da soja e o solo permaneceu em pousio até a implantação do trigo (Tabela 4). Nesse sentido, o IAF que inicialmente era alto decresceu até zero, em seguida, aumentou com a implantação do trigo e decresceu novamente após o trigo atingir o ápice de seu crescimento (Tabelas 8, 9, 10 e 11). Esse comportamento repetiu-se para a  $C_c$ , pois esse parâmetro varia em função do dossel vegetal (Tabelas 8, 9, 10 e 11). Diferentemente, a M apenas decresceu do primeiro até o último evento de precipitação monitorado (Tabelas 8, 9, 10 e 11). Nos primeiros eventos de precipitação monitorados, quando a M era alta, encontrava-se sobre o solo o resíduo do trigo cultivado em 2015. Nesse sentido, o trigo provavelmente aporta sobre o solo uma quantidade maior de resíduos em relação a soja. Além disso, outro fator a ser considerado é a qualidade dos resíduos de ambas as culturas (soja e trigo), uma vez que isso afeta a persistência destes sobre o solo (GONÇALVES e CERETTA, 1999). Esse comportamento repetiu-se para a  $C_r$ , pois esse parâmetro varia em função dos resíduos.

Tabela 8 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto A para os eventos de precipitação monitorados.

Evento	Data	$\theta_{i1}$	$\theta_{i2}$	$\theta_{i3}$	$\theta_{i4}$	$\theta_{i5}$	$\theta_{i6}$	$\theta_{i7}$	$\theta_{i8}$	IAF	$C_c$	M	$a_w$	$C_r$	$a_r$	S	RR
Ponto A																	
1	02/03/2016	0,19	0,27	0,24	0,24	0,27	0,35	0,39	0,39	3,35	0,52	2053	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
2	09/03/2016	0,22	0,30	0,29	0,30	0,32	0,39	0,41	0,40	3,18	0,51	1996	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
3	25/03/2016	0,26	0,34	0,32	0,32	0,35	0,40	0,42	0,42	2,05	0,47	1867	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
4	13/04/2016	0,31	0,36	0,35	0,34	0,36	0,41	0,43	0,43	0,00	0,39	1712	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
5	25/04/2016	0,33	0,38	0,37	0,36	0,37	0,41	0,42	0,41	0,00	0,33	1615	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
6	14/07/2016	0,32	0,36	0,35	0,34	0,36	0,41	0,42	0,42	0,00	0,00	966	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
7	29/08/2016	0,35	0,39	0,38	0,37	0,38	0,42	0,43	0,41	0,00	0,10	593	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,96
8	05/09/2016	0,36	0,38	0,36	0,35	0,37	0,41	0,43	0,43	0,41	0,15	536	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,96
9	12/10/2016	0,17	0,28	0,27	0,30	0,33	0,39	0,41	0,40	1,84	0,61	235	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,96
10	16/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,36	0,37	0,41	0,43	0,41	1,63	0,68	203	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,96
11	17/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,35	0,37	0,41	0,43	0,43	1,57	0,70	195	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,96
12	18/10/2016	0,33	0,38	0,37	0,37	0,38	0,42	0,43	0,44	1,50	0,72	187	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,96
13	19/10/2016	0,37	0,39	0,41	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	1,43	0,74	179	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,96

$\theta_{i1}$ ,  $\theta_{i2}$ ,  $\theta_{i3}$ ,  $\theta_{i4}$ ,  $\theta_{i5}$ ,  $\theta_{i6}$ ,  $\theta_{i7}$  e  $\theta_{i8}$ : conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8, respectivamente; IAF: índice de área foliar ( $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$ );  $C_c$ : cobertura pelo dossel (adimensional); M: massa de resíduos ( $\text{kg ha}^{-1}$ );  $a_w$ : coeficiente empírico para o cálculo do armazenamento atual de água nos resíduos ( $\text{mm ha kg}^{-1}$ );  $C_r$ : cobertura pelo resíduo (adimensional);  $a_r$ : coeficiente empírico de cobertura pelo resíduo (adimensional); S: declividade do solo (%) e RR: rugosidade aleatória (cm) da superfície do solo.

Tabela 9 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto B para os eventos de precipitação monitorados.

Evento	Data	$\theta_{i1}$	$\theta_{i2}$	$\theta_{i3}$	$\theta_{i4}$	$\theta_{i5}$	$\theta_{i6}$	$\theta_{i7}$	$\theta_{i8}$	IAF	$C_c$	M	$a_w$	$C_r$	$a_r$	S	RR
Ponto B																	
1	02/03/2016	0,18	0,21	0,22	0,20	0,29	0,32	0,35	0,35	4,46	0,52	1380	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
2	09/03/2016	0,21	0,27	0,28	0,24	0,30	0,32	0,35	0,35	3,99	0,51	1352	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
3	25/03/2016	0,24	0,30	0,31	0,29	0,36	0,38	0,38	0,38	1,51	0,47	1287	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
4	13/04/2016	0,29	0,33	0,33	0,31	0,38	0,40	0,39	0,39	0,00	0,39	1209	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
5	25/04/2016	0,31	0,35	0,35	0,34	0,39	0,38	0,38	0,38	0,00	0,33	1161	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
6	14/07/2016	0,28	0,32	0,33	0,31	0,37	0,38	0,37	0,37	0,00	0,00	835	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
7	29/08/2016	0,24	0,29	0,30	0,28	0,35	0,37	0,37	0,37	0,00	0,10	648	0,0004	0,15	1,25	6,74	0,71
8	05/09/2016	0,33	0,34	0,35	0,33	0,39	0,40	0,39	0,39	0,05	0,15	619	0,0004	0,07	1,25	6,74	0,71
9	12/10/2016	0,21	0,25	0,26	0,25	0,33	0,37	0,37	0,37	1,87	0,61	469	0,0004	0,07	1,25	6,74	0,71
10	16/10/2016	0,32	0,35	0,35	0,34	0,38	0,37	0,37	0,37	1,77	0,68	453	0,0004	0,07	1,25	6,74	0,71
11	17/10/2016	0,32	0,34	0,35	0,33	0,39	0,39	0,37	0,37	1,73	0,70	448	0,0004	0,07	1,25	6,74	0,71
12	18/10/2016	0,32	0,35	0,36	0,35	0,40	0,41	0,40	0,41	1,70	0,72	444	0,0004	0,07	1,25	6,74	0,71
13	19/10/2016	0,36	0,37	0,40	0,37	0,41	0,42	0,41	0,41	1,66	0,74	440	0,0004	0,07	1,25	6,74	0,71

$\theta_{i1}$ ,  $\theta_{i2}$ ,  $\theta_{i3}$ ,  $\theta_{i4}$ ,  $\theta_{i5}$ ,  $\theta_{i6}$ ,  $\theta_{i7}$  e  $\theta_{i8}$ : conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8, respectivamente; IAF: índice de área foliar ( $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$ );  $C_c$ : cobertura pelo dossel (adimensional); M: massa de resíduos ( $\text{kg ha}^{-1}$ );  $a_w$ : coeficiente empírico para o cálculo do armazenamento atual de água nos resíduos ( $\text{mm ha kg}^{-1}$ );  $C_r$ : cobertura pelo resíduo (adimensional);  $a_r$ : coeficiente empírico de cobertura pelo resíduo (adimensional); S: declividade do solo (%) e RR: rugosidade aleatória (cm) da superfície do solo.

Tabela 10 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto C para os eventos de precipitação monitorados.

