



**ANDRÉ FERREIRA RODRIGUES**

**SOIL MOISTURE AND GROUNDWATER RECHARGE  
PREDICTION IN AN ATLANTIC FOREST-OXISOL SITE**

**LAVRAS-MG**

**2019**

**ANDRÉ FERREIRA RODRIGUES**

**SOIL MOISTURE AND GROUNDWATER RECHARGE PREDICTION IN AN  
ATLANTIC FOREST-OXISOL SITE**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras,  
como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em  
Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de  
concentração em Hidrologia, para obtenção do título de  
Mestre.

Orientador

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello

Coorientador

Prof. Dr. Alberto Colombo

**LAVRAS-MG**

**2019**

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca  
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

Rodrigues, André Ferreira.

Soil moisture and groundwater recharge prediction in an  
Atlantic Forest-Oxisol site / André Ferreira Rodrigues. - 2019.  
67 p. : il.

Orientador(a): Carlos Rogério de Mello.

Coorientador(a): Alberto Colombo.

Dissertação (mestrado acadêmico) - Universidade Federal de  
Lavras, 2019.

Bibliografia.

1. Floresta tropical semidecidual. 2. Hidropedologia. 3.  
Modelagem inversa. I. Mello, Carlos Rogério de. II. Colombo,  
Alberto. III. Título.

**ANDRÉ FERREIRA RODRIGUES**

**SOIL MOISTURE AND GROUNDWATER RECHARGE PREDICTION IN AN  
ATLANTIC FOREST-OXISOL SITE**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras,  
como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em  
Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de  
concentração em Hidrologia, para obtenção do título de  
Mestre.

Aprovada em 22 de fevereiro de 2019.

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello	UFLA
Prof. Dr. Alberto Colombo	UFLA
Prof. Dr. Samuel Beskow	UFPEL

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello  
Orientador

Prof. Dr. Alberto Colombo  
Coorientador

**LAVRAS-MG**

**2019**

*A todos que acreditam na ciência como forma de mudar o mundo.*

***Dedico***

## AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Lavras, especialmente ao Departamento de Recursos Hídricos e Saneamento, por todos os momentos de estudo e aprendizagem.

À FAPEMIG pela concessão de bolsas para o desenvolvimento deste trabalho, sem as quais dificultaria a realização do mesmo.

A todos os meus amigos, os quais direta ou indiretamente estiveram presentes ao longo dessa fastidiosa caminhada.

A todos os colegas de Pós-graduação, por serem os únicos a compartilhar dos momentos e entenderam, de fato, as dificuldades inerentes ao cargo.

Aos alunos de iniciação científica e servidores técnicos que trabalham arduamente nos serviços de campo e laboratório.

A todos os professores da instituição que contribuíram para a minha formação pessoal e intelectual.

Ao professor Carlos Rogério, pela orientação, disposição e contribuição singular no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus pais, José Geraldo e Marluci, pelo carinho e apoio incondicional em todas as minhas decisões.

À minha irmã, Bárbara, a qual me tem deixado orgulhoso em seus caminhos percorridos, especialmente em sua dedicação aos estudos.

À minha companheira, Bruna, por me ensinar o valor do trabalho e por demonstrar os benefícios da dedicação e perseverança na busca de nossos sonhos. Amo você!

## RESUMO

O estudo da dinâmica da água no solo é fundamental para o entendimento dos processos hidrológicos, especialmente aqueles que ocorrem em ambientes florestais. Dessa forma, neste estudo objetivou-se simular o movimento da água no solo e a recarga subterrânea em um ambiente de Mata Atlântica-Latossolo, por meio da solução da equação de Richard, aplicando o modelo Hydrus-1D. O estudo foi conduzido a partir de dezoito pontos de monitoramento hidrológico. Em cada ponto foram instalados um pluviômetro, um aparato de escoamento pelo tronco e um tubo para monitoramento de umidade até 1,0 m de profundidade. Após cada evento de precipitação, a precipitação interna, o escoamento pelo tronco e a umidade do solo foram monitorados entre janeiro de 2016 a fevereiro de 2018. A precipitação interna e o escoamento pelo tronco foram então somados para considerar a precipitação efetiva (NP). No intuito de aprimorar a calibração do modelo Hydrus, uma campanha diária, em janeiro e fevereiro de 2018, foi realizada objetivando-se refinar o comportamento do avanço da água no perfil do solo. Por outro lado, o período de validação compreendeu os anos de 2016 e 2017. Nesse período, a parcela de água drenada na parte inferior do solo foi considerada como recarga subterrânea. No caso de intervalos sem precipitação superiores a 15 dias, foi realizado o monitoramento da umidade do solo. Posteriormente, o modelo exponencial foi ajustado ao semivariograma empírico para mapear a umidade observada e simulada no intuito de analisar a capacidade do Hydrus-1D em representar a distribuição espacial da umidade em toda área de estudo. Para o período de calibração, as estatísticas de precisão NS, ER e RMSE variaram de 0,34 a 0,86; 0,0237 a 0,0398; e 0,0095 a 0,0185, respectivamente. Por outro lado, na validação, essas estatísticas variaram, respectivamente, de -0,35 a 0,63; 0,0368 a 0,0760; e 0,0318 a 0,0315. Apesar de nove pontos terem apresentado NS próximo de zero ou até mesmo negativo, o mapeamento da umidade do solo observada e simulada foram similares, destacando a importância da NP e dos parâmetros hidráulicos do solo frente à modelagem da distribuição espacial da umidade. Por fim, a recarga subterrânea no ambiente de Mata Atlântica-Latossolo foi de 386 mm (31%) e 429 mm (39%) para 2016 e 2017, respectivamente.

**Palavras-chave:** Florestal tropical semidecidual. Hidropedologia. Hydrus. Modelagem inversa.

## ABSTRACT

The study of soil water dynamics is fundamental for the understanding of hydrological processes, especially those that involved forest environments. In this context, this study aimed to simulate the water movement in soil and groundwater recharging in an Atlantic Forest-Oxisol site, through the Richard's equation solution by means Hydrus-1D model. The study was conducted using eighteen sets of hydrological monitoring, at each point a rain gauge was installed, a stemflow apparatus and a soil moisture measurement tube until 1.0 m depth. After each rainfall event, throughfall, stemflow and soil moisture were measured from January/2016 to February/2018. Throughfall and stemflow were then summed to account the net precipitation (NP). In order to improve the Hydrus calibration, a daily measurement campaign was carried out in January and February/2018, aiming to refine the water breakthrough in the soil profile. On the other hand, the validation period comprehended the years of 2016 and 2017. During the validation, the amount of water drained through in the profile bottom was accounted as groundwater recharge. For periods longer than 15 days without rain the soil moisture measurement was carried out. Further, the exponential model was fitted to the empirical semivariogram to map both observed and simulated soil moisture in order to analyze the Hydrus 1D ability in representing the spatial distribution of moisture throughout the study area. For the calibration period, NS, ER and RMSE precision statistics ranged from 0.34 to 0.86; 0.0237 to 0.0398; and 0.0095 to 0.0185, respectively. In contrast, in validation step these statistics ranged respectively, from -0.35 to 0.63; 0.0368 to 0.0760; and 0.0138 to 0.0315. Despite nine points had presented NS close to zero or even negative, the soil moisture mapping simulated and observed were similar, highlighting the importance of NP and soil hydraulic parameters in relation to the moisture spatial distribution. Finally, the groundwater recharge in the Atlantic Forest-Oxisol site was 386 mm (31%) and 429 mm (39%) for 2016 and 2017, respectively.

**Keywords:** Semi-deciduous tropical forest. Hydropedology. Hydrus. Inverse modeling.



## SUMÁRIO

	<b>PRIMEIRA PARTE</b> .....	10
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	10
<b>2</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	12
<b>2.1</b>	<b>Interceptação e redistribuição da precipitação</b> .....	12
<b>2.2</b>	<b>Água no solo</b> .....	13
<b>2.2.1</b>	<b>Relações físico-hídricas</b> .....	13
<b>2.2.2</b>	<b>Umidade do solo e ecossistemas florestais</b> .....	16
<b>2.3</b>	<b>Hydrus</b> .....	18
<b>2.3.1</b>	<b>Dinâmica da água no solo</b> .....	18
<b>2.3.2</b>	<b>Condições iniciais e de contorno</b> .....	22
<b>2.4</b>	<b>Geoestatística</b> .....	23
<b>2.4.1</b>	<b>Características da variabilidade espacial</b> .....	23
<b>2.4.2</b>	<b>Teoria geoestatística</b> .....	24
<b>2.4.3</b>	<b>Ajuste de modelos teóricos e espacialização da variável</b> .....	26
<b>3</b>	<b>CONSIDERAÇÕES GERAIS</b> .....	29
<b>4</b>	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	30
	<b>SEGUNDA PARTE – ARTIGO</b> .....	35
	<b>ARTIGO 1 – SOIL MOISTURE AND GROUNDWATER RECHARGE PREDICTION IN AN ATLANTIC FOREST-OXISOL SITE</b> .....	35

## **PRIMEIRA PARTE**

### **1 INTRODUÇÃO**

Os estudos hidrológicos visam compreender os diversos fenômenos e processos que moldam a dinâmica da água no sistema terrestre. Nesse sentido, as fases do ciclo hidrológico são avaliadas criteriosamente, uma vez que sofrem influência direta dos mais variados tipos de ecossistemas. Sua interação com tais ecossistemas promove comportamentos específicos, sobretudo em florestas tropicais.

A atuação das florestas tropicais no ciclo hidrológico influencia a dinâmica da água de diversas formas. Primeiramente, a precipitação é amortecida no dossel, sendo particionada em precipitação interna (transprecipitação + gotejamento da chuva interceptada pelo dossel), escoamento pelo tronco e a parcela interceptada, a qual retorna à atmosfera por evaporação. O montante que atinge o solo (precipitação interna + escoamento pelo tronco) e que ficará disponível é denominado precipitação efetiva. Por outro lado, esses ambientes florestais influenciam indiretamente nos processos de infiltração, armazenamento e recarga de água subterrânea, uma vez que caracterizam os atributos físicos e hidrológicos do solo de maneira singular. Finalizando, retornam parte da água do solo para a atmosfera por meio da evapotranspiração.

Dentre todos, os componentes do ciclo hidrológicos que integram os ecossistemas florestais, a umidade do solo destaca-se devido a sua importância na condução de fenômenos como a geração de escoamento superficial direto, no suporte aos processos químicos e biológicos e na recarga das águas subterrâneas. Nesse contexto, o conhecimento do comportamento temporal e espacial da água no solo em ambientes de floresta tropical é essencial para a compreensão dos processos hidrológicos e de suas interações. Todavia, o monitoramento de tais características é laborioso, demandando tempo e investimento, principalmente quando relacionado à determinação dos parâmetros do solo.

Diversos modelos estão sendo desenvolvidos para facilitar a obtenção desses parâmetros, possibilitando sua determinação em maiores escalas a partir de dados amostrados em campo. Tais modelos utilizam dados de umidade (ou tensão de água no solo), além de atributos físicos do solo de mais fácil determinação, para inferir sobre os parâmetros referentes à dinâmica da água do solo, demonstrando aplicabilidade relativamente simples. Ademais, esses modelos são embasados no balanço hídrico do sistema solo-água-planta-

atmosfera, possibilitando a obtenção de parâmetros hidrológicos essenciais ao entendimento da interação da água nesses ecossistemas.

Dessa maneira, como as interações dos ambientes de Mata Atlântica com o ciclo hidrológico são de extrema complexidade e de difícil quantificação dos mais diversos tipos de parâmetros, devido às suas variabilidades temporal e espacial, a utilização de modelos facilita o entendimento dos processos e possibilita a aplicação em maiores escalas de tempo e espaço.

Este projeto está inserido no escopo do projeto “Balanço hídrico e umidade do solo em um remanescente típico da Mata Atlântica brasileira: observação, modelagem e impactos de mudanças climáticas”, CNPq/Processo 401760/2016-2, Edital Universal Faixa C. No desenvolvimento da pesquisa que deu origem a esta dissertação teve-se como objetivos: (i) calibrar o modelo Hydrus-1D para uma condição de Mata Atlântica-Latossolo utilizando dados de umidade do solo observados *in loco*; (ii) avaliar a capacidade do *software* em representar a umidade do solo em toda área aplicando-se ferramentas geoestatísticas; e (iii) avaliar o potencial de recarga de água subterrânea para um ambiente Mata Atlântica-Latossolo (Latossolo Vermelho Distrófico).

## 2 REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1 Intercepção e redistribuição da precipitação

A precipitação ao atingir o dossel florestal é interceptada e redistribuída nas formas de precipitação interna e de escoamento pelo tronco. A soma dessas duas grandezas é conhecida como precipitação efetiva, sendo o montante de água que realmente atinge o solo e que contribui para os fenômenos hidrológicos subsequentes. Concomitantemente, a parcela que permanece retida no dossel retorna à atmosfera por evaporação. Tais processos de intercepção e redistribuição interna de água são função das características climáticas locais e do dossel florestal (GALDOS et al., 2012; TERRA et al., 2018). O fenômeno da intercepção pode ser descrito matematicamente da seguinte maneira:

$$I = P - Pe \quad (1)$$

em que  $I$  é a parcela interceptada pelo dossel [L];  $P$  a precipitação incidente [L]; e  $Pe$  a precipitação efetiva [L].

No tocante a ecossistemas tropicais, a dinâmica do processo de intercepção possui comportamentos peculiares, especialmente naqueles com características decíduais. Estudando o comportamento da intercepção em uma floresta típica de Mata Atlântica, na região da Serra da Mantiqueira, Ávila et al. (2014) encontraram 9% e 25% do total precipitado retido pelo dossel no período seco e chuvoso, respectivamente. Os autores relacionaram essa variação ao comportamento semidecidual da vegetação, cujas folhas são perdidas na estação seca, culminando em menor capacidade de armazenamento da precipitação incidente nessa época do ano.

Além da característica de perda das folhas, van Stan, Levia e Jenkins (2015), investigando a relação da intercepção com algumas características físicas de duas espécies arbóreas no nordeste dos Estados Unidos, observaram que a espécie com maior espessura da casca do tronco, maior densidade foliar do dossel e menor inclinação dos galhos apresentam maiores valores interceptados e, conseqüentemente, maiores volumes retornando à atmosfera por evaporação. Da mesma forma, em uma floresta tropical semidecidual no Panamá, Zimmermann et al. (2015) estudaram as características das árvores que melhor descreviam o padrão espacial do escoamento pelo tronco. Nessa ocasião, o diâmetro da copa, a presença de epífitas e a inclinação dos galhos demonstraram a melhor relação com o escoamento da água pelo tronco, dessa forma influenciando os processos de intercepção e redistribuição de água.

Outros fatores que influenciam nos processos de interceptação e partição da precipitação são aqueles relacionados ao clima da região, destacando-se a quantidade, intensidade e distribuição das precipitações, além das características dos ventos. Nesse contexto, Prasad et al. (2017), avaliando a sazonalidade das perdas por interceptação em duas florestas tropicais secundárias na ilha de Madagascar, observaram maiores proporções de perda para o período seco. Tal fato é devido à menor quantidade precipitada (90% dos eventos com menos de 5 mm) e intensidade dos eventos de precipitação (90% inferiores a 2,5 mm h<sup>-1</sup>) observados na região de estudo. Ademais, a interação dessas variáveis climáticas com as florestas tropicais torna-se ainda mais complexa quando esses ambientes se encontram em condições de relevo movimentado (HOLWERDA et al., 2012).

## 2.2 Água no solo

### 2.2.1 Relações físico-hídricas

A partir do momento em que é cessado o processo de infiltração a água é redistribuída no perfil do solo, podendo ser armazenada ou integrar as águas subterrâneas. O conhecimento da dinâmica da água na zona vadosa do solo é crucial para a modelagem hidrológica e depende do ajuste de parâmetros que regem o seu comportamento (BORDONI et al., 2017; ZHAI; RAHARDJO, 2012).

O modelo de Richards descreve o movimento da água em meio poroso não saturado e sua forma simplificada tem sido amplamente utilizada (LEÃO; GENTRY, 2011; SCHWEN; ZIMMERMANN; BODNER, 2014), conforme representado na equação 2:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left( \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(h) \quad (2)$$

em que  $\theta$  é a umidade do solo em base volumétrica [L<sup>3</sup> L<sup>-3</sup>];  $K$  a condutividade hidráulica do solo não saturado [L T<sup>-1</sup>];  $h$  o potencial matricial [L];  $z$  a coordenada espacial [L] (orientada positivamente para cima);  $S$  é a extração de água pelas raízes [T<sup>-1</sup>]; e  $t$  o tempo [T].

Todavia, para o processamento da dinâmica da água no solo é necessário que algumas relações físico-hídricas sejam determinadas, haja vista que o modelo de Richards é uma equação diferencial parcial de segunda ordem, não linear e que possui duas variáveis dependentes ( $\theta$  e  $h$ ). O processo de transformação da equação de Richards de duas para uma variável dependente pode ser realizado em função do potencial matricial (“*h-based*”) ou da

umidade (“ $\theta$ -based”). Tal procedimento é demonstrado a seguir e depende da equação característica do solo.

A partir da regra da cadeia tem-se:

$$\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial h}{\partial \theta} \times \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{1}{C} = \frac{\partial h}{\partial \theta} \quad (4)$$

Substituindo na equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{K(\theta)}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad (5)$$

$$\frac{K(\theta)}{C} = D \quad (6)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad (7)$$

em que C é a capacidade hidráulica do solo [ $L^{-1}$ ]; e D a difusividade hidráulica do solo [ $L^2 T^{-1}$ ]. A equação 7 é o modelo de Richards em base volumétrica ( $\theta$ -based). O mesmo procedimento pode ser realizado para a determinação da forma  $h$ -based. Entretanto, recomenda-se a consulta à obra de Radcliffe e Simunek (2010) para maiores detalhes.

A partir disso, as relações entre a umidade do solo com o seu potencial matricial e com a condutividade hidráulica do solo não saturado devem ser determinadas. Nesse contexto, diversos modelos foram desenvolvidos para relacionar a umidade do solo com seu respectivo potencial (ASSOULINE; TESSIER; BRUAND, 1998; BROOKS; COREY, 1964; PRUNTY; CASEY, 2002; ROSSI; NIMMO, 1994; VAN GENUCHTEN, 1980). Dentre os mais variados tipos de formulações, o modelo de van Genuchten (1980) tem sido o preferido na grande maioria dos trabalhos realizados (ALDAOOD; BOUASKER; AL-MUKHTAR, 2015; BOURGEOIS et al., 2016), o qual é representado matematicamente por:

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

em que  $\theta_r$  é a umidade residual do solo [ $L^3 L^{-3}$ ];  $\theta_s$  a umidade no ponto de saturação do solo [ $L^3 L^{-3}$ ];  $\alpha$  é inversamente relacionado à pressão de entrada de ar [ $L^{-1}$ ];  $n$  a distribuição de tamanho dos poros [-]; e  $m = 1 - 1/n$  (restrição de Mualem). Tal restrição é adotada para permitir a integração direta do modelo de distribuição de poros proposto por Mualem (1976),

uma vez que as expressões de  $K(\theta)$  tornam-se de maior complexidade quando os parâmetros  $m$  e  $n$  são assumidos mutualmente independentes.

Além do modelo proposto por van Genuchten (1980) (Equação 3), aquele descrito por Brooks e Corey (1964) também é amplamente citado nos mais variados tipos de trabalhos desenvolvidos (MA et al., 2016; SU et al., 2017).

$$S_e = \begin{cases} (h_d/h)^n & h \leq h_d \\ 1 & h > h_d \end{cases} \quad (9)$$

em que  $h_d$  é a pressão de entrada de ar (análogo a  $\alpha$  na Equação 3);  $n$  a distribuição dos poros por tamanho [-]; e  $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$  é o grau de saturação [-].

A preferência pelo modelo de van Genuchten (1980) ou por aquele proposto por Brooks e Corey (1964) depende das características do solo e, principalmente, pela forma em que se relacionam a umidade com o potencial matricial. Os solos de textura fina, normalmente, demonstram uma relação contínua entre a umidade e o potencial matricial, enquanto que os de textura grosseira apresentam mudança abrupta próxima à saturação (potencial matricial de entrada de ar bem definido), sendo os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey as melhores escolhas, respectivamente (VALIANTZAS, 2011).

Caso a mudança entre o solo saturado e não saturado seja bem definida e na curva de retenção não haja ponto de inflexão (“*J-shaped*”), o modelo de Brooks e Corey, devido ao parâmetro de entrada de ar ( $h_d$ ), é amplamente recomendado (VALIANTZAS, 2011). Todavia, quando o ponto de mudança não é definido (ausência do valor de entrada de ar), porém existe inflexão no comportamento da relação, a equação com o parâmetro  $\alpha$  é a melhor escolha, uma vez que esse não apresenta diretamente o inverso do valor de entrada de ar ( $h_d$ ) (VAN LIER; PINHEIRO, 2018), mas caracteriza o ponto de inflexão da curva (“*S-shaped*”).

No quesito da relação entre condutividade hidráulica e potencial matricial, o modelo de distribuição de poros proposto por Mualem (1976) tem sido o mais utilizado para descrever o comportamento da condutividade hidráulica do solo não saturado (DETTMANN et al., 2014; SAYAH; GIL-RODRÍGUEZ; JUANA, 2016). Todavia, para a obtenção da relação entre a condutividade hidráulica do solo não saturado e a umidade do solo é necessário utilizar um modelo de curva característica na integração da equação de Mualem. O modelo de van Genuchten–Mualem (MUALEM, 1976; VAN GENUCHTEN, 1980) tem sido amplamente aceito na literatura para esse devido fim (LAI; REN, 2016; MARTINEZ et al., 2013):

$$K(S_e) = K_s \times S_e^l \times \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (10)$$

em que  $l$  é o parâmetro relacionado à tortuosidade e conectividade entre os poros [-]; e  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada [ $L T^{-1}$ ].

Entretanto, o comportamento da condutividade hidráulica de solos com textura fina (valores de  $1 < n < 2$ ) apresenta elevado grau de não linearidade próximo à saturação e é extremamente sensível ao modelo de curva característica adotado na integração de Mualem. Segundo Vogel, van Genuchten e Cislérova (2001), esse fato dificulta a resolução numérica da Equação 2 em termos de estabilidade, acurácia e convergência.

Nesse sentido, os mesmos autores observaram que a adição de um potencial matricial mínimo ( $h_s$ ), diferente de zero, a partir da qual o solo deixa o nível de saturação, não altera o comportamento do modelo de van Genuchten (1980), porém aprimora o detalhamento da condutividade hidráulica próximo à saturação na integração de Mualem (Equação 10). O valor de  $h_s$  recomendado no estudo e amplamente utilizado nos diversos tipos de modelagem é de -2 cm.

Além do modelo de van Genuchten, associado à integração de Mualem, outra possibilidade plausível, porém menos usual, é o modelo de Brooks e Corey (1964) acoplado ao de Burdine (1953) para estimar a condutividade hidráulica do solo não saturado:

$$K_r(Se) = Se^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (11)$$

em que  $K_r$  é a condutividade hidráulica relativa ( $K_r = K/K_s$ ).

### 2.2.2 Umidade do solo e ecossistemas florestais

Dentre os mais diversos tipos de ecossistemas, especial atenção deve ser dada quando o estudo da umidade do solo ocorre em ecossistemas florestais devido às características peculiares que estes apresentam. Zimmermann e Elsenbeer (2008), comparando a condutividade hidráulica saturada em diversos tipos de uso do solo, encontraram maiores valores dessa variável nos ambientes de floresta tropical em detrimento daqueles que possuíam algum tipo de intervenção humana.

Os ecossistemas florestais também influenciam na umidade do solo ao realizar a redistribuição interna de uma parcela da precipitação. Junqueira Junior et al. (2017) avaliando a relação de características típicas de Mata Atlântica (índice de área foliar – IAF e precipitação efetiva) com a umidade do solo observaram que o seu comportamento nas camadas superficiais (0,1 e 0,2 m) é mais influenciado por essas grandezas do que pelos



atributos hidráulicos do solo ( $K_s$ ). Nesse mesmo fragmento de Mata Atlântica, Terra et al. (2018) observaram correlação significativa entre o escoamento no tronco e a umidade do solo na camada de 0–0,2m.

Outra influência dos ecossistemas florestais que deve ser levada em consideração é a formação de caminhos preferenciais que atribuem peculiaridades à dinâmica da água no solo. Nessa conjuntura, Zhang et al. (2015), estudando a proporção de raízes nos caminhos preferenciais e na matriz do solo, observaram que a quantidade de raízes é maior nos caminhos preferenciais, especialmente nas camadas superiores do solo, nas quais há maiores processos de decomposição de raízes e, conseqüentemente, formação de mais caminhos preferenciais.

Por outro lado, a umidade do solo também sofre influência do estágio de evolução dos ecossistemas florestais, apresentando diferentes comportamentos entre florestas maduras e secundárias. Nesse sentido, Schrumpf et al. (2011) avaliaram a diferença nas curvas características e, conseqüentemente, no armazenamento de água no solo entre uma floresta madura e uma secundária no cinturão florestal do monte Kilimanjaro, Tanzânia. Esses autores observaram uma maior estabilidade no teor de água na floresta madura, principalmente ao longo do período seco, e também um maior armazenamento de água no perfil ao longo de todo período estudado. Tal fato pode ser atribuído à maior distribuição no tamanho dos poros observados na floresta madura e à maior demanda de água, homogeneidade das espécies e a contribuição do efeito de borda nas florestas secundárias.

Além das particularidades desses ecossistemas, a umidade do solo possui variabilidade espacial e temporal que devem ser levadas em consideração, uma vez que estas dependem das características do clima, do solo e do tamanho da área em estudo (BROCCA et al., 2012). Nesse sentido, merece destaque a formação de microclimas nesses ambientes, os quais amortizam os efeitos das variáveis meteorológicas, sendo destaque a menor variação das temperaturas máximas e mínimas dentro desses ambientes (EWERS; BANKS-LEITE, 2013).

Nessa mesma conjuntura, os microclimas exercem função destaque no impacto que causam na estrutura do ecossistema florestal. Ao estudar o efeito das variáveis meteorológicas na estrutura das espécies arbóreas em um fragmento de Mata Atlântica, Fernando, Magnago e Rocha (2015) perceberam que as diferenças dessas variáveis entre a borda e o interior da mata impactam diretamente a estatura e a área basal, sendo que no interior da mata, ambas as características são maiores. Tais condições impactam diretamente a formação e distribuição

da precipitação efetiva e, dessa forma, a dinâmica do processo de infiltração e redistribuição da água no solo.

Nesse contexto, é notória a complexidade do estudo da dinâmica da água no solo devido à variabilidade em que os seus atributos hidrológicos estão sujeitos, tornando-se difícil a mensuração desses parâmetros em escala que representem tal grau de singularidade. Nesse sentido, o uso de modelos para estimar tais parâmetros e simular o comportamento da água no solo torna-se trivial (LAI; REN, 2016).

## 2.3 Hydrus

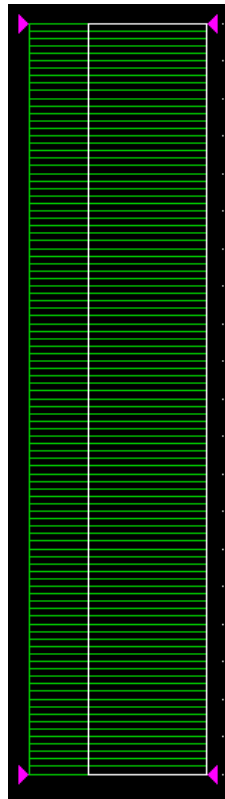
### 2.3.1 Dinâmica da água no solo

Devido a essa complexidade inerente, vários métodos e modelos foram desenvolvidos para auxiliar nos estudos da dinâmica da água no solo, em especial para a compreensão de seu comportamento em ambientes irrigados (SUBBAIAH, 2013). Todavia, os *softwares* da família Hydrus [1D; 2D; 3D] (SIMUNEK; VAN GENUCHTEN; SEJNA, 2008) têm se destacado entre os demais, principalmente a versão 1D por apresentar bons resultados e ser de livre acesso (GALLEGUILLLOS et al., 2017). O Hydrus-1D foi desenvolvido para simular o movimento de água, calor e solutos em um meio poroso com saturação variável.

Para a modelagem da dinâmica da água, a equação simplificada de Richards (Equação 1) é resolvida numericamente por meio do Método dos Elementos Finitos (SIMUNEK et al., 2013). Assim, primeiramente, o perfil do solo deve ser discretizado em N-1 elementos, sendo o fim dos elementos localizados nos pontos nodais, no qual N é o número de nós (FIGURA 1).

Ademais, para a resolução dessa equação devem-se estabelecer modelos que relacionam as propriedades físico-hídricas do solo como já fora explicitado anteriormente. Nesse sentido, o *software* fornece algumas possibilidades de modelos como: Brooks e Corey (1964), Durner (1994), Kosugi (1996), van Genuchten (1980) e Vogel e Cislárová (1988).

Figura 1 – Exemplo de perfil do solo discretizado em N-1 elementos no Hydrus-1D necessário para a resolução numérica por meio do Método dos Elementos Finitos.



A extração de água pela raiz (Equação 1; termo  $S$ ) deve ser considerada quando a modelagem é realizada em solos sob vegetação (SHOUSE; AYARS, 2011). Para quantificar a atuação das raízes na dinâmica da água no solo, o *software* implementa o modelo desenvolvido por Feddes, Kowalikj e Zaradny (1978), o qual relaciona a extração de água pelas raízes com o potencial de da água no solo:

$$S(h) = a(h)S_p \quad (12)$$

em que  $S(h)$  é a extração de água pelas raízes [ $T^{-1}$ ];  $S_p$  é a taxa potencial de extração de água pelas raízes [ $T^{-1}$ ]; e  $a(h)$  o estresse hídrico que depende da umidade do solo e das características da vegetação [-]. Essa metodologia considera potenciais de extração de água iguais a zero próximo à saturação e abaixo do ponto de murcha permanente.

Além do modelo de Feddes, Kowalikj e Zaradny (1978), o *software* também considera a metodologia “S-shaped” proposta por van Genuchten (1987) para relacionar o parâmetro de estresse hídrico com o potencial matricial presente no solo. Todavia, o modelo “S-shaped” adiciona o fator osmótico no cômputo da extração de água pelas raízes:

$$S(h, h_\phi) = a(h, h_\phi)S_p \quad (13)$$

em que  $h_\phi$  é o potencial osmótico [L].

O novo modelo proposto por van Genuchten (1987) considera o parâmetro de estresse hídrico como a relação entre os potenciais (matricial e osmótico) na forma aditiva ou multiplicativa, sendo equacionados, respectivamente, da seguinte maneira:

$$a(h, h_\phi) = \frac{1}{1 + \left( \frac{h + h_\phi}{h_{50}} \right)^P} \quad (14)$$

$$a(h, h_\phi) = \frac{1}{1 + (h/h_{50})^{P1}} \times \frac{1}{1 + (h_\phi/h_{\phi50})^{P2}} \quad (15)$$

em que P, P1 e P2 são constantes experimentais;  $h_{50}$  o potencial matricial no qual a taxa de extração de água é reduzida em 50% em condições negligenciáveis de estresse osmótico [L]; e  $h_{\phi50}$  o potencial osmótico no qual a taxa de extração de água é reduzida em 50% em condições negligenciáveis de estresse hídrico [L].

Deve-se destacar que essa metodologia difere ainda mais da proposta por Feddes, Kowalikj e Zaradny (1978) por não considerar a redução da transpiração quando o solo se aproxima da saturação. Tal fato é justificável em solos cuja saturação ocorre raramente ou em um curto intervalo de tempo (SIMUNEK et al., 2013).

A partir da escolha do modelo para quantificar a extração de água pelas raízes, deve-se estabelecer a distribuição do sistema radicular no perfil do solo, ao longo do qual a captação de água ocorrerá (SIMUNEK et al., 2013).

$$S_p = b(z)T_p \quad (16)$$

em que  $b(z)$  é a distribuição normalizada da extração de água pelas raízes [L<sup>-1</sup>]. Essa função tem por objetivo descrever a distribuição do potencial de extração de água pelas raízes ao longo do perfil do solo, ou seja, particiona a transpiração potencial ao longo da região de domínio do sistema radicular. Logo, a partir da Equação 12, pode-se escrever:

$$S(h, h_\phi, z) = a(h, h_\phi)b(z)T_p \quad (17)$$

$$T_p = \int_L S_p dz \quad (18)$$

em q L é o comprimento do perfil do solo em que ocorre atuação do sistema radicular [L].

O modelo de Richards considera o movimento da água no solo de maneira uniforme (equilíbrio), ou seja, toda a água está disponível e participa normalmente do transporte.

Entretanto, outro conceito que considera o fluxo em um sistema de porosidade dupla foi proposto (PHILIP, 1968), no qual a água no solo é dividida em parcela móvel (disponível para o transporte; macroporos) e parcela imóvel (indisponível para o transporte; matriz do solo; microporos), sendo descrita da seguinte maneira:

$$\theta = \theta_m + \theta_{im} \quad (19)$$

em que  $\theta$  é a umidade total do solo [ $L^3 L^{-3}$ ];  $\theta_m$  a umidade móvel do solo [ $L^3 L^{-3}$ ]; e  $\theta_{im}$  a umidade imóvel do solo [ $L^3 L^{-3}$ ].

A formulação utilizada no Hydrus-1D para considerar o transporte por meio da porosidade dupla é o conjunto da equação simplificada de Richards para descrever o movimento de água nos macroporos com um balanço de massa simples, o qual considera a relação da água com a matriz do solo (SIMUNEK et al., 2003):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S_m - \Gamma_a \\ \frac{\partial \theta_{im}}{\partial t} &= -S_{im} + \Gamma_a \end{aligned} \quad (20)$$

em que  $S_m$  e  $S_{im}$  são a extração de água da parcela móvel e imóvel, respectivamente [ $L^3 L^{-3}$ ]; e  $\Gamma_a$  a taxa de transferência de água da parcela móvel para a imóvel.

Além dessas concepções, o *software* permite a modelagem da dinâmica da água no solo considerando o meio como de dupla permeabilidade, o qual difere do de dupla porosidade por levar em conta o transporte da água também contida nos microporos. Mais detalhes sobre esse procedimento podem ser encontrados em Gerke e van Genuchten (1993, 1996).

Para a simulação do comportamento da umidade é preciso que os parâmetros hidrológicos necessários ao funcionamento do modelo sejam previamente determinados. Dessa forma, estes podem ser mensurados diretamente em laboratório ou determinados a partir de funções de pedotransferência (LIAO et al., 2014), as quais se baseiam em atributos físico-químicos do solo (textura, teor de matéria orgânica e peso específico) para estimar os parâmetros hidrológicos. Todavia, devido às dificuldades dos procedimentos laboratoriais e das limitações das funções de pedotranferência, o *software* permite que esses parâmetros sejam determinados indiretamente por meio do método inverso (RADCLIFFE; SIMUNEK, 2010).

A modelagem inversa adotada pelo Hydrus baseia-se na minimização da Função Objetivo pelo método não linear de Levenberg-Marquardt (MARQUARDT, 1963). A

resolução inversa busca minimizar a diferença entre valores observados (potencial matricial ou umidade do solo) e aqueles simulados alterando os parâmetros hidrológicos do solo, tendo sido bastante aplicada devido a sua praticidade e utilização de dados reais observados em campo (BOURGEOIS et al., 2016; QU et al., 2014).

### 2.3.2 Condições iniciais e de contorno

Para a resolução do modelo de Richards numericamente é necessário, primeiramente, que algumas condições sejam atribuídas. Assim, para a partida do processo iterativo as condições iniciais do solo devem ser estabelecidas, podendo ser o seu perfil de pressão mátrica ou de umidade (SIMUNEK et al., 2013).

$$h(z, t) \quad t=t_0 \quad (21)$$

$$\theta(z, t) \quad t=t_0 \quad (22)$$

em que  $t_0$  é o momento de início da simulação.

Além disso, devem-se estabelecer as condições de contorno que envolve o perfil de solo em estudo. Tais condições são divididas em duas vertentes, aquelas que independem e aquelas que dependem do sistema. As primeiras são utilizadas quando se tem um conhecimento prévio da pressão ou fluxo nas bordas e estas são indiferentes ao que está acontecendo ao seu redor (RADCLIFFE; SIMUNEK, 2010). As condições independentes do sistema podem ser classificadas em tipo-1 (Dirichlet), tipo-2 (Neumann) e o caso particular do tipo-2 (gradiente), respectivamente (SIMUNEK et al., 2013).

$$h(z, t) = h_0(z, t) \quad (23)$$

$$-K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = J_0(z, t) \quad (24)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} + 1 = g_0(z, t) \quad (25)$$

em que  $h_0$  é a carga hidráulica atribuída [L];  $J_0$  o fluxo de água atribuído [L T<sup>-1</sup>]; e  $g_0$  é o gradiente hidráulico atribuído [L L<sup>-1</sup>]. A equação 13, normalmente, é utilizada para simular a drenagem livre na parte inferior do perfil de solo quando a zona de saturação é profunda e não interfere no sistema.

Por outro lado, as condições de contorno que são dependentes do sistema envolvem as situações em que se considera a influência da atmosfera (ex. precipitação e evaporação) nesse sistema, a qual é extremamente variante no tempo e controla, junto às condições de umidade

próximas à superfície, a entrada de água no sistema (RADCLIFFE; SIMUNEK, 2010). O modelo matemático que descreve essa dependência das condições atmosféricas foi desenvolvido por Neuman, Feddes e Bresler (1974) e pode ser descrito da seguinte forma:

$$\left| K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right| \leq E \quad (26)$$

$$h_a \leq h \leq h_s \quad (27)$$

em que  $E$  é a taxa máxima potencial de infiltração ou evaporação para a condição atmosférica momentânea [ $L T^{-1}$ ];  $h$  é a carga hidráulica na superfície do solo [L]; e  $h_a$  e  $h_s$  são as cargas hidráulicas mínima e máxima na superfície do solo, respectivamente, as quais dependem das características do solo.