Evento	Data	$\theta_{i1}$	$\theta_{i2}$	$\theta_{i3}$	$\theta_{i4}$	$\theta_{i5}$	$\theta_{i6}$	$\theta_{i7}$	$\theta_{i8}$	IAF	$C_c$	M	$a_w$	$C_r$	$a_r$	S	RR
Ponto C																	
1	02/03/2016	0,23	0,24	0,24	0,20	0,33	0,32	0,30	0,36	3,51	0,52	1725	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
2	09/03/2016	0,25	0,27	0,30	0,25	0,35	0,32	0,30	0,36	3,41	0,51	1687	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
3	25/03/2016	0,44	0,36	0,42	0,42	0,43	0,48	0,49	0,50	2,64	0,47	1600	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
4	13/04/2016	0,31	0,32	0,33	0,35	0,39	0,37	0,36	0,39	0,00	0,39	1496	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
5	25/04/2016	0,32	0,33	0,34	0,35	0,39	0,36	0,35	0,38	0,00	0,33	1431	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
6	14/07/2016	0,29	0,30	0,32	0,33	0,38	0,35	0,34	0,37	0,00	0,00	994	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
7	29/08/2016	0,35	0,34	0,33	0,30	0,35	0,35	0,34	0,38	0,00	0,10	744	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,73
8	05/09/2016	0,32	0,32	0,34	0,35	0,39	0,37	0,36	0,39	0,07	0,15	705	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,73
9	12/10/2016	0,24	0,28	0,28	0,29	0,36	0,35	0,35	0,37	1,05	0,61	504	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,73
10	16/10/2016	0,30	0,31	0,32	0,31	0,36	0,35	0,34	0,37	1,04	0,68	482	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,73
11	17/10/2016	0,31	0,31	0,33	0,33	0,37	0,35	0,34	0,37	1,04	0,70	476	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,73
12	18/10/2016	0,32	0,33	0,34	0,35	0,39	0,37	0,36	0,38	1,03	0,72	471	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,73
13	19/10/2016	0,34	0,34	0,36	0,36	0,39	0,38	0,38	0,41	1,02	0,74	465	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,73

$\theta_{i1}$ ,  $\theta_{i2}$ ,  $\theta_{i3}$ ,  $\theta_{i4}$ ,  $\theta_{i5}$ ,  $\theta_{i6}$ ,  $\theta_{i7}$  e  $\theta_{i8}$ : conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8, respectivamente; IAF: índice de área foliar ( $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$ );  $C_c$ : cobertura pelo dossel (adimensional); M: massa de resíduos ( $\text{kg ha}^{-1}$ );  $a_w$ : coeficiente empírico para o cálculo do armazenamento atual de água nos resíduos ( $\text{mm ha kg}^{-1}$ );  $C_r$ : cobertura pelo resíduo (adimensional);  $a_r$ : coeficiente empírico de cobertura pelo resíduo (adimensional); S: declividade do solo (%) e RR: rugosidade aleatória (cm) da superfície do solo.

Tabela 11 – Conteúdo de água inicial no solo e parâmetros da vegetação e da superfície do solo no ponto D para os eventos de precipitação monitorados.

Evento	Data	$\theta_{i1}$	$\theta_{i2}$	$\theta_{i3}$	$\theta_{i4}$	$\theta_{i5}$	$\theta_{i6}$	$\theta_{i7}$	$\theta_{i8}$	IAF	$C_c$	M	$a_w$	$C_r$	$a_r$	S	RR
Ponto D																	
1	02/03/2016	0,19	0,19	0,26	0,34	0,38	0,37	0,42	0,42	4,18	0,52	1486	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
2	09/03/2016	0,24	0,27	0,31	0,36	0,39	0,37	0,42	0,42	4,14	0,51	1452	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
3	25/03/2016	0,28	0,30	0,34	0,39	0,42	0,40	0,43	0,43	3,52	0,47	1375	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
4	13/04/2016	0,32	0,32	0,36	0,40	0,42	0,41	0,44	0,44	0,00	0,39	1283	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
5	25/04/2016	0,34	0,34	0,37	0,41	0,43	0,40	0,43	0,43	0,00	0,33	1225	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
6	14/07/2016	0,30	0,32	0,35	0,40	0,42	0,40	0,43	0,43	0,00	0,00	837	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
7	29/08/2016	0,35	0,35	0,37	0,40	0,42	0,39	0,43	0,43	0,00	0,10	615	0,0004	0,15	1,25	5,62	0,94
8	05/09/2016	0,34	0,34	0,36	0,41	0,43	0,41	0,44	0,44	0,23	0,15	581	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,94
9	12/10/2016	0,17	0,28	0,27	0,30	0,33	0,39	0,41	0,40	1,55	0,61	402	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,94
10	16/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,36	0,37	0,41	0,43	0,41	1,48	0,68	382	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,94
11	17/10/2016	0,32	0,37	0,36	0,35	0,37	0,41	0,43	0,43	1,46	0,70	377	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,94
12	18/10/2016	0,33	0,37	0,37	0,37	0,38	0,42	0,43	0,44	1,43	0,72	373	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,94
13	19/10/2016	0,37	0,37	0,38	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	1,40	0,74	368	0,0004	0,07	1,25	5,62	0,94

$\theta_{i1}$ ,  $\theta_{i2}$ ,  $\theta_{i3}$ ,  $\theta_{i4}$ ,  $\theta_{i5}$ ,  $\theta_{i6}$ ,  $\theta_{i7}$  e  $\theta_{i8}$ : conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) inicial no solo para as camadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8, respectivamente; IAF: índice de área foliar ( $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$ );  $C_c$ : cobertura pelo dossel (adimensional); M: massa de resíduos ( $\text{kg ha}^{-1}$ );  $a_w$ : coeficiente empírico para o cálculo do armazenamento atual de água nos resíduos ( $\text{mm ha kg}^{-1}$ );  $C_r$ : cobertura pelo resíduo (adimensional);  $a_r$ : coeficiente empírico de cobertura pelo resíduo (adimensional); S: declividade do solo (%) e RR: rugosidade aleatória (cm) da superfície do solo.

Nas tabelas 12 e 13, observa-se que a lâmina de água interceptada no dossel vegetal ( $Int_D$ , cm) foi inferior a 5% da P na maioria dos eventos. Apenas nos eventos dos dias 12/10/2016 e 16/10/2016 esse valor foi maior, atingindo respectivamente 9,5 e 15,8% da P. Em contrapartida, a lâmina de água interceptada nos resíduos culturais ( $Int_R$ , cm) não foi maior que 0,5% da P. Esses resultados indicam que, sendo a parcela da P interceptada relativamente pequena se comparada às P observadas, um maior detalhamento das medições de área foliar e resíduo vegetal pouco mudariam os valores de interceptação. Assim, as poucas medições feitas neste estudo foram suficientes para uma boa caracterização da interceptação.

Relacionando a infiltração acumulada I (Tabela 12 e 13) e o escoamento observado  $E_o$  (Figura 13) com a  $P_{ef}$  (Tabela 12 e 13), verificou-se que pelo menos 77,5% da  $P_{ef}$  infiltrou no solo e não mais que 22,5% escoou. Observa-se também, nas tabelas 12 e 13, que a  $Z_f$  foi diferente em eventos com a mesma P, evidenciando que não há correlação entre essas variáveis.

Ressalta-se, e pode ser conferido, que nas tabelas 12 e 13, a  $P = Int_D + Int_R + I + E_e$ . Isso comprova um particionamento da precipitação pelo modelo sem erros residuais. Também pode ser conferido que a  $P = P_{ef} + Int_D + Int_R$  sem erros residuais. Embora o balanço do particionamento da precipitação esteja correto, a comparação do  $E_o$  (Figura 13) com o escoamento estimado  $E_e$  (Tabelas 12 e 13) demonstra que o modelo GAM6 não estimou bem o escoamento. Embora não tenha sido apresentado, o  $E_e$  estimado com o modelo GA se afastou ainda mais do  $E_o$ .

Tabela 12 – Particionamento e alocação da precipitação no sistema avaliado nos pontos A e B com o modelo GAMR6.

(continua)

Evento	Data	P	$Int_D$	$Int_R$	$P_{ef}$	I	$E_e$	$Z_f$
----- cm -----								
Ponto A								
1	02/03/2016	3,800	0,132	0,011	3,657	3,660	0,000	19
2	09/03/2016	4,440	0,126	0,011	4,303	4,306	0,000	31
3	25/03/2016	8,920	0,091	0,010	8,819	8,196	0,588	73
4	13/04/2016	3,800	0,037	0,009	3,754	3,074	0,464	46
5	25/04/2016	1,560	0,031	0,009	1,520	1,523	0,000	30
6	14/07/2016	4,080	0,000	0,005	4,075	3,161	0,339	48
7	29/08/2016	3,440	0,010	0,003	3,427	3,430	0,000	64
8	05/09/2016	2,360	0,017	0,001	2,341	2,344	0,000	48
9	12/10/2016	1,180	0,111	0,001	1,068	1,071	0,000	4

Tabela 12 – Particionamento e alocação da precipitação no sistema avaliado nos pontos A e B com o modelo GAMR6.

(conclusão)

Evento	Data	P	Int <sub>D</sub>	Int <sub>R</sub>	P <sub>ef</sub>	I	E <sub>e</sub>	Z <sub>f</sub>
----- cm -----								
Ponto A								
10	16/10/2016	0,760	0,116	0,001	0,643	0,646	0,000	5
11	17/10/2016	5,240	0,119	0,001	5,121	4,092	0,901	58
12	18/10/2016	9,820	0,120	0,000	9,700	9,606	1,238	136
13	19/10/2016	2,746	0,120	0,000	2,625	2,557	0,211	92
Ponto B								
1	02/03/2016	3,800	0,158	0,007	3,634	3,637	0,000	17
2	09/03/2016	4,440	0,145	0,007	4,288	4,291	0,000	29
3	25/03/2016	8,920	0,079	0,007	8,835	8,103	0,774	69
4	13/04/2016	3,800	0,037	0,006	3,757	3,760	1,163	44
5	25/04/2016	1,560	0,031	0,006	1,523	1,526	0,103	24
6	14/07/2016	4,080	0,000	0,004	4,075	3,773	1,264	43
7	29/08/2016	3,440	0,010	0,003	3,427	3,430	0,000	29
8	05/09/2016	2,360	0,015	0,002	2,344	2,347	0,047	39
9	12/10/2016	1,180	0,112	0,001	1,067	1,070	0,000	5
10	16/10/2016	0,760	0,121	0,001	0,638	0,641	0,092	6
11	17/10/2016	5,240	0,125	0,001	5,114	3,999	1,506	54
12	18/10/2016	9,820	0,127	0,001	9,692	9,282	1,471	138
13	19/10/2016	2,746	0,129	0,001	2,616	2,441	0,177	65

P: precipitação acumulada antes de ser interceptada pela cobertura vegetal (cm); Int<sub>D</sub>: precipitação acumulada interceptada no dossel vegetal (cm); Int<sub>R</sub>: precipitação acumulada interceptada nos resíduos culturais (cm); P<sub>ef</sub>: precipitação acumulada efetiva (cm); I: infiltração acumulada (cm); E<sub>e</sub>: escoamento acumulado estimado (cm) e Z<sub>f</sub>: profundidade da frente de umedecimento (cm).

Tabela 13 – Particionamento e alocação da precipitação no sistema avaliado nos pontos C e D com o modelo GAMR6.

(continua)

Evento	Data	P	Int <sub>D</sub>	Int <sub>R</sub>	P <sub>ef</sub>	I	E <sub>e</sub>	Z <sub>f</sub>
----- cm -----								
Ponto C								
1	02/03/2016	3,800	0,136	0,009	3,655	3,658	0,000	21
2	09/03/2016	4,440	0,131	0,009	4,300	4,303	0,000	32
3	25/03/2016	8,920	0,104	0,008	8,808	8,811	0,452	160
4	13/04/2016	3,800	0,037	0,008	3,755	3,758	0,374	43
5	25/04/2016	1,560	0,031	0,008	1,521	1,524	0,000	16
6	14/07/2016	4,080	0,000	0,005	4,075	4,078	0,353	40
7	29/08/2016	3,440	0,010	0,004	3,427	3,430	0,000	45
8	05/09/2016	2,360	0,015	0,002	2,343	2,346	0,000	29
9	12/10/2016	1,180	0,088	0,001	1,090	1,093	0,000	5
10	16/10/2016	0,760	0,098	0,001	0,661	0,664	0,000	5
11	17/10/2016	5,240	0,101	0,001	5,138	5,141	1,024	55

Tabela 13 – Particionamento e alocação da precipitação no sistema avaliado nos pontos C e D com o modelo GAMR6.

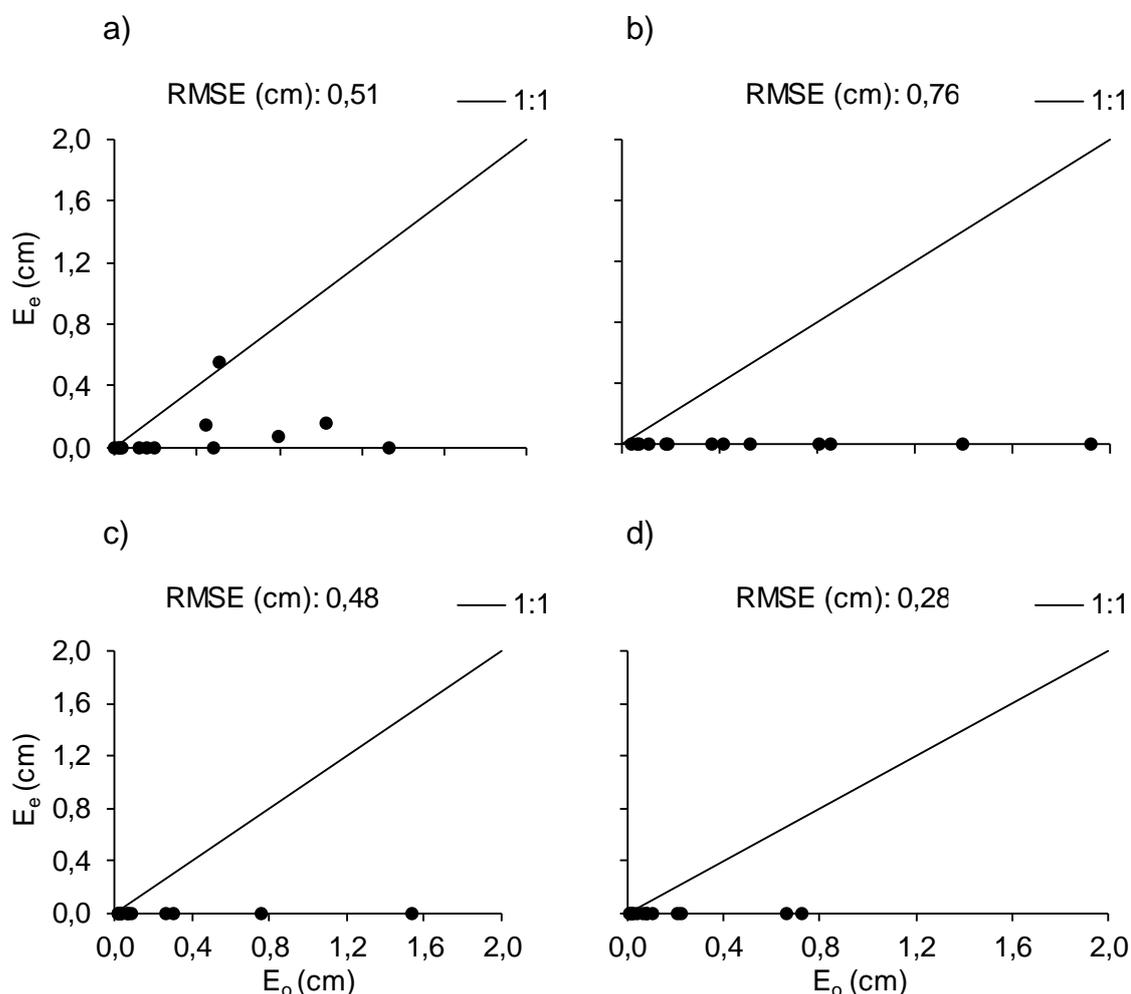
(conclusão)