De acordo com Radcliffe e Simunek (2010) o parâmetro  $h_a$  é determinado a partir da condição de equilíbrio entre a água no solo e o vapor de água na atmosfera. Por outro lado, assume-se que  $h_s$  é igual a zero para condições de “*runoff*” iniciados instantaneamente ou igual ao acúmulo de uma lâmina de água na superfície antes que o escoamento superficial inicie. Para maior detalhamento é recomendada a leitura do trabalho de Feddes, Bresler e Neuman (1974).

## 2.4 Geoestatística

### 2.4.1 Características da variabilidade espacial

Os fenômenos naturais podem apresentar características de dependência espacial que devem ser devidamente analisadas, uma vez que o seu tratamento não adequado pode prejudicar o entendimento dos resultados e comprometer a integridade do trabalho. No caso de variáveis hidrológicas é praticamente evidente a existência de dependência espacial, principalmente quando essas envolvem os atributos do solo (LIMA et al., 2014) e as características dos ambientes florestais (TERRA; MELLO; MELLO, 2015).

Apesar da alta variabilidade da condutividade hidráulica saturada do solo na bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, Alvarenga et al. (2011) observaram que a mesma apresentava dependência espacial. Os autores atrelaram essa variabilidade aos diferentes tipos e usos do solo, sendo que os maiores valores de condutividade foram observados em ambientes de Latossolo e Cambissolo. O primeiro possui características físicas (estrutura

granular) que proporciona valores elevados de condutividade hidráulica, enquanto que o segundo encontra-se em ambiente de Mata Atlântica, a qual propicia a esse solo melhores condições de infiltração e redistribuição de água.

Da mesma forma, avaliando o comportamento espaço-temporal da umidade do solo em uma sub-bacia na Itália com diferentes usos do solo, Zucco et al. (2014) observaram menor variabilidade espacial da umidade dentro de cada tipo de uso quando comparado com a variabilidade na bacia, evidenciando a influência dos diferentes tipos de ecossistema no comportamento espacial da umidade do solo.

Além dos atributos do solo e características dos ecossistemas que influenciam no comportamento espacial da umidade do solo, variáveis meteorológicas também afetavam a variabilidade espaço-temporal da umidade, podendo-se destacar a precipitação, a temperatura do solo e do ar e a insolação (CHO; CHOI, 2014).

Tais fatos elucidam os diversos fatores que interferem espacialmente a dinâmica da água no solo e que são essenciais para os estudos hidrológicos. Portanto, torna-se de suma importância considerar esses fenômenos espacialmente distribuídos, sendo a geoestatística uma ferramenta crucial para essas avaliações.

#### **2.4.2 Teoria geoestatística**

Para a aplicação correta das técnicas geoestatísticas é necessário o conhecimento de alguns conceitos que regem a modelagem matemática da continuidade espacial. Tais conceitos englobam a definição de variável regionalizada, as hipóteses de estacionariedade e intrínseca e a definição de variograma.

No estudo do comportamento espacial de um fenômeno é realizada a amostragem em diversos pontos dentro da área de interesse. Os valores observados em cada ponto são provindos de interações físicas complexas da natureza, as quais são, atualmente, muito pouco conhecidas, impossibilitando o tratamento do fenômeno como um processo determinístico (WEBSTER; OLIVER, 2007). Nesse sentido, devido às complexas interações gerarem respostas totalmente imprevisíveis, os fenômenos naturais (umidade do solo, precipitação, etc.) são tratados como fenômenos aleatórios, sendo que cada ponto do espaço é considerado uma realização da função aleatória  $Z(x_i)$ , a qual para cada coordenada  $x_i$ , para  $i= 1, 2, 3, 4, \dots$ , (podendo assumir até 3 dimensões) possui uma média, uma variância e uma função densidade de probabilidades (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989).



O conjunto de realizações (descrito por  $z(x_i)$ ) da função  $Z(x_i)$  para cada ponto em uma área e em um determinado momento (amostragem) é denominado variável regionalizada (MATHERON, 1963). Devido a esse entendimento, surgiu a possibilidade de atribuir hipóteses e, com isso, deduzir as equações essenciais ao estudo da continuidade espacial (VIEIRA, 2000).

A partir desse pressuposto surgiram as hipóteses básicas que regem as formulações matemáticas do fenômeno de dependência espacial. Em primeiro plano, a hipótese da estacionariedade de segunda ordem pressupõe que a esperança matemática da variável  $Z(x_i)$ , para  $i = 1, 2, 3, 4, \dots$ , é igual para todos os pontos (não há tendência nos dados), ou seja, não depende da posição  $x_i$ , possui variância finita e covariância que depende apenas da distância  $h$  que separa os pontos amostrados (VIEIRA, 2000):

$$E[Z(x_i)] = m \quad (28)$$

$$C(0) = E[Z^2(x_i)] - m^2 = \text{Var}\{Z(x_i)\} \quad (29)$$

$$C(h) = E[Z(x_i)Z(x_i + h)] - m^2 \quad (30)$$

em que  $m$  é a média dos valores amostrados na área;  $C(0)$  a variância dos dados; e  $C(h)$  a covariância para uma distância  $h$ .

Todavia, muitos fenômenos apresentam característica infinita de dispersão, não permitindo que o segundo termo da hipótese de estacionariedade seja cumprido (variância finita). Dessa forma, uma hipótese menos restritiva torna-se necessária, sendo a intrínseca a solução para os mais diversos tipos de problemas. A hipótese intrínseca preconiza a relação da diferença entre pontos amostrados separados por uma distância  $h$  (não depende da existência de uma variância finita), sendo assumida como zero a esperança matemática para valores pequenos de  $h$  (WEBSTER; OLIVER, 2007):

$$E[Z(x_i) - Z(x_i + h)] = 0 \quad (31)$$

$$\text{Var}[Z(x_i) - Z(x_i + h)] = 2\gamma(h) \quad (32)$$

em que  $\gamma(h)$  é definido como a semivariância.

O gráfico que esboça o comportamento das semivariâncias com relação à distância é denominado semivariograma empírico. Tal gráfico pode ser construído a partir da reformulação da Equação 20 para o cálculo das semivariâncias:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (33)$$

em que  $N(h)$  é o número de pares de pontos para a distância  $h$ ;  $z(x_i)$  e  $z(x_i + h)$  os valores observados e separados por uma distância  $h$ .

As semivariâncias que compõem o semivariograma empírico estão na forma discreta, ou seja, não se conhece a semivariância para toda distância  $h$ . Nesse caso, torna-se necessário o ajuste de um modelo teórico aos dados empíricos para que se possa inferir sobre as semivariâncias em todas as distâncias em que se apresenta dependência espacial.

Os diversos trabalhos que utilizam das premissas geoestatísticas na modelagem da continuidade espacial preconizam a normalidade dos dados amostrados (AALTO; PIRINEN; HEIKKINEN, 2013), uma vez que dados com distribuições assimétricas geram maiores incertezas na estimativa das semivariâncias. Tal fato é devido a maior presença de valores extremos, os quais interferem diretamente na determinação da variância espacial dos dados, diminuindo assim a confiabilidade do semivariograma e, conseqüentemente, enviesando o procedimento de espacialização (WEBSTER; OLIVER, 2007).

Além disso, também deve ser levado em consideração a estacionariedade dos dados, uma vez que toda teoria geoestatística foi fundamentada nesse conceito e caso seja observado comportamento de tendência, esta deve ser removida antes da modelagem (FERRARI; APUANI; GIANI, 2014). Outra consideração importante é a análise da anisotropia dos dados, uma vez que o fenômeno em estudo pode apresentar diferente comportamento espacial em função de sua orientação na área (CRESSIE, 1994). No caso de a variável apresentar comportamento semelhante para todas as direções, a dependência espacial é considerada isotrópica e, com isso, maior a facilidade do processo de modelagem.

### **2.4.3 Ajuste de modelos teóricos e espacialização da variável**

Diversos métodos foram desenvolvidos para possibilitar a modelagem da variável em toda área de interesse. Dentre os mais variados tipos de modelos, aqueles que possuem patamar têm se destacado (KORRES et al., 2015; SANTOS et al., 2013), uma vez que sua principal característica é de que o fenômeno em estudo possua variância espacial finita. Portanto, esses modelos estabelecem um limítrofe à ocorrência da dependência espacial. A partir desse ponto (distância), o fenômeno passa a ser tratado como aleatório, podendo a estatística clássica ser tranquilamente aplicada. Por outro lado, os modelos sem patamar são recomendados no estudo de fenômenos que possuem variância infinita (WEBSTER;

OLIVER, 2007) ou quando no procedimento de amostragem a abrangência espacial do fenômeno em questão não for completamente contemplada.

Nos estudos que envolvem hidrologia do solo, os modelos que possuem patamar em sua configuração têm sido os preferidos. Dentre a grande variedade de opções para modelar o semivariograma empírico, os modelos que têm mostrado os melhores resultados são o exponencial, o esférico e o gaussiano, respectivamente (LI et al., 2013; OBROSLAK; DOROZHYNKY, 2017):

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right]; 0 < h < d \quad (34)$$

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left\{ \frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right\} & h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad (35)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{h^2}{a^2}\right) \right\} \quad (36)$$

em que  $C_0$  é o efeito pepita; o  $C_1$  a contribuição;  $a$  o alcance que define a extensão espacial do modelo; e  $h$  o vetor que define a distância entre os pontos.

Os procedimentos que existem para ajustar os modelos teóricos às semivariâncias são (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLE, 2001):

- Método dos Mínimos Quadrados Ordinários (MQO): o qual busca minimizar o erro quadrático das diferenças. Nesse método, atribui-se o mesmo peso às semivariâncias empíricas;
- Método dos Mínimos Quadrados Ponderados (MQP): da mesma forma, busca minimizar o erro quadrático das diferenças. Todavia, atribui os maiores pesos às semivariâncias que são formadas por uma maior quantidade de pares de pontos (nuvem de pontos);
- Método da Máxima Verossimilhança (MV): determina os parâmetros que maximizam a probabilidade conjunta dos dados amostrados, ou seja, seleciona os parâmetros que apresentarem a maior verossimilhança.

Todos esses métodos têm sido testados e aplicados no estudo da continuidade espacial de diversos fenômenos hidrológicos. Mello et al. (2011) avaliaram os melhores modelos e métodos de ajuste para descrever o comportamento espacial da umidade do solo na camada de

0-0,2 m e concluíram que o modelo exponencial e esférico associados com os métodos do MQP e da MV apresentaram o melhor ajuste aos dados em uma bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira.

De maneira semelhante, Alvarenga et al. (2011) aplicaram essa mesma avaliação para modelar a dependência espacial da condutividade hidráulica saturada e observaram que o modelo esférico foi o que melhor representou o comportamento espacial dessa variável. Todavia, o método de ajuste que inferiu nos menores erros de estimativa foi o dos MQO. Por conseguinte, é notável a necessidade de se avaliar qual o melhor modelo e método de ajuste para cada situação e fenômeno em que se esteja estudando o padrão de distribuição espacial, possibilitando assim a espacialização mais robusta dos dados.

Após a modelagem do semivariograma empírico o processo de inferência da variável para toda área é realizado por meio da krigagem. Vários são os procedimentos matemáticos que compõem o conjunto das krigagem existentes (SANTRA; DAS; CHAKRAVARTY, 2012). Todavia, a krigagem ordinária é, na prática, a mais adotada devido às características robustas de sua configuração. Dentre essas características, a garantia de uma estimativa não enviesada e com variância mínima possibilita uma espacialização confiável da variável (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989).

### 3 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os ambientes de Mata Atlântica são de extrema importância na questão de preservação dos recursos naturais. Todavia, a histórica pressão sofrida por esse ecossistema altera as condições hidrológicas das bacias brasileiras, principalmente no tocante à dinâmica da água no solo, à geração de escoamento superficial direto e a recarga subterrânea.

Nesse sentido, a partir do *software* Hydrus-1D, a modelagem da dinâmica da água na zona não saturada do solo, em um fragmento de Mata Atlântica, foi realizada neste trabalho em duas fases distintas. Primeiramente, os parâmetros que compõem as formulações da curva característica e da condutividade hidráulica não saturada foram determinados aplicando-se a metodologia inversa. Posteriormente, a acurácia do modelo foi testada por meio da comparação da umidade observada com a simulada para dois anos consecutivos de monitoramento.

Dessa forma, tornou-se possível o entendimento da real importância desses ambientes na longevidade dos recursos hídricos. Portanto, este trabalho pode servir como embasamento na tomada de decisões e aplicações de políticas públicas no intuito de preservar os recursos hídricos e garantir o suprimento desses às diversas atividades que moldam a população e, conseqüentemente, os ecossistemas.

## REFERÊNCIAS

- AALTO, J.; PIRINEN, P.; HEIKKINEN, J. Spatial interpolation of monthly climate data for Finland: comparing the performance of kriging and generalized additive models. **Theoretical and Applied Climatology**, Wien, v. 112, p. 99–111, 2013.
- ALDAOOD, A.; BOUASKER, M.; AL-MUKHTAR, M. Soil–water characteristic curve of gypseous soil. **Geotechnical and Geological Engineering**, London, v. 33, p. 123–135, 2015.
- ALVARENGA, C. C. et al. Continuidade espacial da condutividade hidráulica saturada do solo na bacia hidrográfica do alto rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, p. 1745–1757, 2011.
- ASSOULINE, S.; TESSIER, D.; BRUAND, A. A conceptual model of the soil water retention curve. **Water Resources Research**, Washington, v. 34, n. 2, p. 223–231, 1998.
- ÁVILA, L. F. et al. Partição da precipitação pluvial em uma microbacia hidrográfica ocupada por Mata Atlântica na serra da Mantiqueira, MG. **Ciencia Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 583–595, 2014.
- BORDONI, M. et al. Improving the estimation of complete field soil water characteristic curves through field monitoring data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 552, p. 283–305, 2017.
- BOURGEOIS, O. L. E et al. Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 541, p. 116–126, 2016.
- BROCCA, L. et al. Catchment scale soil moisture spatial–temporal variability. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 422–423, p. 63–75, 2012.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins: Colorado State University, 1964. (Paper nº 3).
- BURDINE, N. Relative permeability calculations from pore size distribution data. **Petroleum Transactions, AIME**, New York, v. 198, p. 71–78, 1953.
- CRESSIE, N. A. C. **Statistics for spatial data**. New York: J. Wiley & Sons, 1994.
- CHO, E.; CHOI, M. Regional scale spatio-temporal variability of soil moisture and its relationship with meteorological factors over the Korean peninsula. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 516, p. 317–329, 2014.
- DETTMANN, U. et al. On the applicability of unimodal and bimodal van Genuchten – Mualem based models to peat and other organic soils under evaporation conditions. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 515, p. 103–115, 2014.
- DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. **Water Resource**, Cham, v. 32, p. 211–223, 1994.
- EWERS, R. M.; BANKS-LEITE, C. Fragmentation impairs the microclimate buffering effect of tropical forests. **PLoS ONE**, v. 8, n. 3, p. 1–7, 2013.

- FEDDES, R. A.; BRESLER, E.; NEUMAN, S. P. field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. **Water Resources Research**, Washington, v. 10, n. 6, p. 1199–1206, 1974.
- FEDDES, R. A.; KOWALIK, P. J.; ZARADNY, H. **Simulation of field water use and crop yield**. Wageningen: Centre for agricultural publishing and documentation, 1978.
- FERNANDO, L.; MAGNAGO, S.; ROCHA, M. F. Microclimatic conditions at forest edges have significant impacts on vegetation structure in large Atlantic forest fragments. **Biodiversity Conservation**, Cham, v. 24, p. 2305–2318, 2015.
- FERRARI, F.; APUANI, T.; GIANI, G. P. Rock Mass Rating spatial estimation by geostatistical analysis. **International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences**, London, v. 70, p. 162–176, 2014.
- GALDOS, F. V. et al. Estimated distributed rainfall interception using a simple conceptual model and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 468–469, p. 213–228, 2012.
- GALLEGUILLOS, M. et al. Estimation of actual evapotranspiration over a rainfed vineyard using a 1-D water transfer model: A case study within a Mediterranean watershed. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 184, p. 67–76, 2017.
- GERKE, H. H.; VAN GENUCHTEN, M. T. A Dual-Porosity Model for Simulating the Preferential Movement of Water and Solutes in Structured Porous Media. **Water Resources Research**, Washington, v. 29, n. 2, p. 305–319, 1993.
- GERKE, H. H.; VAN GENUCHTEN, M. T. Macroscopic representation of structural geometry for simulating water and solute movement in dual-porosity media. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 19, n. 6, p. 343–357, 1996.
- HOLWERDA, F. et al. Wet canopy evaporation from a Puerto Rican lower montane rain forest: The importance of realistically estimated aerodynamic conductance. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 414–415, p. 1–15, 2012.
- ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **An introduction to applied geostatistics**. Oxford: Oxford University, 1989.
- JUNQUEIRA JUNIOR, J. A. et al. Time-stability of soil water content (SWC) in an Atlantic Forest - Latosol site. **Geoderma**, Amsterdam, v. 288, p. 64–78, 2017.
- KORRES, W. et al. Spatio-temporal soil moisture patterns – A meta-analysis using plot to catchment scale data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 520, p. 326–341, 2015.
- KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. **Water Resource**, Cham, v. 32, p. 2697–2703, 1996.
- LAI, J.; REN, L. Estimation of effective hydraulic parameters in heterogeneous soils at field scale. **Geoderma**, Amsterdam, v. 264, p. 28–41, 2016.
- LEÃO, T. P.; GENTRY, R. Numerical modeling of the effect of variation of boundary conditions on vadose zone hydraulic properties. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, p. 263–272, 2011.

- LI, H. et al. Spatio-temporal variability of soil moisture and its effect on vegetation in a desertified aeolian riparian ecotone on the Tibetan Plateau, China. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 479, p. 215–225, 2013.
- LIAO, K. et al. Using different multimodel ensemble approaches to simulate soil moisture in a forest site with six traditional pedotransfer functions. **Environmental Modelling and Software**, Oxford, v. 57, p. 27–32, 2014.
- LIMA, G. C. et al. Variabilidade de atributos do solo sob pastagens e mata atlântica na escala de microbacia hidrográfica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campinas, v. 18, n. 5, p. 517–526, 2014.
- MA, D. et al. An improved method for determining Brooks–Corey model parameters from horizontal absorption. **Geoderma**, Amsterdam, v. 263, p. 122–131, 2016.
- MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics**, Philadelphia, v. 11, n. 2, p. 431–441, 1963.
- MARTINEZ, G. et al. Modeling local control effects on the temporal stability of soil water content. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 481, p. 106–118, 2013.
- MATHERON, G. Principles of geostatistics. **Economic Geology**, Lancaster, v. 58, p. 1246–1266, 1963.
- MELLO, C. et al. Spatial distribution of top soil water content in an experimental catchment of Southeast Brazil. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 285–294, 2011.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, n. 3, p. 513–522, 1976.
- NEUMAN, S. P.; FEDDES, R. A.; BRESLER, E. **Finite element simulation of flow in saturated-unsaturated soils considering water uptake by plants**. Haifa: Hydraulic Engineering Laboratory, 1974. (Third Annual Report).
- OBROSLAK, R.; DOROZHYNKY, O. Selection of a semivariogram model in the study of spatial distribution of soil moisture. **Journal of Water and Land Development**, Raszyn, v. 35, p. 161–166, 2017.
- PHILIP, J. R. The theory of absorption in aggregated media. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 6, p. 1–19, 1968.
- PRASAD, C. et al. Measurement and modeling of rainfall interception by two differently aged secondary forests in upland eastern Madagascar. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 545, p. 212–225, 2017.
- PRUNTY, L.; CASEY, F. X. M. Soil water retention curve description using a flexible smooth function. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 1, p. 179–185, 2002.
- QU, W. et al. Effects of soil hydraulic properties on the spatial variability of soil water content: evidence from sensor network data and inverse modeling. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 13, n. 12, p. 1–12, 2014.



- RADCLIFFE, D.; SIMUNEK, J. **Soil physics with HYDRUS: modeling and applications**. Boca Raton: CRC, 2010.
- RIBEIRO, J. R. P. J.; DIGGLE, P. J. GeoR: a package for geostatistical analysis. **R-NEWS**, Davis, v. 1, n. 2, p. 15-18, 2001.
- ROSSI, C.; NIMMO, J. R. Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, n. 3, p. 701–708, 1994.
- SANTOS, M. C. N. et al. Spatial continuity of soil attributes in an Atlantic Forest remnant in the Mantiqueira Range, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 37, n. 1, p. 68–77, 2013.
- SANTRA, P.; DAS, S. B.; CHAKRAVARTY, D. Spatial prediction of soil properties in a watershed scale through maximum likelihood approach. **Environmental Earth Sciences**, Heidelberg, v. 65, p. 2051–2061, 2012.
- SAYAH, B.; GIL-RODRÍGUEZ, M.; JUANA, L. Development of one-dimensional solutions for water infiltration. Analysis and parameters estimation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 535, p. 226–234, 2016.
- SCHRUMPF, M. et al. Net precipitation and soil water dynamics in clearings, old secondary and old-growth forests in the montane rain forest belt of Mount Kilimanjaro, Tanzania. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 25, p. 418–428, 2011.
- SCHWEN, A.; ZIMMERMANN, M.; BODNER, G. Vertical variations of soil hydraulic properties within two soil profiles and its relevance for soil water simulations. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 516, p. 169–181, 2014.
- SHOUSE, P. J.; AYARS, J. E. Simulating root water uptake from a shallow saline groundwater resource. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 98, p. 784–790, 2011.
- SIMUNEK, J. et al. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 272, p. 14–35, 2003.
- SIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; SEJNA, M. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n. 2, p. 587–600, 2008.
- SIMUNEK, J. et al. **The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solute in variably-saturated media**. Versão 4.17. Riverside: Department of Environmental Sciences University of California Riverside, 2013.
- SU, L. et al. Approximate solution of a one-dimensional soil water infiltration equation based on the Brooks-Corey model. **Geoderma**, Amsterdam, v. 297, p. 28–37, 2017.
- SUBBAIAH, R. A review of models for predicting soil water dynamics during trickle irrigation. **Irrigation Science**, New York, v. 31, p. 225–258, 2013.
- TERRA, M. C. N. S. et al. Stemflow in a neotropical forest remnant: vegetative determinants, spatial distribution and correlation with soil moisture. **Trees**, Santa Monica, v. 32, p. 323–325, 2018.

TERRA, M. C. N. S.; MELLO, J. M.; MELLO, C. R. Relação espacial do carbono da vegetação e matéria orgânica do solo na serra da Mantiqueira. **Floresta e Ambiente**, Seropédica, v. 22, n. 4, p. 446–455, 2015.

VALIANTZAS, J. D. Combined Brooks-Corey/Burdine and van Genuchten/Mualem closed-form model for improving prediction of unsaturated conductivity. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 137, p. 223–233, 2011.

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

VAN GENUCHTEN, M. T. H. **A numerical model for water and solute movement in and below the root zone**. Riverside: United States Department of Agriculture Agricultural Research Service U.S. Salinity Laboratory, 1987.

VAN LIER, Q. D. J. N.; PINHEIRO, E. A. R. An alert regarding a common misinterpretation of the van Genuchten  $\alpha$  parameter. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 42, p. 1–5, 2018.

VAN STAN, J. T.; LEVIA, D. F.; JENKINS, R. B. Forest canopy interception loss across temporal scales: implications for urban greening initiatives. **Professional Geographer**, Washington, v. 67, n. 1, p. 41–51, 2015.

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V. V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. v. 1, p. 1-54.

VOGEL, T.; CÍSLEROVÁ, M. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in Porous Media**, Dordrecht, v. 3, p. 1-15, 1988.

VOGEL, T.; VAN GENUCHTEN, M. T.; CISLEROVA, M. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 24, p. 133–144, 2001.

WEBSTER, R.; OLIVER, M. A. **Geostatistics for environmental scientists**. 2th ed. Chichester: J. Wiley & Sons, 2007.

ZHAI, Q.; RAHARDJO, H. Determination of soil–water characteristic curve variables. **Computers and Geotechnics**, Barking, v. 42, p. 37–43, 2012.

ZHANG, Y. et al. Effects of plant roots on soil preferential pathways and soil matrix in forest ecosystems. **Journal of Forestry Research**, Colombo, v. 26, n. 2, p. 397–404, 2015.

ZIMMERMANN, A. et al. Predictability of stemflow in a species-rich tropical forest. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 29, p. 4947–4956, 2015.

ZIMMERMANN, B.; ELSENBEEER, H. Spatial and temporal variability of soil saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 361, p. 78–95, 2008.

ZUCCO, G. et al. Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and monitoring. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v. 516, p. 193–199, 2014.

## **SEGUNDA PARTE – ARTIGO**

### **ARTIGO 1 – SOIL MOISTURE AND GROUNDWATER RECHARGE PREDICTION IN AN ATLANTIC FOREST-OXISOL SITE**

**ABSTRACT:** Soil moisture plays crucial role in the hydrological processes, especially those that involved forest environments. In this context, this study aimed to simulate up to 1.0 m depth soil moisture and potential groundwater recharge in an Atlantic Forest-Oxisol site through the Richard's equation solution by means Hydrus-1D. The study was conducted using eighteen sets of hydrological monitoring, framed by a manual rain gauge, a stemflow apparatus and a 1.0 m profile tube to soil moisture measurement. After each rainfall event, throughfall, stemflow and soil moisture were measured between January/2016 and February/2018, forming a based-event dataset. Throughfall and stemflow were then summed to account for net precipitation (NP), which is defined as the gross precipitation (GP) portion that reaches the forest floor. In order to improve the Hydrus calibration, a daily measurement campaign was carried out in January and February of 2018, aiming to refine the water breakthrough in the soil profile. On the other hand, the validation period comprehended the years of 2016 and 2017. During the validation, the amount of water drained through the profile bottom was accounted as groundwater recharge. For periods longer than 15 days without rain the soil moisture measurement was carried out. Geostatistical procedure was used to map both observed and simulated soil moisture in order to analyze the Hydrus 1D ability to extend the simulation for the entire area. For the calibration period, NS, ER and RMSE precision statistics ranged from 0.34 to 0.86; 0.0237 to 0.0398; and 0.0095 to 0.0185, respectively. Contrasting, in the validation step these statistics ranged, respectively, from -0.35 to 0.63; 0.0368 to 0.0760; and 0.0138 to 0.0315. Despite nine sets had presented NS close to zero or even negative, the spatial distribution of the simulated and observed soil moisture was similar, allowing to strength the validation of Hydrus 1D under this kind of environment. Finally, the average groundwater recharge in the Atlantic Forest-Oxisol site was 386 mm (31% of gross precipitation) and 429 mm (39% of gross precipitation) for 2016 and 2017, respectively.

**KEYWORDS:** Semi-deciduous tropical forest. Hydropedology. Hydrus. Inverse modeling.

## 1 Introduction

The conservation of natural environments is crucial to improve the hydrological variables and to guarantee the longevity of water supply for ecological, social and economic activities. It has become even more necessary since Southeastern Brazil has been faced drier years recently (COELHO et al., 2016) and, hence, increasing the water demand conflicts and harming the environment. Therefore, studies concerning the water dynamics, e.g., soil moisture and groundwater recharge, should be prime required as supporting for ecological services (LU et al., 2011) once they are fundamental for the water availability, primarily in the recession periods.

In this context, many studies have deeply investigated the importance of different environments on the water balance (MELLO et al., 2019; PEREIRA et al., 2016). Among them, Atlantic forest sites have stood out due to the complexity associated to the hydrological processes, mainly related with the improvement for water infiltration and groundwater recharge compared to other land uses (PINTO et al., 2017). Further, Atlantic forest is an endangered hotspot biome (MYERS et al., 2000), and, thus, a very special attention with its eco-hydrological functions is necessary.

These improvements were reported by Durães and Mello (2013) in a study regarding the runoff components in two basins with different soils and land uses. They observed a greater base flow contribution in areas with Atlantic Forest, even with a higher amount rainfall over these lands. For an Atlantic forest catchment in the Mantiqueira range, Mello et al. (2019), studying the water budget, observed a meaningful contribution to groundwater recharge, highlighting the importance of this biome for water supply during recession periods. Such outstanding behavior is mainly due to the improvement of the soil capability to conduct water provided by the Atlantic forest sites (PINTO et al., 2016).

Although most studies have accounted for the impact of this environment on the hydrological variables at the watershed scale (MELLO et al., 2019), further advances related with the interaction among the climate, the forest canopy (vegetative structure), and the soil are fundamental, since this peculiar relationship drives all the subsequent hydrological processes. This is especially important for Atlantic Forest-Oxisol sites, because Oxisols are well-known to favour water infiltration and percolation (ROCHA et al., 2016). The soil moisture time-stability and its relationship to eco-hydrological variables were investigated in such environment by Junqueira Junior et al. (2017). However, the soil water dynamics and

potential groundwater recharge studies are scanty. Thus, urgent studies to evaluate the singularity of the hydrological processes provided by Atlantic forest-Oxisol sites are demanded to confront the water scarcity faced in the last few years.

The forest hydrological process begins with the interaction between rain and the forest canopy. The rainfall that reaches the canopy (gross rainfall/precipitation) is split into different pathways allowing only a portion to reach the forest floor. The amount of rain which is held by the forest canopy returns to the atmosphere by evaporation. On the other hand, the portion that reaches the soil encompasses the throughfall (rainfall that passes through and droop from the canopy), and the stemflow (flowing by the trunks). The throughfall + stemflow are known as net precipitation and will interact with the forest floor, driving infiltration, evapotranspiration and surface runoff.

The amount of infiltrated water into the vadose zone depends on the soil physical characteristics (OJHA et al., 2014). Thus, an accurate determination of the soil hydraulic parameters will provide better results on the water budget simulation by models, highlighting soil moisture and groundwater recharge (SAGHRAVANI et al., 2016). However, the estimation of such parameters in laboratory has been laborious and time consuming. Furthermore, this procedure in experimental areas may not represent the actual soil-water interaction.

Alternatively, some studies have used the inverse functions to determine the soil hydraulic parameters since they require the measured hydrological variables under field conditions (SAGHRAVANI et al., 2016; WHANG et al., 2016). In this sense, Hydrus software versions [1D; 2D; 3D] (SIMUNEK; VAN GENUCHTEN; SEJNA, 2008) have been widely implemented. Its 1D configuration has been used, demonstrating good results in different geophysical situations (CHEN; WILLGOOSE; SACO, 2014; VALDES-ABELLAN et al., 2015). However, this configuration has been often applied for discrete points (BOURGEOIS et al., 2016; SCHWEN; ZIMMERMANN; BODNER, 2014) instead of trying to simulate the soil water behavior for the entire area.

Since 1D configuration does not account for the well-known soil moisture spatial behavior (MELLO et al., 2011; VERECKEN et al., 2014), it is interesting the application of spatial statistics to assess this model performance over the studied area and ensure its applicability for this purpose. Thus, this study aimed to: (i) inversely determine the soil hydraulic parameters for an Atlantic Forest-Oxisol site; (ii) apply a geostatistical tool to verify the model capability for simulating the soil moisture for the entire studied site; and (iii) assess

the potential groundwater recharge to better understand the role of Atlantic Forest combined with Oxisol (Distrophic Red Latosol) in this hydrological process. The results have great potential to be applied for supporting ecological services related with this environment, such as fresh water production and its conservation.

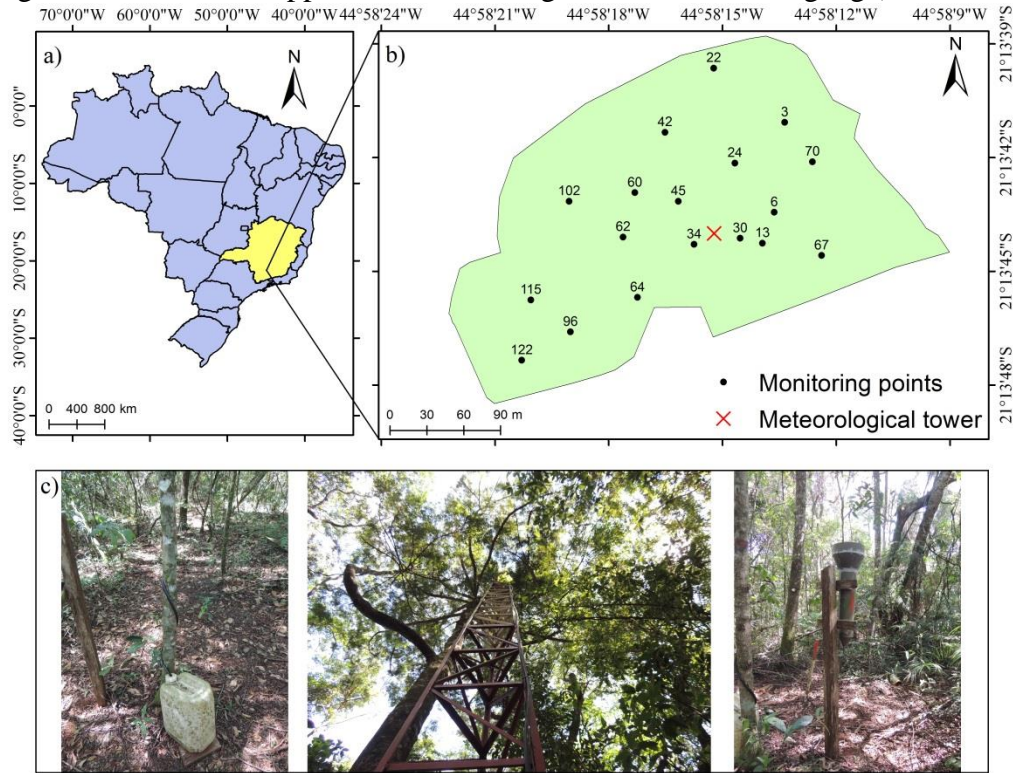
## **2 Material and methods**

### **2.1 Studied area and data collection**

This study was carried out in a semideciduous seasonal forest (Atlantic forest remnant) of 0.065 km<sup>2</sup> placed in the 21°13'42''S and 44°58'15''W coordinates over a Dystrophic Red Latosol (Rhodic Hapludox - Oxisols), forming an Atlantic Forest-Oxisol site (JUNQUEIRA JUNIOR et al., 2017). The Köppen-type climate of the region was updated based on the last meteorological values, and it is Cwa, sub-tropical, with rainy and hot summers and dry winters. The wet season is between October and March, while the dry season comprehends April to September. The mean annual precipitation and potential evapotranspiration are, respectively, 1500 and 900 mm, and the mean annual temperature is 20.4 °C, ranging from 15.2 °C in July to 22.5 °C in January.

Inside the Atlantic Forest-Oxisol site, eighteen monitoring sets were installed to spatially represent the behavior of the hydrological variables (throughfall, stemflow and soil moisture). Each monitoring set is formed by a manual rain gauge, a stemflow apparatus (TERRA et al., 2018) and a 1.0 m profile tube to monitor soil moisture (FIGURE 1).

Figure 1 – Geographical location of the monitoring sets, the meteorological tower and pictures illustrating the instrumentation. (a: Atlantic forest geographical localization; b: spatial distribution of the monitored points over the forest fragment; c: stemflow apparatus, meteorological tower and rain gauge).



Soil moisture measurements were carried out through a Profile Probe (PR2/6 capacitance probe from Delta-T Devices, Cambridge, UK) in the depths of 0.10; 0.20; 0.30; 0.40 and 1.0 m. Close to the center of the forest, a 22.0 m meteorological tower was installed. In this tower, a rain gauge and an automatic meteorological station (Campbell Scientific CR10X) were installed at the top, allowing the measurement of the gross precipitation as well as other meteorological variables above the canopy.

The measurement period for this study started in January/2016 and ended in February/2018. Throughfall, stemflow and soil moisture measurements were performed in the following day after each rainfall event. Thereafter, throughfall and stemflow were integrated for each event to account for net precipitation (NP). However, soil moisture was monitored approximately every 15 days in the rainless periods. Besides, to improve Hydrus calibration, daily field campaigns were performed in January and February/2018, in order to better capture the moisture front movement after a rainfall. However, due to a problem in the profile probe the measurement were not possible in three dates (01/01/2018; 01/03/2018; 02/16/2018).

## 2.2 Soil moisture modeling: boundary and initial conditions

The Richards' equation was solved in Hydrus-1D for soil moisture prediction (SIMUNEK; VAN GENUCHTEN; SEJNA, 2008) according to equation 1:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left( \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(h, h_\phi, z) \quad (1)$$

where  $\theta$  is the volumetric water content [ $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ];  $K$  the unsaturated soil hydraulic conductivity [ $\text{cm day}^{-1}$ ];  $h$  is the soil hydraulic head [ $\text{cm}$ ];  $h_\phi$  is the soil osmotic head [ $\text{cm}$ ];  $z$  is the spatial coordinate (positive upward) [ $\text{cm}$ ];  $S$  is the soil-water uptake by the root system [ $\text{day}^{-1}$ ]; and  $t$  is the time [ $\text{day}$ ].

The boundary conditions assumed in the surface were the time-dependent ones (NP and evapotranspiration), discarding the runoff from the non-infiltrated water before ponding (Equations 2 and 3). On the other hand, free drainage was considered as the boundary condition in the soil profile bottom due to the depth of the saturated zone in this environment (very deep soil - without water table influence).

$$\left| K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right| \leq E \quad (2)$$

$$h_a \leq h \leq h_s \quad (3)$$

where  $E$  is the maximum potential infiltration or evaporation rate for the current atmospheric condition [ $\text{cm day}^{-1}$ ];  $h_a$  and  $h_s$  are, respectively, the maximum and minimum surface hydraulic head, which depends on the soil characteristics [ $\text{cm}$ ].

As the model requires that the entire profile is known, the soil moisture initial condition was set as a linear interpolation of the 0.10; 0.20; 0.30; 0.40 and 1.0 m depths of the first January of 2018 monitored data.

## 2.3 Hydrus-1D calibration and validation

The van Genuchten–Mualem parameters (Equations 4 and 5) were inversely determined minimizing the objective function using the Levenberg-Marquardt non-linear approach (MARQUARDT, 1963). The inverse resolution searches for the best soil hydrological parameters which minimize the differences between the observed and simulated data (soil moisture or matric potential). For this, soil moisture dataset from January to



February/2018 were used. Thereafter, the model was validated comparing the simulated and observed soil moisture from January/2016 to December/2017.