Evento	Data	P	Int <sub>D</sub>	Int <sub>R</sub>	P <sub>ef</sub>	I	E <sub>e</sub>	Z <sub>f</sub>
----- cm -----								
Ponto C								
12	18/10/2016	9,820	0,103	0,001	9,715	9,718	0,214	113
13	19/10/2016	2,746	0,106	0,001	2,639	2,642	0,123	42
Ponto D								
1	02/03/2016	3,800	0,152	0,008	3,640	3,643	0,000	17
2	09/03/2016	4,440	0,148	0,008	4,284	4,287	0,000	35
3	25/03/2016	8,920	0,123	0,007	8,790	8,793	0,526	149
4	13/04/2016	3,800	0,037	0,007	3,757	3,760	0,291	68
5	25/04/2016	1,560	0,031	0,007	1,522	1,525	0,000	30
6	14/07/2016	4,080	0,000	0,004	4,075	4,078	0,525	69
7	29/08/2016	3,440	0,010	0,003	3,427	3,430	0,000	80
8	05/09/2016	2,360	0,016	0,002	2,343	2,346	0,000	58
9	12/10/2016	1,180	0,103	0,001	1,076	1,079	0,000	4
10	16/10/2016	0,760	0,112	0,001	0,647	0,650	0,000	6
11	17/10/2016	5,240	0,115	0,001	5,124	5,127	0,712	83
12	18/10/2016	9,820	0,117	0,001	9,702	9,705	0,030	160
13	19/10/2016	2,746	0,119	0,001	2,625	2,628	0,026	144

P: precipitação acumulada antes de ser interceptada pela cobertura vegetal (cm); Int<sub>D</sub>: precipitação acumulada interceptada no dossel vegetal (cm); Int<sub>R</sub>: precipitação acumulada interceptada nos resíduos culturais (cm); P<sub>ef</sub>: precipitação acumulada efetiva (cm); I: infiltração acumulada (cm); E<sub>e</sub>: escoamento acumulado estimado (cm) e Z<sub>f</sub>: profundidade da frente de umedecimento (cm).

Observa-se, na Figura 15, a relação entre o E<sub>o</sub> e o E<sub>e</sub> com o modelo de GA original. No ponto A o modelo estimou E em quatro dos treze eventos de precipitação. Todavia, verifica-se que em três dos quatro eventos o modelo subestimou o E<sub>o</sub>. Em contrapartida, nos pontos B, C e D o modelo não estimou E nos treze eventos de precipitação (Figura 15). Esse resultado demonstra que o modelo de GA original não é apropriado para estimar o E em condições de solo e precipitação naturais, uma vez que suas premissas não são plenamente satisfeitas nessas condições. Resultado semelhante foi encontrado por Zonta et al. (2010), que utilizaram o modelo de GA original para estimar a I em perfil de solo com e sem cobertura vegetal morta. Trabalhando em coluna de solo estratificada sob precipitação simulada, Cecílio et al. (2003) também constataram que o modelo de GA sem modificações nos seus parâmetros de entrada não descreve satisfatoriamente o processo de infiltração.

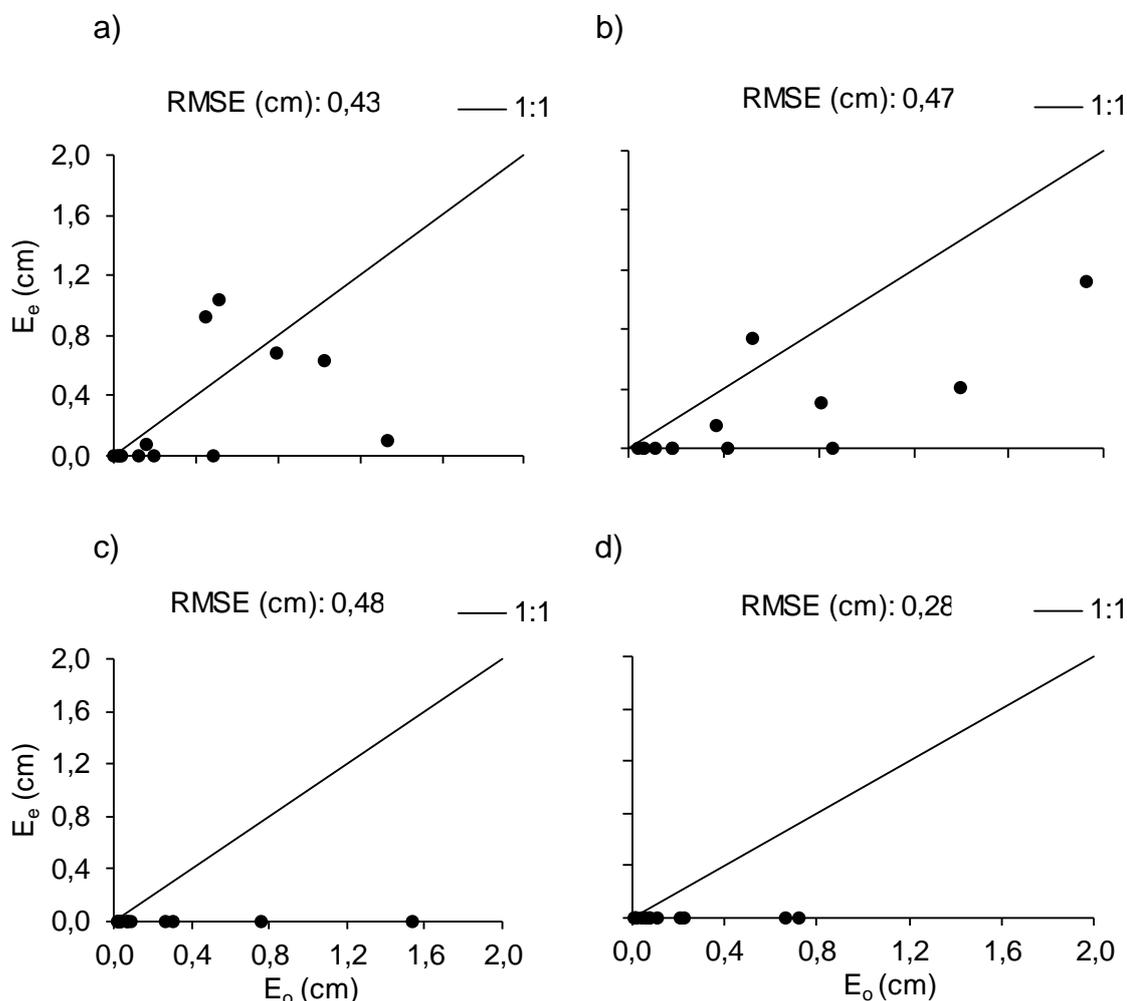
Figura 15 – Relação entre escoamento superficial observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo de GA original nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d).



Fonte: Autora (2017).

O modelo GAM6 (Figura 16) simulou melhor que o GA (Figura 15) o E nos pontos A e B, reduzindo a RMSE de 0,51 cm para 0,43 cm no ponto A e de 0,76 cm para 0,47 cm no ponto B. Nesses pontos o modelo estimou E em cinco dos treze eventos de precipitação, porém na maioria desses eventos o modelo subestimou o  $E_o$  (Figura 16). Apesar disso, mesmo que a adaptação proposta na  $\Psi_f$  tenha tornado o GAM6 mais eficiente que o GA nos pontos A e B, nenhuma melhoria pode ser atribuída ao modelo GAM6 para os pontos C e D, pois nesses pontos ambos os modelos não estimaram E nos treze eventos de precipitação.