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + |\alpha h|^n\right]^m} \quad (4)$$

$$K(S_e) = K_s \times S_e^l \times \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m\right]^2 \quad (5)$$

where  $\theta_r$  is the residual volumetric water content [ $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ];  $\theta_s$  is the saturated volumetric water content [ $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ];  $\alpha$  is a fit parameter inversely related to the air entrance pressure [ $\text{cm}^{-1}$ ];  $n$  is the pore size distribution [-];  $l$  is the parameter related to porous tortuosity and connectivity, fixed as 0.5 (MUALEM, 1976) [-];  $K_s$  is the soil saturated hydraulic conductivity [ $\text{cm day}^{-1}$ ];  $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$  the effective saturation [-]; and  $m = 1 - (1/n)$  (VAN GENUCHTEN, 1980).

Soil moisture modeling was run in a profile of 1.10 m, split in 0-0.15; 0.15-0.25; 0.25-0.35; 0.35-0.45; and 0.45-1.10 m layers, in which the soil hydraulic parameters were determined, due to spatial (ALVARENGA et al., 2011) and vertical variability (SCHWEN; ZIMMERMANN; BODNER, 2014). The 1.10 m depth in soil profiles was adopted due to the greater presence of the root system in this region, which was observed in this study during the installation of the profile tubes. Hydrus-1D was calibrated based on daily soil moisture from January to February/2018.

Because of 25 parameters were needed to be calibrated for each simulation and the maximum number allowed to be calibrated at once by Hydrus is 15, the methodology proposed by Turkeltaub et al. (2015) was applied. Firstly, we fixed the initial parameters of the three deeper depths and estimated those of the shallower ones. Thereafter, the new parameters were fixed and those from the deeper depths were then determined. This was done several times until the best agreement between observed and simulated data was achieved. The initial parameters to start the calibration process were taken from Lucas et al. (2011).

For numerical solution purposes, the soil profile was stratified in 201 nodal points with a greater density in the surface to improve the infiltration process representation. Furthermore, since the water table is much deeper than the modeled soil profile bottom, the water content drained through it was accounted as the potential groundwater recharge (GR).

## 2.4 Root water uptake

The van Genuchten S-shaped model was applied to account for the root water uptake (VAN GENUCHTEN, 1987):

$$S(h, h_{\phi}, z) = a(h, h_{\phi})b(z)T_p \quad (6)$$

where  $h_{\phi}$  is the soil water osmotic head [cm];  $b(z)$  the normalized water uptake distribution [cm<sup>-1</sup>];  $T_p$  is the potential transpiration [cm day<sup>-1</sup>]; and  $a(h, h_{\phi})$  is the root water uptake stress function given by van Genuchten (1987):

$$a(h, h_{\phi}) = \frac{1}{1 + (h/h_{50})^{P1}} \times \frac{1}{1 + (h_{\phi}/h_{\phi50})^{P2}} \quad (7)$$

where P1 and P2 are experimental constant;  $h_{50}$  and  $h_{\phi50}$  are pressure and osmotic head in which the root water uptake is reduced by 50% when negligible osmotic and water stress occur, respectively.

Since tropical native forests are still not entirely understood from eco-hydrological point-of-view, mainly the soil water uptake by roots, the S-Shaped parameters used in the modeling were those found in Hydrus default. Furthermore, a linear distribution was selected to normalize the soil-water uptake throughout the entire profile with majority roots concentration on the surface and none at 1.10 m depth.

In Atlantic forest environment, significant portion of the evaporation occurs through the canopy interception (ÁVILA et al., 2014), which was previously extracted when considering NP as the input variable in the modeling process. Thus, the root water uptake potential integrated along the 1.10 m soil profile was regarded the potential transpiration ( $T_p$ ). In such way, Beer's Law was applied to separate potential evapotranspiration ( $ET_0$ ) into potential transpiration and evaporation ( $E_p$ ).

$$T_p = ET_0(1 - e^{(-r \times LAI)}) \quad (8)$$

where  $r$  is the extinction coefficient (adopted 0.5); and LAI refers to the leaf area index (m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>).

Hereupon, the potential evapotranspiration was determined by the FAO 56 Penman–Monteith equation (ALLEN et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0,408 \times \Delta R_n + \gamma \times 900 \times u_2 \times (e_s - e_a) / (T_{media} + 273)}{\Delta + \gamma \times (1 + 0,34 \times U_2)} \quad (9)$$

where  $R_n$  is the net radiation above the canopy [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ];  $e_s$  and  $e_a$  are, respectively, the saturation and actual air vapor pressure, respectively [kPa];  $\Delta$  is the vapor pressure curve slope [kPa  $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ];  $\gamma$  is the psychrometric constant [kPa  $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ];  $u_2$  the wind velocity at 2 m high [ $\text{m s}^{-1}$ ]; and  $T_{\text{média}}$  is the daily mean air temperature [ $^{\circ}\text{C}$ ].

## 2.5 Precision statistics for Hydrus-1D validation

The Hydrus-1D performance to simulate soil moisture in the Atlantic Forest-Oxisol site was assessed by the Relative Error (ER) and the Root Mean Squared Error (RMSE) (LAI; REN, 2016; VALDES-ABELLAN et al., 2015). Additionally, the Nash–Sutcliffe coefficient (NS) was also applied, since it has been widely used to assess models capability in hydrological simulation (NASH; SUTCLIFFE, 1970).

$$ER = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|P_i - O_i|}{O_i} \quad (10)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (11)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - O_m)^2} \quad (12)$$

where  $P_i$  and  $O_i$  are the simulated and observed soil water content in time  $i$ , respectively;  $N$  the number of simulated and observed pair values; and  $O_m$  the mean observed values.

The ER and RMSE values closer to zero mean an adequate fit. On the other hand,  $NS = 1$  represents a perfect model;  $NS = 0$  indicates that simulated values are as accurate as the observations' average; and for  $NS < 0$ , simulated values are less accurate than the observations' average.

## 2.6 Spatial modeling of the soil moisture

To assess the spatial quality of the soil moisture using data from Hydrus-1D simulation, three dates were selected (01/19/18; 02/15/2018; 02/28/2018). Then, maps generated according to

simulated data were compared to those derived from observed soil moisture data for every depth and for the water storage in the 1.0 m profile. The observed and simulated maps were then visually compared in order to assist the calibration and the applicability of Hydrus-1D outputs to spatially represent the soil moisture over the Atlantic Forest-Oxisol site.

For this, the normality of the data was tested through Shapiro-Wilk test (5% significance level). Moreover, the outliers were assessed through Box-Plot graphics and the spatial trend by means plots relating the data and respective geographical position.

Soil water content spatial behavior has been widely studied using geostatistical procedures. The best semivariogram model has been the exponential one, which was well characterized by other studies in forest sites, such as by Alvarenga et al. (2011) and Mello et al. (2011). For the situations in which spatial dependence was not characterized, the map was developed through inverse distance weighting (IDW).

The quality of the maps was assessed based on the cross-validation from which reduced mean error (RME) and reduced error standard deviation (RES D) were calculated, allowing comparing the soil moisture maps from observed and simulated by Hydrus-1D. The spatial dependence degree (SD) was also taken as another indicator.

$$RME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{z(x_i) - z^*(x_i)}{\sigma(x_i)} \right) \quad (13)$$

$$RES D = \sqrt{\frac{1}{N} \left\{ \sum_{i=1}^N \left( \frac{z(x_i) - z^*(x_i)}{\sigma(x_i)} \right)^2 \right\}} \quad (14)$$

$$SD = \frac{C_0}{C_1 + C_0} \quad (15)$$

where  $N$  is the number of local information in the cross-validation;  $z(x_i)$  the observed value in the  $i$  point;  $z^*(x_i)$  the simulated value in the  $i$  point;  $\sigma_i$  the kriging standard deviation in the  $i$  point;  $C_0$  the nugget effect; and  $C_1$  the sill.

RME and RES D values closer to 0 and 1, respectively, mean a good fit. On the other hand, SD classified the model spatial structuration degree as strong (more than 75%), moderate (between 25 and 75%) and weak (less than 25%) (CAMBARDELLA et al., 1994).

All the geostatistical analyses were performed in geoR (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLE, 2001), a package of R software, and in ArcGIS 10.1 (ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE - ESRI, 2012).

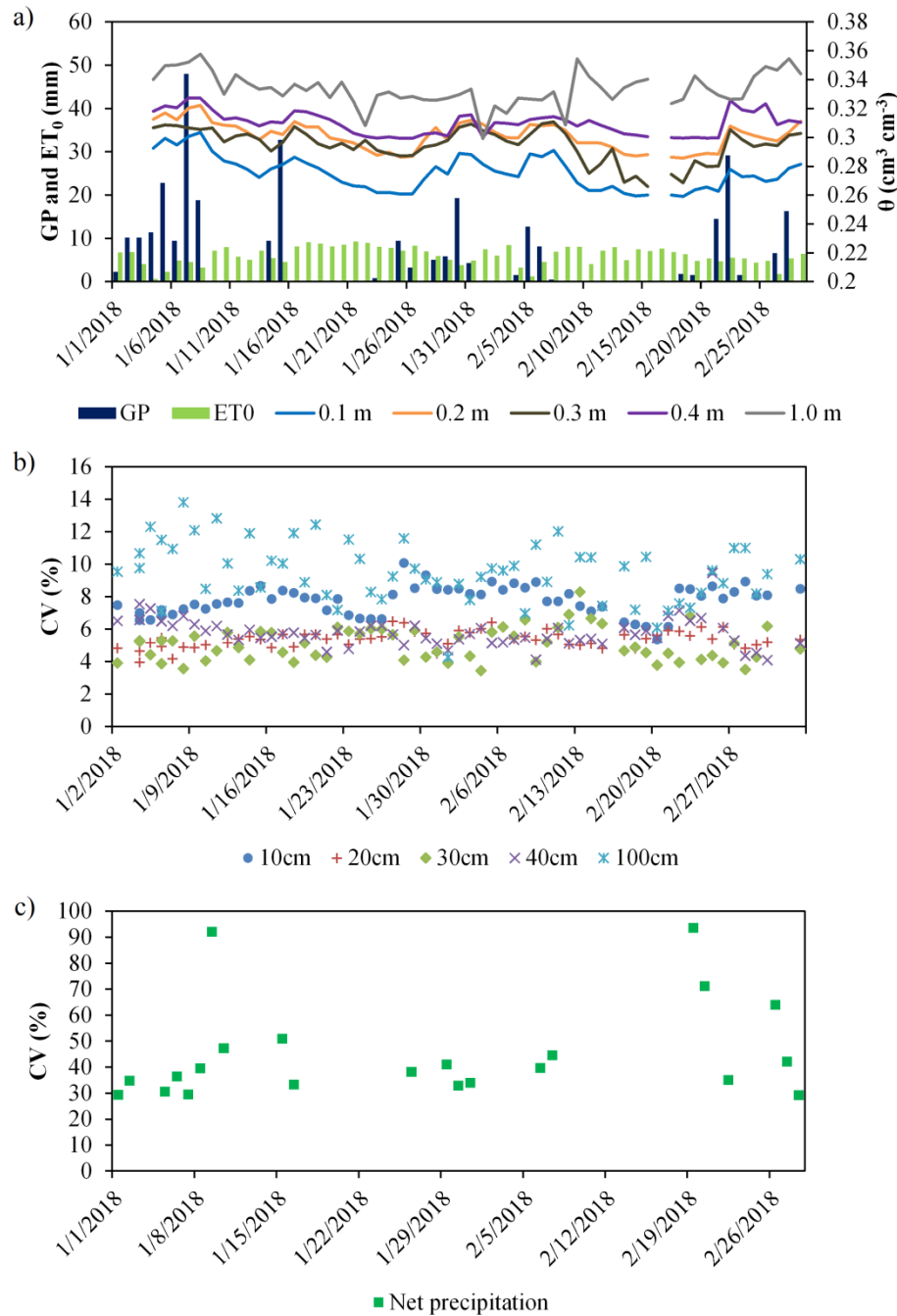
### 3 Results and discussion

#### 3.1 Exploratory data analysis

The annual gross precipitation observed throughout the two years were 1241 mm (2016) and 1097 mm (2017), being both below average (1500 mm). The rainfall interception was 28.2% and 19% for, respectively, 2016 and 2017. These values are close to those obtained by Ávila et al. (2014) for a rainforest in Atlantic Forest biome, and Junqueira Junior (2017) for the same Atlantic Forest-Oxisol site between 2012 and 2015. It was observed gross precipitation of 224 and 94 mm, respectively, for January and February/2018. Moreover, the rainfall interception rate was 19% in both months. These results are in accordance with previous studies concerning the wet season in tropical forest sites (ARCOVA; CICCIO; ROCHA, 2003; GHIMIRE et al., 2017; MACINNIS-NG et al., 2012). The behavior of the rainfall interception is essential as it drives the soil moisture dynamics, since it governs the water input to the forest floor, affecting all the water balance elements of the environment (Junqueira Junior et al., 2017).

Regarding the soil water content in January and February/2018, the soil average moisture increased with the depth (Figure 2a). It occurs due to the greater atmospheric demand (evaporation) and the root system (transpiration) in the shallower depths, which were also observed by Junqueira Junior et al. (2017). Besides, preferential flows formed in the soil profile by roots, specially the thinner ones (ZHANG et al., 2015), and soil biota activity, lead to lower water-holding in these layers.

Figure 2. a) Gross precipitation (GP), Potential evapotranspiration ( $ET_0$ ) and Mean observed soil moisture; b) Soil moisture coefficient of variation (CV) in the different depths; and c) net precipitation coefficient of variation (CV) at Atlantic Forest-Oxisol site in January and February of 2018.



On the other hand, the soil moisture variability, given by the CV, is greater in the 0.1 m and 1.0 m depths (Figure 2b). This result can be explained based on the forest canopy heterogeneity (Figure 2c) and water redistribution in the soil profile. For 0.1 m depth, the canopy structure together with the forest edge leads to different NP inputs (TERRA et al., 2018; ZIMMERMANN et al., 2008), ventilation and radiation (SCHRUMPF et al., 2011),

i.e., the forest structure and microclimate induce a singular behavior to the evaporation process. Nevertheless, for depth of 1.0 m, the soil structure, soil hydraulic properties and, hence, the horizontal water redistribution seems to be the main characteristics contributing to such variability.

### **3.2 Soil hydraulics parameters calibration**

The final parameters for each point and depth are presented in Table 1. Regarding these parameters, the first important observation is related to the calibrated values of soil saturation moisture ( $\theta_s$ ). Values greater than  $0.4359 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  were not achieved, even though red Latosols are characterized by greater pores (macro-porosity) (BRAGA et al., 2013), mainly those under native forest (TAVARES FILHO; BARBOSA; RIBON, 2010). The existence of a time-lag between the readings and the water breakthrough over soil profile can explain this behavior. It can be stated that a daily time-resolution was not sufficient to capture the full saturation of the pores in the field, thereby  $\theta_s$  values seem to be closer to the field capacity than to the soil saturation moisture (OLIVEIRA et al., 2017). Thus, to improve the characteristic curve using a sub-daily reading may generate better results for this parameter. Besides this alternative, direct measurements in the laboratory are also another possibility to be considered (KANZARI; HACHICHA; BOUHLILA, 2012).

Table 1 – Soil hydraulic parameters calibrated by the Hydrus–1D inverse modeling procedure using data from January and February of 2018 (daily monitoring soil moisture).

Depth (m)	Parameters	22	42	102	115	122	96	64	62	60	45	34	30	13	67	70	6	24	3	Mean
0.1	$\theta_r$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.0549	0.0215	0.1000	0.0049	0.0759	0.0629	0.0000	0.0000	0.0714	0.0870	0.0820	0.0847	0.0872	0.0677	0.0325	0.0982	0.0205	0.0274	0.0544
	$\theta_s$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.3646	0.3064	0.3310	0.3070	0.3000	0.3124	0.3000	0.3051	0.3000	0.3000	0.3000	0.3034	0.3000	0.3000	0.3248	0.3000	0.3399	0.3079	0.3112
	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	0.0531	0.8505	0.2211	0.0006	0.0691	0.0155	0.0010	0.0548	0.5203	0.0203	0.1503	0.0329	0.3282	0.5818	0.0047	0.9090	0.0173	0.0003	0.2128
	$n$	1.0611	1.0198	1.0320	1.0381	1.0551	1.0615	1.0395	1.0313	1.0404	1.0605	1.0601	1.0441	1.0400	1.0371	1.0304	1.0400	1.0368	1.0831	1.0451
	$Ks$ ( $cm day^{-1}$ )	1214	689	1045	342	191	400	207	1072	860	303	350	228	130	164	376	122	359	173	457
0.2	$\theta_r$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.0513	0.0837	0.0209	0.0076	0.0788	0.0643	0.0000	0.0458	0.0986	0.0053	0.0321	0.0769	0.0252	0.0778	0.0107	0.0090	0.0009	0.0094	0.039
	$\theta_s$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.3013	0.3082	0.3190	0.3242	0.3312	0.3341	0.3237	0.3249	0.3022	0.3120	0.3165	0.3288	0.3174	0.3300	0.3208	0.3060	0.3413	0.3000	0.3190
	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	0.0028	0.0018	0.0372	0.0004	0.0355	0.0022	0.0004	0.0029	0.1376	0.0022	0.0441	0.0524	0.0112	0.0013	0.0006	0.0001	0.0225	0.0002	0.0198
	$n$	1.0833	1.0495	1.0187	1.0512	1.0430	1.0501	1.0413	1.0494	1.0378	1.0383	1.0299	1.0279	1.0213	1.0699	1.0275	1.1800	1.0213	1.0583	1.0499
	$Ks$ ( $cm day^{-1}$ )	2300	2563	815	208	2500	1435	492	3338	2196	229	804	1968	189	86	1060	58	849	337	1190
0.3	$\theta_r$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.0053	0.0144	0.0984	0.0061	0.0929	0.0114	0.0012	0.0000	0.0056	0.0655	0.0007	0.0587	0.0597	0.0337	0.0009	0.0000	0.0003	0.0004	0.0253
	$\theta_s$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.3216	0.3000	0.3000	0.3313	0.3208	0.3000	0.3232	0.3042	0.3049	0.3270	0.3063	0.3184	0.3130	0.3161	0.3013	0.3115	0.3395	0.3000	0.3133
	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	0.0026	0.0029	0.0251	0.1220	0.0384	0.0152	0.0004	0.0004	0.0007	0.0433	0.0005	0.0253	0.0654	0.0004	0.0006	0.0144	0.0004	0.0002	0.0199
	$n$	1.0692	1.0349	1.0299	1.0110	1.0412	1.0300	1.0485	1.1048	1.0887	1.0378	1.0924	1.0297	1.0201	1.1495	1.0414	1.0223	1.0422	1.0619	1.0531
	$Ks$ ( $cm day^{-1}$ )	2000	61	448	2000	2110	3000	991	2074	2104	2033	3500	1987	2680	642	281	446	2490	356	1622
0.4	$\theta_r$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.0653	0.0003	0.1000	0.0131	0.0748	0.0016	0.0205	0.0003	0.0724	0.0816	0.0991	0.0455	0.0847	0.0431	0.0848	0.0569	0.1476	0.0897	0.0601
	$\theta_s$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.3917	0.3119	0.3379	0.3599	0.3196	0.3010	0.3140	0.3115	0.3287	0.3000	0.3272	0.3279	0.3210	0.3116	0.3102	0.3054	0.3477	0.3262	0.3252
	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	0.0170	0.0086	0.0026	0.0251	0.0045	0.0008	0.0002	0.0027	0.0132	0.0568	0.0057	0.0021	0.0592	0.0017	0.0007	0.0003	0.0236	0.0351	0.0144
	$n$	1.0506	1.0115	1.0474	1.0177	1.0441	1.0500	1.0573	1.0202	1.0197	1.0199	1.0340	1.0346	1.0094	1.0465	1.0381	1.0985	1.0376	1.0198	1.0365
	$Ks$ ( $cm day^{-1}$ )	2793	669	1440	851	2496	2800	2351	907	2040	2200	1990	2000	1627	1426	111	1530	2800	3735	1876
1.0	$\theta_r$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.0579	0.0882	0.0990	0.0577	0.0011	0.0951	0.0095	0.0016	0.1000	0.0950	0.0156	0.0027	0.0012	0.0798	0.0156	0.0551	0.1047	0.0992	0.0544
	$\theta_s$ ( $cm^{-3} cm^{-3}$ )	0.3980	0.3004	0.3783	0.3587	0.3997	0.4150	0.3660	0.3909	0.3838	0.3376	0.3320	0.3449	0.4359	0.3546	0.4335	0.3313	0.3340	0.3264	0.3678
	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	0.0090	0.0196	0.1091	0.0214	0.1291	0.0930	0.9934	0.0347	0.0503	0.0186	0.0036	0.0225	0.0845	0.0608	0.1741	0.0182	0.0119	0.0142	0.1038
	$n$	1.0685	1.0200	1.0484	1.0113	1.0227	1.0300	1.0198	1.0407	1.0519	1.0336	1.0385	1.0337	1.0393	1.0459	1.0578	1.0196	1.0402	1.0285	1.0361
	$Ks$ ( $cm day^{-1}$ )	282	423	1471	270	292	26	30	1112	351	314	58	157	10	224	103	169	190	974	359



The  $K_s$  variability across the Atlantic Forest-Oxisol site and in soil profile also drew a special attention. From Table 1, it is remarkable greater values in the shallower depths (0.1, 0.2, 0.3 and 0.4 m) than those at 1.0 m. This fact is in connection with the greater density of roots in these depths, which leads to preferential flows (ZHANG et al., 2015). These preferential flows exert influence on the saturated hydraulic conductivity since the coarser the porosity the higher the saturated flow (BENGOUGH, 2011).

Nevertheless, one could be intrigued with the values of  $K_s$  in the first depth as they are lower than the other three depths. In fact, it was expected values closer to or greater than these ones due to the higher macro-porosity linked to the organic matter content in the first depth. However, these  $K_s$  values are in accordance with those determined using a Guelph permeameter device for the same site obtained by Junqueira Junior et al. (2017). Thus, the macro-biota activity can partially explain this  $K_s$  behavior in the depths of 0.2, 0.3 and 0.4 m, since armadillos, earthworms and ants have been frequently observed in the studied Atlantic Forest-Oxisol site, forming preferential pathways, and thus, increasing the permeability. Such condition together with the increased macro-porosity linked with the root system can influence inversely the calibrated parameters (CHEN; WILLGOOSE; SACO, 2014), affecting the  $K_s$  in shallower depths.

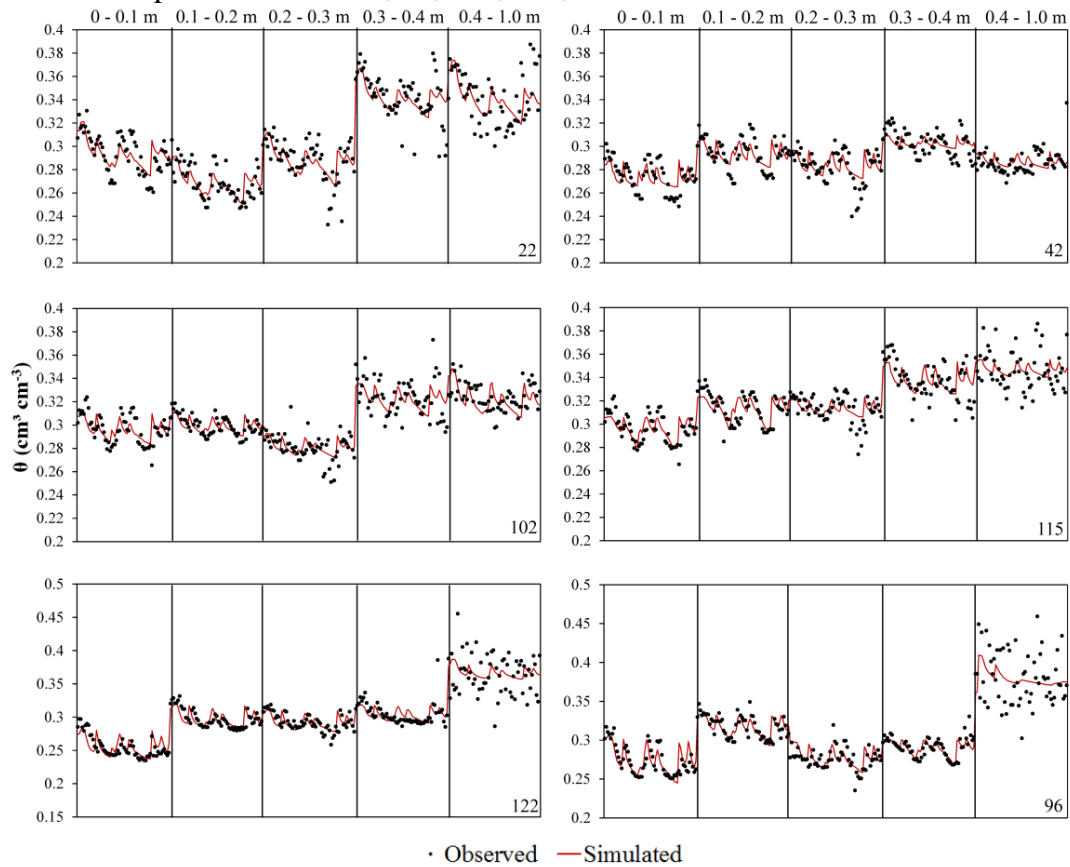
On the other hand, the calibrated values for  $\alpha$  and  $n$  are in accordance with Oxisols physical characteristics. The first one highlights the heterogeneity of the macropores across the Atlantic Forest-Oxisol site, since it is related to the pressure for air intake. The second parameter describes the pore size distribution and its value close to the unit indicates a great quantity of different pore sizes. This is mainly true for Oxisols (red Latosols), once it is characterized by great distribution of micro (clayey soil) and macropores (granular structure) (BRAGA et al., 2013; OLIVEIRA; SEVERIANO; MELLO, 2007).

Furthermore, despite the difficult to explain physically  $\theta_r$  meaning, because it is obtained based on numerical procedures, a significant variability is expected as its occurrence is dependent on the soil properties (e.g. texture, bulk density, among others) and vegetation heterogeneity (WANG et al., 2015).

### 3.3 Hydrus-1D: calibration and validation

The calibration was successful for almost every sets of monitoring. However, Hydrus-1D showed some inconsistencies to accurately simulate soil moisture at 0.4–1.0 m layer (Figures 4, 5 and 6).

Figure 4. Simulated and observed soil moisture during the calibration period for the five depths of the sets 22, 42, 102, 115, 122 and 96



A plausible explanation is the water redistribution, such as the lateral flow, which is more evident at the 0.4–1.0 m layer. Lateral flow is not accounted by the Hydrus-1D configuration, which simulates only the vertical flow. Even though, the 1D version was able to simulate with acceptable agreement from the surface to the 0.4 m depth, which means a preferential downward path in these depths. Another feasible explanation is the error accumulation provided by the numerical process. As the numerical solution started at the soil top (where the infiltration occurs) the error accumulates with depth and hampers Hydrus sensibility.

Although these inconsistencies in soil moisture simulations, for the entire profile the precision statistics (TABLE 2) showed a good performance of Hydrus-1D under Atlantic Forest-Oxisol site. NS, ER and RMSE ranged from 0.34 to 0.86; 0.0237 to 0.0398; and 0.0095 to 0.0185, respectively. All these values are in accordance with other studies which have applied the inverse methodology (CHEN; WILLGOOSE; SACO, 2014; VALDES-ABELLAN et al., 2015).

Figure 5. Simulated and observed soil moisture during the calibration period for the five depths of the sets 64, 62, 60, 45, 34 and 30.

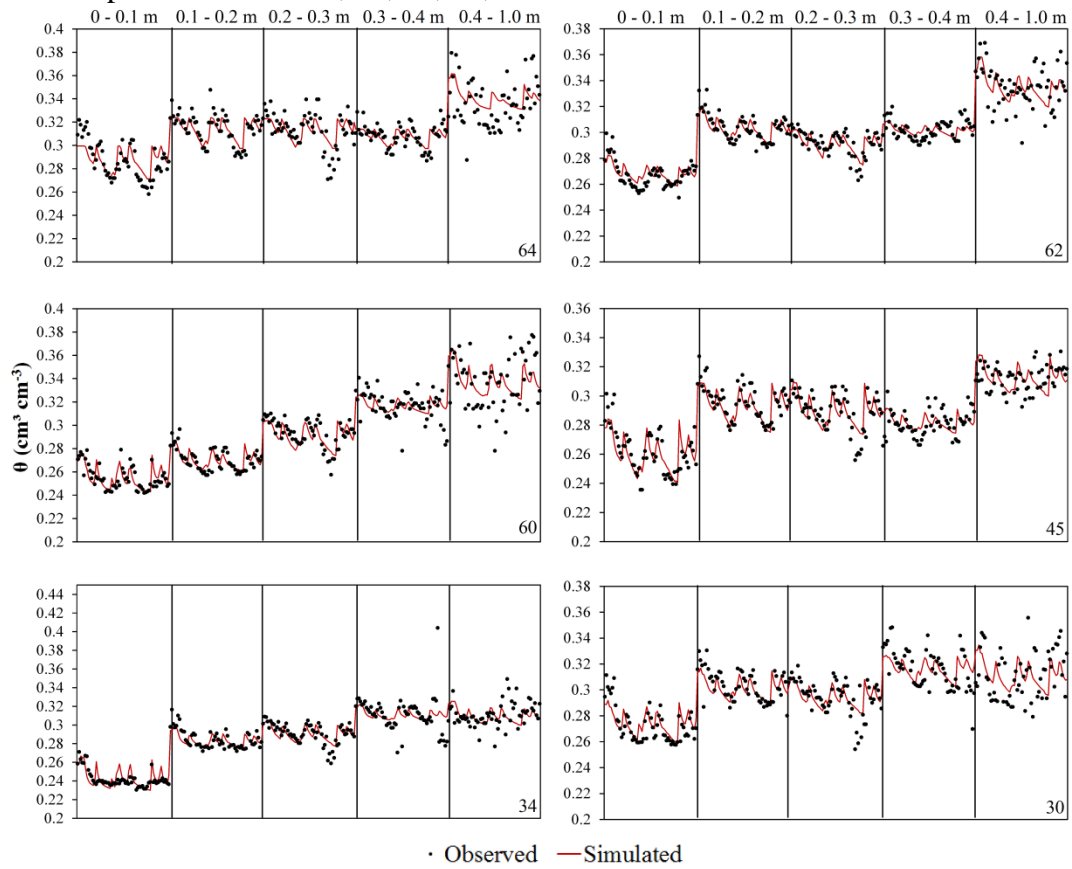
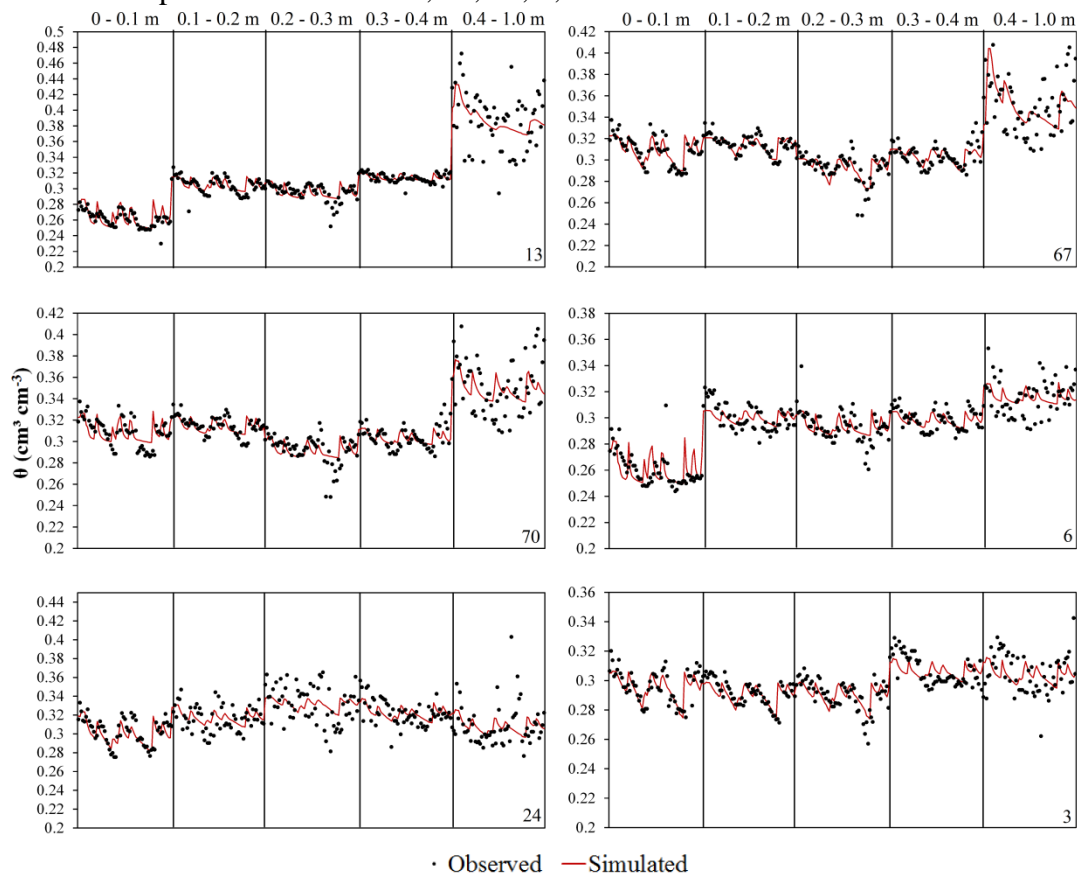


Figure 6. Simulated and observed soil moisture during the calibration period for the five depths of the sets of 13, 67, 70, 6, 24 and 3



Nevertheless, for the validation (Figures 7, 8 and 9), NS, ER and RMSE (Table 2) ranged from -0.35 to 0.63; 0.0368 to 0.0760; and 0.0138 to 0.0315, respectively. Taking ER and RMSE, Hydrus-1D performed reasonably well the soil moisture, showing good agreement between the observed and simulated data with errors  $< 10\%$ . However, for nine sets NS was negative or close to zero showing a poor performance.

Klos et al. (2014), studying the contribution of throughfall heterogeneity in a tropical forest for the spatial distribution of soil moisture, figured out that for periods without rain the redistribution occurs in the shallower depths, whereas for rainy days the vertical pathways were the main water movement mode. However, for deeper vertical points, the redistribution takes place regardless the analyzed period. Therefore, once the validation includes long periods without rain it may be an explanation for Hydrus-1D constrains to simulate soil moisture in some sets.

Another concern is the high organic matter content in the first layer accumulated in the forest floor. Organic matter is a key factor which considerably modifies the soil water dynamics due to its influence on the soil structure. Dettmann et al. (2014), investigating

different kinds of organic soils found out that different  $l$  values (especially the negative ones) can improve the Hydrus prediction capabilities. Thus, a fixed value of  $l$  parameter, which is recommended for mineral soils, may not be useful for forest soil surface layer, and this is one of the features that deserves to be carefully evaluated in future studies.

Furthermore, the root water uptake parameters were taken from Hydrus default, not observed for the studied site. These could be an issue to be considered requiring a more precisely performance of the Atlantic Forest-Oxisol site, mainly because of the diversity of species (MYERS et al., 2000), since it impacts on the water transfer to atmosphere.

The knowledge related to root water uptake and  $ET_0$  in Atlantic Forest-Oxisol sites is still scarce, being the major concerning for soil moisture modeling. Although the cited limitation, Hydrus-1D simulated reasonably well the infiltration process, confirming that the assumptions previously adopted can be accepted. Thus, water uptake by the tropical forest species is the main field of investigation that can be deepen studied to improve the soil water dynamics simulation with Hydrus.

Figure 7. Simulated and observed of soil moisture during the validation period for the five depths of the sets 22, 42, 102, 115, 122 and 96.

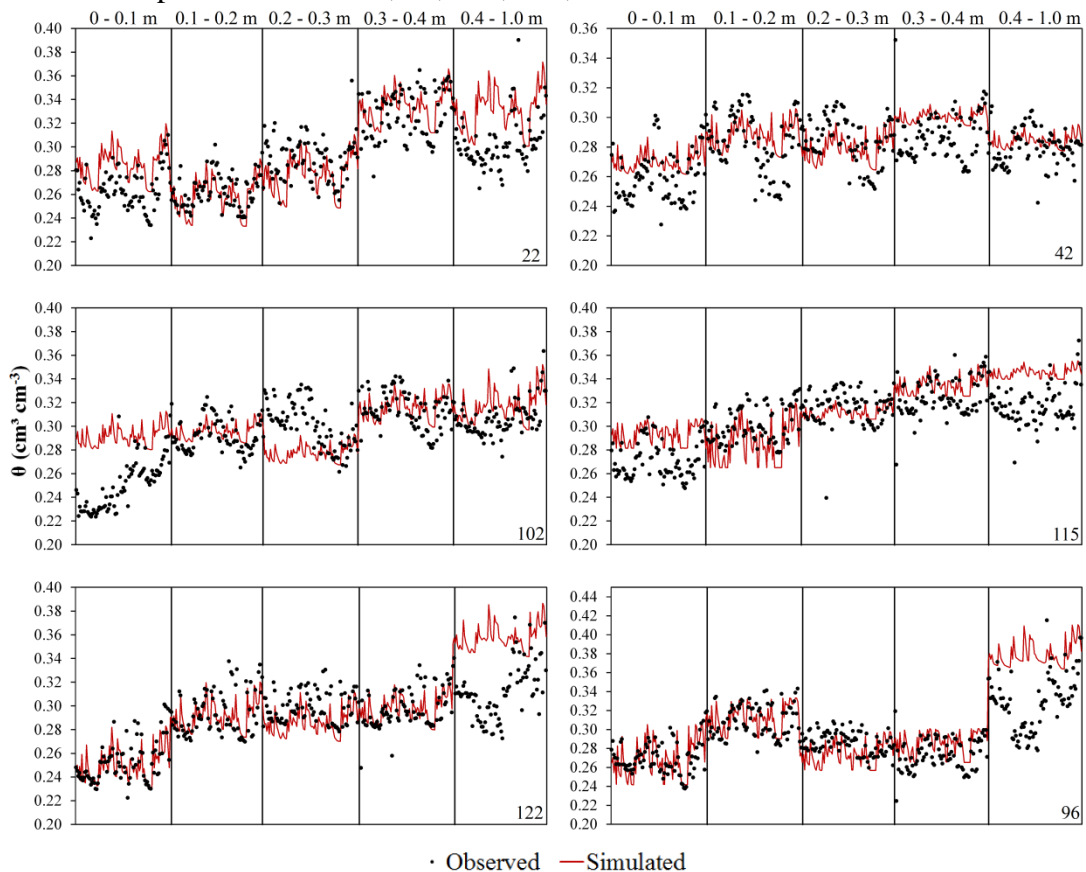


Figure 8. Simulated and observed soil moisture during the validation for the five depths of the sets 64, 62, 60, 45, 34 and 30.