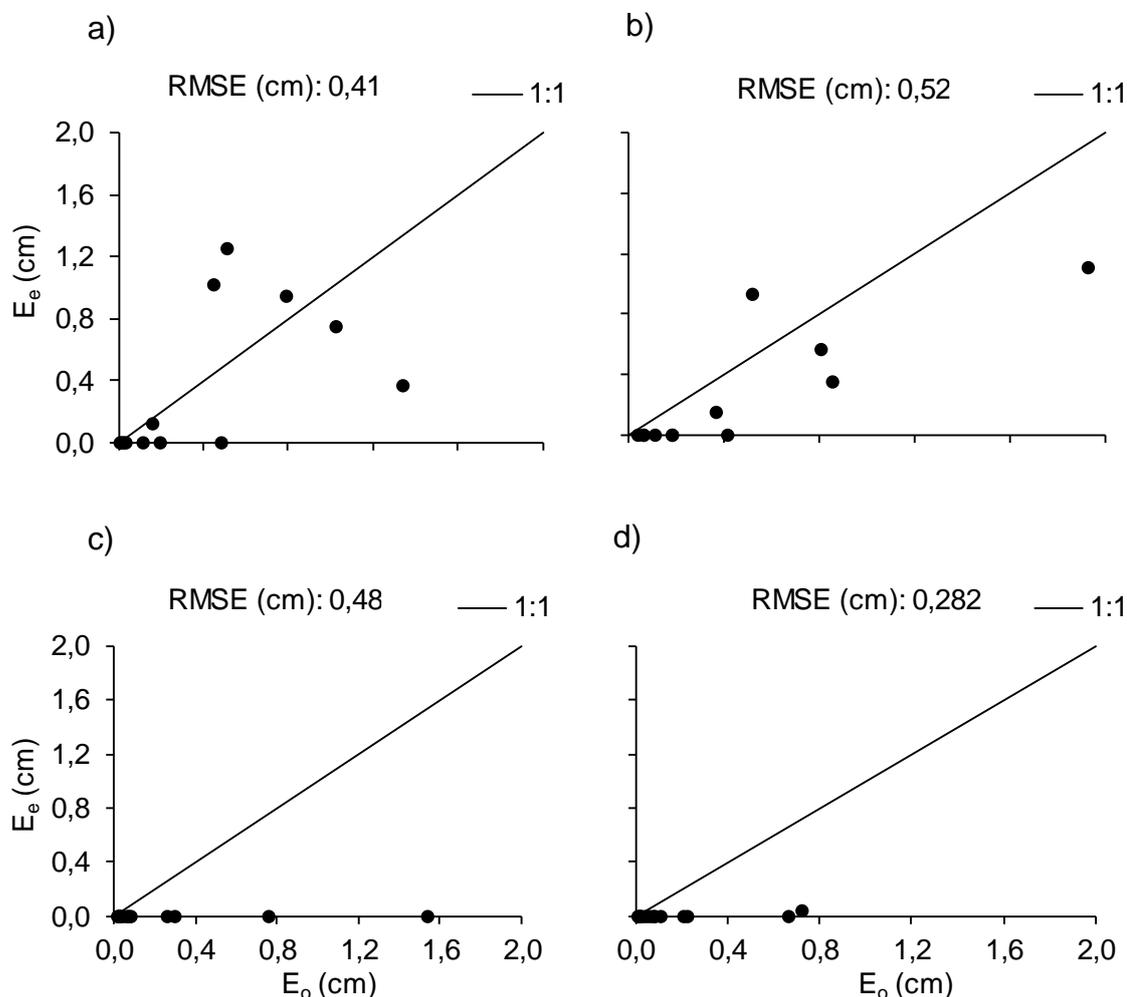
Figura 16 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo GAMR6 nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d).



Fonte: Autora (2017).

O Hydrus (Figura 17) teve desempenho melhor que GAM6 (Figura 16) no ponto A, porém pior no ponto B, com base na RMSE. Nos pontos C e D, o Hydrus também não estimou  $E$  nos treze eventos de precipitação. Esses resultados apontam que o Hydrus pode ter seu desempenho prejudicado sem calibração, embora seja um modelo de base física que utiliza a melhor estratégia matemática (equação de Richards). Também é importante ressaltar que o modelo GAM6 teve desempenho semelhante ao Hydrus, mas também precisa de calibração para simular com mais acurácia a infiltração. MA et al. (2010), com base na RMSE, também constataram que o desempenho do Hydrus sem calibração não foi satisfatório, porém para estimar a I.

Figura 17 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo Hydrus nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d).



Fonte: Autora (2017).

Considerando que (i) as simulações do modelo GAM6 usando os parâmetros medidos foram insatisfatórias (Figura 16), (ii) entre os parâmetros medidos ( $\theta_s$ ,  $\theta_i$  e  $K$ ) a  $K$  possui maior variabilidade em relação ao  $\theta_i$  (Tabelas 8, 9, 10, 11 e 14) e, por isso, há maior chance de o valor médio de  $K$  não ser o que faça o modelo descrever melhor a infiltração no sistema estudado, (iii) 85% dos valores de  $\theta_i$  foram maiores que o  $\theta$  equivalente a 95% do  $\theta_{cc}$ , ou seja, o  $\theta_i$  estava numa faixa de  $\theta$  para a qual o modelo tem baixa sensibilidade (Apêndice 1) e (iv) o modelo também tem baixa sensibilidade ao  $\theta_s$  (Apêndice 1), então a estratégia mais coerente foi calibrar o modelo GAM6 alterando-se apenas a  $K$  (manualmente) (Tabela 14). De maneira semelhante, Van

den Putte et al. (2013) também ajustaram apenas a K para melhorar o desempenho do modelo GA. Em contrapartida, Ma et al. (2010) propuseram apenas substituir a K pela condutividade hidráulica de ar residual ( $K_o$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ), que corresponde a um valor inferior a K.

A modificação manual da K foi feita nas camadas até onde a frente de saturação tinha se aprofundado (Tabela 12 e 13), procurando-se minimizar a RMSE entre  $E_e$  e  $E_o$ . Na Tabela 14 verifica-se que a K calibrada foi aumentada para até 13,38 vezes e reduzida para até 0,003 vezes em relação a K medida (segunda e quarta camada do ponto D, respectivamente). Porém, o menor valor calibrado ( $0,002 \text{ cm min}^{-1}$ ) não é muito menor que o menor valor medido ( $0,007 \text{ cm min}^{-1}$ ) e o maior valor calibrado ( $1,340 \text{ cm min}^{-1}$ ) é menor que o maior valor medido ( $6,207 \text{ cm min}^{-1}$ ). Assim, a K calibrada não é fisicamente incoerente porque permaneceu numa faixa de valores observados por medições.

Tabela 14 – Condutividade hidráulica medida e calibrada e relação entre calibrada e medida para os pontos A, B, C e D.

(continua)

Camada	Profundidade	$K^{(1)}$	$K^{(2)}$	$K^{(2)}/K^{(1)}$
	cm	----- $\text{cm min}^{-1}$ -----		
Ponto A				
1	0-10	0,047	0,467	9,936
2	10-30	0,025	0,017	0,680
3	30-45	0,017	0,096	5,647
4	45-60	0,080	0,050	0,625
5	60-75	0,050	0,010	0,200
6	75-90	0,035	0,002	0,057
7	90-120	0,079	0,018	0,227
8	120-150	0,007	0,007	1,000
Ponto B				
1	0-10	0,096	0,022	0,229
2	10-25	0,148	0,130	0,878
3	25-40	0,009	0,010	1,111
4	40-60	0,038	0,050	1,315
5	60-80	0,008	0,005	0,625
6	80-105	0,015	0,003	0,200
7	105-130	0,123	0,123	1,000
8	130-160	0,023	0,022	0,956
Ponto C				
1	0-10	0,753	0,120	0,159
2	10-25	0,367	0,018	0,049

Tabela 14 – Condutividade hidráulica medida e calibrada e relação entre calibrada e medida para os pontos A, B, C e D.

(conclusão)				
Camada	Profundidade	$K^{(1)}$	$K^{(2)}$	$K^{(2)}/K^{(1)}$
	cm	----- cm min <sup>-1</sup> -----		
Ponto C				
3	25-40	1,396	0,025	0,017
4	40-60	1,921	0,020	0,010
5	60-80	0,140	0,030	0,214
6	80-105	0,167	0,167	1,000
7	105-130	0,395	0,395	1,000
8	130-160	0,717	0,717	1,000
Ponto D				
1	0-10	1,710	0,060	0,035
2	10-30	0,071	0,950	13,380
3	30-50	0,505	0,020	0,039
4	50-75	6,207	0,020	0,003
5	75-100	0,470	0,100	0,212
6	100-120	1,340	1,340	1,000
7	120-140	0,448	0,448	1,000
8	140-160	0,430	0,430	1,000

$K^{(1)}$ : condutividade hidráulica de solo saturado medida;  $K^{(2)}$ : condutividade hidráulica de solo saturado calibrada;  $K^{(1)}/K^{(2)}$ : razão entre a K medida e calibrada.

Com a calibração, o modelo GAM6 estimou E também nos pontos C e D e aproximou o  $E_e$  do  $E_o$  em todos os pontos, resultando na diminuição da RMSE para no máximo 0,28 cm (Figura 18). Por isso, o modelo GAM6 calibrado teve melhor desempenho se comparado aos modelos GA original (Figura 15) e Hydrus (Figura 17), ambos sem calibração. Embora pareça desleal comparar GAM6 calibrado com GA e Hydrus, ambos sem calibração, essa comparação indica algo importante, isto é, um modelo físico-empírico como o GAM6, se calibrado, pode ter desempenho melhor que o Hydrus (sem calibração), que é um modelo com robusta base física.

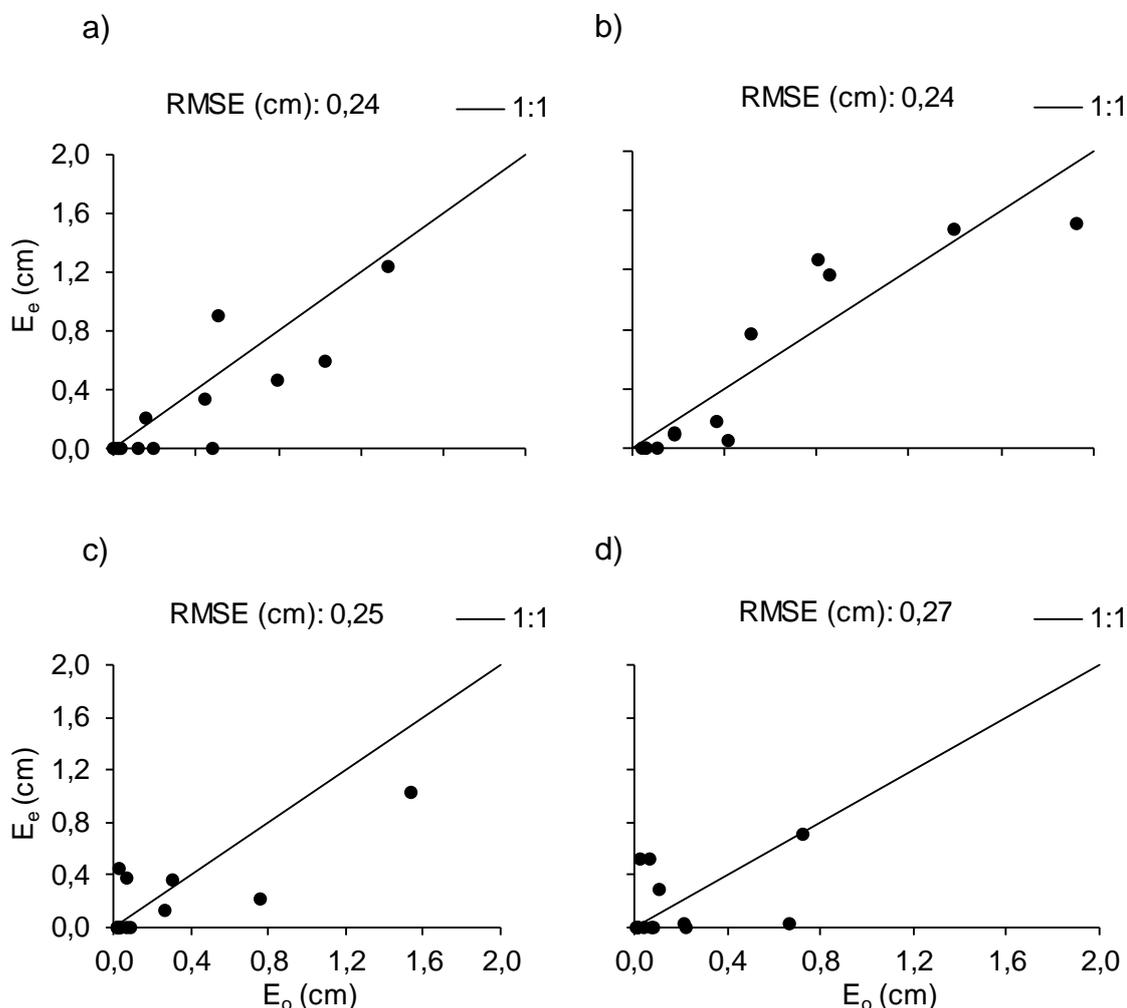
Outro aspecto positivo é que o algoritimo VBA que contém o GAM6 foi estruturado para que a calibração do GAM6 pudesse ser feita para o conjunto de eventos a cada etapa de calibração (para cada valor de K testado). Assim, para um ponto (ponto A, por exemplo), o GAM6 foi executado N vezes, sendo N o número de vezes que a K foi modificada. Diferentemente, uma calibração do Hydrus para o conjunto de eventos requer que o Hydrus seja executado tantas vezes quantos forem os eventos para cada etapa de calibração (para cada valor de K). Isso porque o Hydrus não permite trocar automaticamente o  $\theta_i$  para cada evento. Assim, para um ponto

(ponto A, por exemplo), o Hydrus seria executado  $N*Y$ , em que  $Y$  é o número de eventos. Por este motivo, e por não ser o Hydrus o modelo proposto neste estudo para simular a infiltração, mas sim o GAM6, é que o Hydrus não foi calibrado.

Além disso, é importante salientar que a calibração para o conjunto de eventos é preferível em relação à calibração por evento, o que facilita a generalização do uso do modelo para prever infiltração independentemente do padrão de evento de precipitação. Contudo, é indispensável ressaltar que a calibração do modelo GAM6 é particular para os pontos estudados, e sua aplicação em outros pontos da área de estudo pode produzir erros no  $E_e$  maiores que os verificados após a calibração para os pontos estudados. Entretanto, essa é uma limitação para espacialização de qualquer modelo 1D, como o Hydrus 1D, não sendo exclusiva do GAM6. Essas limitações são resolvidas com técnicas de espacialização de parâmetros, mas que não são objetivo deste estudo. O objetivo deste estudo foi demonstrar que o modelo GA deve ser entendido como um modelo físico-empírico, para o qual a estratégia empírica proposta na parametrização da  $\Psi_f$  resultou o modelo GAM6, que com a calibração da  $K$  foi mais eficiente que o Hydrus (não calibrado) para simular a infiltração em perfis de solo de sistemas naturais solo-planta-atmosfera.

Além disso, cabe salientar que o modelo GAM6 teve melhor desempenho comparado aos modelos propostos por Van den Putte et al. (2013), Ma et al. (2010), Ma et al. (2011), uma vez que esses autores testaram suas proposições em condições que atendiam às premissas do modelo GA original.

Figura 18 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) com o modelo GAMR6 calibrado nos pontos A (a), B (b), C (c) e D (d).