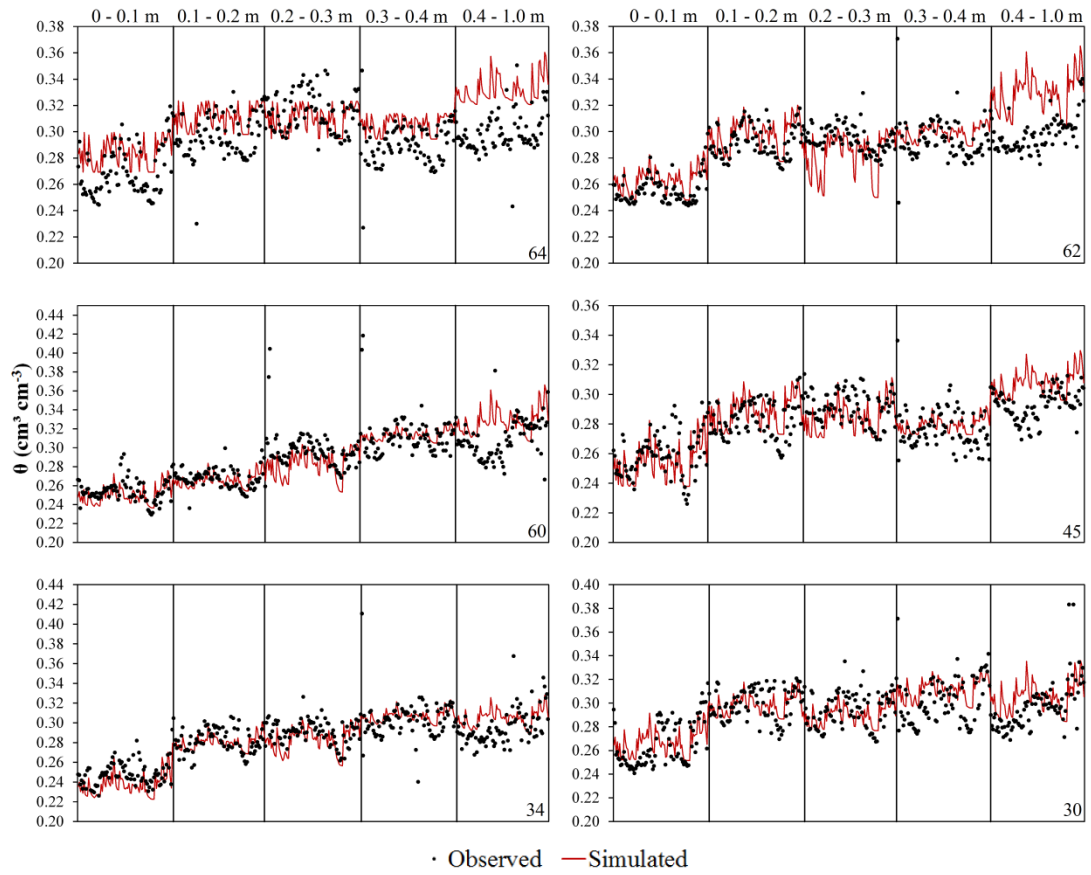
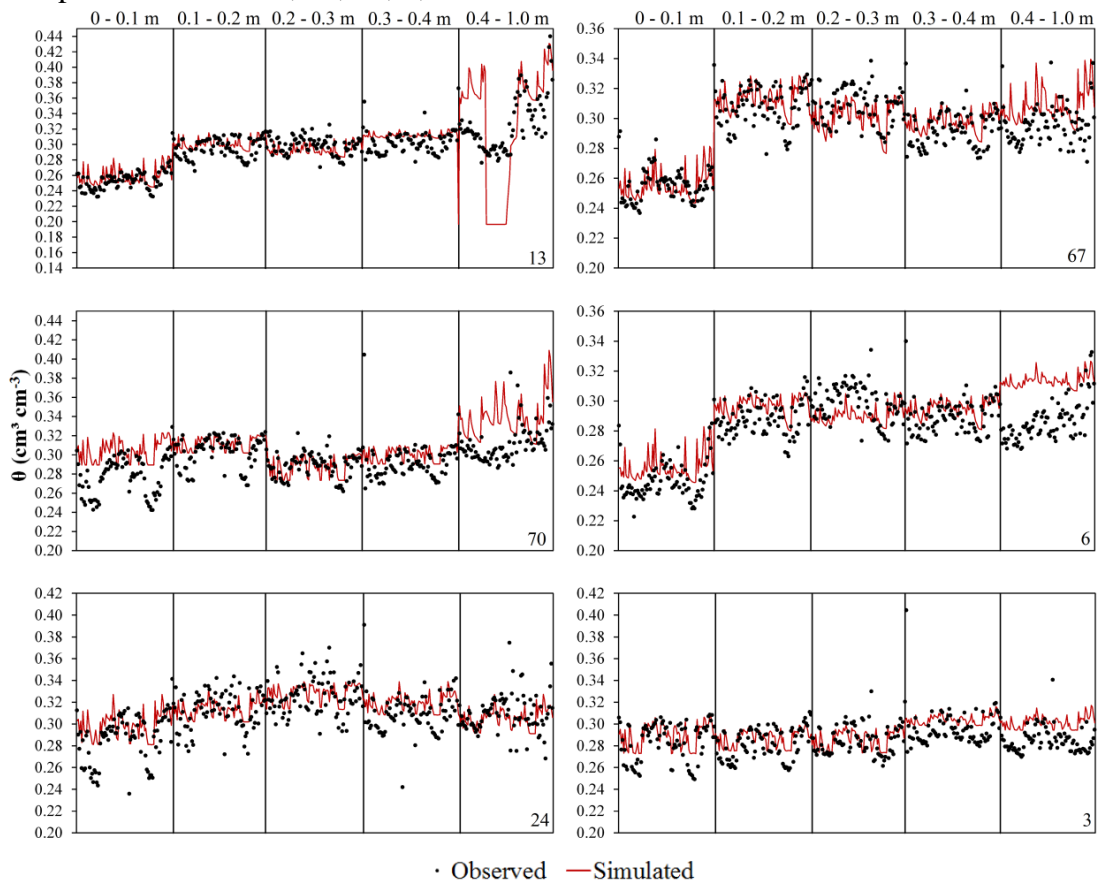


Figure 9. Simulated and observed soil moisture during the validation for the five depths of the sets 13, 67, 70, 6, 24 and 3



Further analyzing the points of monitoring in the studied site, the set 13 (Figure 9) was the only one with some difficulty in the modeling procedure. It may be due to a natural flow restriction (less permeable layer) in the depth in this location of the site, since inversely determined  $K_s$  ( $10 \text{ cm day}^{-1}$ ) is too low for red Latosols (JOHNSON et al., 2006; ROSSETTI; CENTURION; SOUSA NETO, 2013). Thus, when the water reaches this layer a lateral flow should become more relevant than the vertical one, however, Hydrus-1D configuration cannot account this feature.

Despite some difficult found for deeper layers, the validation was good enough for nine sets of observation ( $NS > 0.2$ ). Thus, the sets 22, 42, 60, 45, 34, 30, 67, 6 and 24 (Figure 1) were selected for groundwater recharge simulation.

Table 2. Precision statistics (NS, ER and RMSE) for Hydrus-1D calibration and validation.

Points	Calibration			Validation		
	NS	ER	RMSE	NS	ER	RMSE
22	0.80	0.0378	0.0155	0.41	0.0670	0.0240
42	0.46	0.0319	0.0157	0.23	0.0504	0.0166
102	0.68	0.0295	0.0116	0.08	0.0760	0.0276
115	0.69	0.0305	0.0128	0.17	0.0612	0.0227
122	0.81	0.0398	0.0175	0.13	0.0600	0.0274
96	0.83	0.0394	0.0185	-0.04	0.0727	0.0303
64	0.66	0.0313	0.0127	-0.14	0.0669	0.0230
62	0.85	0.0237	0.0095	-0.07	0.0531	0.0206
60	0.85	0.0309	0.0130	0.47	0.0479	0.0209
45	0.75	0.0271	0.0101	0.27	0.0402	0.0148
34	0.82	0.0274	0.0121	0.58	0.0414	0.0156
30	0.62	0.0340	0.0130	0.46	0.0430	0.0162
13	0.86	0.0326	0.0169	-0.09	0.0648	0.0315
67	0.68	0.0291	0.0142	0.63	0.0368	0.0138
70	0.65	0.0328	0.0148	-0.35	0.0627	0.0242
6	0.74	0.0288	0.0111	0.34	0.0515	0.0178
24	0.34	0.0381	0.0160	0.37	0.0457	0.0177
3	0.39	0.0254	0.0099	-0.04	0.0439	0.0156

### 3.4 Soil moisture spatial variability

Using the Shapiro–Wilk test, only in the 0.3 m depth a skewed frequency distribution was observed (TABLE 3).

Table 3. Shapiro–Wilk test's p-value from observed and simulated data of the three selected dates.

Layers (m)	1/19/2018		2/15/2018		2/28/2018	
	Observed	Simulated	Observed	Simulated	Observed	Simulated
0.1	0.270	0.252	0.177	0.538	0.443	0.277
0.2	0.484	0.231	0.613	0.530	0.934	0.198
0.3	0.018*	0.003*	0.001*	0.023*	0.081	0.002*
0.4	0.827	0.898	0.930	0.606	0.577	0.928
1	0.762	0.417	0.562	0.303	0.05	0.683
Storage	0.206	0.728	0.412	0.993	0.412	0.610

\*p-value < 0.05.

Thereafter, a geographical trend was not verified for any depth or the entire profile. Also, boxplot graphics did not show any outlier in both observed and simulated data. In the same way, the directional semivariograms plotted with the omnidirectional semivariogram,



demonstrated an isotropic behavior in the studied site. This is in accordance with another study conducted in an Atlantic Forest site, in which different theoretical semivariogram models were tested for mapping the top soil moisture (0 – 0.20 m layer) by Mello et al. (2011).

From Tables 4 and 5, one can see that greater spatial dependence (1/19/2018 and 2/28/2018) were detected for the simulated data than for the observed ones. However, these fittings presented a high nugget effect, being considered as poor spatial dependence. Therefore, although for these simulated data a spatial dependence has been noted, an improvement in the survey would be relevant, especially assembling more and closer sets.

Table 4 – Precision statistics of the fitted exponential semivariogram model to the observed data for the five different depths and entire profile in the three selected dates.

Date	Depths (m)	Observed					Storage
		0.1	0.2	0.3	0.4	1.0	
1/19/2018	RME	-0.0669	0.0214	-	-	-0.0779	-
	RESD	0.9789	1.0830	-	-	0.9721	-
	SD (%)	100	100	0	0	13	0
2/15/2018	RME	-0.0728	-0.0414	0.0234	0.0004	-0.0801	-
	RESD	1.0056	1.0578	1.0106	1.1413	0.9866	-
	SD (%)	100	100	74	62	29	0
2/28/2018	RME	-0.0549	0.0061	-0.0073	-	-0.0506	-0.0865
	RESD	0.9843	1.0228	1.1566	-	0.9951	0.9911
	SD (%)	100	100	38	0	29	25

Table 5 – Precision statistics of the fitted exponential semivariogram model to the simulated data for the five different depths and entire profile in the three selected dates.

Date	Depths (m)	Simulated					Storage
		0.1	0.2	0.3	0.4	1.0	
1/19/2018	RME	-0.0718	-0.0279	-	-	-0.0767	-0.1197
	RESD	1.0293	1.0204	-	-	0.9582	0.9932
	SD (%)	100	100	0	0	30	24.98
2/15/2018	RME	-0.0745	0.0011	0.0227	-0.0036	-0.0944	-
	RESD	1.0004	1.0075	1.0458	1.0808	0.9219	-
	SD (%)	100	100	2.1	35	23.4	0
2/28/2018	RME	-0.0739	-0.0259	0.0210	-0.0427	-0.0696	-0.0994
	RESD	1.0393	1.0302	1.0229	1.0743	0.9559	0.9967
	SD (%)	100	100	5	15	38	44

Cross validation statistical precision (RME and RESD) demonstrated good fittings of the exponential model (MELLO et al., 2011) for both simulated and observed data. For the observed data, the spatial variability of the second date (02/15/2018) was the best fitting. It could be due to a nine-day period without rain before the second date measurement. In this interval, the

evapotranspiration and soil water redistribution had been played their role keeping the soil moisture stable in time and space, which was essential to improve the soil moisture spatial dependence.

On the other hand, for the other two dates, some rain events previously occurred (01/19/2018 and 02/28/2018). Thus, the different wetting front (due to preferential flows) provoked an increase in the soil moisture variability. Because of this, the exponential model showed an inferior performance in the deeper positions, since the soil moisture variability is likely more connected to the soil hydraulic parameters (JUNQUEIRA JUNIOR et al., 2017).

For both simulated and observed data, at 0.1 m and 0.2 m depths, the exponential semivariogram model was able to detect the spatial variability, even for shorter distances. This fact could be explained based on the soil moisture variability being more dependent on the canopy structure in these depths. Terra et al. (2018), studying the stemflow in this same Atlantic Forest-Oxisol site, observed a relation with the spatial distribution of soil moisture in the 0 – 0.2 m layer, whereas Junqueira Júnior et al. (2017), also in this site, observed relation between the soil water (0.1 m and 0.2 m depths) and NP.

Furthermore, for the observed data, the semivariogram model had an inferior performance in depth (Table 4) due to an increase in the lateral flow, which affected the spatial distribution of soil moisture, becoming a more complex system in depth. In contrast, the geostatistical performance was inferior for simulated data in the 0.3 m depth (Table 5). Since the root water uptake assumed in the modeling was the same for the entire area, it seemed negatively impacting the soil moisture spatial variability. Thus, the model was not able to account for its spatial dependence.

From the kriging maps (Figures 10, 11 and 12), it is remarkable the smoother soil water distribution in the two shallower depths due to a good fit of the exponential semivariogram model for the three selected dates. However, its performance has been reduced with depth, leading to, in some cases, an application of the IDW to spatially characterize the soil moisture. However, in general, the maps using both observed and simulated data were similar.

For the entire profile (Figure 13), it is observed a drier region in the center while in the borders, a wetter one. The former is characterized by a rugged topography when compared to the borders (Figure 14). This relief configuration has driven the spatial distribution of the soil moisture in this site, as discussed by Junqueira Junior et al. (2017). However, besides the topography being a relevant feature to water redistribution throughout the profile, our study evidences the role of NP and local soil hydraulic parameters in water storage spatial distribution.

Figure 10. Soil moisture spatial distribution ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) (a and b – 0.1 m; c and d – 0.2 m; e and f – 0.3 m; g and h – 0.4 m; i and j – 1.0 m) of the observed (a, c, e, g and i) and simulated (b, d, f, h and j) for the first selected date (01/19/2018).

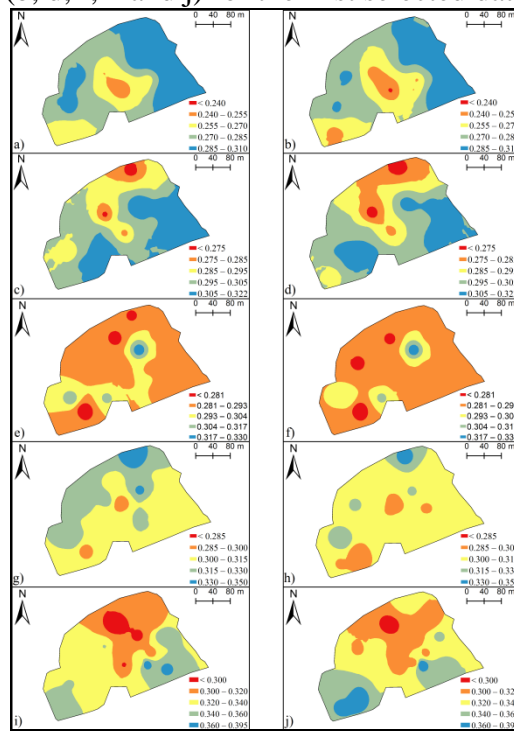


Figure 11. Soil moisture spatial distribution ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) (a and b – 0.1 m; c and d – 0.2 m; e and f – 0.3 m; g and h – 0.4 m; i and j – 1.0 m) of the observed (a, c, e, g and i) and simulated (b, d, f, h and j) for the second selected date (02/15/2018).

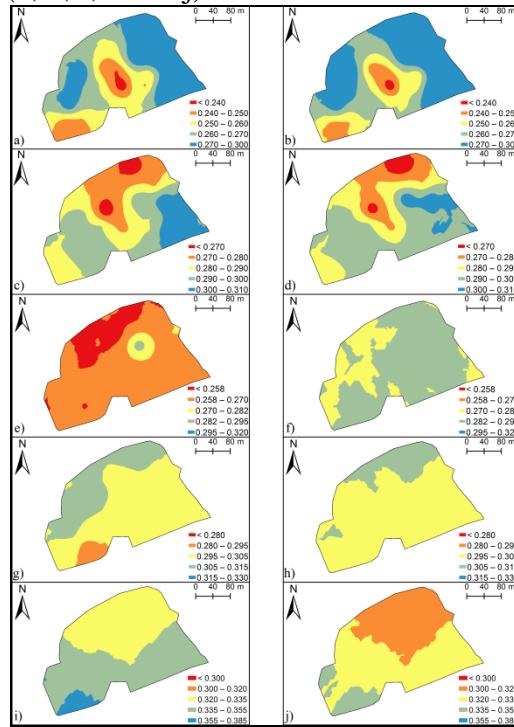


Figure 12. Soil moisture spatial distribution ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) (a and b – 0.1 m; c and d – 0.2 m; e and f – 0.3 m; g and h – 0.4 m; i and j – 1.0 m) of the observed (a, c, e, g and i) and simulated (b, d, f, h and j) for the third selected date (02/28/2018).

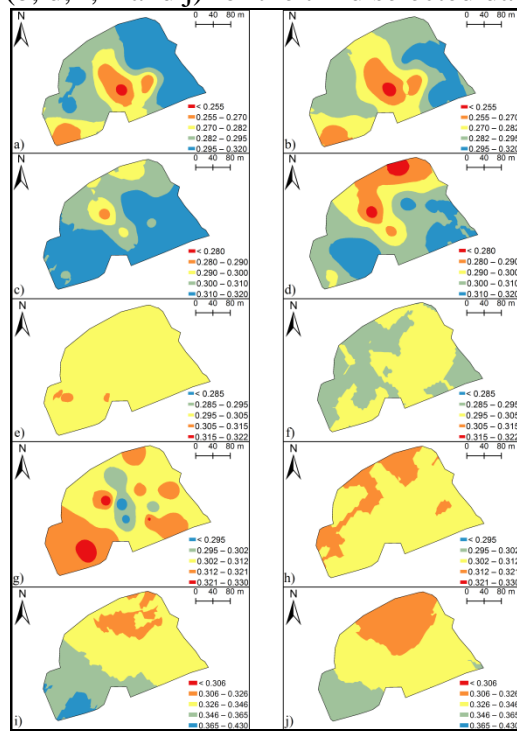


Figure 13. Soil water storage spatial distribution (mm) by the entire profile of the observed (a, c and e) and simulated (b, d and f) for the three selected dates (a and b – 01/19/2018; c and d – 02/15/2018; e and f – 02/28/2018).

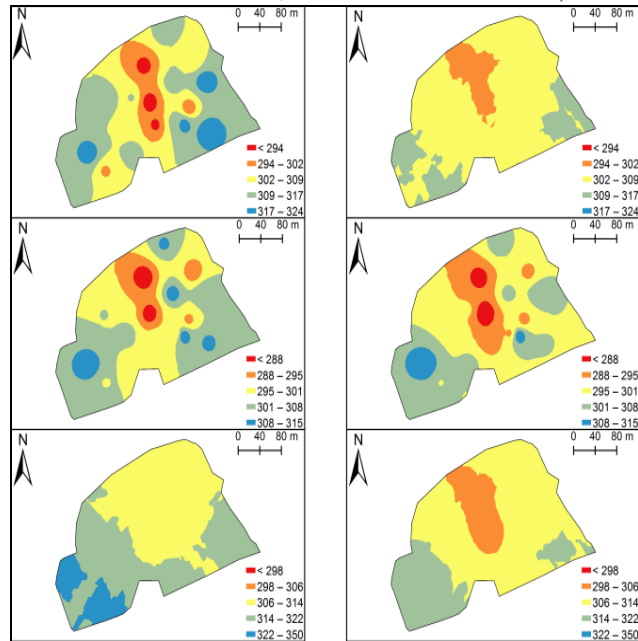
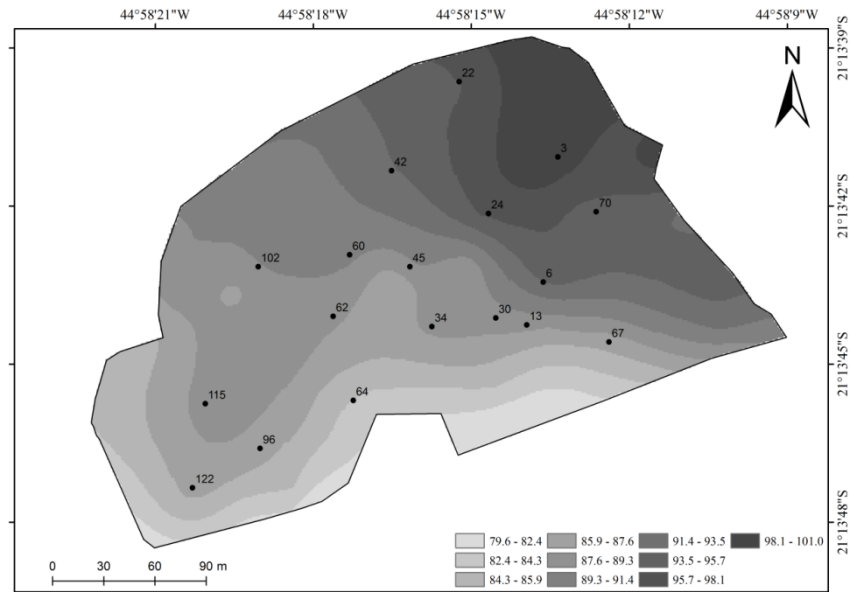


Figure 14. Digital elevation model (meters) of AFO site and the spatial distribution of the simulated points in accordance to the topography.



### 3.5 Groundwater recharge estimation

The groundwater recharge was estimated based on the nine sets for which a good performance of Hydrus-1D in the validation process was obtained. Thus, the recharge was simulated for the years of 2016 and 2017. The simulated recharges for both years and the entire period are presented in Table 6.

Table 6 – Groundwater recharge (GR), net precipitation (NP) and recharge index ( $R_{GP} = GR/GP^*$ ) for 2016, 2017 and both years together.

Points	GR (mm year <sup>-1</sup> )			NP (mm year <sup>-1</sup> )			R <sub>GP</sub>		
	2016	2017	Total	2016	2017	Total	2016	2017	Total
22	389	380	768	896	840	1736	0.31	0.35	0.33
42	678	646	1325	1066	1023	2089	0.55	0.59	0.57
60	296	330	626	800	876	1676	0.24	0.30	0.27
45	358	424	781	895	905	1800	0.29	0.39	0.33
34	328	384	712	687	749	1436	0.26	0.35	0.30
30	464	438	902	1012	994	2006	0.37	0.40	0.39
67	265	362	627	820	910	1730	0.21	0.33	0.27
6	366	507	873	731	867	1598	0.30	0.46	0.37
24	333	390	723	790	845	1635	0.27	0.36	0.31

\*GP is the gross precipitation

Considering the whole period, GR ranged from 265 mm to 678 mm in 2016 and from 330 mm to 646 mm in 2017. These recharge values are in accordance with studies which

investigated the groundwater recharge in forest ecosystems under different pedological units using Hydrus-1D approach (SAGHRAVANI et al., 2016). These authors observed values ranging from 419 mm to 636 mm.

Furthermore, in Table 7, it is presented the correlation matrix between GR and NP and the soil hydraulic parameters. The correlation matrix showed positive values with NP and  $K_s$  and negative with  $n$  and  $\theta_s$ . However,  $\theta_r$  and  $\alpha$  did not present a satisfactory correlation with GR. Positive correlations highlight that the sets with greater amount of rain input (NP) and more favorable soil permeability ( $K_s$ ) are responsible to greater GR in the Atlantic Forest-Oxisol site (KLOS et al., 2014).

On the other hand, sets with greater  $\theta_s$  and  $n$  are less related with GR. For  $\theta_s$ , greater water storage means lower GR. This is especially true for Atlantic Forest-Oxisol site, since  $\theta_s$  was closer to the field capacity and not to the soil saturation moisture. The lower value of  $n$  means a great pore size distribution and it seemed contributing to increase the water percolation. These correlations are in accordance with the finds of Qu et al. (2014) who assessed the correlation between the van Genuchten parameters and the soil moisture time-stability.

Table 7 – Pearson's coefficient of correlation between the groundwater recharge, net precipitation (NP) and the soil hydraulic parameters of the 1.0 m layer.

<b>Period</b>	<b>NP</b>	<b><math>K_s</math></b>	<b><math>n</math></b>	<b><math>\theta_s</math></b>	<b><math>\alpha</math></b>	<b><math>\theta_r</math></b>
<b>2016</b>	0.79*	0.47*	-0.49*	-0.54*	-0.33	-0.08
<b>2017</b>	0.61*	0.36*	-0.75*	-0.74*	-0.30	0.00
<b>Total</b>	0.72*	0.43*	-0.62*	-0.65*	-0.32	-0.05

\*significant

The average recharges in the forest were 386 mm ( $R_{GP} = 0.31$ ) and 429 mm ( $R_{GP} = 0.39$ ) for 2016 and 2017, respectively. Proportionally, these recharges were greater than those observed by Mello et al. (2019) while studying the water budget in an Atlantic forest catchment. Although these authors observed a gross precipitation greater for both hydrological years (2009/2010 and 2010/2012), the predominant soil in the catchment studied by the cited authors is Haplic Cambisol, which has less ability to deep water percolation than Oxisols (MENEZES et al. 2018; PINTO et al. 2015). Therefore, Atlantic forest-Oxisol sites have greater capability of improve the GR than an Upper Tropical Cloud Forest, despite the much greater amount of rain normally observed in the later site.

The high GR in Atlantic forest-Oxisol sites is attached to the greater values of  $K_s$  throughout the soil profile and the associated macro-porosity which is improved by this

biome. Pinto et al. (2018) comparing the physical soil attributes between an Atlantic forest and pasture sites, found out greater values of these two in the former land use and, hence, an improvement of the potential groundwater recharge, even these sites' soil being a Clayey Humic Dystrudept (less conducive to water percolation). Thus, an Atlantic forest-Oxisol association is of great importance to improve the mechanisms for GR and should be preserved to prevent water scarcity.

On the other hand,  $R_{GP}$  were lower than those observed by Krishnaswamy et al. (2013) who evaluated the groundwater recharge in a tropical forest over a complex pedological site (Alfisols, Ultisols and Oxisols). They found values ranging from 46.2% to 69.6%. The cited authors attached these higher values to the improvement of the infiltration process granted by this environment, since the monsoon climate affords a low evapotranspiration in the wet season and the main control of GR is the rainfall amount. However, despite the observations about the importance of the soil hydraulic parameters to GR, an improvement in the actual evapotranspiration estimation would represent an advance on GR modeling using Hydrus.

#### 4 Conclusions

The higher values for  $K_s$  in the depths from 0.1 m to 0.4 m are related to preferential flows created by the root system and the soil macro-biota. In the same perspective,  $\alpha$  and  $n$  calibrated parameters represented well the physical properties of the Oxisol.

Precision statistics demonstrated a good fit of Hydrus-1D for both calibration and validation. However, the deeper the position in profile the more affected by the water redistribution, which influenced the Hydrus performance.

For the entire profile, the similarity of the observed and simulated maps pointed out the importance of NP and the soil hydraulic parameters in the spatial distribution of the soil water storage.

In this Atlantic forest laid in an Oxisol, 31% and 39% of the gross precipitation were estimated as groundwater recharge, for 2016 and 2017, respectively. NP and  $K_s$  had a positive correlation with the recharge, whereas  $\theta_s$  and  $n$  a negative one. In this context, it is remarkable the importance of Atlantic forest sites to maintain the longevity of the water supply, mainly in the Southeastern Brazilian region, which have faced water scarcity in the last few years.

## REFERENCES

- ALLEN, R. G. A. et al. **Crop evapotranspiration**: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 299 p.
- ALVARENGA, C. C. et al. Continuidade espacial da condutividade hidráulica saturada do solo na bacia hidrográfica do alto rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, p. 1745–1757, 2011.
- ARCOVA, F. C. S.; CICCIO, V.; ROCHA, P. A. B. Precipitação efetiva e interceptação das chuvas por floresta de Mata Atlântica em uma microbacia experimental em Cunha – São Paulo. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 27, n. 2, p. 257–262, 2003.
- ÁVILA, L. F. et al. Partição da precipitação pluvial em uma microbacia hidrográfica ocupada por mata atlântica na serra da Mantiqueira, MG. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 583–595, 2014.
- BENGOUGH, A. G. Water dynamics of the root zone: rhizosphere biophysics and its control on soil hydrology. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 11, n. 2, p. 1–6, 2011.
- BOURGEOIS, O. L. E. et al. Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 541, p. 116–126, 2016.
- BRAGA, R. M. et al. Physical attributes of dystroferic red latosol under four eucalypt species over the long term. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 37, n. 4, p. 313–322, 2013.
- CAMBARDELLA, C. A. et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. **Soil Science Society of American Journal**, Corvallis, v. 58, p. 501–511, 1994.
- CHEN, M.; WILLGOOSE, G. R.; SACO, P. M. Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 28, p. 171–185, 2014.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 46, p. 3737–3752, 2016.
- DETTMANN, U. et al. On the applicability of unimodal and bimodal van Genuchten – Mualem based models to peat and other organic soils under evaporation conditions. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 515, p. 103–115, 2014.
- DURÃES, M. F.; MELLO, C. R. Groundwater recharge behavior based on surface runoff hydrographs in two basins the Minas Gerais State. **Revista Ambiente & Água**, Taubaté, v. 8, n. 2, p. 57–66, 2013.
- ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS 10**: getting started with ArcGIS. Redlands, 2012. 265 p.
- GHIMIRE, C. P. et al. Measurement and modeling of rainfall interception by two differently aged secondary forests in upland eastern Madagascar. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 545, p. 212–225, 2017.
- JOHNSON, M. S. et al. DOC and DIC in flowpaths of Amazonian headwater catchments with



hydrologically contrasting soils. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 81, p. 45–57, 2006.

JUNQUEIRA JUNIOR, J. A. et al. Time-stability of soil water content (SWC) in an Atlantic Forest-Latosol site. **Geoderma**, Amsterdam, v. 288, p. 64–78, 2017.

KANZARI, S.; HACHICHA, M.; BOUHLILA, R. Laboratory method for estimating water retention properties of unsaturated soil. **Walailak Journal**, Thasala, v. 9, n. 4, p. 361–367, 2012.

KLOS, P. Z. et al. Throughfall heterogeneity in tropical forested landscapes as a focal mechanism for deep percolation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 519, p. 2180–2188, 2014.

KORRES, W. et al. Spatio-temporal soil moisture patterns – A meta-analysis using plot to catchment scale data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 520, p. 326–341, 2015.

KRISHNASWAMY, J. et al. The groundwater recharge response and hydrologic services of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation: Support for the “infiltration-evapotranspiration trade-off hypothesis”. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 498, p. 191–209, 2013.

LAI, J.; REN, L. Estimation of effective hydraulic parameters in heterogeneous soils at field scale. **Geoderma**, Amsterdam, v. 264, p. 28–41, 2016.

LU, X. et al. Groundwater recharge at five representative sites in the hebei plain , china. **Ground Water**, Dublin, v. 49, n. 2, p. 286–294, 2011.

LUCAS, J. F. R. et al. Curva de retenção de água no solo pelo método do papel-filtro. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, p. 1957–1973, 2011.

MACINNIS-NG, C. M. O. et al. Rainfall partitioning into throughfall and stemflow and associated nutrient fluxes : land use impacts in a lower montane tropical region of Panama. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 111, p. 661–676, 2012.

MELLO, C. et al. Spatial distribution of top soil water content in an experimental catchment of Southeast Brazil. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 285–294, 2011.

MELLO, C. R. et al. Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. **Catena**, Amsterdam, v. 173, p. 9–21, 2019.

MENEZES, M. D. et al. Knowledge-based digital soil mapping for predicting soil properties in two representative watersheds. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 75, n. 2, p. 144–153, 2018.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, n. 3, p. 513–522, 1976.

MYERS, N. et al. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, London, v. 403, p. 853–858, 2000.

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

OJHA, R. et al. Scaling of surface soil moisture over heterogeneous fields subjected to a single rainfall event. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 516, p. 21–36, 2014.

OLIVEIRA, G. C.; SEVERIANO, E. C.; MELLO, C. R. Dinâmica da resistência à penetração de um Latossolo vermelho da microrregião de Goiânia, GO. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campinas, v. 11, n. 3, p. 265–270, 2007.

OLIVEIRA, J. C. S. et al. Oxisol physical quality with application of landfill leachate. **Ciências Agrárias**, Teresina, v. 38, n. 5, p. 2967–2980, 2017.

PEREIRA, R. et al. Hydrological simulation in a basin of typical tropical climate and soil using the SWAT Model Part II: Simulation of hydrological variables and soil use scenarios. **Biochemical Pharmacology**, New York, v. 5, p. 149–163, 2016.

PINTO, L. C. et al. Role of Inceptisols in the hydrology of mountainous catchments in southeastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v. 21, n. 2, 2015.

PINTO, L. C. et al. Spatial prediction of soil–water transmissivity based on fuzzy logic in a Brazilian headwater watershed. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p. 26–34, 2016.

PINTO, L. C. et al. Land-use effect on hydropedology in a mountainous region of Southeastern Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Amsterdaam, v. 41, n. 4, p. 413–427, 2017.

PINTO, L. C. et al. A hydropedological approach to a mountainous Clayey Humic Dystrudept in the Mantiqueira Range, southeastern Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 75, n. 1, p. 60–69, 2018.

QU, W. et al. Effects of soil hydraulic properties on the spatial variability of soil water content : evidence from sensor network data and inverse modeling. **Vadose Zone Journal**, Madison, p. 1–12, 2014.

RIBEIRO, J. R. P. J.; DIGGLE P. J. GeoR: a package for geostatistical analysis. **R-NEWS**, Davis, v. 1, n. 2, p. 15-18, 2001.

ROCHA, J. E. C. et al. Organic matter and physical-hydric quality of an Oxisol under eucalypt planting and abandoned pasture. **Cerne**, Lavras, v. 22, n. 4, p. 381–388, 2016.

ROSSETTI, K. D. V.; CENTURION, J. F.; SOUSA NETO, E. L. DE. Physical quality of an oxisol after different periods of management systems. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa, MG, v. 37, p. 1522–1534, 2013.

SAGHRAVANI, S. R. et al. Estimating groundwater recharge based on mass balance evaluation of unsaturated zone in a coastal catchment characterized by tropical rainforest weather conditions. **Environmental Earth Sciences**, Heidelberg, v. 75, p. 16p, 2016.

SCHRUMPF, M. et al. Net precipitation and soil water dynamics in clearings, old secondary and old-growth forests in the montane rain forest belt of Mount Kilimanjaro, Tanzania. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 25, p. 418–428, 2011.

SCHWEN, A.; ZIMMERMANN, M.; BODNER, G. Vertical variations of soil hydraulic properties within two soil profiles and its relevance for soil water simulations. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 516, p. 169–181, 2014.

SIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; SEJNA, M. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n. 2, p. 587–600, 2008.

TAVARES FILHO, J.; BARBOSA, G. M. C.; RIBON, A. A. Physical properties of dystrophic red latosol (oxisol) under different agricultural uses. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, p. 925–933, 2010.

TERRA, M. C. N. S. et al. Stemflow in a neotropical forest remnant: vegetative determinants, spatial distribution and correlation with soil moisture. **Trees**, Santa Monica, v. 32, p. 323–325, 2018.

TURKELTAUB, T. et al. Examination of groundwater recharge with a calibrated/validated flow model of the deep vadose zone. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 522, p. 618–627, 2015.

VALDES-ABELLAN, J. et al. Comparison among monitoring strategies to assess water flow dynamic and soil hydraulic properties in agricultural soils. **Spanish Journal of Agricultural Research**, Madrid, v. 13, n. 1, p. 15, 2015.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.

VAN GENUCHTEN, M. T. H. **A numerical model for water and solute movement in and below the root zone**. Riverside: United States Department of Agriculture Agricultural Research Service U.S. Salinity Laboratory, 1987.

VERECKEN, H. et al. On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 516, p. 76–96, 2014.

WANG, Y. et al. Spatial Variability of Soil Parameters of the van Genuchten Model at a Regional Scale. **CLEAN Soil Air Water**, Medford, v. 43, n. 2, p. 271–278, 2015.

ZHANG, Y. et al. Effects of plant roots on soil preferential pathways and soil matrix in forest ecosystems. **Journal of Forestry Research**, Colombo, v. 26, n. 2, p. 397–404, 2015.

ZIMMERMANN, A. et al. Spatio-temporal patterns of throughfall and solute deposition in an open tropical rain forest. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 360, p. 87–102, 2008.