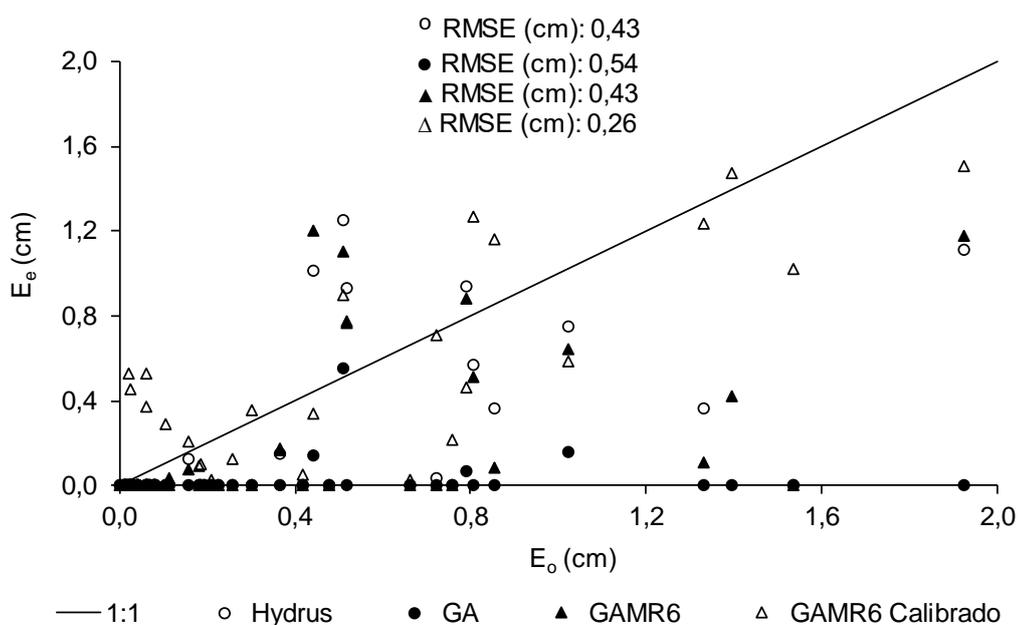
Fonte: Autora (2017).

A comparação dos modelos para o conjunto de todos os 52  $E_o$  e  $E_e$  (4 pontos amostrais x 13 eventos) também evidencia o melhor desempenho do modelo GAM6 (Figura 19). A RMSE global decresceu de 0,54 cm, com GA, para 0,43 cm, com o Hydrus e o GAM6 não calibrados, chegando a 0,26 cm com o GAM6 calibrado. Novamente verifica-se que, sem calibração, o modelo GAM6 teve capacidade semelhante ao Hydrus (também sem calibração) para simular a infiltração em perfis de solo de sistemas naturais solo-planta-atmosfera. Também fica evidente que, em condições nas quais as premissas do modelo de GA original não são atendidas, seu uso resulta erros grandes na simulação da infiltração de água no solo.

De modo geral, percebe-se que, o modelo GAM6 calibrado superestimou o  $E_o$  em eventos de precipitação com  $E$  menores que 0,2 cm. Por outro lado, quando o  $E_o$  foi maior que 0,2 cm, em geral, o modelo subestimou o  $E$  (Figura 18).

No trabalho proposto por Ma et al. (2010), os autores concluíram que o modelo GA modificado teve uma concordância perfeita com os dados medidos e desempenho superior ao do Hydrus e ao do GA original. Todavia, esses autores utilizaram os métodos propostos por Bouwer (1986) e Neuman (1976) para estimar a  $\Psi_f$  e, além disso, aplicaram os modelos GA modificado, Hydrus e GA original em coluna de solo estratificada sob precipitação constante. Ainda, cabe mencionar, que o modelo GA modificado proposto por Ma et al. (2010) resultou em melhor desempenho quando foi utilizado o método de Bouwer (1986) para estimar a  $\Psi_f$ . No entanto, esse método não considera a variação do  $\theta_i$  no perfil de solo, diferentemente do modelo GAM6 proposto nesta dissertação. Portanto, o desempenho do modelo GA modificado proposto por esses autores pode ser insatisfatório quando o  $\theta_i$  diferir do valor utilizado. Em vista disso, os resultados obtidos por esses autores não devem ser generalizados.

Figura 19 – Relação entre o escoamento observado ( $E_o$ ) e estimado ( $E_e$ ) pelos modelos Hydrus, GA, GAM6 e GAM6 calibrado para o conjunto de todos os pontos e eventos de precipitação.



Fonte: Autora (2017).

### 4.3 CONCLUSÕES

O desempenho do modelo GAM6 no campo confirmou que a opção  $\psi_b = \psi_i^{\frac{1}{6}}$  representa uma boa estimativa da  $\Psi_b$  para os perfis de solo analisados, confirmando a hipótese que “o desempenho do modelo GAM para simular a infiltração de água em perfil de solo e precipitação naturais é melhor comparado ao do GA original”. Por ter sido verificado que, sem calibração, o modelo GAM6 teve capacidade semelhante ao Hydrus (sem calibração) e, com calibração apenas da K, ele teve desempenho superior ao do Hydrus (sem calibração) para simular a infiltração nos perfis de solo dos sistemas naturais solo-planta-atmosfera estudados, conclui-se que o GAM6 é uma opção com grande capacidade de simular a infiltração mesmo em condições nas quais as premissas do modelo original de GA não são atendidas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOUWER, H. Intake rate: cylinder infiltrometer. In: Klute A. (ed). **Methods of Soil Analysis**. Wisconsin: American Society of Agronomy, 1986. chap. 32, p. 825-844.
- BRANDÃO, V. S.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Infiltração da água no solo**. 3 ed. Viçosa: UFV, 2006. 120 p.
- CAMPBELL, G. S.; SMITH, D. M.; TEARE, B. L. Application of a dew point method to obtain the soil water characteristic. In: SCHWANZ, T. (ed.). **Springer Proceedings in Physics**. New York: Springer, 2007. p. 71–77.
- CECÍLIO, R. A.; MARTINEZ, M. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; ATAÍDE, W. F. Substituição dos parâmetros do modelo de Green-Ampt-Mein-Larson para estimativa da infiltração em alguns solos do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 5, p. 1141-1151, 2007.
- CECÍLIO, R. A.; MARTINEZ, M. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. Modelo para estimativa da infiltração de água e perfil de umidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n. 2, p. 411-421, 2013.
- CECÍLIO, R. A.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; MARTINEZ, M. A. Modelagem da infiltração de água no solo sob condições de estratificação utilizando-se a equação de Green-Ampt. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 3, p. 415-422, 2003.
- CHANDA, S. V.; SINGH, Y. D. Estimation of leaf area in wheat using linear measurements. **Plant breeding and seed science**, v. 46, n. 2, p. 75-79, 2002.
- CHEN, L.; YOUNG, M. H. Green-Ampt infiltration model for sloping surfaces. *Water Resources Research*, v. 42, p. 1-9, 2006.
- CHU, X; MARIÑO, M. A. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. **Journal of Hydrology**, v. 313, p. 195-207, 2005.
- EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 230 p.
- EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa em Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2013. 353 p.
- GEE, G. W.; BAUDER, J. W. Particle-size analysis. In: BLACK, C.A. (Ed.). **Methods of soil analysis I: Physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, p. 383-411, 1986.

GONÇALVES, C.N.; CERETTA, C.A. Plantas de cobertura de solo antecedendo o milho e seu efeito sobre o carbono orgânico do solo, sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p. 307-313, 1999.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics. The flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 1, p. 1-24, 1911.

GUBIANI, P. I. **AREAMED**. Versão 1.1. CD-ROM. 2016.

GUBIANI, P.I.; REICHERT, J.M.; CAMPBELL, C.; REINERT, D.J.; GELAIN, N.S. Assessing Errors and Accuracy in Dew-Point Potentiometer and Pressure Plate Extractor Measurements. **Soil Science Society of America Journal**, v. 76, p. 19-24, 2013.

HERRADA, M. A.; GUTIÉRREZ-MARTIN, A.; MONTANERO, J. M. Modeling infiltration rates in a saturated/unsaturated soil under the free draining condition. **Journal of Hydrology**, v. 515, p. 10-15, 2014.

HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. San Diego: Academic Press, 2004. 494 p.

KAMPHORST, E. C.; JETTEN, V.; GUÉRIF, J.; PITKÄNEN, J.; IVERSEN, B. V.; DOUGLAS, J. T.; PAZ, A. Predicting depressional storage from soil surface roughness. **Soil Science Society of America Journal**, v.64, p. 1749-1758, 2000.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um Latossolo Vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, p. 857-867, 2002.

KOZAK, J. A.; AHUJA, L. R.; GREEN, T. R.; MA, L. Modelling crop canopy and residue rainfall interception effects on soil hydrological components for semi-arid Agriculture. **Hydrological Process**, v. 21, p. 229-241, 2007.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. 2 ed. São Paulo: EDUSP, 2012. 346 p.

LIU, J.; ZHANG, J.; FENG, J. Green-Ampt model for layered soils with nonuniform initial water content under unsteady infiltration. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 4, p. 1041-1047, 2008.

LONDERO, A. L. **Perdas de água e sedimentos de bacias pareadas de ordem zero sob plantio direto com e sem terraço**. 2015. 157 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 2015.

MA, Y.; FENG, S.; SU, D.; GAO, G.; HUO, Z. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 71, p. S40-S47, 2010.

MA, Y.; FENG, S.; ZHANG, H.; LIU, X.; SU, D.; KANG, S.; SONG, X. Water Infiltration in Layered Soils with Air Entrapment: Modified Green-Ampt Model and Experimental Validation. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v. 16, n. 8, p. 628-638, 2011.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G. VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation for guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

NATIVA, A. **Área experimental da Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária de Júlio de Castilhos**. 2015. Fotografia aérea.

NEUMAN, S. P. Wetting front pressure head in the infiltration model of Green-Ampt. **Water Resource Research**, v. 12, n. 3, p. 564-566, 1976.

OLIVEIRA, A. E. **Modelagem da infiltração da chuva no solo com o modelo Green-Ampt**. 2015. 114p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 2015.

PEREIRA, C. A.; GUBIANI, P. I.; SOMAVILLA, A. Variabilidade dos parâmetros hidráulicos do solo na simulação da infiltração de água utilizando o Hydrus 1-D. In: Reunião sul brasileira de ciência do solo, XI, 2016, Frederico Westphalen. **Anais...** Frederico Westphalen: Sociedade brasileira de ciência do solo, 2016. 1 CD ROM.

PRUSKI, F. F.; BRANDÃO, V. S.; SILVA, D. D. **Escoamento superficial**. 2 ed. Viçosa: UFV, 2014. 87 p.

RAVI, V.; WILLIAMS, J. R. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models. **United States Environmental Protection Agency (EPA)**, v. 1, 1998. 84 p.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo - Protótipos e teste. **Ciência Rural**, v. 36, n. 6, p. 1931-1935, 2006.

RICHTER, G. L.; ZANON JÚNIOR, A.; STRECK, N. A.; GUEDES, J. V. C.; KRÄULICH, B.; ROCHA, T. S. M.; WINCK, J. E. M.; CERA, J. C. Estimativa da área de folhas de cultivares antigas e modernas de soja por método não destrutivo. **Bragantia**, v. 73, n. 4, p. 416-425, 2014.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; Van GENUCHTEN, M. T. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v. 251, n. 3, p. 163-176, 2001.

SIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; SEJNA, M. **The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media, version 3.0**. Department of environmental sciences, University of California Riverside, USA, 2005.

STRECK, E. V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P.; GIASSON, E.; PINTO, L. F. S. **Solos dos Rio Grande do Sul**. 2 ed. Porto Alegre: EMATER/RS-ASCAR, 2008. 222 p.

SUZUKI, L. E. A. S.; REICHERT, J. M.; ALBUQUERQUE, J. A.; REINERT, D. J.; KAISER, D. R. Dispersion and flocculation of vertisol, alfisols and oxisols in southern Brazil. **Geoderma Regional**. v. 5, p. 64-70, 2015.

SUZUKI, L.E.A.S.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; LIMA, C. L. R. Estimativa da susceptibilidade à compactação e do suporte de carga do solo com base em propriedades físicas de solos do rio grande do sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 963-973, 2008.

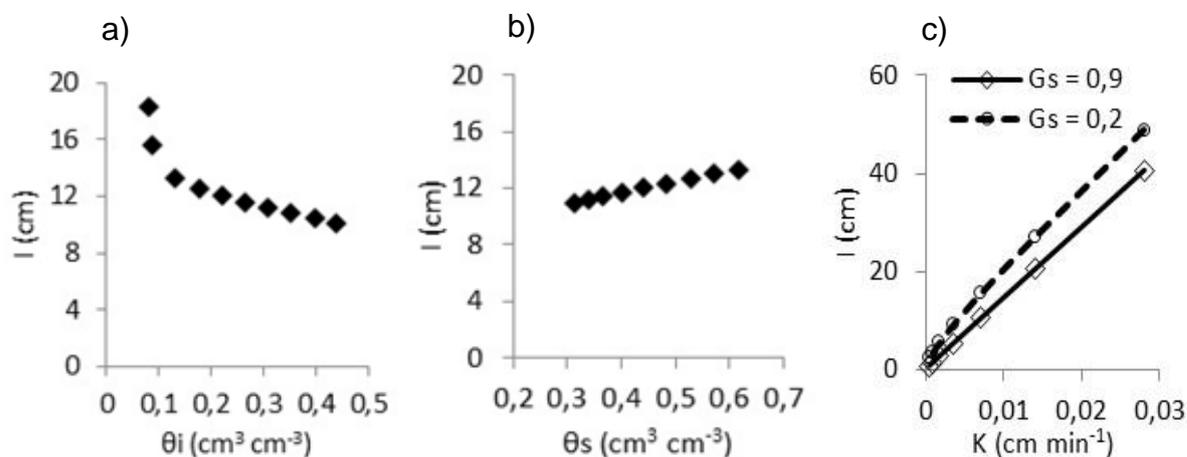
VAN DEN PUTTE, A.; GOVERS, G.; LEYS, A.; LANGHANS, C.; CLYMANS, W.; DIELS, J. Estimating the parameters of the Green-Ampt infiltration equation from rainfall simulation data: Why simpler is better. **Journal of Hydrology**, v. 476, p. 332-344, 2013.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for prediction the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.

ZONTA, J. H.; MARTINEZ, M. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. DA.; MONTEBELLER, C. A. Adequação dos parâmetros do modelo de Green-Ampt-Mein-Larson em condições de campo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 10, p. 1021-1029, 2010.

ZONTA, J. H.; MARTINEZ, M. A.; SILVA, D. D. DA.; PRUSKI, F. F.; SANTOS, M. R. DOS. Modelagem da infiltração em solos com encrostamento superficial. Parte II: Condutividade hidráulica variando no tempo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 5, p. 471-479, 2012.

**APÊNDICE A - ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO GAM AOS PARÂMETROS CONTEÚDO DE ÁGUA INICIAL ( $\theta_i$ ) (a), DE SATURAÇÃO ( $\theta_s$ ) (b) E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE SOLOS SATURADO (K) (c).**



A análise de sensibilidade foi feita usando a opção  $\psi_i = \psi_b \frac{1}{x}$ , sendo  $x = 6$ , do modelo GAM para o solo franco-argiloso descrito no experimento numérico (Tabela 2), e considerando a precipitação sob regime permanente (Figura 3 a). Os valores padrões para os parâmetros avaliados foram  $\theta_s = 0,44 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $\theta_i = 0,22 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $K = 0,007 \text{ cm min}^{-1}$ . A análise foi feita variando um único parâmetro por vez, enquanto os demais permaneciam nos valores padrões. Cada parâmetro foi reduzido e aumentado em relação ao seu valor padrão. A mudança na infiltração acumulada (I) foi usada como indicador de sensibilidade.

Os resultados demonstram que:

- O modelo é bem mais sensível à mudança na K do que na  $\theta_s$  e  $\theta_i$ ;
- A sensibilidade à mudança na K foi pouco alterada pelos graus de saturação  $G_s = 0,9$  e  $G_s = 0,2$ ;
- O modelo é pouco sensível à mudança na  $\theta_s$ .
- A sensibilidade do modelo é pequena em solo úmido, mas aumenta drasticamente quando o  $\theta_i$  se aproxima do  $\theta_r$  (neste caso  $\theta_r = 0,08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ).