



PHILIPPE GUILHERME CORCINO SOUZA

**OBTENÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA EM LATOSSOLO
EMPREGANDO DADOS DE MINI-INFILTRÔMETRO E TÉCNICAS
DE MODELAGEM**

**SETE LAGOAS / MG
2015**



PHILIPPE GUILHERME CORCINO SOUZA

**OBTENÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA EM LATOSSOLO
EMPREGANDO DADOS DE MINI-INFILTRÔMETRO E TÉCNICAS
DE MODELAGEM**

**SETE LAGOAS / MG
2015**

PHILIPPE GUILHERME CORCINO SOUZA

**OBTENÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA EM LATOSSOLO
EMPREGANDO DADOS DE MINI-INFILTRÔMETRO E TÉCNICAS
DE MODELAGEM**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Agrárias da Universidade Federal de São João Del Rei - *Campus Sete Lagoas*, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências (Área de concentração - Produção Vegetal).

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Ferreira Borges Júnior

Co-orientador: Dr. João Herbert Moreira Viana

**SETE LAGOAS / MG
2015**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Divisão de Biblioteca da UFSJ, MG, Brasil.

S719o Souza, Philipe Guilherme Corcino - 1991
2015 Obtenção da curva de retenção de água em latossolo empregando dados de mini-infiltrômetro e técnicas de modelagem / Philipe Guilherme Corcino Souza. -- 2015.
102 f. : il.

Orientador: João Carlos Ferreira Borges Júnior
Coorientador: João Herbert Moreira Viana

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de São João Del-Rei, Programa de Pós-Graduação em Ciências Agrárias.

Inclui bibliografia.

1. Água - Curva de Retenção - Teses. 2. Funções de pedotransferência - Teses. 3. Água - Modelagem inversa - Teses. I. Viana, João Herbert Moreira. II. Universidade Federal de São João Del-Rei. Programa de Pós-Graduação em Ciências Agrárias. III. Título.

PHILIPPE GUILHERME CORCINO SOUZA

**OBTENÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA EM LATOSSOLO
EMPREGANDO DADOS DE MINI-INFILTRÔMETRO E TÉCNICAS
DE MODELAGEM**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Agrárias da Universidade Federal de São João Del Rei - *Campus Sete Lagoas*, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências (Produção Vegetal).

Aprovada em: 27/02/2015

Membros da banca:

Dr. Camilo de Lelis Teixeira de Andrade - Embrapa Milho e Sorgo

Prof. Dr. Bruno Montoani Silva - UFSJ

João Carlos Ferreira Borges Júnior

SETE LAGOAS / MG

2015

AGRADECIMENTOS

À EMBRAPA, pelo apoio fornecido durante os trabalhos de campo.

Ao prof. Dr. João Carlos Ferreira Borges Júnior, pela atenção e dedicação durante todo o período de estudo.

Ao Dr. João Herbert, pela atenção e disponibilidade para a realização dos trabalhos.

A minha família, pelo incentivo e apoio sempre fornecidos.

À UFSJ, pela oportunidade oferecida pelo programa.

SUMÁRIO

	Página
1. INTRODUÇÃO	4
2. REVISÃO DE LITERATURA	8
2.1. Caracterização Físico-Hídrica dos Solos	8
2.2. Textura e Estrutura dos Solos	9
2.3. A Água no Solo.....	10
2.4. A Infiltração da Água no Solo	11
2.5. Condutividade Hidráulica dos Solos.....	14
2.6. Curva de Retenção de Água dos Solos	16
2.7. Modelagem do Movimento da Água no Solo e o Modelo HYDRUS	20
2.8. Funções de Pedotransferência e Redes Neurais.....	23
3. MATERIAL E MÉTODOS	26
3.1. Localização do experimento	26
3.2. Os testes de infiltração	29
3.3. Determinação da curva de retenção de água em laboratório	32
3.4. Determinação granulométrica.....	36
3.5. Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado	40
3.6. Modelagem dos dados	42
3.7. Verificação do ajuste	47
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	49
4.1. Distribuição granulométrica	49
4.2. Modelagem inversa.....	51
4.3. Funções de pedotransferência	53
4.4. Curvas de retenção de água no solo.....	57
4.5. Disponibilidade total de água no solo	62
5. CONCLUSÕES	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70

OBTENÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA EM LATOSSOLO EMPREGANDO DADOS DE MINI-INFILTRÔMETRO E TÉCNICAS DE MODELAGEM

RESUMO - Os problemas ligados à retenção e ao movimento da água no solo constituem um importante segmento da Física do Solo. Assim, as características hidráulicas de um solo são dados primordiais para a modelagem agrícola, o manejo da paisagem, a engenharia de água e para a solução de problemas em diversas áreas. Neste contexto, o objetivo deste trabalho foi avaliar a modelagem inversa de dados de mini-infiltrômetro de disco e o uso de funções de pedotransferência para a obtenção de parâmetros da curva de retenção de água de solos de Sete Lagoas, MG. Os dados preditos foram usados para definir e avaliar a disponibilidade total de água destes solos. Inicialmente foram realizados testes de infiltração com mini-infiltrômetro de disco e coletadas amostras de solo deformado e indeformado para obtenção da curva de retenção pelos métodos tradicionalmente utilizados (extrator de Richards e mesa de tensão). Em sequência, com os dados dos testes de infiltração, a modelagem inversa foi realizada com o programa HYDRUS e as funções de pedotransferência, do programa ROSETTA, foram aplicadas. Parâmetros estatísticos foram usados para comparar os métodos com os dados de laboratório. Além disso, com os dados ajustados para cada método, a disponibilidade total de água dos solos foi obtida e avaliada. Como resultados, foram geradas as curvas de retenção de água e a disponibilidade total de água para cada método proposto. A partir da análise estatística dessas curvas, foi possível concluir que a modelagem inversa proposta não foi capaz de expressar a curva de retenção de água dos solos estudados e que, dentre as funções de pedotransferência avaliadas, a Ros.4 apresentou os melhores ajustes e representou adequadamente a curva de retenção e de disponibilidade total de água dos solos.

Palavras-chave: Curva de retenção de água; Funções de pedotransferência; Modelagem inversa; Disponibilidade total de água do solo

OBTAINING WATER RETENTION CURVE LATOSOL USING MINI-INFILTROMETER DATA AND MODELING TECHNIQUES

ABSTRACT - The problems linked to the retention and movement of water in the soil are an important segment of Soil Physics. Thus, the hydraulic characteristics of a soil are primary data for agricultural modeling, landscape management, water engineering and various problems in several areas. In this context, the objective of this research was to evaluate the inverse modeling of mini disk infiltrometer data and the use of pedotransfer functions for obtaining parameters of soil retention curve in Sete Lagoas, MG. Furthermore, the predicted data are used to define and evaluate the total water availability in these soils. Initially, infiltration tests were performed with mini infiltrometer disk and disturbed and undisturbed soil samples were taken to establish the retention curve by methods traditionally used (Richard's extractor and tension table). Afterwards, with the data from the infiltration tests, the inverse modeling was performed with the program HYDRUS and the Pedotransfer functions, and the ROSETTA program were applied. Statistical parameters were used to compare the methods with laboratory data. Moreover, with the data fitted by each method, the total available soil water was obtained and evaluated. With the results, retention curves and total water availability for each proposed method were generated. From the statistical analysis of these curves, it was concluded that the inverse modeling proposal was not able to express the soil water retention curve studied, and that among the Pedotransfer functions evaluated, Ros.4 presented the best fit and adequately represented the curve and total retention of soil water availability.

Keywords: Water retention curve; Pedotransfer functions; Inverse modeling; Total availability of soil water

1. INTRODUÇÃO

Diante do novo paradigma da agricultura sustentável, destaca-se a importância da relação agricultura, homem e meio ambiente. Para assegurar a sustentabilidade dessa relação, é necessário o conhecimento de todos os fatores e processos que a regem e, assim, visualizar o sistema de forma holística. No entanto, dois problemas surgem quando tentamos tal visualização de um sistema em estudo: sua complexidade, devido ao grande número de mecanismos e processos envolvidos, e a visão reducionista por parte dos pesquisadores que, na sua maioria, estudam os mecanismos e processos de forma isolada e com interesses específicos (Scorza Júnior, 2006).

Gonçalves et al. (2007) afirmam que, para garantir a proteção ambiental nos sistemas agrícolas, a criação de políticas públicas deve ser baseada no entendimento das leis que regem o movimento da água e o transporte de solutos nas regiões saturada e insaturada do solo, assumindo-se a modelagem cada vez mais como uma ferramenta indispensável na previsão da qualidade da água dos aquíferos, na implementação de melhores práticas de rega e de fertilização, na quantificação dos riscos de salinização-sodicização e da análise de necessidades de drenagem do solo.

Os problemas ligados à retenção e ao movimento da água no solo constituem um importante segmento do campo da Física de Solo. As características hidráulicas de um solo são dados primordiais para a modelagem agrícola, o manejo da paisagem, a engenharia de água e vários problemas ambientais em diversas áreas (Matula et al., 2007). O fluxo da água no solo não saturado, por exemplo, é um fator chave no ciclo hidrológico, pois determina a taxa de evaporação do solo, a recarga para as águas subterrâneas, a transpiração da planta e o escoamento superficial. Sendo assim, a sua quantificação é essencial para obter condições de manejo adequadas para a proteção ambiental em sistemas agrícolas (Scorza Júnior et al., 2010). Contudo, descrever a interação de todos os processos que influenciam o fluxo de água no solo é uma tarefa complexa. As propriedades hidráulicas do solo geralmente apresentam significativas variações no espaço e no tempo, devido à heterogeneidade do subsolo, atividades agrícolas, fenômenos de encolhimento-inchamento de solos de textura argilosa, efeitos da dispersão de partículas e crostas do solo e mudanças na concentração e na composição iônica da solução do solo (van Genuchten e Šimuněk, 1996).

Ao longo das últimas décadas, vários métodos de campo e de laboratório foram desenvolvidos para avaliar as características hidráulicas do solo (Sobotkova et al., 2011). Os métodos laboratoriais para obtenção das propriedades hidráulicas do solo são, em sua maioria, trabalhosos, morosos e caros. Além disso, eles são limitados pela pequena representatividade das amostras colhidas, o que restringe sua utilização devido à heterogeneidade dos solos (Ramos, et al., 2009).

Métodos de campo são geralmente considerados mais realistas que os métodos laboratoriais devido ao maior volume de solo envolvido e por causa da continuidade do perfil do solo. Embora haja um grande número disponível de técnicas de laboratório e de campo para medida direta das propriedades hidráulicas do solo, a maioria dessas técnicas requer muito tempo para sua execução e são de alto custo, especialmente para a condutividade hidráulica de solos de textura argilosa (Ramos et al. 2006).

Uma maneira de superar essa complexidade em descrever o fluxo de água no solo é integrar em ferramentas de modelagem e simulação todos os processos envolvidos (Scorza Júnior, 2006; Monteiro et al., 2009), podendo-se, assim, otimizar a quantificação da demanda de aplicação dos insumos agrícolas, dentre estes a água para irrigação, com vistas a minimizar os efeitos danosos aos reservatórios hídricos naturais. Além de preservar o meio ambiente, o uso desta tecnologia oferece lucro aos produtores (Naime, 2001).

O avanço tecnológico da informática vem permitindo o desenvolvimento e a utilização de modelos matemáticos de circulação e de balanço da água e transporte de solutos no solo (Ramos et al., 2009). Surgiram então vários modelos analíticos e numéricos para prever os processos de transferência de água e solutos entre a superfície do solo e o lençol freático.

Nos últimos anos o método inverso tem sido utilizado para descrever os processos de movimento da água no solo. Neste método, funções específicas são utilizadas para as propriedades hidráulicas e, para dadas condições iniciais, soluciona-se a equação de Richards empregando métodos numéricos apropriados. Os parâmetros são determinados minimizando uma função-objetivo adequada, obtendo, assim, um conjunto de parâmetros que produz uma representação das medidas realizadas do processo em estudo (Antonino et al., 2004).

De acordo com Šimunek et al. (1998), as propriedades hidráulicas do solo ainda podem ser estimadas indiretamente através de correlações com dados básicos do solo, tais como a granulometria (frações de areia, silte e argila), densidade e teor de matéria orgânica. Esses métodos indiretos, também chamados de funções de pedotransferência, são na maioria

das vezes utilizados para obter as propriedades hidráulicas do solo em situações onde as medições são muito caras ou muito difíceis de executar.

Boesten (2000) menciona duas vantagens importantes das ferramentas de modelagem quanto à aplicação a experimentos:

- I) A possibilidade de investigar o efeito das condições meteorológicas por meio de simulações de vários anos, evitando, assim, experimentos de longa duração, que são caros e demorados;
- II) A integração do conhecimento real dos processos que auxilia na identificação de lacunas e prioridades de pesquisa.

Segundo Scorza Júnior (2006), a modelagem ainda pode apresentar algumas outras vantagens em comparação com a experimentação tradicional, a saber:

- O baixo custo de execução de um programa computacional em relação ao custo de implementação e condução de um experimento de campo ou laboratório;
- A rapidez na obtenção dos resultados, que em algumas situações são obtidos em uma escala de minutos;
- A capacidade de gerar informações completas;
- A possibilidade de simular cenários diversos que ainda não foram estudados experimentalmente;
- A possibilidade de proposição e identificação de cenários ideais condizentes com os objetivos do estudo.

Esses modelos são geralmente baseados em soluções numéricas da equação de Richards, a qual requer o conhecimento das propriedades hidráulicas do solo, que são a curva de retenção de água, que relaciona o conteúdo volumétrico de água no solo (θ) com o potencial matricial ou carga de pressão da água no solo (h), e a curva de condutividade hidráulica, que relaciona a condutividade (K) com h ou θ (Ramos et al., 2006; 2009; Šimunek e van Genuchten, 1996).

Há décadas que a curva de retenção tem sido utilizada em estudos de dinâmica da água no solo (van Genuchten, 1980). Para Matula et al. (2007), dentre os parâmetros hidráulicos do solo, a curva de retenção é um dado de entrada indispensável para todas as variadas situações de campo. Estudos sobre a faixa de água disponível para as plantas são geralmente baseados em análises da curva de retenção de cada solo (Oliveira et al., 2004; Czyn e Dexter, 2013). A disponibilidade total de água no solo (DTA), por exemplo, é definida como a

diferença entre a capacidade de campo (CC) e o ponto de murcha permanente. A DTA interfere diretamente no crescimento radicular, nas reações químicas e na absorção de nutrientes, sendo assim um dos fatores limitantes à produtividade agrícola (Beutler et al., 2002). Desta forma, fica clara a importância de estudos sobre a curva de retenção e de métodos menos onerosos e morosos para sua obtenção.

Costa et al. (2008) afirmam que a curva de retenção é de grande importância na área de irrigação, pois fornece informações necessárias para a determinação do teor de água disponível no solo, do teor de água atual e outros dados básicos para o manejo adequado da água de irrigação, além da quantificação dos processos dinâmicos envolvendo o sistema solo-planta-atmosfera. Somam-se a isso trabalhos de obtenção da distribuição de tamanho de poros e da capacidade de suporte de carga dos solos agrícolas (Carducci et al., 2011).

Neste contexto, o presente trabalho teve como objetivo avaliar procedimentos com base em modelagem inversa, a partir de dados obtidos com mini-infiltrômetro de disco, e em funções de pedotransferência para a obtenção de parâmetros da curva de retenção de água de horizontes superficiais em solos de Sete Lagoas, MG. Os parâmetros obtidos foram comparados com medidas diretas em laboratório pelos métodos tradicionalmente utilizados (extrator de Richards e mesa de tensão). Além disso, os dados preditos foram usados para definir e avaliar a disponibilidade total de água dos solos estudados.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Caracterização Físico-Hídrica dos Solos

Por muitos anos o solo vem sendo descrito de acordo com a proporção dos diferentes tamanhos de partículas que contém (Black, 1957). Arranjadas em agregados, as partículas do solo constituem um diversificado meio poroso que, por sua vez, afeta a interação água-solo dentro do sistema maior água-planta-solo-atmosfera. Essa interação, definida na forma do estado de energia da água, impacta sobre vários processos, como o movimento da água, de nutrientes, de sais e de agroquímicos no solo e também a absorção de água e nutrientes pela planta (Andrade et al., 2008).

Várias funções e parâmetros são utilizados para explicar os processos envolvidos no sistema solo-planta, esses de interesse para a Engenharia de Irrigação e Ambiental. Essas funções e parâmetros são utilizados em projetos de irrigação e drenagem, manejo de irrigação e monitoramento e controle ambiental (Andrade et al., 2008).

Segundo o aspecto agronômico, o solo pode ser caracterizado pela sua classe pedológica, através de análises de perfis, análises físicas e químicas. No planejamento e gestão de sistemas de irrigação, o solo ainda pode ser classificado de acordo com sua aptidão para irrigação. No manejo da irrigação, é necessário que se conheça algumas das propriedades físicas e físico-hídricas do solo, sendo as principais a densidade, a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente e a curva característica de retenção de água. Outros parâmetros de mesma importância são a composição textural, a densidade de partículas, a condutividade hidráulica de solo saturado, a taxa ou velocidade de infiltração básica e a porosidade total do solo (Couto e Sans, 2002).

Sobotkova et al. (2011) afirmam que previsões precisas do fluxo e transporte de solutos através da zona vadosa requerem um conhecimento profundo das propriedades hidráulicas do solo, especificamente das funções de condutividade hidráulica $K(h)$ e da curva de retenção de água do solo $\theta(h)$.

2.2. Textura e Estrutura dos Solos

Importantes parâmetros físicos e químicos para o crescimento das plantas são controlados pela textura do solo, que determina a extensão de sua superfície específica. Mas Black (1957) reforça que os efeitos do tamanho das partículas do solo são em sua maioria indiretos.

A textura expressa a distribuição por tamanho das partículas minerais e é determinada através da análise granulométrica em laboratório (Camargo et al., 2009). Segundo Couto e Sans (2002), o solo é composto de partículas sólidas de várias formas e diferentes dimensões e são, tradicionalmente, divididas em três frações de tamanho: areia, silte (ou limo) e argila.

Pesquisas da EMBRAPA (1997) definem como areia grossa a fração do solo com tamanho entre 2 e 0,2 mm, areia fina, de 0,2 a 0,05 mm, silte, de 0,05 a 0,002 mm e argila a fração menor que 0,002 mm. O tamanho dessas frações varia de acordo com o sistema de classificação de solos adotado e, de modo geral, as características texturais de um determinado solo não variam com o passar do tempo e são pouco afetadas pela ação antrópica (Andrade et al., 2008).

Diferente da textura, a estrutura é um dado qualitativo das condições do solo. É definida por Andrade et al. (2008) como sendo o arranjo das partículas do solo em condições naturais de campo e não há um método prático para medi-la, devido à complexidade de arranjo das partículas do solo. A estrutura de um solo é o resultado do arranjo de suas partículas individuais em unidades estruturais próprias e o arranjo dessas unidades estruturais entre si (Black, 1957).

Segundo Camargo et al. (2009), a estrutura do solo afeta os fenômenos que ocorrem no meio poroso. Logo, é importante estudar amostras representativas, com estrutura natural, conservando a quantidade, a distribuição por tamanho e a geometria dos poros que, por sua vez, estão ligados aos fenômenos de retenção e movimentação de água, circulação do ar e penetração das raízes. Ainda segundo esses autores, alguns dos parâmetros que podem ser obtidos numa mesma amostra indeformada são: umidade atual (teor de água no campo), umidade de saturação, umidade a vários potenciais (curva de retenção da água no solo), densidade global, porosidade total, macroporosidade, microporosidade e poros bloqueados. A partir destes parâmetros, a estrutura de um solo pode ser inferida (Andrade et al., 2008).

A diminuição na qualidade da estrutura de um solo pode levar ao surgimento de camadas compactadas, tanto em superfície quanto em subsuperfície, resultando em menor taxa de infiltração e maior escoamento superficial. Esse processo aumenta as taxas de erosão e acelera o processo de degradação do solo (Portela et al., 2010).

2.3. A Água no Solo

A água provavelmente tem sido o recurso natural mais discutido nos últimos anos, sobretudo no que abrange o seu uso, sua quantidade e qualidade (Morais, 2012). Como fator limitante para o crescimento das plantas na superfície terrestre, Black (1957) afirma que ela é provavelmente o de maior importância.

Segundo Brady (1974), a molécula de água é formada por um átomo de oxigênio e dois átomos de hidrogênio, que se ligam de forma covalente formando um ângulo de 105° e dando origem a uma molécula assimétrica, tendo um lado mais eletropositivo (onde estão os átomos de hidrogênio) e o outro lado mais eletronegativo (onde está o oxigênio) (Figura 1). A polaridade da água é um relevante aspecto no estudo de diversos processos pertinentes à sua dinâmica no sistema solo-planta-atmosfera.

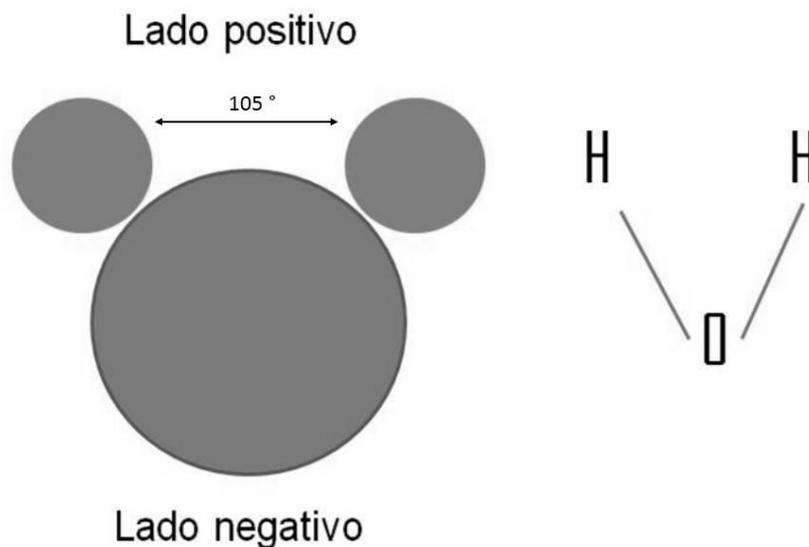


Figura 1 - Representação da molécula de água, mostrando o átomo de oxigênio e os átomos de hidrogênio ligados covalentemente e resultando em um arranjo assimétrico.

A água chega ao solo principalmente na forma de precipitação da chuva. Uma parte é retida no solo, outra é drenada para as camadas mais profundas e uma terceira parcela pode ainda escoar sobre a superfície do solo em direção a drenos e cursos d'água (Gomide e Maeno, 2008).

Conceitualmente, as forças responsáveis pelo movimento da água através do sistema solo-planta-atmosfera são os gradientes de potenciais, sendo o movimento da água um processo espontâneo em busca de um potencial (ou estado de energia) mais baixo. É o conceito de energia livre (Black, 1957; Brady, 1974; Durães e Magalhães, 2008).

Numa análise macroscópica, no solo, a energia cinética da água pode ser considerada desprezível, devido à velocidade ser muito baixa e essa forma de energia ser proporcional ao quadrado da velocidade. Assim, a energia potencial, de acordo com a posição ou a condição interna, é determinante ao movimento da água no solo (Andrade et al., 2008).

Durães e Magalhães (2008) afirmam que para os diversos sistemas existentes, a influência de cada componente do potencial total é diferente e, assim, a equação fica simplificada, mas, de modo geral, o potencial total da água (ψ) é a soma de todos os seus componentes, sendo dado pela equação:

$$\psi = \psi_g + \psi_p + \psi_m + \psi_{os} + \dots \quad (1)$$

Em que, ψ_g é a componente gravitacional, ψ_p é a componente de pressão, ψ_m é componente matricial e ψ_{os} é a componente osmótica.

2.4. A Infiltração da Água no Solo

A infiltração da água no solo é importante para a manutenção do fluxo de base dos rios e recarga dos aquíferos, sendo um processo de fundamental relevância para a gestão dos recursos hídricos. Exerce importante papel na permanência da água na bacia hidrográfica, proporcionando uma maior disponibilidade hídrica para desenvolvimento e manutenção da sua cobertura vegetal (Morais, 2012).

O processo de infiltração da água no solo diz respeito à sua passagem pela superfície do solo, isto é, entrada de água no solo através da interface solo-atmosfera (Pruski et al., 1997; Reichardt e Timm, 2004; Andrade et al., 2008; Libardi, 2012).

Percebe-se, então, que a infiltração é o processo que separa o quanto da precipitação (chuva ou irrigação) flui pela superfície do solo e quanto flui abaixo da superfície, sendo que

o fluxo subsuperficial tem componentes vertical e horizontal dependentes do tipo de solo (Libardi, 2012). O conhecimento dos aspectos envolvidos neste processo, como variação da infiltração acumulada, taxa de infiltração e taxa de infiltração básica, é essencial na definição de parâmetros de projetos de irrigação e ou drenagem, estimativas de vazões de escoamento superficial, perspectivas de ocorrência e intensidade de processos erosivos e recarga de águas subterrâneas. Sendo assim, o entendimento do processo de infiltração e de suas relações com as propriedades do solo é de grande importância para o manejo do solo e da água (Fiorin, 2008).

Segundo Andrade et al. (2008), o processo de infiltração de água no solo, além de ser tempo-dependente, é afetado pelos seguintes fatores, entre outros:

- Relacionados à superfície do solo: compactação superficial (decorrente de causas naturais ou antrópicas), cobertura vegetal do solo e capacidade de armazenamento;
- Relacionados ao perfil do solo: condutividade hidráulica, camadas de impedimento, profundidade do lençol freático e conteúdo de água inicial;
- Climáticos: duração e frequência de chuvas e temperatura;
- Relacionados ao manejo da irrigação, como a taxa de aplicação.

Borges et al. (1999) ressaltam que os macroporos são funcionais quando o solo está muito próximo ao seu ponto de saturação, sendo capazes, então, de transportes preferenciais de água e substâncias químicas de forma rápida durante o processo de infiltração. Assim, devido à natureza frágil dos macroporos, é necessária a realização de medidas de infiltração *in situ* usando técnicas que minimizem as perturbações do solo.

O conhecimento da taxa de infiltração de água possibilita avaliar a quantidade de chuva ou irrigação que efetivamente infiltra no solo e o escoamento superficial que pode vir a ocorrer (Fiorin, 2008). Segundo Panachuki (2003), a taxa de infiltração pode ser expressa como:

$$i = \frac{dI}{dt} \quad (2)$$

em que:

i = taxa de infiltração da água no solo, LT^{-1} ;

I = infiltração acumulada, L ;

t = tempo, T .

Durante o processo de infiltração em um perfil de solo homogêneo inicialmente seco, a taxa de infiltração tende a decrescer com o tempo, aproximando-se assintoticamente de um valor final constante conhecido como capacidade de infiltração ou velocidade de infiltração básica de água no solo (VIB) (Pruski et al., 1997; Libardi, 2012).

Muitos pesquisadores estudaram este processo, derivando várias equações que descrevem o fenômeno da infiltração. São alguns deles Green e Ampt (1911), Kostiakov (1932), Horton (1940), Raats (1970), Mein e Larson (1973), Newman (1976), Parlange (1971), Parlange et al., (1982), Philip (1957), Kunze e Nielsen (1982), Knight (1983), Tzimopoulos (1991), Iwata et al., (1995), Noborio et al., (1996), Wu e Pan (1997), Zhang (1997), Young et al., (2002), Serrano (2001).

As equações ou modelos matemáticos aplicáveis à descrição da infiltração da água no solo podem ser classificados como empíricos ou baseados na representação física do processo de infiltração (Brandão et al., 2003). Modelos empíricos apresentam parâmetros que devem ser obtidos com base no ajuste aos dados de campo, utilizando-se para tal, técnicas como o método dos mínimos quadrados dos desvios (Andrade et al., 2008). Portanto, têm como limitações a aplicabilidade às condições locais, em que os experimentos de campo são desenvolvidos. As equações ditas físicas são fundamentadas em análises teóricas ou conceituais do processo (Rodrigues et al., 2003), sendo aplicáveis em diferentes situações, desde que seja disponível a base de dados requerida como entrada, o que pode constituir-se em obstáculo ao uso das mesmas.

Na literatura, pode-se encontrar definido esquematicamente o comportamento de um perfil de solo homogêneo e que permanece assim durante o processo de infiltração, chamado de perfil de conteúdo de água típico ou perfil de umidade típico (Libardi, 2012; Pruski et al., 1997). Esse perfil de solo uniforme, submetido a uma carga hidráulica (H_0), pode ter sua distribuição de água representada esquematicamente na Figura 2.

A zona de saturação corresponde a uma camada de aproximadamente 1,5 cm, em que o solo encontra-se saturado. A zona de transmissão corresponde à camada mais superficial do perfil, cuja umidade decresce rapidamente com a profundidade. Essa zona é a região através da qual a água é transmitida e apresenta uma pequena variação da umidade, em relação ao espaço e tempo. A zona de umedecimento é caracterizada por uma grande redução na umidade, com o aumento da profundidade. E, por último, a frente de umedecimento, que

compreende uma pequena camada na qual existe grande gradiente hidráulico com uma abrupta variação da umidade do solo; representa o limite da movimentação de água no solo.

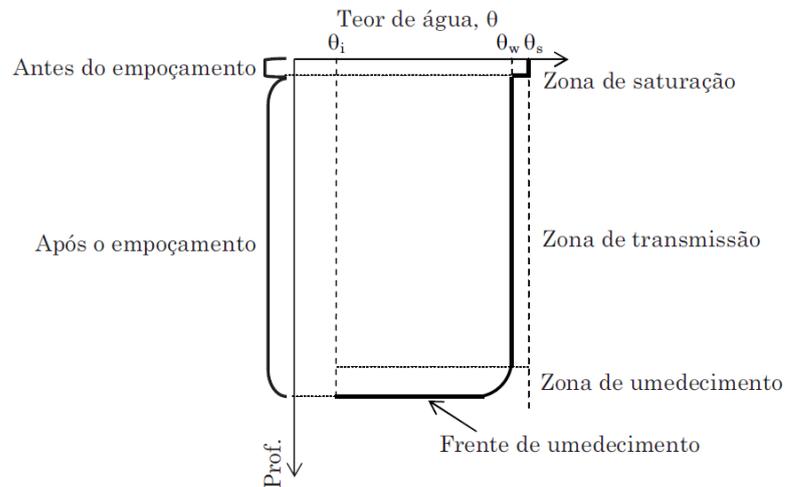


Figura 2 - Perfil de umedecimento do solo durante a infiltração. Fonte: Adaptado de Pruski et al. (1997).

Em que:

θ_i = umidade inicial do solo;

θ_w = umidade na zona de transmissão;

θ_s = umidade na saturação;

L = profundidade da frente de umedecimento.

2.5. Condutividade Hidráulica dos Solos

Pesquisas apontam que a condutividade hidráulica dos solos é uma importante propriedade físico-hídrica pertinente a vários problemas agrônômicos, de engenharia e meio ambiente (Köhne et al., 2011; Andrade et al., 2008).

Sendo um parâmetro chave para análise da intensidade do deslocamento da água no solo (Marques et al., 2008), a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) é matematicamente definida por Andrade et al. (2008) como sendo a constante de proporcionalidade da lei de Darcy, que em termos hidrodinâmicos reflete a maior ou menor facilidade de escoamento de água no meio poroso do solo.

De acordo com o trabalho de Brooks e Corey (1964), a equação de Darcy é definida como:

$$q_x = \frac{K_x}{\mu} \left[\frac{\Delta P}{L_x} + \frac{\gamma \Delta h}{L_x} \right] \quad (3)$$

em que q_x é o volume do fluido passando em uma unidade de área do meio poroso de seção transversal perpendicular a direção x em uma unidade de tempo (nesse caso o fluido em questão é a água), γ é o peso específico do fluido, μ é a viscosidade do fluido, Δh e ΔP são a diferença de posição e pressão, respectivamente, sobre a distância L_x , na direção x e K_x é a permeabilidade (condutividade hidráulica).

Segundo Klute (1965), a equação de Darcy também pode ser escrita com base no gradiente hidráulico:

$$v = -KVH \quad (4)$$

Nessa equação, v é o componente do fluxo de água, ∇H é o gradiente hidráulico ou a taxa de variação da carga hidráulica H na direção de fluxo (carga hidráulica composta pelo componente gravitacional e de pressão) e K é a condutividade hidráulica do solo.

Presente em todas as equações de dimensionamento de sistemas que tratam de escoamento de água no solo, tanto em regime permanente, quanto em regime não permanente (Andrade et al., 2008), a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) pode ser determinada de maneira direta ou indireta. Os métodos indiretos relacionam a condutividade hidráulica com propriedades do solo (distribuição do tamanho dos poros, textura, porosidade drenável, densidade do solo, etc.). Nos métodos diretos, a K_0 pode ser determinada em condições de laboratório e de campo (Marques et al., 2008).

A condutividade hidráulica do solo não saturado, tendo em termos hidrodinâmicos a mesma definição da condutividade hidráulica do solo saturado, é definida como uma função não linear do conteúdo de água no solo ou do potencial matricial, $K(\theta)$ e $K(\psi_m)$, respectivamente (Andrade et al., 2008).

Mbonimpa et al. (2004) afirmam que várias técnicas têm sido desenvolvidas para a medida da condutividade hidráulica do solo não saturado em campo e em laboratório, mas essas técnicas podem ser muito demoradas e caras. Sua medida é consideravelmente laboriosa, com isso, medições de campo não são geralmente a melhor opção. Deste modo, métodos aproximados de obtenção da curva de condutividade hidráulica do solo não saturado com base na curva de retenção de água do solo vêm sendo desenvolvidos e testados (van Genuchten, 1980; Andrade et al., 2008).

Nesse sentido, van Genuchten (1980) propôs as seguintes equações para a função da condutividade hidráulica do solo não saturado, com base em parâmetros da curva de retenção:

$$K(S_e) = K_0 S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (5)$$

em que m é um parâmetro adimensional de ajuste da curva de retenção de água do solo (comumente considerado $m = 1 - 1/n$) e S_e é a saturação efetiva do solo igual a $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, sendo θ o teor de água atual do solo ($L^3 L^{-3}$), θ_r o teor de água residual ($L^3 L^{-3}$) e θ_s o teor de água na saturação ($L^3 L^{-3}$).

A expressão em função do potencial matricial (ψ_m) é dada por:

$$K(\psi_m) = K_0 \frac{\{1 - (\alpha \psi_m)^{n-1} [1 + (\alpha \psi_m)^n]^{-m}\}^2}{[1 + (\alpha \psi_m)^n]^{\frac{m}{2}}} \quad (6)$$

em que n , m e α são parâmetros empíricos de ajuste da curva de retenção de água no solo.

2.6. Curva de Retenção de Água dos Solos

Segundo Andrade et al. (2008), a relação funcional entre o teor de água no solo, em base, peso ou volume (θ), e o potencial matricial do solo (ψ_m), é chamada de curva característica do solo ou curva de retenção de água no solo, sendo que muitas vezes o potencial matricial do solo é expresso como carga hidráulica (h) em unidade de coluna d'água (cm, m). Física e hidraulicamente, a curva de retenção expressa a quantidade de água retida em equilíbrio no solo para uma determinada força de sucção (Coacalla, 2012).

Como o próprio nome indica, o teor de água armazenado no solo em determinada tensão é característica específica de cada solo, variando de acordo com o grau de compactação, textura do solo, o conteúdo de matéria orgânica, classe de solo, geometria dos poros e outras propriedades físicas do solo (Couto e Sans, 2002).

Dentre os vários modelos matemáticos existentes para descrever a curva de retenção, citam-se os modelos de van Genuchten (1980) e Brooks e Corey (1964).

Van Genuchten (1980) descreve a curva característica através do seguinte modelo:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha|h|)^n]^m} \quad (7)$$

em que θ_r é o teor de água residual do solo ($L^3 L^{-3}$), θ_s é o teor de água do solo na saturação ($L^3 L^{-3}$), h é a carga de pressão ou potencial matricial (L), α é um parâmetro com dimensão

igual ao inverso da dimensão do potencial (L^{-1}); n e m são parâmetros empíricos adimensionais. Segundo Carducci et al. (2011), essa equação matemática proposta por van Genuchten (1980) contém duas assíntotas relacionadas com os conteúdos de água no solo correspondentes à saturação (θ_s) e ao conteúdo residual (θ_r) e um ponto de inflexão entre os platôs, o qual é dependente dos atributos do solo, sendo a sua forma e inclinação reguladas pelos parâmetros empíricos de ajuste “ α ”, “ n ” e “ m ” do modelo (Carducci et al., 2011).

Já Brooks e Corey (1964) descrevem a curva de retenção da seguinte maneira:

$$\begin{aligned} \theta(h) &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_b}{h}\right)^\lambda && \text{para } h < h_b \\ \theta &= \theta_s && \text{para } h \geq h_b \end{aligned} \quad (8)$$

em que h_b é a carga de pressão de borbulhamento (L) e λ é o índice de distribuição de tamanho de poros.

A curva característica é utilizada na modelagem do movimento de água no solo, no fluxo e transporte de solutos no solo e na configuração do manejo da irrigação e de rede de drenagem de sistemas agrícolas (Andrade et al., 2008), sendo de grande importância também para a solução de problemas de geotecnologia, além de poder ser utilizada para a estimativa da condutividade hidráulica do solo não saturado (Fernandes, 2011).

Antonino et al. (2004) afirmam que a curva de retenção de água no solo, $h(\theta)$, e a curva de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, são os principais dados de entrada de modelos numéricos de simulação do fluxo transitório de água e do transporte de contaminantes na zona não saturada. Segundo esses autores, elas são geralmente determinadas em experimentos de campo e de laboratório, sob condições iniciais e de contorno específicas, sendo que estes métodos são onerosos e consomem muito tempo, principalmente no caso de $K(\theta)$.

A análise de uma curva de retenção típica permite observar a existência de três regiões distintas que, geralmente, também são visíveis na curva de condutividade hidráulica (Lu e Likos, 2004). Na curva de retenção apresentada na Figura 3, o trecho a-b é quase linear, no qual o aumento da sucção matricial não altera muito o teor de umidade. O mesmo ocorre na curva de condutividade, onde o trecho representaria a condutividade hidráulica do solo saturado até chegar ao ponto b. No ponto b, temos a pressão ou sucção de entrada de ar (carga de pressão de borbulhamento), ponto onde o ar entra na estrutura do solo pelos poros de maior diâmetro e, assim, a curva começa a descer de maneira significativa.

No trecho b-c da curva de retenção, com o incremento da sucção, o conteúdo de umidade decresce acentuadamente. Da mesma forma, na curva de condutividade, com a presença de mais ar na estrutura do solo e menos poros interconectados, há considerável diminuição na condutividade hidráulica nesse trecho da curva.

Por fim, no trecho c-d a curva de retenção tem seu teor de água diminuído até o teor de água residual do solo. Portanto, na curva de condutividade há um decréscimo significativo dessa propriedade, pela pouca continuidade dos poros preenchidos com água, até atingir o ponto d, onde a condutividade hidráulica do solo é praticamente nula.

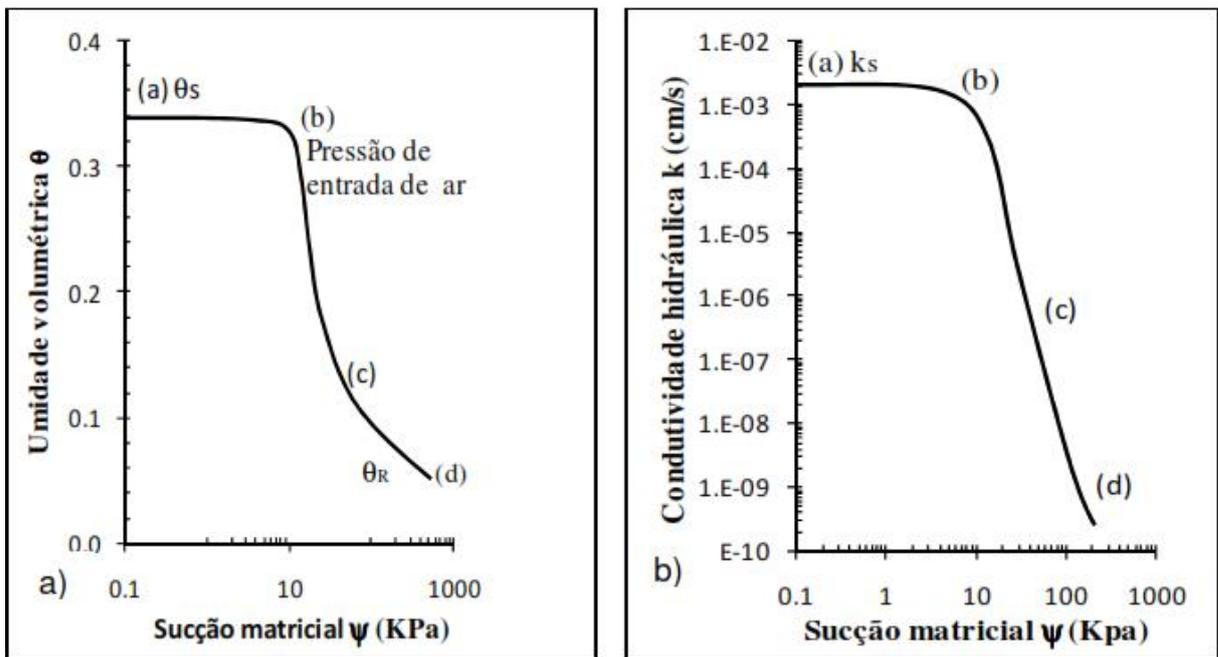


Figura 3 - a) Curva de retenção da água no solo; b) Curva de condutividade. Adaptado de Lu e Likos (2004).

A curva de retenção pode ser determinada através de dois processos distintos: a secagem e o umedecimento de amostras de solo (Fernandes, 2011; Libardi, 2012). Para o processo de secagem, as amostras de solo são saturadas e posteriormente submetidas à secagem até se atingir uma umidade pré-estabelecida. Por outro lado, para o processo de umedecimento, as amostras de solo são deixadas para secar ao ar livre e posteriormente permite-se que absorvam água até atingir uma umidade também pré-estabelecida. Essas curvas (secagem e umedecimento) quase nunca coincidem e este fenômeno é conhecido como histerese. Para um mesmo valor de tensão, o teor de umidade é maior na curva obtida por secagem do que na curva obtida por umedecimento (Figura 4).

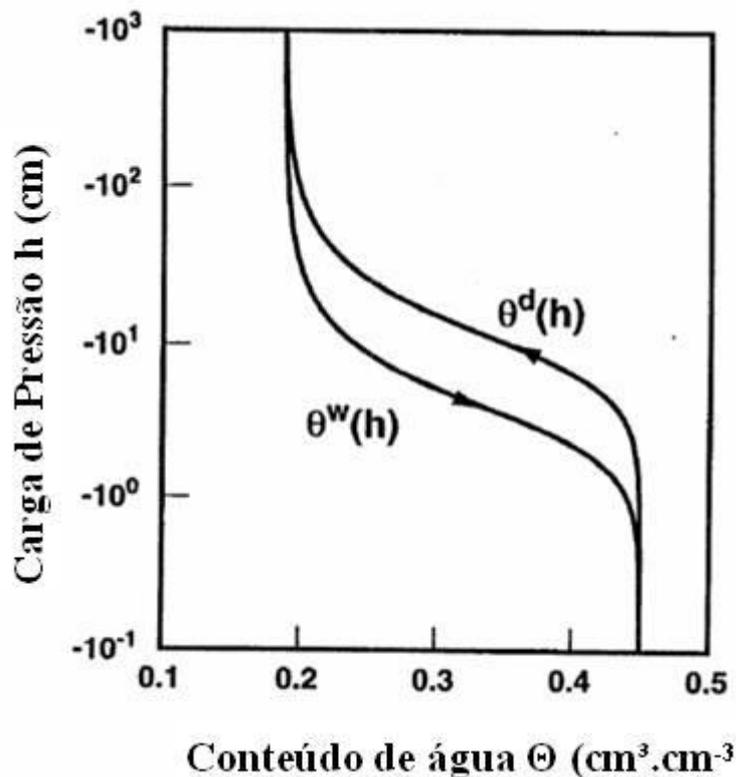


Figura 4 - Detalhe da diferença entre as curvas de umedecimento $\theta^w(h)$ e de secagem $\theta^d(h)$ devido à histerese. Adaptado de Šimunek et al. (1999b).

Lu e Likos (2004) afirmam que esse comportamento é atribuído a diversos mecanismos que agem em escala microscópica (partículas do solo) e em escala macroscópica (interpartículas), incluindo: o efeito da geometria do solo somado à heterogeneidade de distribuição das partículas; a condensação capilar; a formação de bolhas de ar aprisionadas durante o processo de umedecimento; a expansão e retração do solo, que pode alterar a estrutura de poros de solos de textura argilosa, dependendo do tipo de processo realizado (secagem ou umedecimento); e o ângulo de contato de histerese, que está relacionado à diferença existente entre o ângulo de contato de umedecimento e o ângulo de contato de secagem formado na interface partícula do solo e água dos poros.

Independentemente do método adotado para a obtenção da curva de retenção, espera-se que no ajustamento da curva, quanto maior o número de pontos (pares de medidas de sucção e seu respectivo teor de água), mais representativa será a curva de retenção; no entanto, mais dispendioso será seu levantamento (Bossarino, 2012).

2.7. Modelagem do Movimento da Água no Solo e o Modelo HYDRUS

Segundo Šimunek e van Genuchten (2008), o fluxo de água não estacionário e o transporte de solutos na zona não saturada podem ser simulados atualmente por meio de um grande número de modelos de diferentes graus de complexidade e dimensionalidade. Essa diversidade de abordagens vai desde soluções analíticas relativamente simples para o transporte de solutos (por exemplo, van Genuchten, 1981; Toride et al., 1993), até complexos códigos numéricos (por exemplo, Šimunek et al., 2005; Jacques e Šimunek, 2005).

De acordo com Ramos et al. (2009), a equação que governa o movimento da água no solo, para análises inversas de dados de infiltrômetro de tensão, é a forma modificada da equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (9)$$

onde θ é o teor de água no solo ($L^3 L^{-3}$), h é a pressão efetiva da água no solo (L), K é a condutividade hidráulica ($L T^{-1}$), r é a coordenada radial (L), z a coordenada vertical (L) (positiva no sentido ascendente; $z = 0$ corresponde à superfície do solo) e t o tempo.

No caso do infiltrômetro de tensão, para solucionar numericamente a equação de Richards é necessário conhecer as seguintes condições iniciais e de contorno (Ramos et al., 2009):

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad (10)$$

$$h(r, z, t) = h_i(z) \text{ para } t = 0 \quad (11)$$

que definem o teor de água inicial (θ_i) e respectiva tensão (h_i) em que o solo se encontra no início do processo;

$$h(r, z, t) = h_0(t) \text{ para } 0 < r < r_0, z = 0 \quad (12)$$

que define a tensão (h_0) aplicada no solo, sob o disco do infiltrômetro de raio máximo r_0 , pela coluna de água no infiltrômetro;

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = -1 \text{ para } r > r_0, z = 0 \quad (13)$$

que indica que fora do anel da placa porosa não há fluxo e o solo está sujeito à mesma tensão;

$$h(r, z, t) = h_i \text{ para } r^2 + z^2 = \infty \quad (14)$$

que assume que as zonas mais afastadas do disco do infiltrômetro, para baixo ou para os lados, não exerce qualquer influência no processo de infiltração.

Šimunek e van Genuchten (1996) propuseram uma abordagem para a modelagem inversa baseada na minimização de uma função objetivo, tal como:

$$\text{MINIMIZE } \phi(\beta, q_m) = \sum_{j=1}^M \left\{ v_j \sum_{i=1}^{n_j} w_{ij} [q_j^*(t_i) - q_j(t_i, \beta)]^2 \right\} \quad (15)$$

onde M representa os diferentes grupos de medidas usadas na análises (por exemplo, dados de infiltração, cargas de pressão e outras informações), n_j é o número de medidas de um grupo particular, $q_j^*(t_i)$ é a medida no tempo t_i para o j -ésimo grupo de medidas, β é o vetor dos parâmetros otimizados (por exemplo, Θ_r , Θ_s , α , n e k_s), $q_j(t_i, \beta)$ representa as correspondentes predições do modelo para os parâmetros e β , e v_i e w_{ij} são pesos associados a um grupo de medidas j ou à medida i no grupo j , respectivamente.

A resolução desse tipo problema requer ferramentas apropriadas de modelagem que sejam consistentes com tais aplicações. Um grande número dessas ferramentas vem sendo desenvolvidas e disponibilizadas ao público, numa parceria entre o Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos (USSL) e a Universidade da Califórnia, Riverside (UCR) (Šimunek et al., 2008a), entre outros grupos de pesquisa em diferentes países.

A origem dessas ferramentas (Figura 5) vem dos estudos que antecederam o desenvolvimento do modelo UNSAT, que simulava o fluxo da água em meio variavelmente saturado em duas dimensões, com base na equação de Richards. O UNSAT foi a base do SWMII, seu sucessor, que incluía então a equação de van Genuchten da curva característica.

No início da década de 90, o USSSL desenvolveu o sucessor do SWMII, o SWMS 2D (Šimunek et al., 1994), adicionando previsões de transporte de solutos usando a equação padrão de dispersão-adsorção e diversas formas de resolução da equação de Richards propostas por Celia et al. (1990):

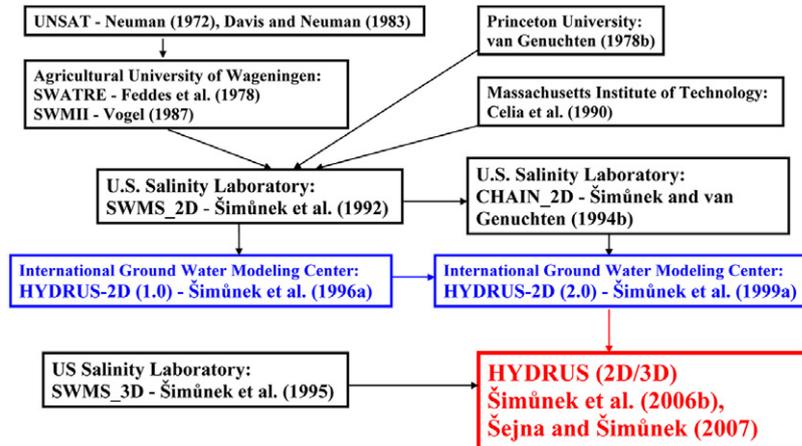


Figura 5 - Resumo da história do desenvolvimento dos modelos HYDRUS e seus pacotes relacionados. Programas com interface gráfica para usuário estão na cor azul para programas 2D, e vermelho para programas 3D (Šimunek et al., 2008a).

Šimunek et al. (2008) afirmam que enquanto o SWMII foi capaz de simular o fluxo de água em apenas duas dimensões, plano vertical ou horizontal, o SWMS 2D ampliou o alcance dessas ferramentas também para fluxos tridimensionais em torno de um eixo vertical de simetria. Assim, possibilitou-se a modelagem do fluxo de poços, da infiltração de um anel de superfície ou infiltrômetro de disco de tensão e da infiltração de um gotejador de superfície ou de subsuperfície.

Para simplificar a preparação e manipulação de arquivos relativamente complexos com dados de entrada e exibir graficamente os resultados das simulações finais, substituindo o SWMS 2D, surgiram os modelos da família HYDRUS, com interfaces gráficas de usuário (IGU) (Figura 6) interativas para o Microsoft Windows (Šimunek et al., 2008).

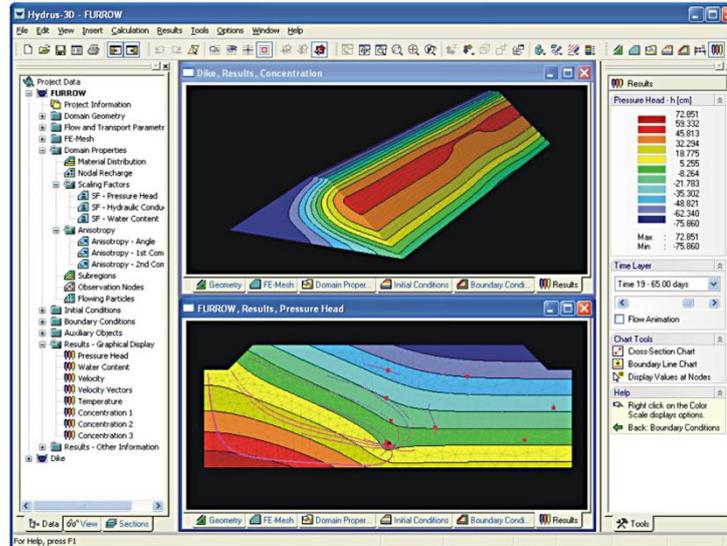


Figura 6 - Detalhes da interface gráfica de usuário do programa HYDRUS 3D (Šimunek et al., 2008a).

O programa HYDRUS usa a metodologia de elementos finitos para simular o movimento da água, calor e múltiplos solutos em uma, duas e três dimensões, dentro de um meio poroso não saturado, parcialmente saturado ou completamente saturado (Yu e Zheng, 2010). Atualmente existem duas versões disponíveis do programa HYDRUS. O HYDRUS-1D (1998 a 2014) e o HYDRUS-2D/3D, que é uma combinação do HYDRUS-2D (1999 a 2007) e HYDRUS-3D (2006 a 2007). O HYDRUS-1D é gratuito e foi desenvolvido por Šimunek et al. (1998c) a princípio para estudos acadêmicos. Já o HYDRUS-2D/3D é um produto comercial desenvolvido pela companhia PC-Progress. Os dois programas podem ser baixados diretamente no site da empresa (<http://www.pc-progress.com>). Contudo, o HYDRUS-2D/3D é executado apenas como uma versão de teste, até ser ativado com a compra de uma licença do fornecedor do programa.

2.8. Funções de Pedotransferência e Redes Neurais

Os muitos modelos desenvolvidos nas últimas décadas para simular o fluxo de água no solo e o transporte de contaminantes em meio saturado e não saturado são geralmente limitados à disponibilidade de informações da curva de retenção de água no solo. Soma-se a isso o grande número de amostras de solo requeridas para caracterizar a variabilidade espaço-temporal inerente a essa propriedade hidráulica (Ghanbarian-Alavijeh et al., 2010).

De acordo com o trabalho de Tabatabaei et al. (2008), muitos dos métodos indiretos para a determinação das propriedades físicas do solo trabalham com a utilização de dados já existentes (conteúdo de matéria orgânica, granulometria e densidade do solo) para a estimativa de outras variáveis de mais difícil obtenção. Esses métodos podem ser chamados de funções de pedotransferência (FPT).

As FPT podem ser definidas como funções para a predição de certas propriedades do solo a partir de outras propriedades de fácil obtenção, tais como o conteúdo de areia, silte e argila; a matéria orgânica ou o carbono orgânico; a porosidade, e até dados de entrada um pouco mais complexos, como densidade e um ou dois pontos da curva de retenção e outros (Ghanbarian-Alavijeh et al., 2010; McBratney et al., 2002).

Uma definição um pouco mais abrangente é apresentada por Ghanbarian-Alavijeh et al. (2010), onde os autores dizem que as funções de pedotransferência permitem a predição dos parâmetros hidráulicos a partir de simples dados de entrada, como a granulometria do solo, até dados de entrada um pouco mais complexos, como densidade e um ou dois pontos da curva de retenção.

Toda função de pedotransferência tem um grande grau de empirismo, pois contém parâmetros de modelos que foram previamente calibrados com base em dados de solos existentes. As funções de pedotransferência podem ser simples quadros de consulta, que fornecem os parâmetros de acordo com a classe textural do solo, ou complexas equações lineares ou não lineares (Schaap et al., 2001; Tabatabaei et al., 2008).

Embora a maioria das FPT's tenha sido desenvolvida para prever as propriedades hidráulicas dos solos, estas não são restritas a propriedades hidráulicas. McBratney et al. (2002) mostram que para estimar propriedades físicas do solo, mecânicas, químicas e biológicas, também foram desenvolvidas FPTs apropriadas.

De acordo com o trabalho de Minasny et al. (1999), as funções de pedotransferência usadas para a obtenção da curva de retenção podem ser divididas em três grupos: funções para predição de pontos da curva, funções de predição paramétrica e modelos físico-empíricos.

Ainda de acordo com estes autores, as funções para predição de pontos da curva são empíricas e predizem o conteúdo de água retido em alguns potenciais pré-estabelecidos, geralmente o conteúdo de água em equilíbrio com -10 e -33 kPa (correspondentes a capacidade de campo) e com -1500 kPa (correspondente ao ponto de murcha permanente), que são pontos necessários para a determinação do conteúdo de água disponível as plantas.

As funções de predição paramétrica são baseadas na suposição de que a relação teor de água e carga de hidráulica pode ser explicada adequadamente por um modelo hidráulico definido por uma equação de forma fechada com um determinado número de parâmetros, tais como descritos em van Genuchten (1980) e Brooks e Corey (1964). Essa abordagem é mais utilizada para a modelagem do transporte de água no solo, pois fornece uma função contínua de teor de água *versus* carga hidráulica.

Por fim, nos modelos físico-empíricos a curva de retenção é derivada de atributos físicos do solo. O problema dessa última abordagem é a necessidade de informações sobre a estrutura do solo.

Na década de 90, trabalhos como o de Minasny et al. (1999) utilizaram análises com redes neurais artificiais para estabelecer FPT empíricas. Se comparada com funções de pedotransferência convencionais, o uso das redes neurais é vantajoso, pois não requer um modelo conceitual *a priori*. Os dados de entrada dão origem aos dados de saída através de um processo de calibração iterativo. Assim, os modelos de redes neurais extraem o máximo de informações dos dados de entrada (Schaap et al., 2001).

Mesmo nas funções de pedotransferência, baseadas em redes neurais, fornecendo estimativas com acurácia adequada, ainda existem coeficientes de complexa interpretação e apresentação. Devido a isso, Schaap et al. (2001) desenvolveram o programa Rosetta para facilitar a aplicação dessas técnicas.

Esse programa é capaz de estimar os parâmetros da curva de retenção (van Genuchten, 1980) e a condutividade hidráulica do solo saturado, além dos parâmetros da condutividade do solo não saturado do modelo de Mualem (1976).

As aplicações práticas das funções de pedotransferência são limitadas, pois os seus dados de entrada são muito específicos e os seus resultados são de pouca acurácia (Schaap et al., 2001). Funções de pedotransferência derivadas de solos de regiões de clima temperado, por exemplo, geralmente têm resultados limitados quando aplicadas a solos tropicais. Assim, Tomasella et al. (2000) desenvolveram funções de pedotransferência para os solos brasileiros para a estimativa dos parâmetros do modelo de van Genuchten (1980) para a curva de retenção da água no solo.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Localização do experimento

Os experimentos de infiltração foram realizados na cidade de Sete Lagoas, MG, em quatro áreas experimentais, sendo uma área na Universidade Federal de São João del-Rei, *Campus Sete Lagoas* (UFSJ-CSL), e as demais três áreas na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), como indicado na Figura 7.

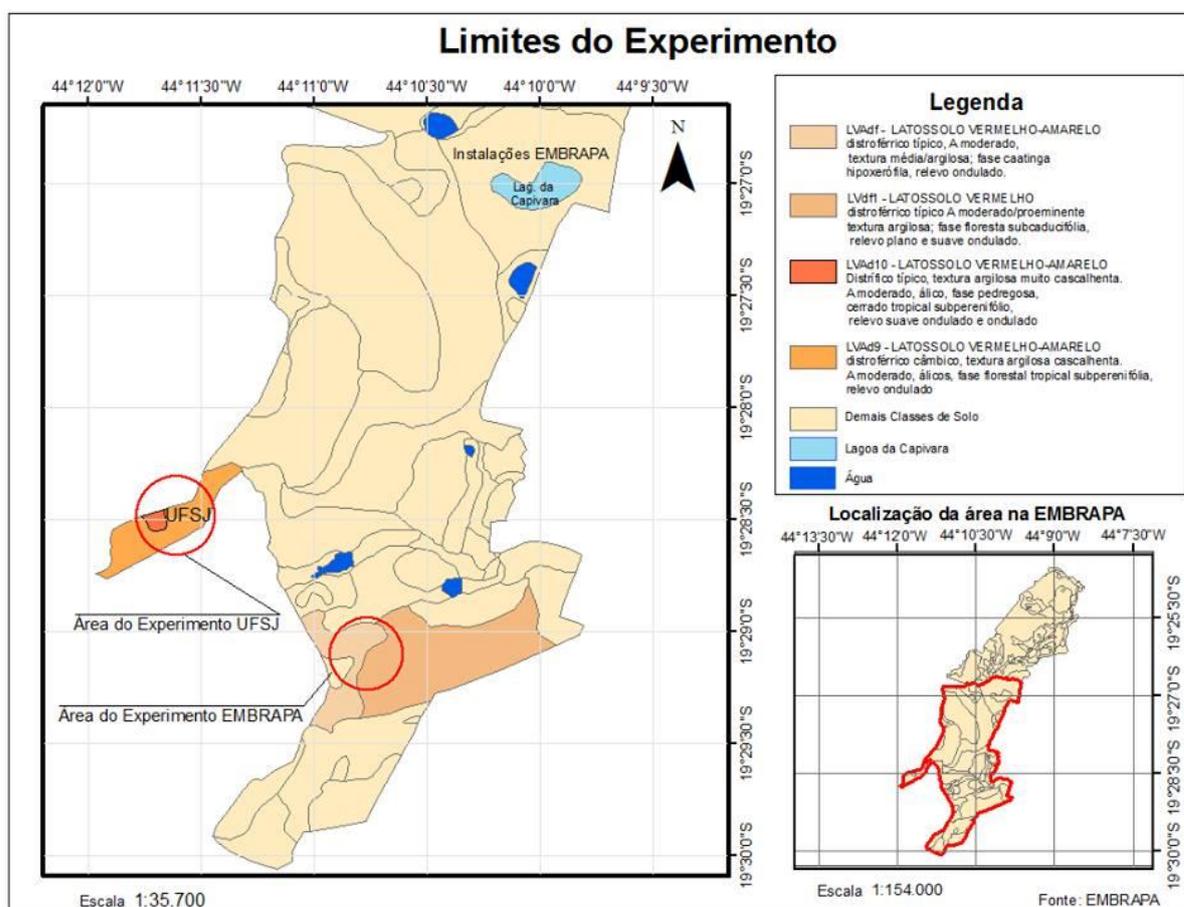


Figura 7 - Mapa de solos mostrando no detalhe a classe de solo presente nas áreas de realização do experimento.

Na UFSJ-CSL, os testes de infiltração foram realizados em uma área de pastagem natural sobre um Latossolo Vermelho-Amarelo distroférico câmbico (Panoso et al. 2002) coberto por vegetação rasteira, predominando na área a *Brachiaria brizantha* Hochst Stapf cultivar Marandu e algumas árvores esparsas (Figura 8).



Figura 8 - Detalhe da área na UFSJ-CSL onde os testes de infiltração foram realizados.

Já na EMBRAPA, os testes de infiltração foram realizados em uma área de mata nativa sobre um Latossolo Vermelho-Amarelo distroférico típico (Figura 9); uma área com integração lavoura-pecuária-floresta com cinco anos de implantação chamada de ILPF velha (Figura 10); e uma área com dois anos e seis meses de implantação chamada de ILPF nova (Figura 11), essas duas sobre um Latossolo Vermelho distroférico típico. As duas áreas com ILPF foram plantadas com o Eucalipto GG 100 com espaçamento de 15 x 2 m. O pasto nas duas áreas de eucalipto era constituído de uma mistura de *Brachiaria brizantha* Hochst Stapf cultivar Marandu, Xaraés e Piatã, *Brachiaria ruziziensis* Stapf e *Brachiaria decumbens* Stapf. No momento de realização dos testes de infiltração, na área da ILPF velha, havia apenas o pasto na entrelinha do eucalipto. Já na área da ILPF nova havia, além do pasto, restos da cultura do milho AG 8088 PRO, semeado com espaçamento de 0,70 m e adensamento de 65.000 plantas ha⁻¹.



Figura 9 - Detalhe da vegetação presente no solo da área de mata nativa da EMBRAPA.



Figura 10 - Detalhe da gramínea do terreno e do mini-infiltrômetro instalado na área da ILPF velha.



Figura 11 - Detalha do mini-infiltrômetro instalado na área do ILPF nova.

3.2. Os testes de infiltração

Os testes de infiltração foram realizados com um mini-infiltrômetro de disco da Decagon Devices Inc. (Figura 12), com 32,7 cm de comprimento total, diâmetro do tubo de 3,1 cm, disco de aço sinterizado com 4,5 cm de diâmetro e 3 mm de espessura, faixa de sucção de 0,5 a 7 cm e capacidade para 135 mL de água.



Figura 12 - Infiltrômetro de disco modelo Decagon Devices, Inc.

Na área da UFSJ foram realizados três testes com três repetições cada, em pontos escolhidos aleatoriamente na área destinada a atividades agrícolas (Figura 13). Já na EMBRAPA, foi realizado um teste de infiltração, com três repetições, para cada uma das três áreas experimentais (Figura 14), sendo que nas áreas de ILPF os testes de infiltração foram realizados na entrelinha central de cada talhão. Assim, no total, foram realizados seis testes de infiltração com três repetições utilizando o mini-infiltrômetro.



Figura 13 - Disposição, em amarelo, dos 3 testes de infiltração realizados na área da UFSJ-CSL. Fonte: Google Earth.



Figura 14 - Disposição, em amarelo, dos 3 testes de infiltração realizados na área da EMBRAPA. Fonte: Google Earth.

Cada teste com o mini-infiltrômetro de disco foi realizado sob três tensões diferentes, a saber, -0,06, -0,02 e -0,005 mca (metros de coluna de água). A mudança de tensão no aparelho foi realizada quando a variação do nível de água infiltrada, em função do tempo, tornou-se constante, ou seja, em regime estacionário. Ao final de cada repetição do teste foi retirada uma amostra de solo indeformada imediatamente abaixo do ponto onde o mini-infiltrômetro foi colocado (amostras com volume variando de 85,91 cm³ a 98,96 cm³). Uma segunda amostra de solo, agora deformada, também foi coletada a aproximadamente 1 m ao lado do local de instalação do mini-infiltrômetro (Figura 15).



Figura 15 - Detalhe da retirada de amostras de solo. Na esquerda, a retirada de amostra deformada com trado Holandês e, na direita, a retirada de amostra indeformada com trado específico para esse fim.

Essas amostras foram retiradas com o intuito de determinar o teor de água no final e no início do teste, respectivamente, dados esses essenciais para o posterior processo de modelagem como condições de contorno. Após serem coletadas, as amostras de solo foram pesadas, levadas à estufa a 105 °C por 48 h e pesadas novamente para, então, se determinar seus teores de água em base de massa. Após esse procedimento, as amostras foram encaminhadas ao laboratório de Física de Solos da EMBRAPA, onde foram realizados os testes de granulometria pelo método da pipeta e a determinação da curva de retenção da água no solo (CRA) por meio do extrator de Richards e da mesa de tensão, conforme EMBRAPA (1997).

Foram também coletadas, a 40 cm de profundidade, amostras indeformadas de solo para cada teste de infiltração (sem repetição). Essas amostras também foram enviadas ao laboratório da EMBRAPA para serem submetidas a análises com extrator de Richards e mesa de tensão, e assim, obter-se uma caracterização do solo também em profundidade.

A Figura 16 mostra um esquema que resume todos os procedimentos de coleta realizados para cada teste de infiltração.

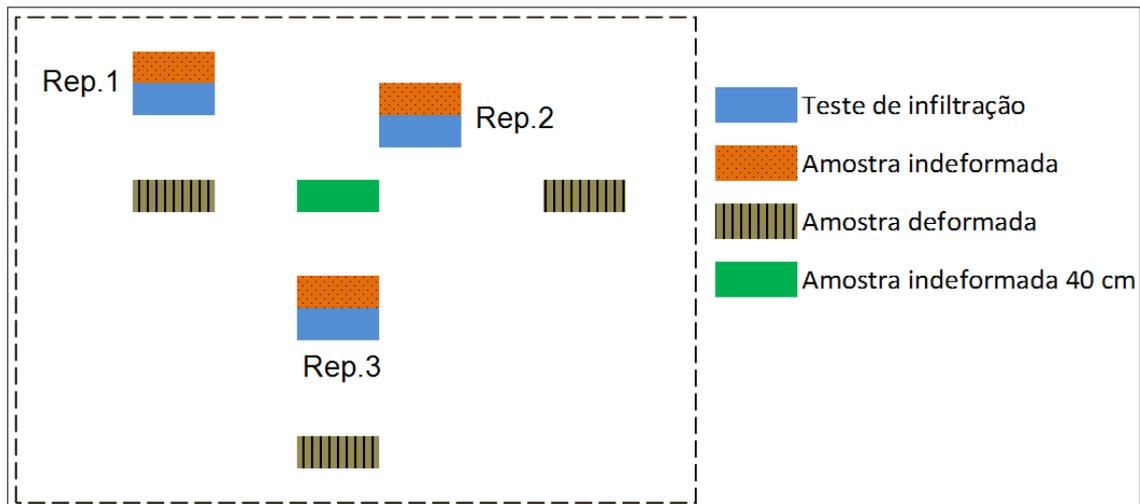


Figura 16 - Esquema mostrando todos os procedimentos de coleta realizados para cada teste de infiltração.

3.3. Determinação da curva de retenção de água em laboratório

No laboratório de Física de Solos da EMBRAPA Milho e Sorgo, as amostras indeformadas foram submetidas a oito cargas piezométricas diferentes, sendo quatro cargas na mesa de tensão (0,1; 0,33; 0,60 e 1 mca) e outras quatro cargas no extrator de Richards (3,3; 10; 30 e 150 mca). As amostras foram preparadas para o teste colocando-se, com o auxílio de um elástico, um tecido na parte de baixo da amostra com o intuito de impedir a perda de material durante as análises. Elas foram então saturadas de baixo para cima sendo colocadas em bandejas de plástico contendo água e ali permaneceram durante 24 h (Figura 17).



Figura 17 - Detalhe do preparo e identificação das amostras (à esquerda); e a forma de saturação das amostras (à direita).

Após 24 h em saturação, quase todas as amostras estavam completamente saturadas. Aquelas amostras que visivelmente ainda não se apresentavam saturadas por completo foram colocadas no vácuo (Figura 18) por alguns minutos para completar a sua saturação.



Figura 18 - Aparelho de vácuo utilizado para completar a saturação das amostras.

Após todas as amostras estarem saturadas, elas foram pesadas em balança analítica e foram então colocadas, primeiramente, na mesa de tensão. A mesa de tensão foi previamente preenchida com água até o nível indicado no aparelho e então foi lentamente drenada até o nível da camada de silte presente em seu interior. Feito isso, um tecido foi colocado sobre a camada de silte presente na mesa e, então, as amostras foram colocadas sobre esse tecido (Figura 19), a mesa foi fechada e teve a primeira tensão ajustada na sua coluna de água lateral (Figura 20).



Figura 19 - Preparação da mesa e alocação das amostras sobre a mesa.



Figura 20 - Mesa fechada e com a primeira tensão de trabalho ajustada.

Na mesa de tensão as amostras permaneceram submetidas a cada ponto de tensão por no mínimo 48 h ou até cessar a drenagem de água das amostras. Assim, na troca de tensão, as amostras eram retiradas, pesadas e recolocadas na mesa e a nova tensão era ajustada na coluna de água lateral (Figura 21). Esse processo foi repetido para as quatro tensões aplicadas na mesa.



Figura 21 - Detalhe da pesagem das amostras realizada a cada troca de tensão.

Terminada a aplicação das quatro tensões nas amostras, estas foram, então, colocadas primeiramente no extrator de baixa pressão. Nesse extrator foi previamente colocada uma placa de cerâmica de 50,99 mca que já havia sido saturada por 24 h. Assim, as amostras foram colocadas sobre a placa do extrator (Figura 22), o compartimento foi devidamente fechado e a primeira pressão ajustada na válvula de controle do extrator, que nesse trabalho foi de 3,3 mca. Nesse extrator de baixa pressão foram aplicadas as pressões de 3,3, 10 e 30 mca. A pressão 150 mca foi aplicada no extrator de alta pressão, com uma placa de 150 mca, previamente saturada. Da mesma maneira, como feito na mesa de tensão, a troca de pressão no extrator foi realizada com um mínimo de 48 h e apenas quando a saída de água no extrator havia cessado. Nesse momento, as amostras foram retiradas, pesadas, recolocadas no extrator e submetidas à nova pressão ajustada. Ao final, as amostras foram secadas em estufa para obtenção da massa do solo seco e cálculo da umidade para cada tensão. Todos os dados da pesagem das amostras foram registrados em planilha eletrônica para posterior processamento.



Figura 22 - Amostras colocadas sobre a placa dentro do extrator.

3.4. Determinação granulométrica

As amostras deformadas foram preparadas para a análise granulométrica. Essa preparação consistiu na secagem do solo amostrado e peneiramento em peneira de 2 mm para a retirada da fração grosseira (Figura 23). Nesse trabalho a fração cascalho foi ínfima, sendo desconsiderada.



Figura 23 - Amostras deformadas (saquinhos) após preparação e amostras indeformadas dentro das latas após receberem o tecido e a borracha.

As amostras preparadas seguiram então para a análise granulométrica pelo método da pipeta (Almeida et al., 2012). Pesaram-se 25 g de cada amostra em béqueres de 250 mL, previamente identificados. Os 25 g de solo foram, então, transferidos para garrafas âmbar e acrescidos de 100 mL de água deionizada e 25 mL de hidróxido de sódio 1 molar (dispersante) (Figura 24).



Figura 24 - Detalhe da amostra de solo (béquer), da água deionizada (proveta) e do dispersante (proveta ao fundo) para a análise de granulometria.

As garrafas foram então colocadas em um agitador orbital tipo Wagner em velocidade máxima (60 rpm) por 16 h, conforme Figura 25.



Figura 25 - Agitador orbital tipo Wagner com as garrafas âmbar já acopladas.

Após o período de agitação as garrafas foram retiradas do agitador e seu conteúdo foi lavado, com água deionizada, sobre uma peneira com malha de 0,053 mm, colocada sobre um funil apoiado em um suporte, e tendo logo abaixo um cilindro de sedimentação de 1000 mL (Figura 26). A areia retida na peneira (areia total) foi colocada em latas de alumínio, sendo estas levadas à estufa por 24 h, a 105 °C, e, posteriormente, pesadas. Após essa pesagem, a areia total foi separada em areia grossa e areia fina pela passagem em peneira de 0,2 mm, sendo os valores anotados em planilha eletrônica.



Figura 26 - Detalhe da lavagem da areia após a retirada das garrafas âmbar do agitador.

O conteúdo do cilindro de sedimentação, contendo silte+argila, foi completado com água deionizada até 1000 mL com auxílio de uma pisseta. Os cilindros foram, então, agitados individualmente em um agitador magnético e foram pipetados com pipeta volumétrica (sob agitação) de 25 mL da suspensão silte+argila. Esse volume foi transferido para recipientes de vidro (previamente limpos, tarados e identificados) com capacidade de 50 mL (Figura 27). Esses recipientes foram levados para estufa a 105 °C por 24 h e depois foram pesados, obtendo-se assim a massa de silte+argila.



Figura 27 - Detalhes do conteúdo pipetado sendo colocado no vidro (esquerda); e à direita é mostrado o cilindro de sedimentação com suspensão de silte+argila e vidros com material pipetado.

Os cilindros pipetados foram mantidos em repouso à temperatura controlada de 23 °C por 3 h e 40 min. Após esse período de sedimentação, foi feita a segunda pipetagem, de 25 mL, da solução em suspensão. Essa pipetagem foi feita com pipeta volumétrica de 25 mL e o material coletado foi retirado dos primeiros 5 cm do cilindro, apenas para garantir a amostragem da argila dispersa.

O material pipetado foi colocado em novos recipientes de vidro (previamente limpos, tarados e identificados) e levados para a estufa a 105 °C por 24 h. Posteriormente, foram pesados, obtendo-se a massa de argila. Todos os dados foram anotados em planilha eletrônica para processamento.

O hidróxido de sódio incluído na amostra de solo possui uma massa sólida que precisa ser descontada para os cálculos das frações do solo. Assim, um cilindro de sedimentação foi preenchido com 25 mL de hidróxido de sódio 1 molar e completado até 1000 mL. Esse

cilindro, chamado nesse trabalho de “branco”, passou pelo mesmo processo de pipetagem de 25 mL sob agitação e o conteúdo foi transferido para um recipiente de vidro com capacidade de 50 mL. Esse recipiente foi levado na estufa a 105 °C por 24 h e foi, então, pesado, obtendo-se, assim, a massa de hidróxido de sódio presente no teste.

3.5. Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado

Na UFSJ-CSL, dentre os três locais onde foram realizados os testes com o mini-infiltrômetro de disco, um local foi escolhido aleatoriamente e também recebeu um único teste com um infiltrômetro de anel realizado em três repetições (Figura 28).

Durante o teste com o infiltrômetro de anel foi feita uma bacia de contenção com o próprio solo, em volta do anel, para a minimização dos efeitos da infiltração lateral da água, conforme mostrado na Figura 28. Essa bacia foi mantida com lâmina de água durante todo o teste. Dentro do anel, a água era colocada até atingir o nível máximo de uma régua acoplada lateralmente no interior do mesmo. Feito isso, o teste era iniciado e as leituras realizadas a cada 2 minutos, até se alcançar a velocidade de infiltração básica do solo (VIB). Os dados oriundos desse teste foram processados em planilha eletrônica para a obtenção da condutividade hidráulica do solo saturado. Esse parâmetro hidráulico foi usado como dado de entrada para a modelagem.



Figura 28 - Infiltrômetros de anel instalados no campo para o teste de infiltração.

Já na EMBRAPA, para se determinar a condutividade hidráulica do solo saturado, três amostras de solo indeformadas foram retiradas em cada área experimental, totalizando assim nove amostras. Essas amostras foram colocadas em um permeômetro de carga constante, montado conforme mostra a Figura 29.



Figura 29 - Detalhe do permeômetro de carga constante montado e com uma amostra de solo em teste.

Nesse teste as amostras de solo foram novamente preparadas com a colocação de tecido na base do anel, e assim, permaneceram em saturação por 24 h. Posteriormente, foram individualmente acopladas no suporte do permeômetro. O fluxo de água que passava pelas

amostras foi coletado em um béquer e mensurado com uma proveta. As leituras foram realizadas a cada 15 minutos, até se atingir um fluxo constante de água. Os dados oriundos desse teste foram então ajustados conforme a equação do fluxo de Darcy e, assim, foi obtida a condutividade hidráulica do solo saturado.

3.6. Modelagem dos dados

Os dados da curva de retenção, obtidos em laboratório, foram tabulados em planilha eletrônica e aplicados ao programa RETC para a obtenção dos parâmetros “ α ”, “ n ” e “ θ_r ” do modelo de van Genuchten (van Genuchten, 1980), conforme Equação 7. O teor de água na saturação, que também é um parâmetro do modelo, foi considerado como sendo o valor medido em laboratório e o valor do parâmetro “ m ” foi considerado como sendo igual a $1-1/n$, de acordo com o modelo de distribuição de poros de Mualem (1976).

Para a obtenção da curva de retenção, através da modelagem inversa, foi utilizado o programa HYDRUS 2D/3D (Šimunek, van Genuchten e Šejna, 2012).

No HYDRUS, a região estudada foi definida como a metade de toda a região de escoamento, com base no princípio da simetria, tendo como aresta superior esquerda o centro do disco cujo raio é de 2,25 cm. As dimensões dessa região foram de 100 x 100 cm. Considerou-se o escoamento com base na opção de domínio 2D, com simetria de eixo vertical (Figura 30).

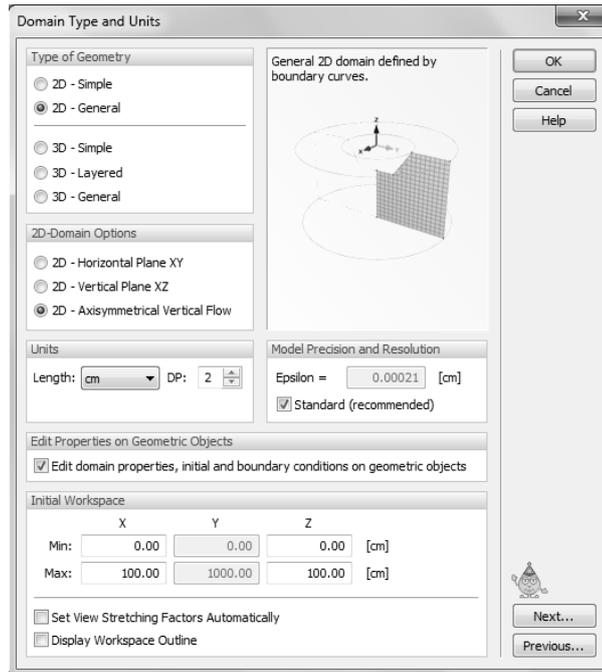


Figura 30 - Detalhes da dimensão do escoamento considerada e do domínio 2D com simetria vertical, considerados no programa HYDRUS 2D/3D.

A solução inversa foi, então, selecionada dentro do programa, para a obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo (Figura 31).

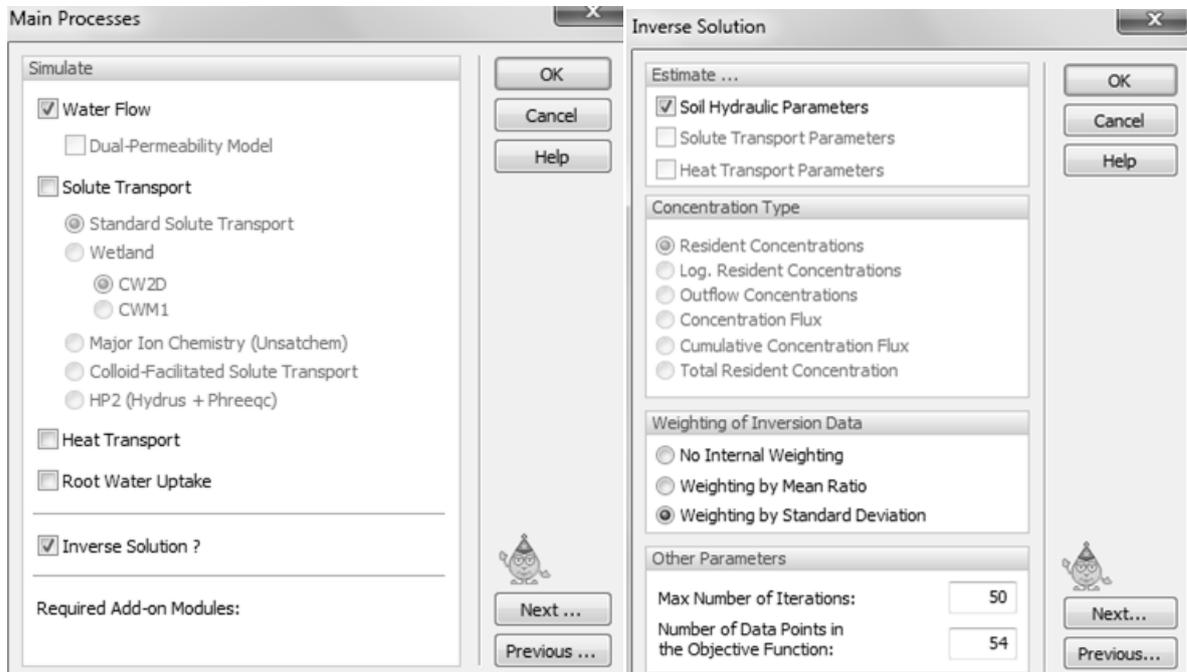


Figura 31 - Detalhe da seleção da solução inversa e dos parâmetros hidráulicos do solo no programa HYDRUS 2D/3D.

Considerou-se uma curva sem histerese e o modelo de van Genuchten/Mualem (VGM). As condições iniciais foram dadas em termos de teor de água, em base volumétrica,

conforme as medições feitas em campo, que foram os teores de água ao início e ao final dos testes de infiltração. Porém, durante os trabalhos de modelagem verificou-se que o modelo não convergiu quando utilizando o teor de água final. Assim, o teor de água ao final do teste foi substituído pelo teor de água relativo à carga de pressão de 0,33 mca.

Por meio do editor gráfico do HYDRUS 2D/3D foram utilizadas três condições de contorno: drenagem livre (*free drainage*) para o contorno inferior, sem fluxo (*no flux*) para os contornos laterais e superior, exceto no segmento abaixo do disco, e carga variável (*variable head*) no contorno superior abaixo do disco (Figura 32).

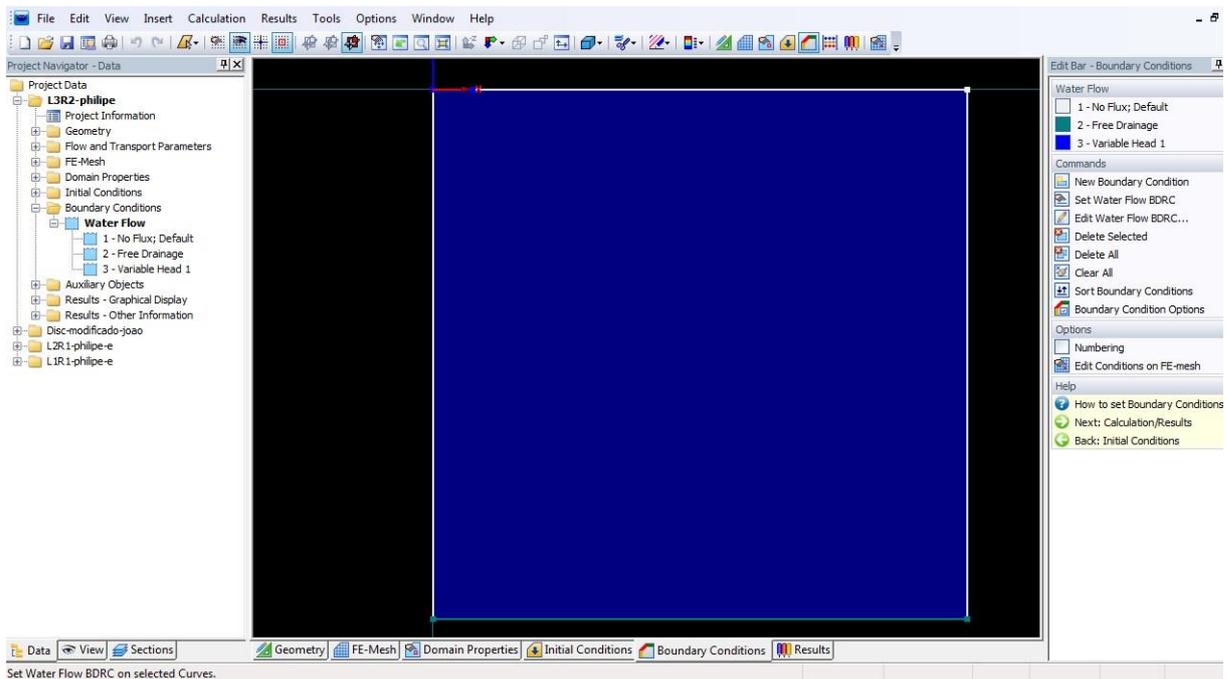


Figura 32 - Editor gráfico do HYDRUS 2D/3D mostrando as três condições de contorno. Drenagem livre (em verde) para o contorno inferior, sem fluxo (em branco) para os contornos laterais e superior, exceto no segmento abaixo do disco, e carga variável (em azul) no contorno superior abaixo do disco.

Os dados oriundos dos testes de infiltração foram preparados e adicionados ao programa de acordo com o formato específico de trabalho, conforme mostrado na Figura 33.

	X	Y	Type	Position	Weight
1	8	-0.3143801	0	3	1
2	16	-0.5658842	0	3	1
3	24	-0.7545123	0	3	1
4	32	-0.9431404	0	3	1
5	40	-1.131768	0	3	1
6	48	-1.257521	0	3	1
7	56	-1.446149	0	3	1
8	64	-1.634777	0	3	1
9	72	-1.823405	0	3	1
10	80	-1.949157	0	3	1
11	88	-2.074909	0	3	1
12	96	-2.326413	0	3	1
13	104	-2.515041	0	3	1
14	112	-2.703669	0	3	1
15	120	-2.892297	0	3	1

Figura 33 - Dados dos testes de infiltração adicionados ao HYDRUS 2D/3D. “X” é o tempo acumulado; “Y” é a infiltração acumulada; “Type” foi definido com o código “0”, sendo o fluxo acumulado em um limite especificado; “Position” foi definido com o código 3, sendo a carga variável de pressão; por fim “Weight” foi deifnido como 1 sendo o peso de cada variável dentro da função inversa.

O programa HYDRUS 2D/3D gerou uma malha com 1859 nós (Figura 34), 139 elementos unidimensionais e 3577 elementos bidimensionais (Figura 35).

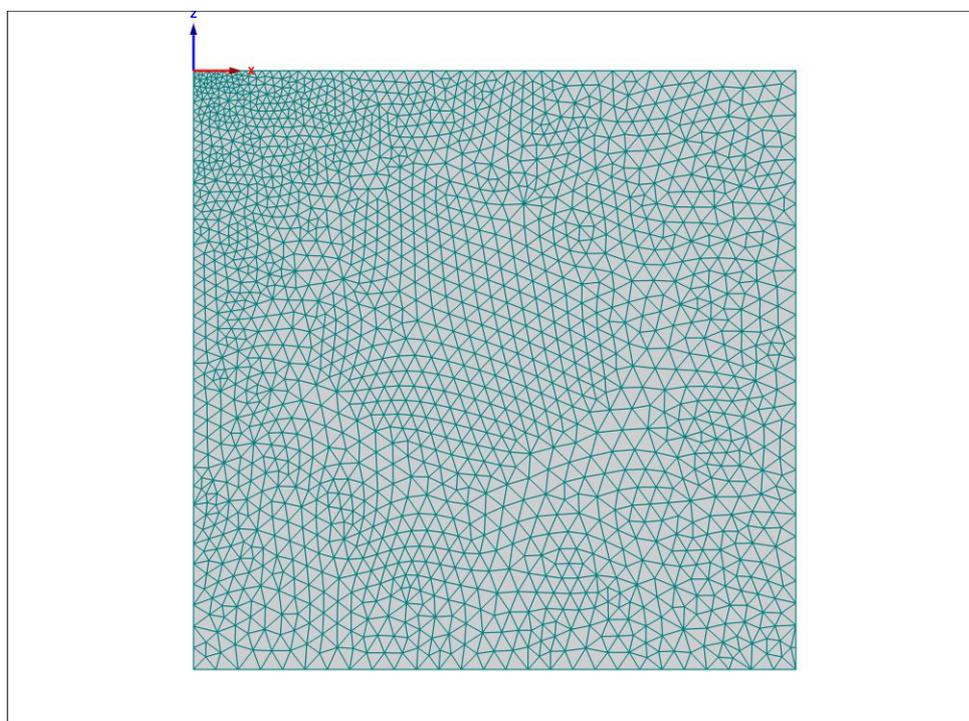


Figura 34 - Detalhe da malha gerada pelo programa HYDRUS 2D/3D para a modelagem dos dados estudados.

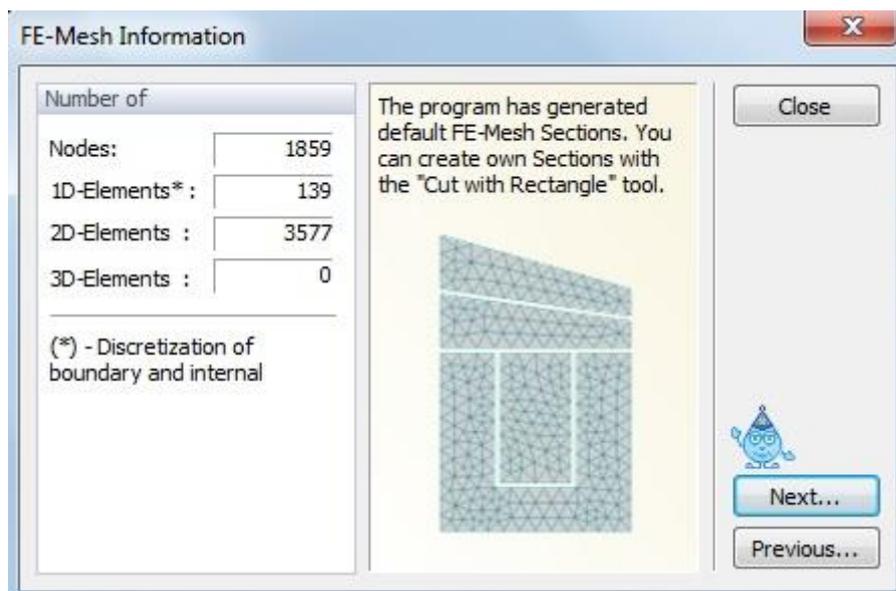


Figura 35 - Interface gráfica do HYDRUS 2D/3D mostrando as configurações da malha de modelagem.

Além disso, os dados da curva obtidos em laboratório, juntamente com os dados de granulometria e densidade do solo, foram utilizados como dados de entrada para o uso de 4 funções de pedotransferência (FPT) com o intuito de também obter os modelos da curva de retenção. As FPTs foram aplicadas com o auxílio do programa Rosetta (Schaap et al., 2001), sendo nomeadas como Ros. 1, Ros. 2, Ros. 3 e Ros. 4. Foram utilizados como dados de entrada para cada FPT, respectivamente, a granulometria do solo; a granulometria e a densidade do solo; a granulometria, a densidade e o teor de água no ponto de 3,3 mca; a granulometria, a densidade, o teor de água no ponto de 3,3 mca e o teor de água no ponto de 150 mca.

Com os dados da curva modelados pelas FPTs foi determinada a disponibilidade total de água no solo (DTA). Essa propriedade foi obtida e analisada devido a sua importância para o crescimento e desenvolvimento vegetal e para o manejo e dimensionamento de sistemas de irrigação.

A DTA foi calculada considerando o ponto de 150 mca como o limite inferior (ponto de murcha permanente) e dois valores de carga de pressão para o seu limite superior (capacidade de campo), 1 mca e 3,3 mca.

3.7. Verificação do ajuste

As curvas obtidas com as quatro FPT e o RETC foram avaliadas utilizando alguns parâmetros estatísticos, sendo eles o coeficiente de correlação de Pearson, o erro absoluto médio, o erro relativo médio, o coeficiente de determinação, o índice de concordância (Wilmott, 1981), o coeficiente de eficiência (Nash e Sutcliffe, 1970), a raiz média do erro quadrático e o índice de confiança. O coeficiente de correlação de Pearson é definido como (Legates Mccabe, 1999):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{[\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2]^{0,5} [\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2]^{0,5}} \quad (16)$$

sendo “O” o dado observado, \bar{O} a média do dado observado, “P” o dado predito, “ \bar{P} ” a média do dado predito e “N” o número de pares de dados observados e preditos. Seus valores variam de 0 a 1 e altos valores indicam melhor concordância entre os dados preditos e os dados observados.

As estatísticas de erro absoluto médio (EAM), erro relativo médio (ERM) e coeficiente de determinação (r^2) são definidas como:

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |O_i - P_i| \quad (17)$$

$$ERM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{O_i - P_i}{O_i} \right| \quad (18)$$

$$r^2 = \frac{SQE}{SQT} \quad (19)$$

sendo r^2 a soma dos quadrados explicados dividida pela soma dos quadrados totais. Esse parâmetro descreve a proporção da variância total nos dados observados que pode ser explicada por um modelo, sendo que seus valores variam de 0 a 1, onde altos valores indicam melhor concordância entre o modelo e os dados observados (Legates Mccabe, 1999).

O índice de concordância é definido por Wilmott (1981) como:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (20)$$

variando de 0 a 1, sendo que os valores mais próximos de 1 indicam uma maior concordância entre os dados preditos e os observados.

O coeficiente de eficiência é definido por Nash e Sutcliffe (1970) como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (21)$$

Este coeficiente de eficiência varia de $-\infty$ até 1, sendo que os valores mais próximos de 1 indicam maior concordância entre os dados preditos e os observados.

A raiz média do erro quadrático é definida como:

$$\text{RMEQ} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N - 1}} \quad (22)$$

sendo que $\text{RMEQ} \geq \text{EAM}$ e o grau com que a RMEQ excede o EAM pode indicar a presença e dimensão de erros discrepantes (“*outliers*”) ou a variação existente entre os dados observados e os dados preditos (Legates McCabe, 1999).

O índice de confiança é definido por Camargos e Sentelhas (1997) para indicar o desempenho dos modelos:

$$C = d \cdot r \quad (23)$$

sendo os seus resultados analisados assim como os parâmetros “d” e “r”.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Distribuição granulométrica

Na distribuição granulométrica dos solos estudados, os teores de argila se destacaram por serem sempre maiores que 68%, resultado esperado para os Latossolos dessa região (Tabela 1 e Tabela 2).

Tabela 1 - Distribuição granulométrica das áreas experimentais da EMBRAPA.

	ILPF velha			ILPF nova			Mata		
	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
Areia	11,04	10,35	10,40	13,49	11,03	14,17	13,19	12,86	14,91
Silte	5,81	5,96	5,25	18,50	10,26	15,92	7,45	6,72	7,73
Argila	83,15	83,69	84,35	68,01	78,71	69,91	79,35	80,41	77,36

*Valores expressos em porcentagem. ILPF velha é a área de ILPF com 5 anos de implantação. ILPF nova é a área de ILPF com 2 anos de implantação.

Tabela 2 - Distribuição granulométrica das áreas experimentais da UFSJ.

	Local 1			Local 2			Local 3		
	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
Areia	18,00	17,84	17,47	13,31	14,84	15,49	12,19	12,97	12,86
Silte	12,02	13,22	12,66	15,04	14,59	12,85	18,37	17,44	17,57
Argila	69,98	68,94	69,87	71,65	70,57	71,66	69,44	69,59	69,58

*Valores expressos em porcentagem.

Os maiores teores de argila foram verificados na área da ILPF velha, seguido pela mata e ILPF nova. Na área da UFSJ os teores de argila foram menores, em torno de 70%.

Conforme se observa na Tabela 3, o teor de areia foi em média 13,7%, não ocorrendo grande variação. Resultado semelhante ocorreu para o teor de silte, que foi em média 12,1%. Já o teor de argila foi sempre maior do que 68%, com média de 74%. Distribuição granulométrica diferente foi encontrada por Tomasella et al. (2000) para o conjunto de dados de solos brasileiros utilizados em seu trabalho para derivação e validação de funções de pedotransferência. Esses autores encontraram teores médios de silte de 15,70%, areia de 40,60% e teor de argila com média de 43,73%.

Tabela 3 – Média, desvio padrão, valor máximo/mínimo de cada constituinte do solo das áreas experimentais e da densidade dos solos.

	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	Densidade (g cm ⁻³)
Média	13,69	12,08	74,24	0,96
Desvio	2,39	4,65	5,85	0,14
Máximo	17,99	18,50	84,35	1,19
Mínimo	10,35	5,25	68,01	0,72

Observando-se a Tabela 4, verifica-se que a densidade dos solos da EMBRAPA foi, em geral, inferior à dos solos da UFSJ. Na EMBRAPA, a área da ILPF velha apresentou as maiores densidades, seguida pela área da ILPF nova, o que pode ser explicado pelo maior tempo de compactação causado pelo pisoteio dos animais na área mais velha. A área de mata nativa apresentou os menores valores de densidade. Esse resultado está relacionado ao manejo mais intenso nas áreas de ILPF se comparadas com a área de mata nativa, que não é manejada. A menor densidade em áreas de mata nativa em relação a áreas manejadas também foi evidenciada nos estudos de Netto (2007), Assis e Lanças (2005) e Centurion et al. (2007).

Tabela 4 - Densidade dos solos das áreas experimentais. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

Repetição	Densidade (g cm ⁻³)
U-L1R1	1,10
U-L1R2	1,19
U-L1R3	1,14
U-L2R1	0,90
U-L2R2	0,80
U-L2R3	0,86
U-L3R1	0,82
U-L3R2	0,98
U-L3R3	1,10
E-L1R1	1,02
E-L1R2	1,11
E-L1R3	0,94
E-L2R1	0,95
E-L2R2	1,10
E-L2R3	0,78
E-L3R1	0,82
E-L3R2	0,72
E-L3R3	1,02

4.2. Modelagem inversa

Foram encontradas impossibilidades para a realização da modelagem inversa com o programa HYDRUS 2D/3D. Constatou-se que o programa não foi capaz de processar de maneira satisfatória os dados dos solos em estudo para fins de execução da modelagem inversa e, assim, não foram geradas as curvas de retenção para todos os locais.

Algumas questões operacionais também devem ser consideradas. Analisando-se os dados da Tabela 5 e da Tabela 6, nota-se que o teor de água determinado no final do teste de infiltração, que foi utilizado como dado de entrada do HYDRUS 2D/3D, em todos os locais, foi menor do que o teor de água na carga de 0,1 mca obtido em laboratório.

Tabela 5 - Teores de água ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) ao final do teste de infiltração (θ_f) e sob carga de 0,1 mca ($\theta_{0,1}$) para a área da EMBRAPA.

	ILPF velha			ILPF nova			Mata		
	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
$\theta_{0,1}$	0,534	0,553	0,612	0,494	0,638	0,575	0,360	0,426	0,442
θ_f	0,447	0,375	0,448	0,385	0,380	0,466	0,287	0,340	0,299

*ILPF velha é a área de ILPF com 5 anos de implantação. ILPF nova é a área de ILPF com 2 anos de implantação.

Tabela 6 - Teores de água ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) ao final do teste de infiltração (θ_f) e sob carga de 0,1 mca ($\theta_{0,1}$) para a área da UFSJ.

	Local 1			Local 2			Local 3		
	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
$\theta_{0,1}$	0,449	0,359	0,496	0,496	0,495	0,491	0,466	0,513	0,500
θ_f	0,342	0,256	0,384	0,366	0,388	0,364	0,382	0,417	0,437

*ILPF velha é a área de ILPF com 5 anos de implantação. ILPF nova é a área de ILPF com 2 anos de implantação.

Verifica-se inconsistência nestes resultados, pois ao final do teste a carga no mini-infiltrômetro foi de -0,05 mca, o que deveria resultar em um teor de água próximo ao da saturação e, conseqüentemente, maior que o teor de água relativo à carga de 0,1 mca.

De acordo com Šimunek e van Genuchten (1996), as determinações com o infiltrômetro de tensão são, em geral, um processo de umedecimento do solo e por isso as equações do modelo van Genuchten/Mualem (VGM) e respectivos parâmetros obtidos representam a fase de umedecimento do solo, num processo de histerese, enquanto, no laboratório, as metodologias são baseadas num processo de secagem do solo. Este fato pode ajudar a explicar essa inconsistência nos dados. Além disso, aspectos relacionados à realização do teste de infiltração, como mau contato do aparelho com o solo e o intervalo

demasiado entre a retirada e pesagem das amostras de solo ao final do teste de infiltração, podem também ter contribuído para as inconsistências apresentadas nas tabelas Tabela 5 e Tabela 6.

Ramos et al. (2009), trabalhando com modelagem inversa em solos de Portugal, observaram que existe uma extrema dependência da determinação do teor de água ao final do teste de infiltração no ajustamento da curva e na identificação do teor de água na saturação (θ_s), sendo que uma subavaliação do teor de água ao final do teste de infiltração, como a que ocorreu neste trabalho, poderia acarretar dificuldades ou impossibilidades de obtenção da solução ótima na modelagem inversa. Assim, tentou-se solucionar o problema da obtenção da curva de retenção com o HYDRUS 2D/3D substituindo-se o teor de água ao final do teste de infiltração pelo teor de água relativo à carga de 0,33 mca. Este valor foi escolhido por ser de fácil e rápida obtenção em laboratório.

Mesmo com a mudança feita na metodologia, o programa não foi capaz de gerar as curvas de retenção para os dados de maneira satisfatória. Apenas em uma repetição da área da UFSJ foi possível obter a curva de retenção por modelagem inversa e, mesmo assim, o resultado não foi satisfatório, já que a curva gerada subestimou os valores de umidade do solo, como mostra a Figura 36. Provavelmente, tal impossibilidade tenha sido decorrente de dificuldades associadas à obtenção do mínimo global da função objetivo (Equação 15), considerando a base de dados e condições de contorno empregadas.

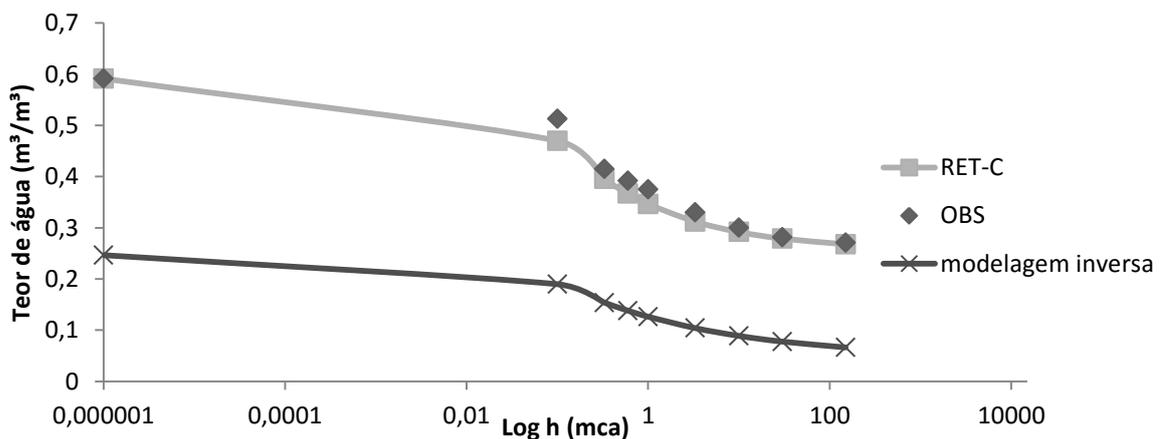


Figura 36 - Comparação entre a curva de retenção gerada pela modelagem inversa, os dados obtidos em laboratório e ajustados pelo programa RETC para a repetição 2 do local 3 na área da UFSJ.

4.3. Funções de pedotransferência

Os parâmetros do modelo van Genuchten/Mualem (VGM), obtidos através dos dados de laboratório com o ajuste feito por meio do programa RETC, e os parâmetros obtidos com as funções de pedotransferência (FPT) para as áreas da EMBRAPA estão apresentados na Tabela 7.

Tabela 7 - Parâmetros do modelo VGM obtidos dos dados de laboratório usando o RETC e através das funções de pedotransferência, para as áreas da EMBRAPA. “ θ_r ” é expresso em $m^3 m^{-3}$, “ α ” em m^{-1} e “ n ” é adimensional.

		ILPF velha			ILPF nova			Mata		
		Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
Lab.	θ_r	0,0448	0,1871	0,2425	0,1715	0,2464	0,2236	0,1453	0,1598	0,1982
	α	0,2158	0,3803	0,1206	0,3651	0,1077	0,1845	10,3988	3,6829	1,7283
	n	1,1113	1,2556	1,2856	1,3040	1,5838	1,2360	1,1966	1,2037	1,1689
Ros. 1	θ_r	0,1023	0,1025	0,1026	0,1002	0,1017	0,1000	0,1014	0,1016	0,1008
	α	0,0197	0,0195	0,0193	0,0207	0,0205	0,0211	0,0207	0,0204	0,0213
	n	1,1462	1,1467	1,1453	1,1879	1,1571	1,1780	1,1497	1,1479	1,1506
Ros. 2	θ_r	0,1218	0,1252	0,1189	0,1236	0,1230	0,1135	0,1324	0,1287	0,1193
	α	0,0310	0,0357	0,0271	0,0414	0,0349	0,0255	0,0528	0,0442	0,0301
	n	1,2060	1,2047	1,2020	1,2217	1,2152	1,2405	1,2029	1,2072	1,2188
Ros. 3	θ_r	0,1377	0,1703	0,1329	0,1674	0,1709	0,1133	0,2195	0,2006	0,1534
	α	0,0285	0,0212	0,0287	0,0217	0,0209	0,0327	0,0153	0,0162	0,0237
	n	1,4144	2,061	1,3674	2,455	2,2147	1,2563	4,0556	3,1192	1,7983
Ros. 4	θ_r	0,1300	0,1813	0,1404	0,1662	0,2190	0,1451	0,1846	0,1973	0,2135
	α	0,0462	0,0730	0,0529	0,0779	0,0773	0,0551	0,0793	0,0798	0,0764
	n	1,2142	1,3468	1,2133	1,4826	1,4989	1,2186	1,7387	1,5614	1,4073

* “ILPF velha” corresponde a área de ILPF com 5 anos de implantação; “ILPF nova” corresponde a área de ILPF com 2 anos de implantação; Mata corresponde a área de mata nativa do experimento. “Rep. 1, 2 e 3” correspondem a repetições dos tratamentos. “Lab.” corresponde aos parâmetros obtidos com os dados de laboratório. “Ros. 1, 2, 3 e 4” são as FPTs obtidas, respectivamente, com a granulometria do solo; a granulometria e a densidade do solo; a granulometria, a densidade e o teor de água no ponto de 3,3 mca; a granulometria, a densidade, o teor de água no ponto de 3,3 mca e o teor de água no ponto de 150 mca.

Para as áreas da UFSJ, são apresentados na Tabela 8 os parâmetros do modelo VGM, obtidos através do programa RETC, e os parâmetros obtidos com as FPTs.

Os parâmetros do modelo VGM (θ_r , α , n), obtidos com as 4 FPTs, apresentaram, de forma geral, diferenças entre manejos e entre as FPTs. A FPT intitulada neste trabalho de Ros.4 foi a que propiciou as melhores estimativas dos parâmetros da curva de retenção de água. Esperava-se esse resultado pelo fato desta FPT ser a que requer o maior número de dados de entrada (a granulometria, a densidade, o teor de água no ponto de 3,3 mca e o teor de água no ponto de 150 mca).

Tabela 8 - Parâmetros do modelo VGM obtidos dos dados de laboratório usando o RETC e através das funções de pedotransferência, para as áreas da UFSJ. “ θ_r ” é expresso em $m^3 m^{-3}$, “ α ” em m^{-1} e “ n ” é adimensional.

		Local 1			Local 2			Local 3		
		Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
Lab.	θ_r	0,2238	0,1915	0,2803	0,2525	0,2153	0,2099	0,2090	0,2556	0,2838
	α	0,3503	0,5903	0,1532	0,0943	0,1564	0,1371	0,2477	0,1509	0,0569
	n	1,3613	1,3830	1,5700	1,7356	1,4927	1,4538	1,3733	1,4010	1,5136
Ros. 1	θ_r	0,0992	0,0991	0,0993	0,1004	0,0999	0,0999	0,1008	0,1005	0,1005
	α	0,0225	0,0223	0,0223	0,0211	0,0214	0,0217	0,0205	0,0207	0,0207
	n	1,1659	1,1704	1,1680	1,1738	1,1733	1,1673	1,1858	1,1829	1,1833
Ros. 2	θ_r	0,1135	0,11	0,1121	0,1208	0,1241	0,1223	0,1228	0,1173	0,1131
	α	0,026	0,0233	0,0247	0,0349	0,0417	0,0379	0,0391	0,0301	0,0251
	n	1,2378	1,2391	1,2381	1,2267	1,2197	1,2236	1,223	1,2366	1,2423
Ros. 3	θ_r	0,148	0,1587	0,1318	0,1651	0,1871	0,179	0,1677	0,1358	0,1233
	α	0,0238	0,0226	0,0271	0,0213	0,0175	0,0187	0,0214	0,0278	0,0297
	n	1,8905	2,4475	1,5266	2,2638	3,0978	2,7136	2,4222	1,5984	1,4017
Ros. 4	θ_r	0,2115	0,2104	0,2244	0,2302	0,238	0,1947	0,1996	0,2134	0,2073
	α	0,0688	0,0601	0,0708	0,0748	0,07	0,0759	0,0769	0,0755	0,0716
	n	1,5033	1,7183	1,4446	1,6199	1,914	1,5736	1,5786	1,4159	1,3584

* “Local 1, 2 e 3” correspondem aos três locais, dentro da UFSJ, onde os testes de infiltração foram realizados. “Rep. 1, 2 e 3” correspondem a repetições dos tratamentos. “Lab.” corresponde aos parâmetros obtidos com os dados de laboratório. “Ros. 1, 2, 3 e 4” são as FPTs obtidas respectivamente com a granulometria do solo; a granulometria e a densidade do solo; a granulometria, a densidade e o teor de água no ponto de 3,3 mca; a granulometria, a densidade, o teor de água no ponto de 3,3 mca e o teor de água no ponto de 150 mca.

Resultado semelhante foi encontrado por Schaap et al. (2001) que, usando o programa ROSETTA para avaliar 5 funções de pedotransferência, identificaram que os ajustes entre os valores preditos e os observados aumentaram quando mais dados de entrada foram adicionados às funções de pedotransferência.

Como mostram a Figura 37, Tabela 7 e Tabela 8, o teor de água residual estimado pelas FPTs foi predominantemente subestimado, sendo que o pior ajuste foi verificado para Ros.1 e o melhor para Ros.4.

Ramos et al. (2009), trabalhando com modelagem inversa de dados de infiltrômetro de disco em Luvisolos Gleizados de Portugal, obtiveram em seus melhores ajustes valores nulos para o teor de água residual do solo. Porém, neste trabalho nenhum valor nulo foi obtido para este parâmetro.

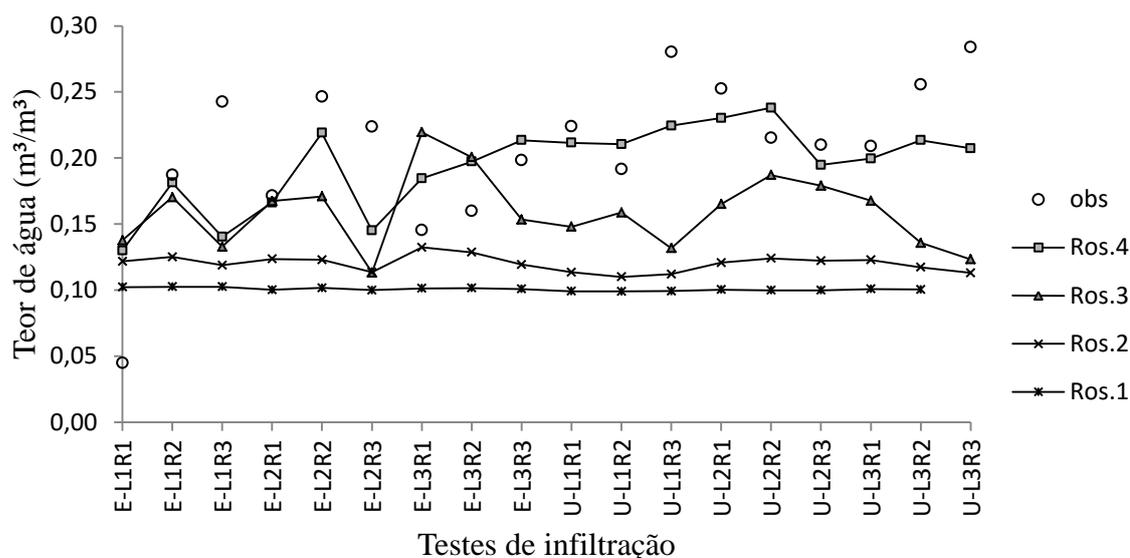


Figura 37 - Ajuste das FPTs para o teor de água residual do solo. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

O parâmetro α apresentou para o local 3 da EMBRAPA (Mata nativa) valores observados muito diferentes das demais áreas estudadas. Essa discrepância nesse local elevou a média, o desvio padrão e coeficiente de variação deste parâmetro (Tabela 9).

Tabela 9 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação (CV), valores máximos e mínimos dos parâmetros VGM obtidos no experimento.

		Média	Desvio Padrão	CV	Max.	Min.
Lab.	θ_r	0,2078	0,0561	26,98%	0,2838	0,0448
	α	1,0623	2,4899	234,39%	10,3988	0,0569
	n	1,3683	0,1664	12,16%	1,7356	1,1113
Ros. 1	θ_r	0,1007	0,0011	1,10%	0,1026	0,0991
	α	0,0209	0,0009	4,39%	0,0225	0,0193
	n	1,1656	0,0150	1,29%	1,1879	1,1453
Ros. 2	θ_r	0,1201	0,0060	5,01%	0,1324	0,1100
	α	0,0336	0,0081	24,11%	0,0528	0,0233
	n	1,2226	0,0141	1,16%	1,2423	1,2020
Ros. 3	θ_r	0,1590	0,0276	17,36%	0,2195	0,1133
	α	0,0233	0,0049	21,12%	0,0327	0,0153
	n	2,1724	0,7457	34,33%	4,0556	1,2563
Ros. 4	θ_r	0,1948	0,0314	16,10%	0,2380	0,1300
	α	0,0701	0,0099	14,12%	0,0798	0,0462
	n	1,4894	0,1893	12,71%	1,9140	1,2133

Assim como o teor de água residual, este parâmetro também foi, de forma geral, subestimado em relação aos verificados para o modelo ajustado aos dados observados, tendo

dentre as FPTs o pior ajuste para Ros.1 e o melhor para Ros.4 (Figura 38). O parâmetro α é relacionado ao potencial de entrada de ar, que é o potencial matricial no qual ocorre a primeira entrada de ar (decréscimo de θ), por exemplo, quando uma amostra de solo está em processo de secagem numa câmara de pressão. Menores valores de α indicam maior amplitude da região de entrada de ar descrita na curva característica (Radcliffe e Šimunek, 2010).

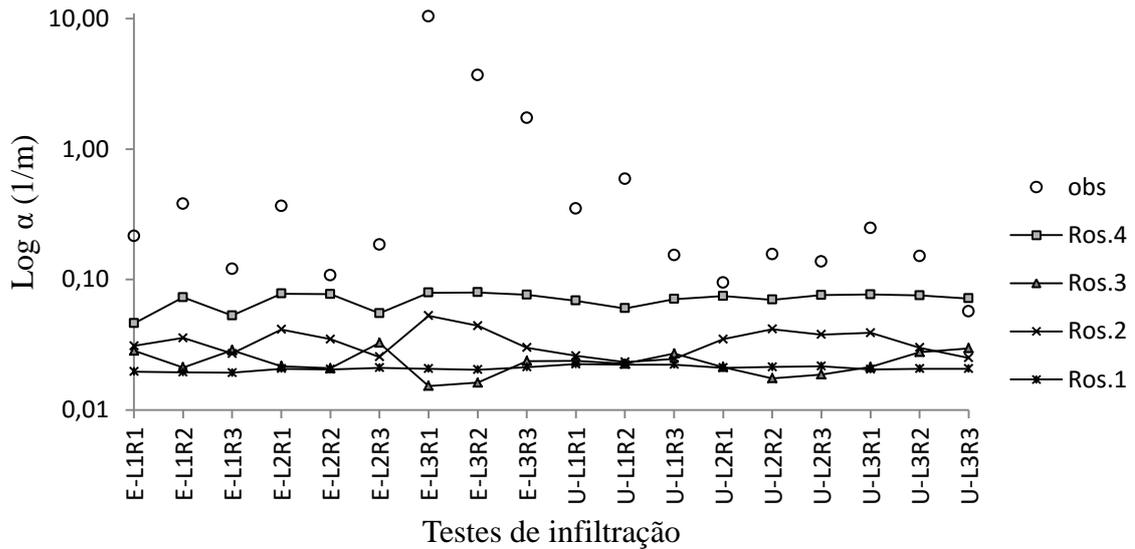


Figura 38 - Ajuste das FPTs para o parâmetro α da curva de retenção. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

Já no ajuste do parâmetro “n” o comportamento foi diferente. As FPTs Ros.1 e 2 subestimaram o parâmetro, enquanto a FPT Ros.3 superestimou-o. Novamente, a função que propiciou o melhor ajuste foi a Ros.4 (Figura 39). O parâmetro “n” afeta a inclinação da curva. Grandes valores de “n” resultam em uma curva mais inclinada (Radcliffe e Šimunek, 2010).

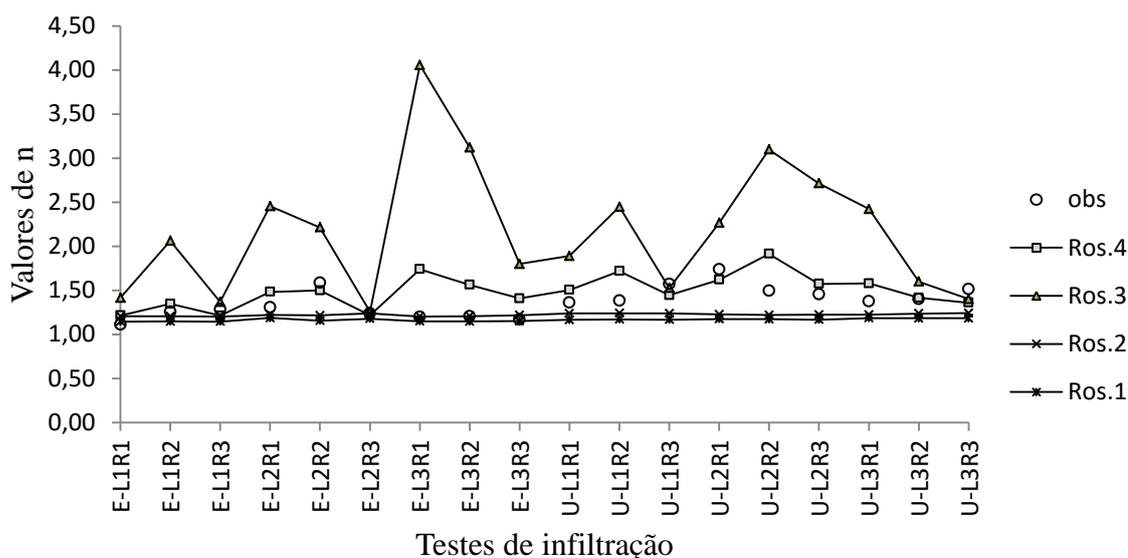


Figura 39 - Ajuste das FPTs para o parâmetro "n" da curva de retenção. "L" é o local, "R" é a repetição, "E" indica teste feito na EMBRAPA e "U" indica teste feito na UFSJ.

4.4. Curvas de retenção de água no solo

Os resultados das análises estatísticas dos ajustes da curva de retenção obtidas com as FPTs para as áreas da EMBRAPA estão apresentados na Tabela 10.

Tabela 10 - Coeficiente de determinação (r^2), coeficiente de correlação (r), erro absoluto médio (EAM), erro relativo médio (ERM), índice de concordância (d), índice de confiança (C), raiz média do erro quadrático (RMEQ), e coeficiente de eficiência (E) comparando as curvas de retenção das áreas da EMBRAPA.

	ILPF 5			ILPF 2			Mata			
	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	
Lab.	r^2	0,988	0,995	0,988	0,997	0,952	0,993	0,998	0,998	0,998
	r	0,994	0,997	0,994	0,998	0,976	0,996	0,999	0,999	0,999
	EAM	0,011	0,011	0,019	0,011	0,039	0,013	0,009	0,007	0,004
	ERM	2,835	2,906	4,116	3,356	8,773	3,057	3,115	2,218	1,277
	d	0,996	0,998	0,991	0,998	0,973	0,996	0,998	0,999	0,999
	C	0,990	0,995	0,985	0,996	0,949	0,992	0,997	0,998	0,998
	RMEQ	0,013	0,014	0,025	0,013	0,057	0,016	0,011	0,009	0,005
Ros. 1	E	0,985	0,992	0,966	0,992	0,897	0,983	0,994	0,996	0,997
	r^2	0,948	0,798	0,903	0,794	0,768	0,915	0,521	0,601	0,736
	r	0,973	0,893	0,950	0,891	0,877	0,957	0,722	0,775	0,858
	EAM	0,038	0,052	0,068	0,056	0,072	0,068	0,122	0,090	0,043
	ERM	7,915	10,548	12,642	15,013	14,546	14,752	40,864	24,693	10,513
	d	0,931	0,848	0,825	0,901	0,814	0,866	0,695	0,774	0,911
	C	0,906	0,758	0,784	0,803	0,714	0,829	0,501	0,600	0,781

Ros. 2	RMEQ	0,051	0,091	0,096	0,076	0,113	0,084	0,135	0,109	0,053
	E	0,781	0,654	0,505	0,733	0,602	0,542	0,143	0,471	0,713
	r ²	0,977	0,888	0,954	0,880	0,867	0,955	0,658	0,723	0,812
	r	0,989	0,942	0,977	0,938	0,931	0,977	0,811	0,850	0,901
	EAM	0,020	0,053	0,048	0,104	0,063	0,050	0,174	0,121	0,060
	ERM	4,966	12,424	10,256	30,935	15,357	12,585	61,584	36,359	15,764
	d	0,988	0,954	0,946	0,856	0,943	0,946	0,662	0,790	0,883
	C	0,977	0,899	0,924	0,803	0,879	0,924	0,537	0,671	0,795
	RMEQ	0,026	0,062	0,061	0,122	0,075	0,060	0,207	0,145	0,079
	E	0,943	0,842	0,804	0,309	0,824	0,762	-1,022	0,064	0,362
Ros. 3	r ²	0,957	0,875	0,923	0,912	0,837	0,972	0,886	0,870	0,928
	r	0,978	0,935	0,961	0,955	0,915	0,986	0,941	0,933	0,963
	EAM	0,098	0,066	0,047	0,055	0,091	0,075	0,054	0,103	0,111
	ERM	25,805	16,504	10,941	15,548	24,281	18,373	17,604	29,030	33,125
	d	0,834	0,927	0,934	0,948	0,883	0,904	0,942	0,847	0,770
	C	0,816	0,867	0,897	0,905	0,808	0,891	0,886	0,790	0,741
	RMEQ	0,115	0,075	0,058	0,070	0,102	0,083	0,070	0,122	0,132
	E	-0,116	0,767	0,817	0,771	0,671	0,555	0,771	0,343	-0,755
	r ²	0,984	0,843	0,920	0,851	0,823	0,981	0,955	0,950	0,957
	r	0,992	0,918	0,959	0,922	0,907	0,990	0,977	0,974	0,978
Ros. 4	EAM	0,022	0,062	0,081	0,066	0,066	0,051	0,035	0,040	0,032
	ERM	6,074	16,140	21,644	18,221	17,365	11,847	12,433	11,728	9,705
	d	0,984	0,951	0,892	0,927	0,949	0,947	0,981	0,975	0,969
	C	0,976	0,873	0,855	0,855	0,861	0,938	0,959	0,950	0,948
	RMEQ	0,030	0,072	0,109	0,085	0,080	0,057	0,041	0,047	0,039
	E	0,925	0,780	0,365	0,663	0,801	0,789	0,920	0,903	0,843

*EAM dado em m³/m³, ERM dado em %.

Os resultados das análises estatísticas dos ajustes da curva de retenção, obtidas com as FPTs para as áreas da UFSJ estão apresentados na Tabela 11.

Tabela 11 - Coeficiente de determinação (r^2), coeficiente de correlação (r), Erro absoluto médio (EAM), erro relativo médio (ERM), índice de concordância (d), índice de confiança (C), raiz média do erro quadrático (RMEQ), e coeficiente de eficiência (E) comparando as curvas de retenção das áreas da UFSJ.

Lab.		Local 1			Local 2			Local 3		
		Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3	Rep.1	Rep.2	Rep.3
	r ²	0,996	0,999	0,963	0,907	0,976	0,978	0,993	0,983	0,940
	r	0,998	0,999	0,981	0,952	0,988	0,989	0,996	0,991	0,970
	EAM	0,008	0,004	0,019	0,031	0,021	0,021	0,012	0,016	0,024
	ERM	2,496	1,363	4,957	8,435	5,811	5,853	3,359	4,125	6,101
	d	0,998	0,999	0,982	0,955	0,986	0,986	0,995	0,989	0,958
	C	0,996	0,999	0,963	0,910	0,974	0,974	0,992	0,980	0,929

Ros. 1	RMEQ	0,011	0,005	0,029	0,046	0,031	0,029	0,016	0,022	0,033
	E	0,991	0,998	0,929	0,834	0,946	0,944	0,981	0,957	0,842
	r ²	0,742	0,643	0,732	0,746	0,773	0,816	0,790	0,839	0,907
	r	0,861	0,802	0,856	0,864	0,879	0,903	0,889	0,916	0,952
	EAM	0,056	0,098	0,042	0,055	0,062	0,059	0,055	0,034	0,025
	ERM	15,745	36,378	10,798	16,323	18,600	18,236	15,852	8,566	7,227
	d	0,891	0,728	0,917	0,895	0,887	0,897	0,907	0,953	0,969
	C	0,767	0,584	0,785	0,773	0,780	0,811	0,806	0,873	0,923
	RMEQ	0,066	0,113	0,056	0,068	0,075	0,069	0,066	0,044	0,032
	E	0,655	-0,227	0,732	0,641	0,673	0,685	0,690	0,837	0,855
Ros. 2	r ²	0,811	0,703	0,801	0,841	0,874	0,905	0,877	0,907	0,951
	r	0,901	0,838	0,895	0,917	0,935	0,951	0,937	0,952	0,975
	EAM	0,061	0,093	0,049	0,095	0,114	0,104	0,113	0,052	0,049
	ERM	17,715	33,560	13,935	27,279	34,055	30,467	32,442	13,673	13,004
	d	0,900	0,763	0,936	0,830	0,817	0,832	0,799	0,934	0,930
	C	0,811	0,640	0,838	0,761	0,763	0,791	0,748	0,889	0,907
	RMEQ	0,077	0,119	0,058	0,116	0,133	0,121	0,133	0,064	0,057
	E	0,531	-0,347	0,706	-0,048	-0,024	0,031	-0,260	0,647	0,534
	r ²	0,963	0,925	0,970	0,847	0,664	0,688	0,821	0,990	0,993
	r	0,981	0,962	0,985	0,920	0,815	0,829	0,906	0,995	0,996
Ros. 3	EAM	0,105	0,075	0,093	0,115	0,109	0,112	0,113	0,098	0,077
	ERM	33,711	28,140	28,173	35,275	31,512	32,934	34,554	29,760	23,056
	d	0,820	0,864	0,842	0,793	0,783	0,777	0,802	0,838	0,844
	C	0,805	0,831	0,829	0,730	0,638	0,644	0,726	0,834	0,841
	RMEQ	0,117	0,086	0,107	0,129	0,141	0,138	0,130	0,115	0,094
	E	-0,075	0,297	0,019	-0,308	-0,158	-0,261	-0,208	-0,132	-0,283
	r ²	0,992	0,985	0,986	0,963	0,884	0,970	0,985	0,997	0,978
	r	0,996	0,992	0,993	0,981	0,940	0,985	0,992	0,998	0,989
	EAM	0,024	0,010	0,036	0,028	0,043	0,039	0,034	0,030	0,038
	ERM	7,658	3,615	10,300	7,757	11,736	11,905	10,901	9,055	10,751
Ros. 4	d	0,985	0,996	0,965	0,982	0,949	0,974	0,978	0,978	0,952
	C	0,981	0,988	0,959	0,963	0,892	0,959	0,970	0,976	0,941
	RMEQ	0,028	0,013	0,041	0,033	0,059	0,043	0,039	0,035	0,043
	E	0,939	0,984	0,857	0,917	0,797	0,877	0,890	0,897	0,727

*EAM dado em m³/m³, ERM dado em %.

De forma geral, as funções de pedotransferência subestimaram os teores de água das curvas de retenção, cujos gráficos são apresentados no Anexo I.

Em média, os maiores valores de EAM e ERM foram encontrados para a FPT Ros.3, seguida pela Ros.2 e Ros.1. A FPT Ros.4 mostrou os melhores resultados, com os menores valores de EAM e ERM, sendo 0,038 m³ m⁻³ e 10,59%, respectivamente.

Pela análise da RMEQ, observa-se que a FPT Ros. 4 teve um desempenho melhor que as demais, pois gerou os menores valores dessa estatística em quase todas as repetições (média de 0,045). Trabalhando com redes neurais na formulação de funções de pedotransferência, assim como é feito no programa ROSETTA, Schaap et al. (1998) encontraram valores semelhantes de RMEQ (média de 0,061) para uma FPT que requereu os mesmos dados de entrada da FPT Ros.4.

O pior desempenho em relação à RMEQ foi verificado para a FPT Ros. 3, que apresentou os maiores valores para a maioria das repetições (média de 0,124). Se comparado ao trabalho de Ghanbarian-alavijeh et al. (2010), que utilizaram o programa ROSETTA para prever a curva de retenção em solos dos Estados Unidos e obtiveram um valor de 0,136 para RMEQ, a FPT Ros.3 teve um desempenho semelhante ao desses autores na predição da curva de retenção. Porém, a FPT utilizada por Ghanbarian-alavijeh et al. (2010) requereu apenas os teores de areia, silte e argila, assim como a FPT Ros. 1, que neste trabalho apresentou valores consideravelmente inferiores aos observados por Ghanbarian-alavijeh et al. (2010), evidenciando, assim, um melhor desempenho da FPT Ros.1 para os Latossolos estudados neste trabalho.

De forma geral, as FPTs apresentaram valores adequados de coeficiente de correlação (r). A FPT Ros.4 apresentou os maiores valores de “r”, sendo estes sempre acima de 0,97, com exceção da repetição U-L2R2 que apresentou um valor de “r” discrepante ($r=0,937$). Essa divergência em uma única repetição pode indicar um expressivo erro experimental nesse teste.

Os índices de concordância de Wilmott (d), confiança (C) e eficiência (E) apresentaram seus melhores valores também para a FPT Ros.4. Os valores obtidos para o índice de concordância de Wilmott da FPT Ros.4 foram altos e variaram de 0,913 a 0,996. Os piores valores foram encontrados com a FPT Ros.3, variando de 0,738 a 0,942.

O índice de confiança para as FPTs Ros.1, 2 e 3 foi sempre abaixo de 0,978, com médias de 0,765, 0,809 e 0,773, respectivamente. Em contrapartida, a FPT Ros.4 obteve valores de “C” variando de 0,888 a 0,988 e média de 0,953.

Camargo e Sentelhas (1997), avaliando a estimativa de diferentes modelos, propuseram o critério apresentado na Tabela 12 para avaliação do desempenho de seus modelos.

Tabela 12 - Critério para avaliação do parâmetro C proposto por Camargo e Sentelhas (1997).

Valor de C	Desempenho
> 0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito Bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
≤ 0,40	Péssimo

De acordo com este critério, as FPTs Ros.1, 2 e 3 apresentaram um valor médio de C classificado como “muito bom” e apenas na FPT Ros.4 obteve-se um valor médio de C classificado como “ótimo”.

Para o índice de eficiência (E), verificou-se um padrão diferente. Valores muito baixos e até mesmo negativos foram encontrados para as FPTs Ros.1, 2 e 3, variando de um mínimo de -1,037 para a FPT Ros.2 a um valor máximo de 0,943 para a FPT Ros.3. Novamente a FPT Ros.4 apresentou os melhores valores, variando de 0,721 a 0,984. Segundo Krause et al. (2005), na avaliação de modelos hidrológicos, valores de E menores que zero indicam que a própria média das repetições dos dados observados em laboratório é um melhor valor do que o obtido com o modelo em questão.

O coeficiente de determinação (r^2) encontrado para a FPT Ros.4 foi, em média, muito superior ao encontrado pelas demais FPTs, resultado que também pode ser confirmado na menor dispersão dos pontos em torno das retas de regressão linear apresentadas no Anexo II para essa FPT. Enquanto o valor médio de r^2 para Ros.4 foi de 0,973, as demais FPTs não apresentaram médias maiores do que 0,889. Para esse parâmetro, novamente a repetição U-L2R2 apresentou um valor muito diferente de suas demais repetições e do conjunto de dados de forma geral, reforçando a hipótese de um possível distúrbio nessa repetição. Ramos et al. (2009), ajustando a curva de retenção de alguns solos de Portugal através da modelagem inversa, encontraram valores de r^2 sempre superiores à 0,979 com média de 0,994, (bem próximo ao encontrado neste trabalho no uso da FPT Ros.4) e, assim, concluíram que os resultados dos ajustes correspondiam satisfatoriamente aos obtidos em laboratório.

4.5. Disponibilidade total de água no solo

As FPTs Ros.1 e Ros.2 sobre-estimaram a DTA dos solos estudados apresentando valores muito acima daqueles observados em laboratório (Figura 40 e Figura 41). Este resultado mostra que para os Latossolos em estudo apenas dados de textura e densidade não foram suficientes para descrever adequadamente a retenção de água pelos solos.

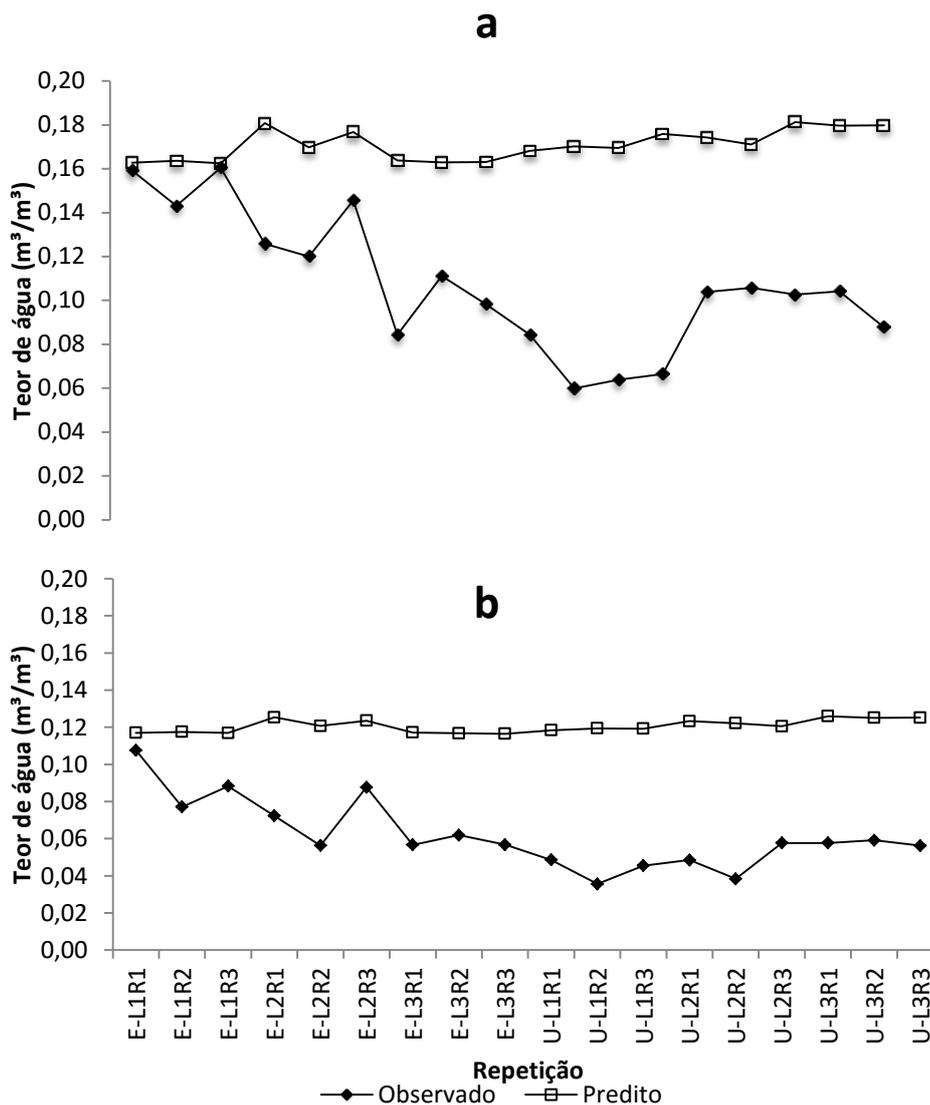


Figura 40 - Comparação entre a DTA obtida dos dados de laboratório e a predita pela FPT Rosetta 1. A figura “a” considera 10 kPa como limite superior e a figura “b” considera 33 kPa como limite superior. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

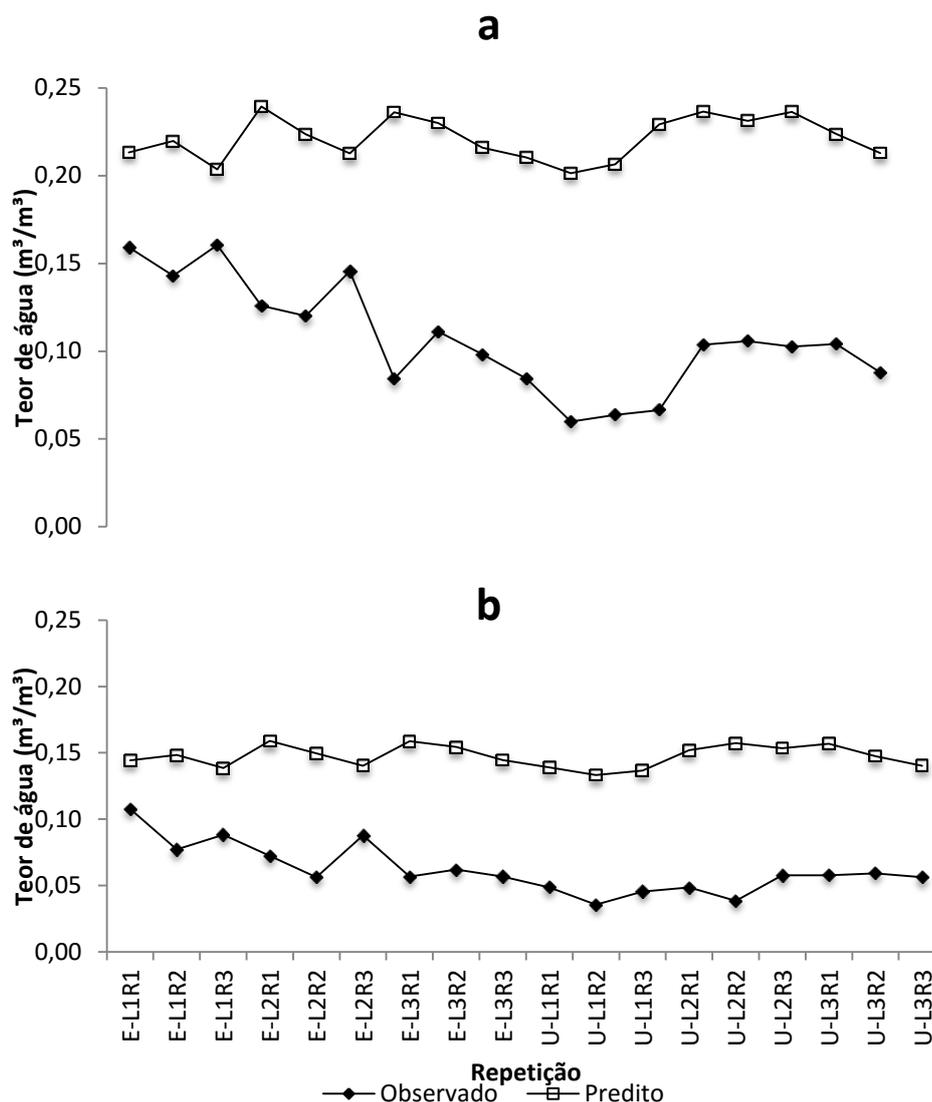


Figura 41 - Comparação entre a curva de DTA dos dados de laboratório e a predita pela FPT Rosetta 2. A figura “a” considera 10 kPa como limite superior e a figura “b” considera 33 kPa como limite superior. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

Já a FPT Ros.3 subestimou a DTA do solo, apresentando valores muito baixos para esta propriedade ($< 0,02 \text{ m}^3/\text{m}^3$), tanto para os pontos na UFSJ quanto na EMBRAPA. Estes valores não condizem com o que se espera encontrar de DTA para Latossolos (Figura 42).

Figueiredo et al. (2008), estimando a DTA para Latossolos muito argilosos, assim como os aqui estudados ($> 64\%$), encontraram valores muito acima dos evidenciados pela FPT Ros.3. Isso indica o mau desempenho dessa FPT para predizer a DTA de Latossolos.

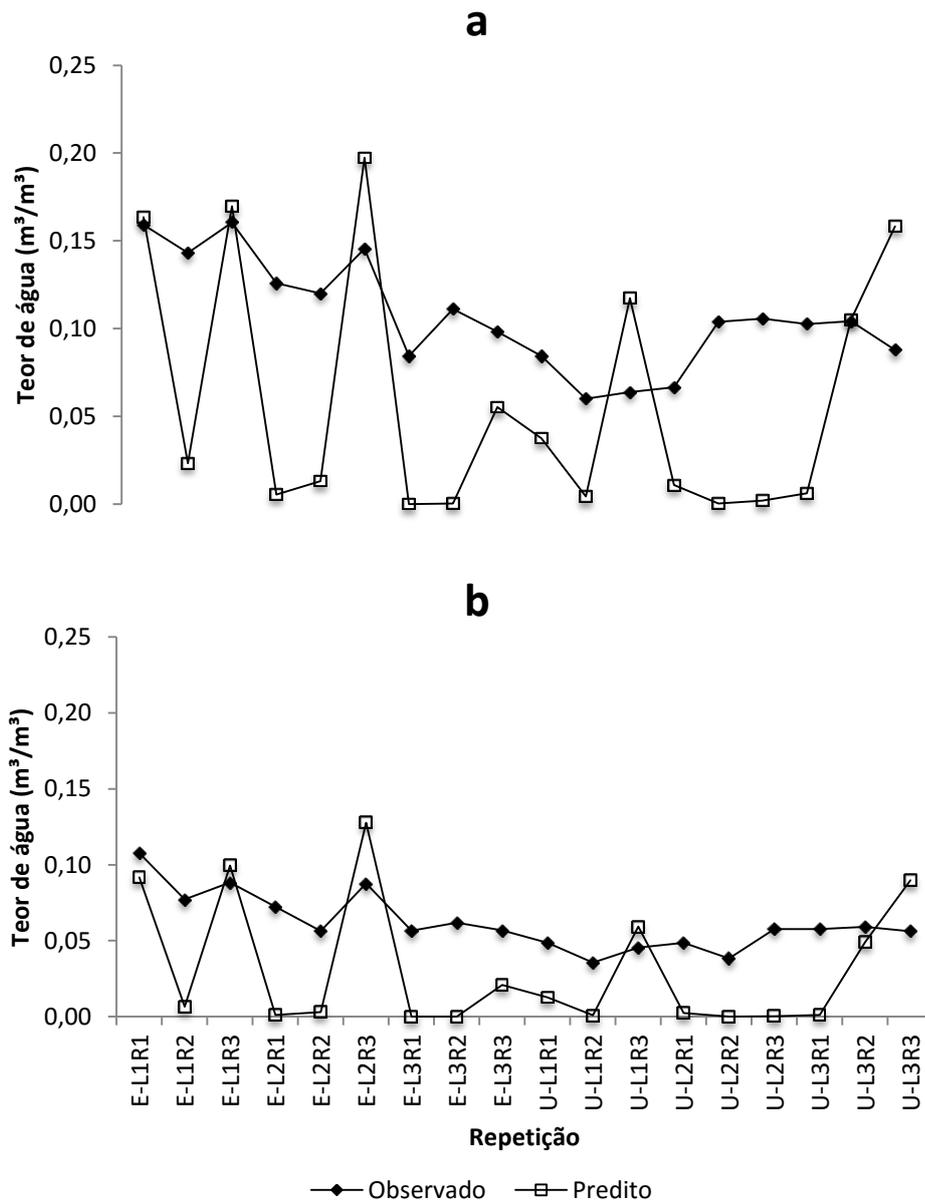


Figura 42 - Comparação entre a curva de DTA dos dados de laboratório e a predita pela FPT Rosetta 3. A figura “a” considera 10 kPa como limite superior e a figura “b” considera 33 kPa como limite superior. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

A FPT Ros.4 também subestimou a DTA dos solos, assim como a Ros.3 (Figura 43), porém, dentre as FPTs utilizadas, essa apresentou o melhor ajuste da DTA aos dados observados.

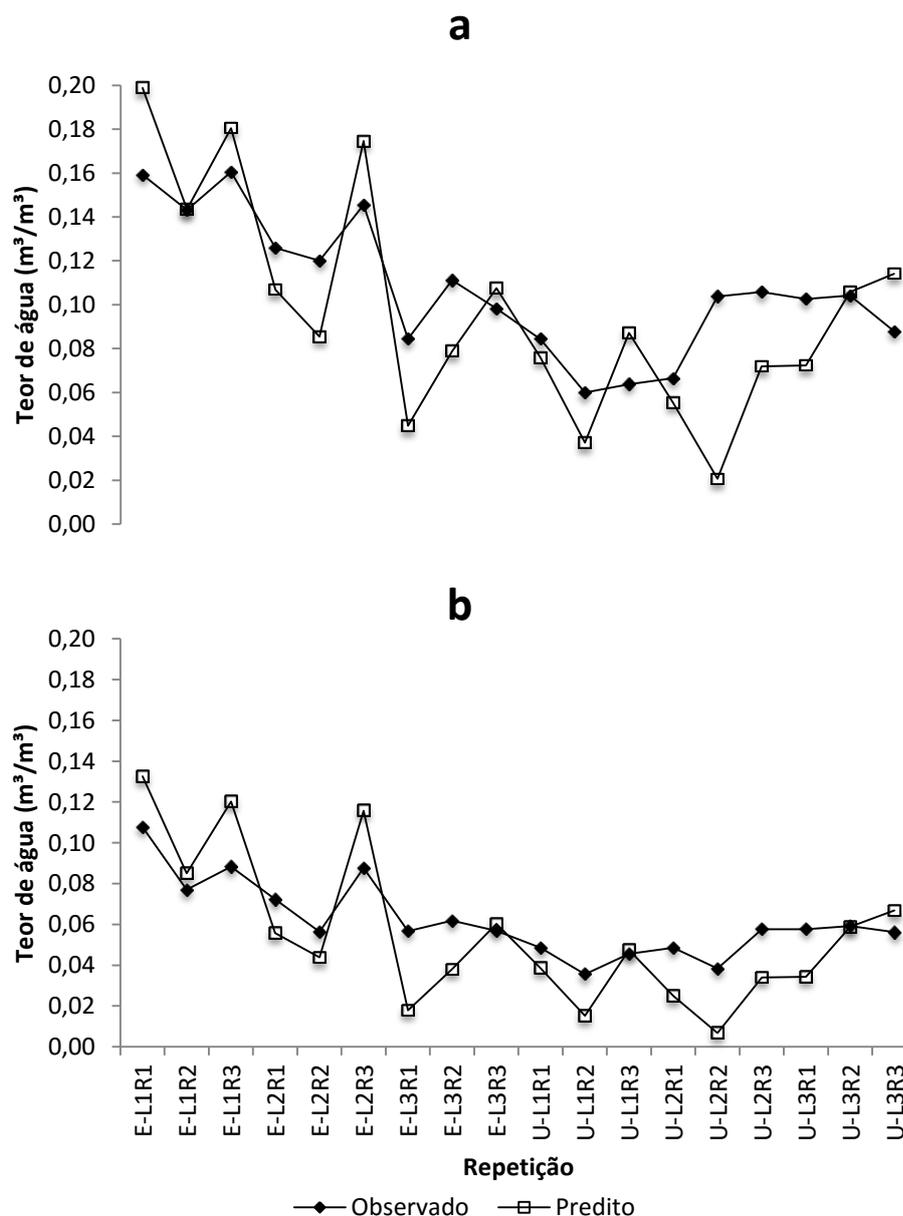


Figura 43 - Comparação entre a curva de DTA dos dados de laboratório e a predita pela FPT Rosetta 4. A figura “a” considera 1 mca como limite superior e a figura “b” considera 3,3 mca como limite superior. “L” é o local, “R” é a repetição, “E” indica teste feito na EMBRAPA e “U” indica teste feito na UFSJ.

De forma geral, para Latossolos, o ponto definido como correspondente à capacidade de campo (CC) tem sido considerado como estando entre 0,6 mca e 3,3 mca (Beutler et al., 2002; Figueiredo et al., 2008; Nascimento et al., 2010; Pereira et al., 2003).

Segundo Klein et al. (2006), quando o solo se encontra na CC, os macroporos estão livres de água e os microporos cheios, e esse estado corresponde ao teor de água na carga de pressão de 0,6 mca. Porém, estudando o teor de água na CC e no PMP de um Latossolo

Vermelho, estes mesmos autores concluíram que a carga de pressão que melhor descreveu o teor de água desse solo foi 1 mca.

A Tabela 13 mostra o erro relativo médio, entre os pontos limites da DTA preditos e observados. Neste trabalho os maiores erros na obtenção da CC foram encontrados quando esta foi definida como sendo o ponto de 3,3 mca. Em contrapartida, os menores erros foram encontrados com a CC definida sendo o ponto de 1 mca e os valores de DTA obtidos foram maiores, representando um maior teor de água disponível para os vegetais.

Tabela 13 - Erro médio relativo na obtenção dos pontos limites da DTA para cada FPT.

Ponto da curva kPa	Ros.1 %	Ros.2 %	Ros.3 %	Ros.4 %
CC-1	11,24	24,25	23,71	8,42
CC-3,3	19,49	25,77	36,00	12,57
PMP-150	10,61	15,14	32,32	13,05

*CC-1 é a capacidade de campo definida como sendo o teor de água na carga de 1 mca. CC-3,3 é a capacidade de campo definida como sendo o teor de água na carga de 3,3 mca. PMP-150 é o ponto de murcha permanente.

De modo geral, as FPTs Ros.2 e 3 apresentaram erros acima de 20% para a CC, e para o ponto de murcha permanente (PMP), erros acima dos 15%, sendo o maior erro evidenciado na predição da CC-3,3 pela FPT Ros.3. Os menores erros, tanto para a CC quanto para o PMP, foram encontrados na FPT Ros.1, seguida pela FPT Ros.4.

Assim, foi calculado o coeficiente de correlação das FPTs Ros.1 e Ros.4 na obtenção da DTA dos solos, considerando a CC como sendo 1 mca (Tabela 14). Mesmo apresentando erros médios relativos semelhantes como mostrado na Tabela 13, as FPTs Ros.1 e 4 diferiram no valor de “r”. A FPT Ros.4 apresentou valor de “r” positivo e muito superior a Ros.1, que ainda apresentou correlação negativa.

Tabela 14 - Coeficiente de correlação obtidos pelas FPTs Ros.1 e Ros.4 na obtenção da disponibilidade total de água no solo.

FPT	r
Ros.1	-0,231
Ros.4	0,802

Na Tabela 15 estão os valores médios de DTA observados e preditos pela FPT Ros. 4 para cada local, considerando CC a 1 mca. Os valores médios de DTA obtidos são semelhantes aos encontrados por Figueiredo et al. (2008), que avaliaram as relações físico-hídricas de Latossolos sob diferentes formas de manejo.

Tabela 15 - Valores médios de DTA (considerando CC a 1 mca) obtidos em laboratório e pela FPT Ros.4 para cada local estudado.

Local	Obs $m^3 m^{-3}$	Pred $m^3 m^{-3}$
ILPF velha	0,154	0,174
ILPF nova	0,130	0,122
Mata	0,098	0,077
Pastagem natural Local 1	0,069	0,067
Pastagem natural Local 2	0,092	0,049
Pastagem natural Local 3	0,098	0,097

* “obs” corresponde a DTA dos dados de laboratório; “pred” corresponde aos dados preditos pela FPT Ros. 4.

Podemos observar que a área de mata obteve uma DTA média menor do que as áreas de ILPF, mesmo tendo apresentado uma densidade menor que as demais áreas (Tabela 4). Mesmo não tendo determinado o teor de matéria orgânica para essas áreas, supõe-se que esse comportamento pode estar relacionado a este componente dos solos de mata e/ou à menor microporosidade desses solos.

Beutler et al. (2002), estudando a retenção de água em Latossolos, também observaram que as áreas de mata, mesmo apresentando o maior teor de matéria orgânica e a menor densidade do solo, tiveram a menor DTA. Estes resultados permitiram aos autores inferirem que a matéria orgânica melhora a estrutura do solo, mas não a retenção de água, quando ocorrem variações na densidade do solo. Assim, a densidade do solo superior nos solos com ILPF, teve efeito superior ao da matéria orgânica sobre a DTA.

Analisando as curvas de DTA apresentadas, observa-se que para todas as FPTs os maiores valores de DTA foram encontrados nas áreas da EMBRAPA e os menores na UFSJ. Entre os três locais da EMBRAPA e no melhor ajuste (FPT Ros.4), a maior DTA foi obtida na área da ILPF velha, seguida pela área da ILPF nova e a pela área de mata. Essa sequência é semelhante à sequência relativa ao teor de argila desses solos (Tabela 1 e Tabela 2). Os maiores teores de argila foram encontrados na área da ILPF velha, seguida pela mata e a ILPF nova, essas duas últimas com uma pequena diferença entre si. Isto mostra uma relação positiva entre o teor de argila e a DTA desses solos.

Correia et al. (2008), caracterizando a capacidade de retenção e disponibilidade de água em Latossolos e Neossolos de Tabuleiros Costeiros, também verificaram que a variação na DTA para os Latossolos mostrou uma tendência de aumento, tendo uma relação direta com os maiores teores de argila.

Reichert et al. (2009), usando FPTs para estimar a retenção de água em solos do Rio Grande do Sul, observaram aumentos na CC e PMP correlacionados com o aumento do teor de argila dos solos, o que gerou mudanças na DTA. De acordo com os autores, isto se dá porque essa fração do solo favorece a ocorrência de microporos e meniscos que geram forças capilares.

5. CONCLUSÕES

- A metodologia de modelagem inversa proposta não foi capaz de expressar a curva de retenção de água dos solos estudados sob seus respectivos manejos;
- O teor de água determinado no campo, ao final dos testes de infiltração, não foi satisfatoriamente aferido e por isso não serviu como condição de contorno para a modelagem;
- Como condição de contorno para o modelo HYDRUS 2D/3D, o teor de água na carga de pressão de 3,3 mca não serviu como substituto do teor de água no final do teste de infiltração;
- De forma geral, as funções de pedotransferência Ros.1, Ros.2 e Ros.3 subestimaram as curvas de retenção de água dos Latossolos estudados. Entretanto, a Ros.4 apresentou parâmetros estatísticos satisfatórios e representou adequadamente as curvas de retenção para os Latossolos estudados neste trabalho;
- Na determinação da disponibilidade total de água no solo, as FPTs Ros.1, 2 e 3 apresentaram ajustes aos dados de laboratório insatisfatórios. A FPT Ros.4 apresentou o ajuste mais adequado para prever a DTA dos Latossolos estudados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, B. G.; DONAGEMMA, G. K. ; RUIZ, H. A.; BRAIDA, J. A.; VIANA, J. H. M.; REICHERT, J. M. M.; OLIVEIRA, L. B.; CEDDIA, M. B.; WADT, P. S.; FERNANDES, R. B. A.; PASSOS, R. R.; DECHEN, S. C. F.; KLEIN, V. A.; TEIXEIRA, W. G.. Padronização de Métodos para Análise Granulométrica no Brasil. Rio de Janeiro: Embrapa, 2012 (**Comunicado técnico 66**). 11 p. Disponível em: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/96926/1/ComTec-66-Analise-Granulometrica.pdf>>. Acesso em 09 Jan. 2015.

ANDRADE, C. de L. T de; JÚNIOR, J. C. F. B.; COUTO, L. Características Físico-Hídricas e Dinâmica de Água no Solo. In: ALBUQUERQUE, P. E. P. de; DURÃES, F. O. M. **Uso e manejo de irrigação**. Brasília: Embrapa Informação tecnológica, 2008. p.71-143.

ANTONINO, A.C.D.; SOARES, W.A.; SILVA, E.B.; LIMA, J.R.S.; NETTO, A.M.; LIRA, C.A.B.O. Utilização do Método Inverso para a Caracterização Hidrodinâmica de um Neossolo Flúvico. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 9, p.81-87, n.3, 2004. Disponível em: <https://www.abrh.org.br/sgcv3/UserFiles/Sumarios/aa7863d63cbe3b3e14df96b0940c39ce_9f4739f58408bb3182742ff3e113d389.pdf>. Acesso em 09 Mar. 2015.

ASSIS, R. L.; LANÇAS, K. P. Avaliação dos atributos físicos de um Nitossolo Vermelho Distroférico sob sistema de plantio direto, preparo convencional e mata nativa. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. v. 29, p. 515-522, 2005. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v29n4/26100.pdf>>. Acesso em 08 Jan. 2015.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; SOUZA, Z. M.; ANDRIOLI, I.; ROQUE, C. G. Retenção de água em dois tipos de latossolos sob diferentes usos. **R. Bras. Ci. Solo**, 26:829-834, 2002. Disponível em: < www.scielo.br/pdf/rbcs/v26n3/29.pdf>. Acesso em 13 Nov. 2014.

BLACK, C. A. **Soil-Plant Relationships**. 2 ed., Wiley, New York, 1957. 792 p.

BOESTEN, J.J.T.I. From laboratory to field: uses and limitations of pesticide behaviour models for the soil/plant system. **Weed Research**, Oxford, v.40, n.1, p.123-138, 2000.

BRADY, N. C. **The Nature and Properties of Soils**. 8 ed., New York City, New York, 1974. 639 p.

BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2003. 98p.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology papers**, Colorado State University, Fort Collins-Colorado. 1964.

BORGES, E.; ANTONINO, A. C. D.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P.; CARNEIRO, C. J. G. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo não-saturado utilizando-se permeâmetro a disco. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v. 34, n. 11, Nov. 1999.

Disponível em:
<http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S010004X1999001100015&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 21 Jan. 2014.

BOSSARINO, D. Calibração de Modelos Matemáticos de Curva de Retenção de Água no Solo. 2012, 184p. Dissertação (mestrado) - **Universidade Estadual de Campinas**, Faculdade de Engenharia civil, Arquitetura e Urbanismo. Disponível em: <<http://www.bibliotecadigital.unicamp.br/document/?code=000854238>>. Acesso em 15 Set. 2014.

CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agrônomo de Campinas. Campinas, Instituto Agrônomo, 2009. 77 p. (**Boletim técnico, 106**, Edição revista e atualizada). Disponível em <<http://www.iac.sp.gov.br/publicacoes/porassunto/pdf/boletim106.pdf>>. Acesso em: 28 Jan. 2014.

CELIA, M. A.; BOUOUTAS, E. T.; ZARBA, R. L. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. **Water Resource**, Vol. 26, n. 7, 1990. p. 1483-1496. Disponível em: <<http://www.webpages.uidaho.edu/ch/papers/Celia.pdf>>. Acesso em: 31 Jul. 2014.

CENTURION, J. F.; FREDDI, O. S.; ARATANI, R. G.; METZNER, A.F.M; BEUTLER, A.N.; ANDROLI, I. Influência do cultivo de cana-de-açúcar e da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos Vermelhos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, p. 173-179, 2007. Disponível em:<<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v31n2/a02v31n2.pdf>>. Acesso em 08 Jan. 2015.

CORREIA, G. G.; MOURA, R. F de; RODRIGUES, J.J.V.; BARROS, M.F.C.; CORREIA, K.G. Caracterização da capacidade de retenção e disponibilidade de água em solos de tabuleiro costeiro paraibanos. **Revista Caatinga**, v.21, n.3, p.156-162, 2008. Disponível em: <<http://www.redeacqua.com.br/wp-content/uploads/2012/02/103-2034-1-PB-1.pdf>>. Acesso em 02 Fev. 2015.

COSTA, W. A.; OLIVEIRA, C. A. S.; KATO, E. Modelos de Ajuste e Métodos para a Determinação da Curva de Retenção de Água de um Latossolo-Vermelho-Amarelo. **R. Bras. Ci. Solo**, n. 32, p.515-523, 2008. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-06832008000200006&script=sci_arttext>. Acesso em 14 Nov. 2014.

COUTO, L.; SANS, L. M. A. Características Físico-Hídricas e Disponibilidade de Água no Solo. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2002. 8 p. (**Circular técnica 21**). Disponível em <http://www.cnpms.embrapa.br/publicacoes/publica/2002/circular/Circ_21.pdf>. Acesso em 28 Jan. 2014.

CZYZ, E. A.; DEXTER, A. R. Influence of soil type on the wilting of plants. **Int. Agrophys**, n 27, p. 385-390, 2013. Disponível em: <agro.icm.edu.pl/.../05_paper_Czyz_27_4_.pdf>. Acesso em 13 Nov. 2014.

DURÃES, F. O. M.; MAGALHÃES, P. C. Transporte de Água no Sistema Solo-planta-atmosfera: movimento de água e solutos nas plantas. In: ALBUQUERQUE, P. E. P. de; DURÃES, F. O. M. **Uso e manejo de irrigação**. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2008. p. 169-223.

FIGUEIREDO, C.C; LOPES, A.A.C.; OLIVEIRA, L.S.; GONÇALVES, G.C.; MARQUES, S.S.; SILVA, R.G.; SOUZA, C.H.E. Relações Físico-Hídricas de um Latossolo sob pastagens e cerrado nativo. **Revista Trópica – Ciências Agrárias e Biológicas**, V. 2, N. 2, p. 50, 2008. Disponível em: <http://www.ccaa.ufma.br/revistatropica/artigos%20_vol%202_%20nr%202/agronomia/relacoes_fisico_agro_art.pdf>. Acesso em 14 Jan. 2015.

FIORIN, T. T. Estimativa da infiltração de água no solo a partir de pedofunções. 2008. 116 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. Disponível em <<http://w3.ufsm.br/ppgcs/disserta%E7%F5es%20e%20teses/teses/Tese%20Tatiana%20Fiorin.pdf>>. Acesso em: 04 Fev. 2014.

GHANBARIAN-ALAVIJEH, B.; LIAGHAT, A.; HUANG Guan-Hua; VAN GENUCHTEN, M. Th. Estimation of the van Genuchten Soil Water Retention Properties from Soil Textural Data. **Pedosphere**, Soil Science Society of China, 20(4): p. 456-465, 2010. Disponível em: <http://www.pc-progress.com/Documents/RVGenugten/2010_Ghanbarian_Water_retention_PS.pdf>. Acesso em 15 Nov. 2014.

GOMIDE, R. L.; MAENO, P. Requerimento de Água pelas Culturas. In: ALBUQUERQUE, P. E. P. de; DURÃES, F. O. M. **Uso e manejo de irrigação**. Brasília: Embrapa Informação tecnológica, 2008. p. 225-252.

GONÇALVES, M. C.; RAMOS, T. B.; ŠIMUNEK, J.; NEVES, M. J.; MARTINS, J. C.; PIRES, F. P.; LEITÃO, P. Modelação da dinâmica da água e dos sais num Aluviossolo regado com águas de diferente qualidade: ensaio de validação do modelo HYDRUS-1D com observações em monólitos. **Rev. de Ciências Agrárias**, Lisboa, v. 30, n. 2, jul. 2007. Disponível em: <http://www.scielo.gpeari.mctes.pt/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0871-018X2007000200003&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em: 20 Jan. 2014.

GREEN, W.H.; AMPT, A. Studies on soil physics: the flow of air and water through soils. **Journal Agric. Sci.**, p. 1 - 4, 1911.

HORTON, R.E. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, p. 399 - 417, 1940.

IWATA, S.; TABUCHI, T.; WARKETIN, B.P. **Soil–Water Interactions: Mechanisms and Applications**, Marcel Dekker, New York, 1995.

KLUTE, A. Laboratory Measurement of Hydraulic Conductivity of Saturated Soil. In: BLACK, C. A.; EVANS, D. D.; WHITE, J. L.; ENSMINGER, L. E.; CLARK, F. E. **Methods of Soli Analysis: Parte 1 - Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of**

Measurement and Sampling. Madison, American Society of Agronomy, n. 9, 1965. p. 210 - 220.

KNIGHT, J.H. Infiltration functions from exact and approximate solutions of Richards equation. In: **Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration**, Chicago, p. 24 - 33, 1983.

KÖHNE, J. M.; JÚNIOR, J. A.; KÖHNE, S.; TIEMEYER, B.; LENNARTZ, B.; KRUSE, J. Double-ring and tension infiltrometer measurements of hydraulic conductivity and mobile soil regions. **Pesqui. Agropecu. Trop.**, Goiânia, v. 41, n. 3, Set. 2011. Disponível em <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1983-40632011000300003&lng=en&nrm=iso>. Acesso em 09 Fev. 2015.

KOSTIAKOV, A.N. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. Trans. 6 Commun. **Int. Soil Sci. Soc. Russ.**, p. 17 - 21, 1932.

KRAUSE, P.; BOYLE, D.P.; BASE, F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. **Advances in geosciences**. v.5, p. 89-97. 2005.

KUNZE, R.J.; NIELSEN, D.R. Finite-difference solutions of the infiltration equation. **Soil Sci.**, p. 81 - 89, 1982.

LEGATES, D. R.; MCCABE JR., G. J. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, Vol. 35, n. 1, p. 233-241, 1999. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/1998WR900018/pdf>>. Acesso em 08 Dez. 2014.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Ed. 2, São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo, 2012. 346 p.

LU, N.; LIKOS, W. J. **Unsaturated soil mechanics**. Ed. John Wiley & Sons, Inc., 2004. 584 p. Disponível em: <<http://www.docstoc.com/docs/26376955/Unsaturated-Soil-Mechanics>>. Acesso em 12 Set. 2014.

MALAYA, C.; SREEDEEP, S. A Study on Wetting Soil-Water Characteristic Curve of a Sandy Soil. **Indian Geotechnical Conference**. Department of Civil Engineering, IIT, Guwahati, 2010. Disponível em: <https://www.academia.edu/1840465/6._A_Study_on_Wetting_Soil-Water_Characteristic_Curve_of_a_Sandy_Soil>. Acesso em 13 Out. 2014.

MARQUES, J. D. de O.; TEIXEIRA, W. G.; REIS, A. M.; JÚNIOR, O. F. C.; MARTINS, G. C. Avaliação da condutividade hidráulica do solo saturado utilizando dois métodos de laboratório numa topossequência com diferentes coberturas vegetais no Baixo Amazonas. **Acta Amaz.**, Manaus, v. 38, n. 2, 2008. Disponível em <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0044-59672008000200002&lng=en&nrm=iso>. Acesso em 30 Jan. 2014.

MATULA, S.; MOJROVÁ, M.; SPONGROVÁ, K. Estimation of soil water retention curve (SWRC) using Pedotransfer Functions (PTFs). **Soil & Water Res.**, p. 113–122, 2007. Disponível em: < <http://www.agriculturejournals.cz/publicFiles/00522.pdf>>. Acesso em 02 Dez. 2014.

MBONIMPA, M.; BÉDARD, C.; AUBERTIN, M.; BUSSIÈRE, B. A model to predict the unsaturated hydraulic conductivity from basic soil properties. In: **57° Conferência geotécnica canadense e 5ª conferência conjunta cgs-iah**, Quebec City, Quebec, Canadá, 2004. Sessão 3A, p. 16. Disponível em <<http://www.enviro-geremi.polymtl.ca/pdf/articles/H21.315.pdf>>. Acesso em: 30 Jan. 2014.

MCBRATNEY, A. B.; MINASNY, B.; CATLLE, S. R.; VERVOORT, R. W. From pedotransfer functions to soil inference systems. **Geoderma** v. 109, p. 41-73, 2002. Disponível em: <https://www.academia.edu/1196619/Predicting_soil_properties_using_pedotransfer_functions_and_environmental_correlation>. Acesso em 17 Nov. 2014.

MEIN, R.G.; LARSON, C.L. Modeling infiltration during a steady rain. **Water Resour. Res.**, p. 384 - 394, 1973.

MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B.; BRISTOW, K. L. Comparison of different approaches to development of pedotransfer functions for water-retention curves. **Geoderma**, p. 225-253. 1999. Disponível em: < https://www.academia.edu/946656/Comparison_of_different_approaches_to_the_development_of_pedotransfer_functions_for_water-retention_curves>. Acesso em 02 Dez. 2014.

MONTEIRO, A. L. N.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G.; SANTOS, F. X. Avaliação de lavagem parcial de sais em neossolo flúvico irrigado, utilizando modelagem computacional. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.29, n.2, p.207-220, 2009. Disponível em < <http://www.scielo.br/pdf/eagri/v29n2/04.pdf>>. Acesso em: 23 Jan. 2014.

MORAIS, F. Infiltração - uma variável geomorfológica. **Caderno de Geografia**, v. 22, n. 38, 2012. Disponível em < <http://periodicos.pucminas.br/index.php/geografia/article/view/3753>>. Acesso em: 04 Fev. 2014.

MUALEM, Y. A New Model Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. **Water Resource Res.** p. 513 - 522. 1976.

NAIME, J. de M. Um novo método para estudos dinâmicos, *in situ*, da infiltração da água na região não saturada do solo. 2001. 140 p. (Doutorado) Escola de Engenharia de São Carlos Universidade de São Paulo, São Carlos. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18139/tde-13092001-091113/pt-br.php>>. Acesso em 16 Ago. 2014.

NASCIMENTO, G. B.; ANJOS, L.H.C.; PEREIRA, M.G.; FONTANA, A.; SANTOS, H. G. Funções de pedotransferência do conteúdo de água em Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos. **Revista brasileira de ciências agrárias**, v.5, n.4, 2010. Disponível em:

<http://www.agraria.pro.br/sistema/index.php?journal=agraria&page=article&op=view&path%5B%5D=agraria_v5i4a551&path%5B%5D=822>. Acesso em 13 Jan. 2015.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles, **Journal of Hydrology**, v.10, 282–290, 1970. Disponível em: <[ftp://www.lwr.kth.se/Common/UllaM/For_Imran/\[1970\]%20river%20flow%20forecasting%20through%20conceptual%20models%20part%20i%20-%20a%20discuss%20of%20principles.pdf](ftp://www.lwr.kth.se/Common/UllaM/For_Imran/[1970]%20river%20flow%20forecasting%20through%20conceptual%20models%20part%20i%20-%20a%20discuss%20of%20principles.pdf)>. Acesso em 06 Dez. 2014.

NEWMAN, S.P. Wetting front pressure head in the infiltration model of Green-Ampt. **Water Resour. Res.**, p. 564 - 566, 1976.

NOBORIO, K.; MCLNNES, K.J.; HEILMAN, J.L. Measurements of cumulative infiltration and wetting front location by time domain reflectometry. **Soil Sci.**, p. 480 - 483, 1996.

OLIVEIRA, G. C.; DIAS JUNIOR, M. S.; RESCK D. V. S.; CURI, N. Caracterização química e físico-hídrica de um latossolo vermelho após vinte anos de manejo e cultivo do solo. Ver. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, v. 28, 327-336, 2004. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v28n2/20215.pdf>>. Acesso em 13 Nov. 2014.

PORTELA, J. C.; COGO, N. P.; BAGATINI, T.; CHAGAS, J. P.; PORTZ, G. Restauração da estrutura do solo por sequências culturais implantadas em semeadura direta, e sua relação com a erosão hídrica em distintas condições físicas de superfície. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v. 34, n. 4, 2010. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_pdf&pid=S0100-06832010000400032&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>. Acesso em 29 Jan. 2014.

PANACHUKI, E. Infiltração de água no solo e erosão hídrica, sob chuva simulada, em sistema de integração agricultura-pecuária. 2003. 67 p. (Doutorado) Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Dourados. Disponível em <<http://www.ufrj.br/institutos/it/deng/daniel/Downloads/Material/Teses%20Orientadas/Tese%20Infiltracao%20de%20agua%20no%20solo.pdf>>. Acesso em 01 Dez. 2013.

PANOSO, L. A.; RAMOS, D. P.; BRANDÃO, M. Solos do Campo Experimental da Embrapa Milho e Sorgo: suas características e classificação no novo sistema brasileiro. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 5. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. Disponível em: <http://www.cnps.embrapa.br/publicacoes/pdfs/bpd05_2002_milho_sorgo.pdf>. Acesso em 12 Jul. 2014.

PARLANGE, J.-Y. Theory of water movement in soils: 1. One-dimensional absorption. **Soil Sci.**, p. 134 - 137, 1971.

PARLANGE, J. Y.; LISLE, I.; BRADDOCK, R.D.; SMITH, R.E. The three parameter infiltration equation. **Soil Sci.**, p. 337 - 341, 1982.

PHILIP, J.R. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. **Soil Sci.**, p. 435 - 448, 1957.

PRUSKI, F. F., SILVA, D.D., SANTOS, W.L., RODRIGUES, L.N., ANTUNES, V. L. Engenharia na Agricultura. **Série Caderno Didático: Infiltração da água no solo**. Associação dos Engenheiros Agrícolas de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, 1997.

RAATS, P.A.C. Steady infiltration from line sources and furrows. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, p. 709 - 714, 1970.

RADCLIFFE, D. E.; ŠIMUNEK, J. Soil Physics with HYDRUS: Modeling and Applications. CRC Press, 2010. 373p.

RAMOS, T. B.; GONÇALVES, M. C.; MARTINS, J. C.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; PIRES, F. P. Estimation of Soil Hydraulic Properties from Numerical Inversion of Tension Disk Infiltrometer Data. **Vadose Zone Journal**, n. 5, p.684–696, 2006.

RAMOS, T.B.; GONÇALVES, M. C.; JACINTO, G.; MARTINS, J. C.; PIRES, F. P. Avaliação das propriedades hidráulicas do solo por modelação inversa através dos dados obtidos pelo infiltrómetro de tensão e por métodos laboratoriais. **Revista de Ciências Agrárias**, v.32 n.1 Lisboa, 2009. Disponível em: <http://www.scielo.oces.mctes.pt/scielo.php?pid=S0871-018X2009000100034&script=sci_arttext>. Acesso em 3 de Set. 2014.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. 1ed. Barueri, SP: Manole, 2004, 478p.

REICHERT, J.M.; ALBUQUERQUE, J.A.; KAISER, D.R.; REINERT, D.J.; URACH, F.L.; CARLESSO, R. Estimation of water retention and availability in soils of Rio Grande do Sul. *Revista. Bras. Ci. Solo*, v. 33, p.1547-1560, 2009. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v33n6/a04v33n6.pdf>>. Acesso em 15 Jan. 2015.

RODRIGUES, L. N.; PRUSKI, F. F.; Silva, E. M. da. Metodologia para estimativa da intensidade de precipitação máxima admissível em pivô-central com base nas características do equipamento e do solo. **Embrapa cerrados**. Planaltina, ed. 1. P. 53, 2003. Disponível em: <www.cpac.embrapa.br/download/312/t>. Acesso em 17 de Out. 2014.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M, Th. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. **Soil Science Society of America**, v. 62, n.4, p. 847-855, 1998.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M, Th. ROSSETA: A Computer Program for Estimating Soil Hydraulic Parameters with Hierarchical Pedotransfer Function. **Jornal of Hydrology**, p. 1p. 163-176, 2001. Disponível em:<http://www.researchgate.net/publication/222687859_Rosetta_a_computer_program_for_estimating_soil_hydraulic_parameters_with_hierarchical_pedotransfer_functions/links/0fcfd508c364024244000000>. Acesso em 16 Nov. 2014.

SCORZA JÚNIOR, R. P. Modelagem matemática e simulação de sistemas: uma importante ferramenta na pesquisa agropecuária. In: ROSCOE, R.; MERCANTE, F.M.; SALTON, J.C. **Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2006. p.63-74. Disponível em <<http://www.cpa0.embrapa.br/publicacoes/online/zip/LV20066.pdf>>. Acesso em: 23 Jan. 2014.

SCORZA JUNIOR, R. P.; SILVA, J. P. da; RIGITANO, R. L. de O. Simulation of moisture profiles in a Latossol in Dourados region, in the State of Mato Grosso do Sul, Brazil. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 30, n. 1, Feb. 2010. Disponível em <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-69162010000100003&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 22 Jan. 2014.

SERRANO, S.E. Explicit solution to Green and Ampt infiltration equation. **J. Hydrol. Eng.**, p. 336 - 340, 2001.

ŠIMUNEK, J.; ANGULO-JARAMILHO, R.; SCHAAP, M.G.; VANDERVAERE, J.; VAN GENUCHTEN, M. T. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. **Geoderma**, 86(1-2), 61-81, 1998. Disponível em: <http://www.pc-progress.com/Documents/Jirka/Geoderma_Crust.pdf>. Acesso em 10 Jun. 2014.

ŠIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. **Water resources research**, Vol. 32, n. 9, p. 2683 - 2696, Sep. 1996. Disponível em: <http://www.pc-progress.com/Documents/Jirka/Disk_WRR96.pdf>. Acesso em: 14 Out. 2014.

ŠIMUNEK, J.; T. VOGEL, e VAN GENUCHTEN, M. T. SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. V.1.1. Research Report 132. **Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos**, Riverside, CA. 1994. Disponível em: <http://www.pc-progress.com/Documents/programs/SWMS_2D.pdf>. Acesso em 18 Out. 2014.

ŠIMUNEK, J.; T. e VAN GENUCHTEN, M. T. The DISC Computer Software for Analyzing Tension Disc Infiltration Data by Parameter Estimation. V. 1.0, **Research Report** N. 145, Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos, Riverside, California. 2000. Disponível em: <<http://www.pc-progress.com/Documents/Programs/disc.pdf>>. Acesso em 18 Dez. 2014.

ŠIMUNEK, J.; WENDROTH, O.; VAN GENUCHTEN, M. T. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. **Water resources research**, vol. 35, n. 10, p. 2965 - 2979, Oct. 1999a. Disponível em: <http://www.researchgate.net/publication/228846828_Estimating_unsaturated_soil_hydraulic_properties_from_laboratory_tension_disc_infiltration_experiments/file/32bfe50d0eb1d61d13.pdf>. Acesso em: 20 Mar. 2014.

ŠIMUNEK, J.; ŠEJNA, M.; e VAN GENUCHTEN, M. T. The HYDRUS-2D Software Package for Simulating Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, V. 2.0, **Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos**, USDA,

ARS, Riverside, California. 1999b. Disponível em: < http://www.pc-progress.com/downloads/pgm_hydrus2d/hydrus2d.pdf>. Acesso em: 13 Out. 2014.

ŠIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; ŠEJNA, M. Development and Applications of The HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes. **Vadoze Zone Journal**. Vol. 7, N. 2, 2008. Disponível em: <<http://www.pc-progress.com/Documents/Simunek%20et%20al.,%20VZJ%20-%202008,%20Hydrus%20and%20Stanmod%20models.pdf>>. Acesso em 05 Dez. 2014.

ŠIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; e ŠEJNA, M. The HYDRUS Software Package for Simulating the Two-and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media. V. 2.0, **Manual técnico**, PC Progress, Prague, República Tcheca, p. 258, 2012. Disponível em: <http://www.pc-progress.com/Downloads/Pgm_Hydrus3D2/HYDRUS3D%20Technical%20Manual.pdf>. Acesso em 18 Dez. 2014.

SOBOTKOVA, M.; SNEHOTA, M.; DOHNAL, M.; RAY, C. Determination of hydraulic properties of a tropical soil of Hawaii using column experiments and inverse modeling. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 4, Ago. 2011. Disponível em <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832011000400016&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 22 Jan. 2014.

TABATABAEI, S. H.; XU, GM.; NAJAFI, P. Estimation of Soil Physical Properties Using Pedotransfer Function in The Bank of Yangtze River of China. **12^a International Water Technology Conference**, IWTC12 Alexandria, Egypt. 2008. Disponível em: <<http://iwtc.info/wp-content/uploads/2010/09/ESTIMATION-OF-SOIL-PHYSICAL-PROPERTIES-USING-PEDOTRANSFER-FUNCTIONS-IN-THE-BANK.pdf>>. Acesso em 17 Nov. 2014.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M.G.; ROSSATO, L. Pedotransfer Functions for the Estimation of Soil Water Retention in Brazilian Soils. **Soil Science Society of American Journal**. P. 327 - 338. 2000.

TZIMOPOULOS, C.: A generalized equation describing the infiltration. **Hydrotechnika**, p. 3 - 19, 1991.

VAN GENUCHTEN, M. T. Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 44, n. 3, 1980. P. 892-898.

VAN GENUCHTEN, M. T.; ŠIMUNEK, J. Evaluation of pollutant transport in the unsaturated zone. In: RIJTEMA e ELIAS, V. **Regional approaches to water pollution in the environment**. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, the Netherlands. 1996. p. 139 - 172.

WANG, D. S. R. Y.; VAN GENUCHTEN, M. T. Accuracy of soil hydraulic property estimation using infiltrometers of different disk sizes. In: M. Th. Van Genuchten, F. J. leij e L. Wu, **Proceedings of International Workshop of Characterization and Measurement of**

Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Part 1, University of California, Riverside, p. 563 - 570, 1999.

WU, L.; PAN, L. A generalized solution to infiltration from single-ring infiltrometers by scaling. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, p. 1318 - 1322, 1997.

YOUNG, M.H.; KARAGUNDUZ, A.; ŠIMUNEK, J.; PENNELL, K.D. A modified upward infiltration method for characterizing soil hydraulic properties. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, p. 57 - 64, 2002.

ZHANG, R. Infiltration models for the disk infiltrometer. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, p. 1597 - 1603, 1997.

ANEXOS

ANEXO I

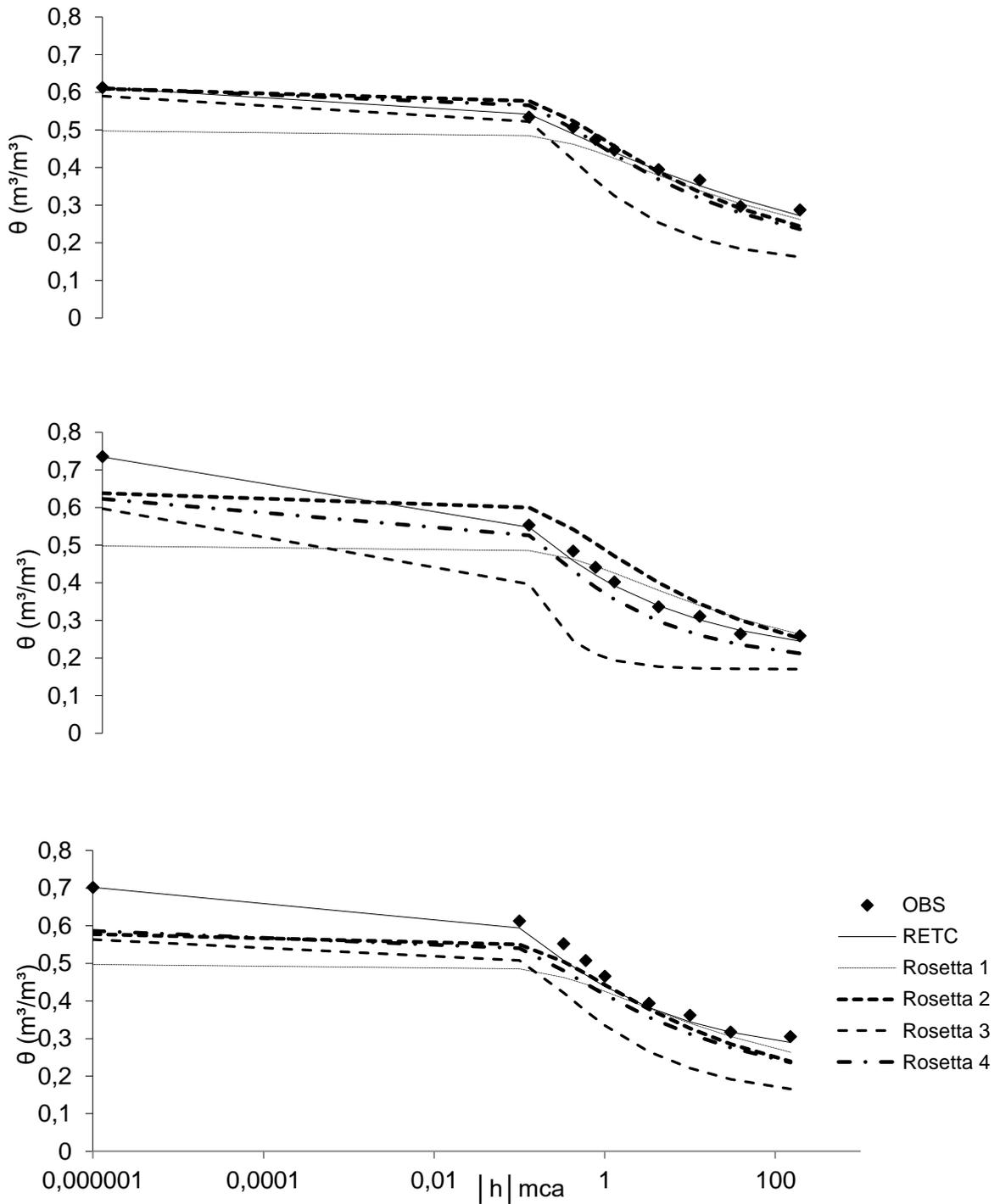


Figura 44 - Curvas de retenção de água ajustadas pelas funções de pedotransferência para o local 1 e repetições 1,2 e 3 da EMBRAPA, respectivamente.

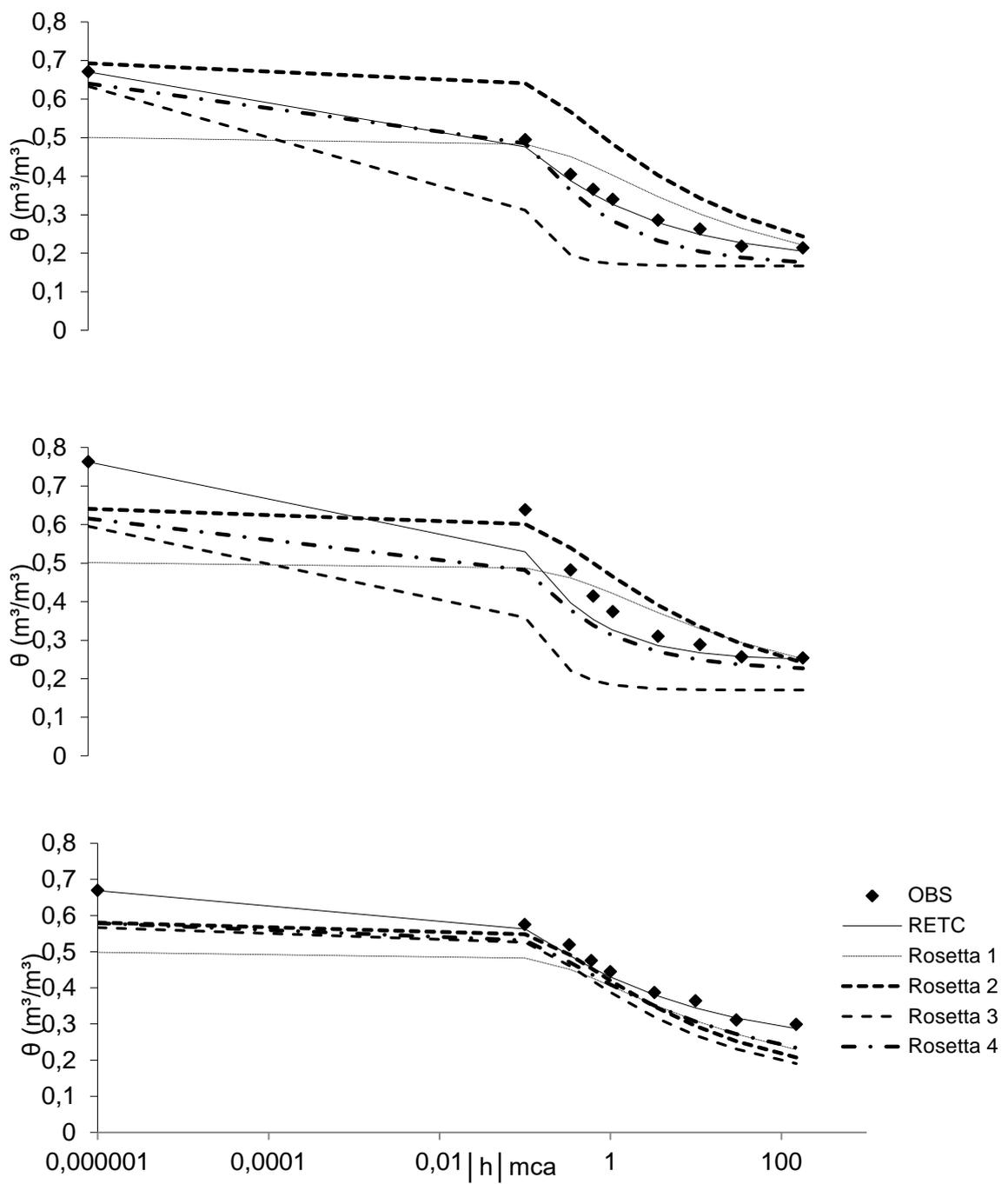


Figura 45 - Curvas de retenção de água ajustadas pelas funções de pedotransferência para o local 2 e repetição 1, 2 e 3 da EMBRAPA, respectivamente.

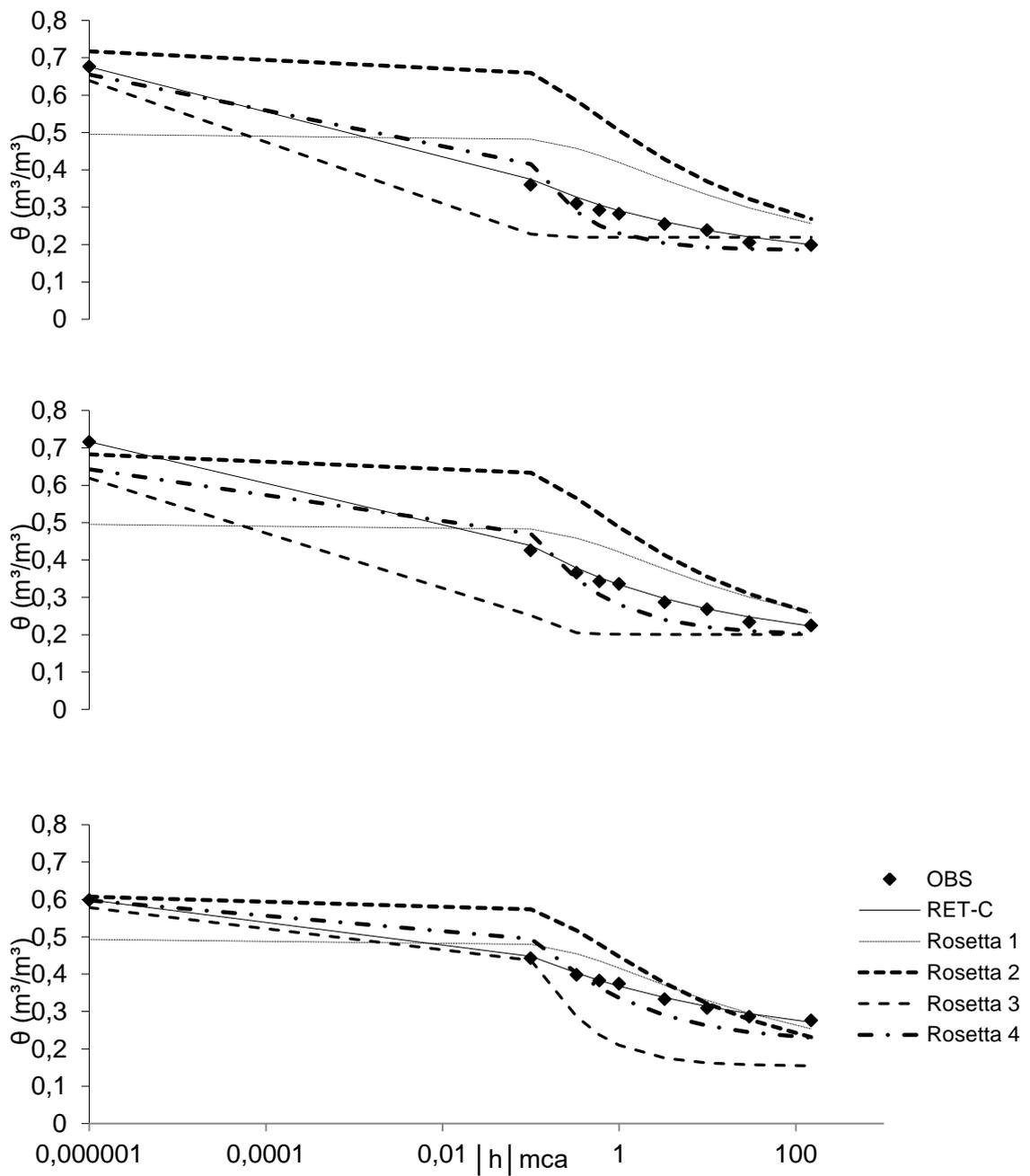


Figura 46 - Curvas de retenção de água ajustadas pelas funções de pedotransferência para o local 3 e repetição 1, 2 e 3 da EMBRAPA, respectivamente.

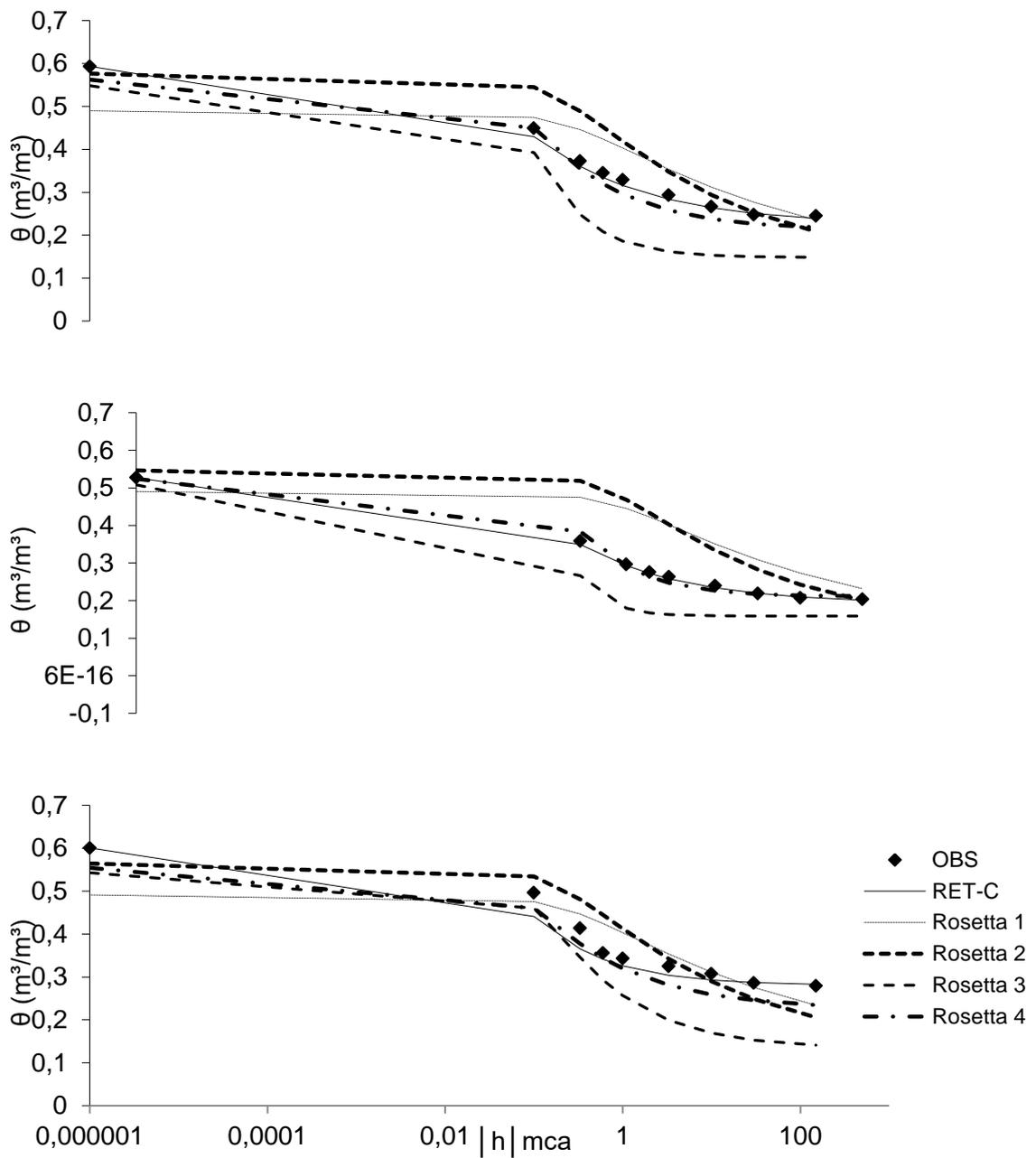


Figura 47 - Curvas de retenção de água ajustadas pelas funções de pedotransferência para o local 1 e repetição 1, 2 e 3 da UFSJ, respectivamente.

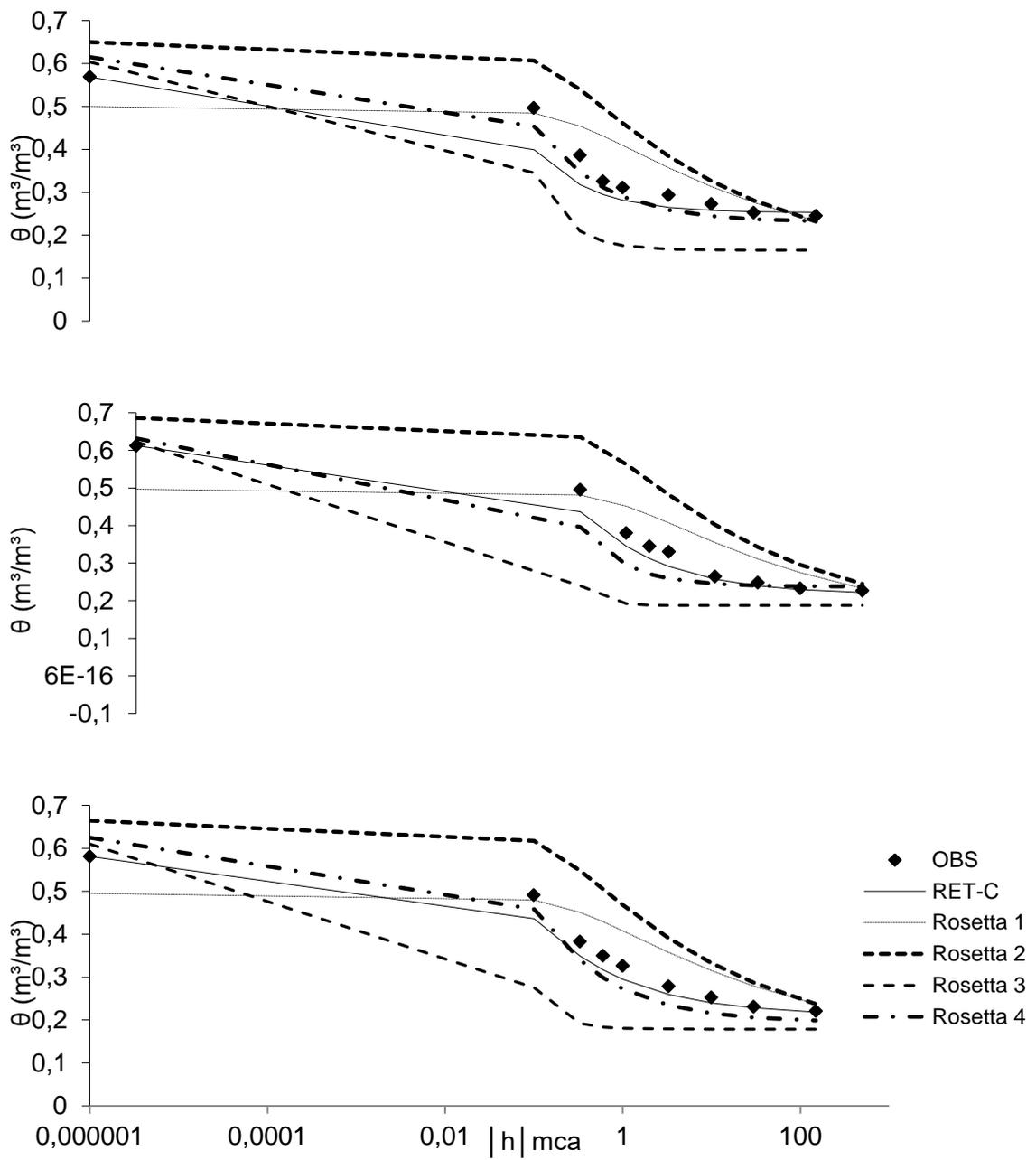


Figura 48 - Curvas de retenção de água ajustadas pelas funções de pedotransferência para o local 2 e repetição 1, 2 e 3 da UFSJ, respectivamente.

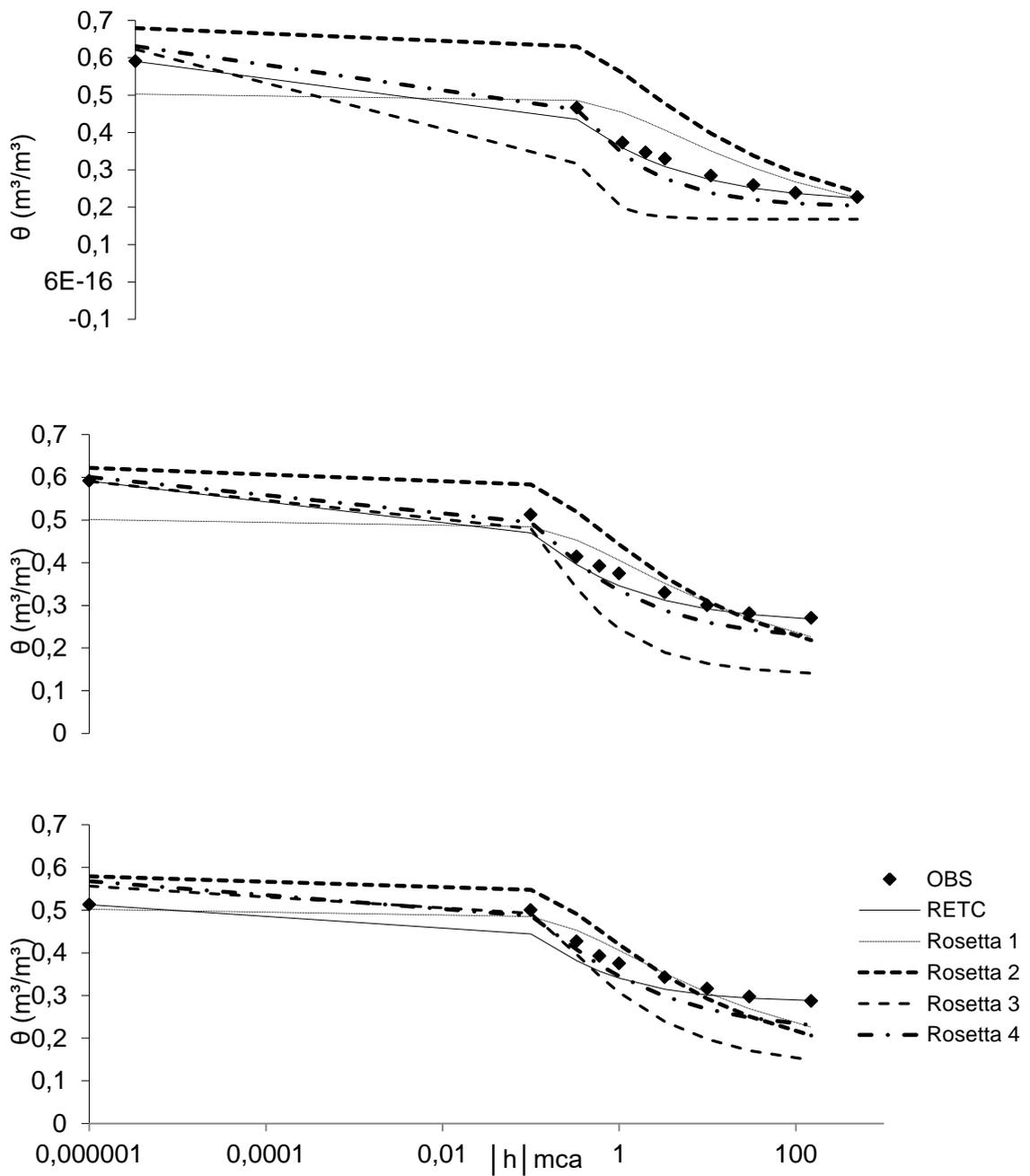


Figura 49 - Curvas de retenção de água ajustadas pelas funções de pedotransferência para o local 3 e repetição 1, 2 e 3 da UFSJ, respectivamente.

ANEXO II

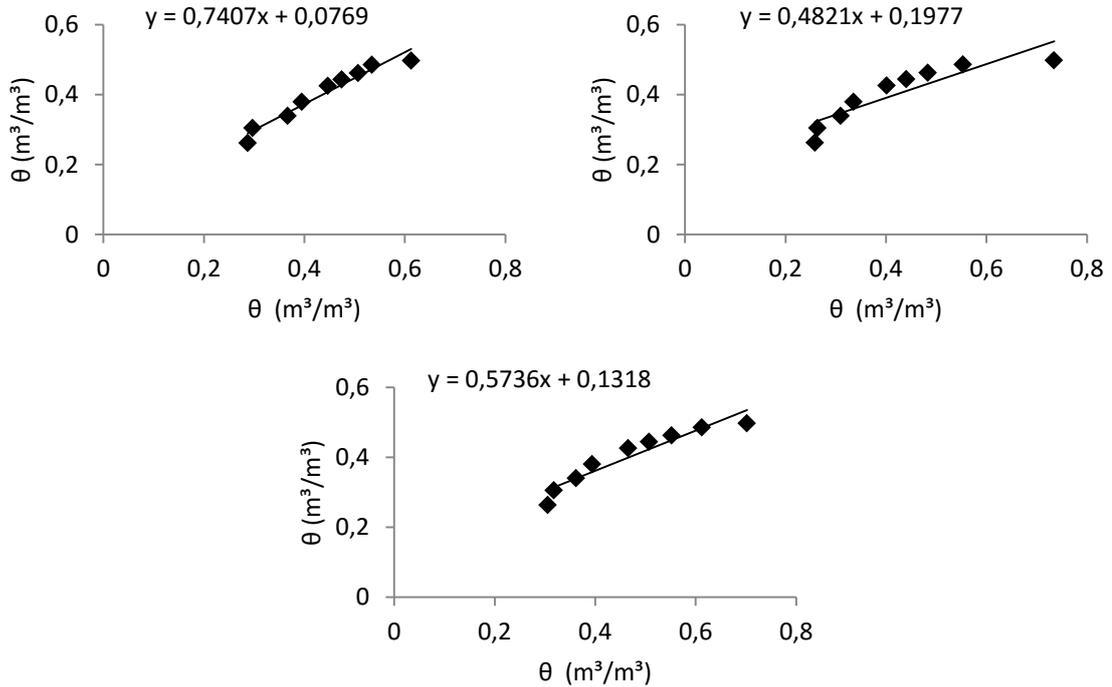


Figura 50 - Retas de regressão da FPT Ros.1 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

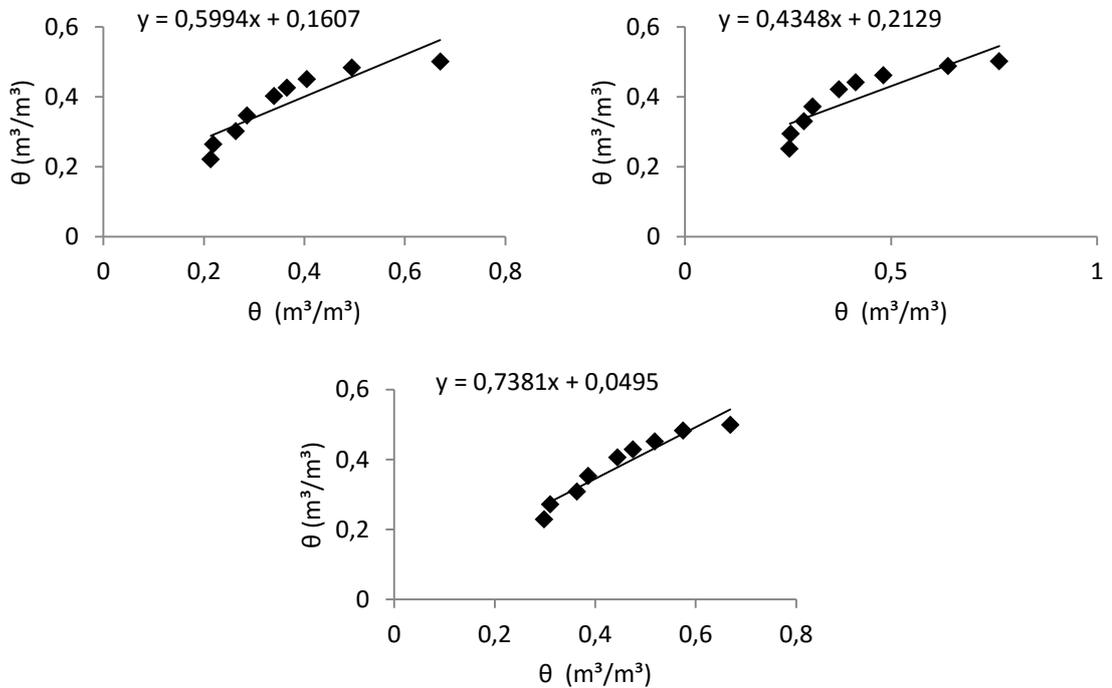


Figura 51 - Retas de regressão da FPT Ros.1 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

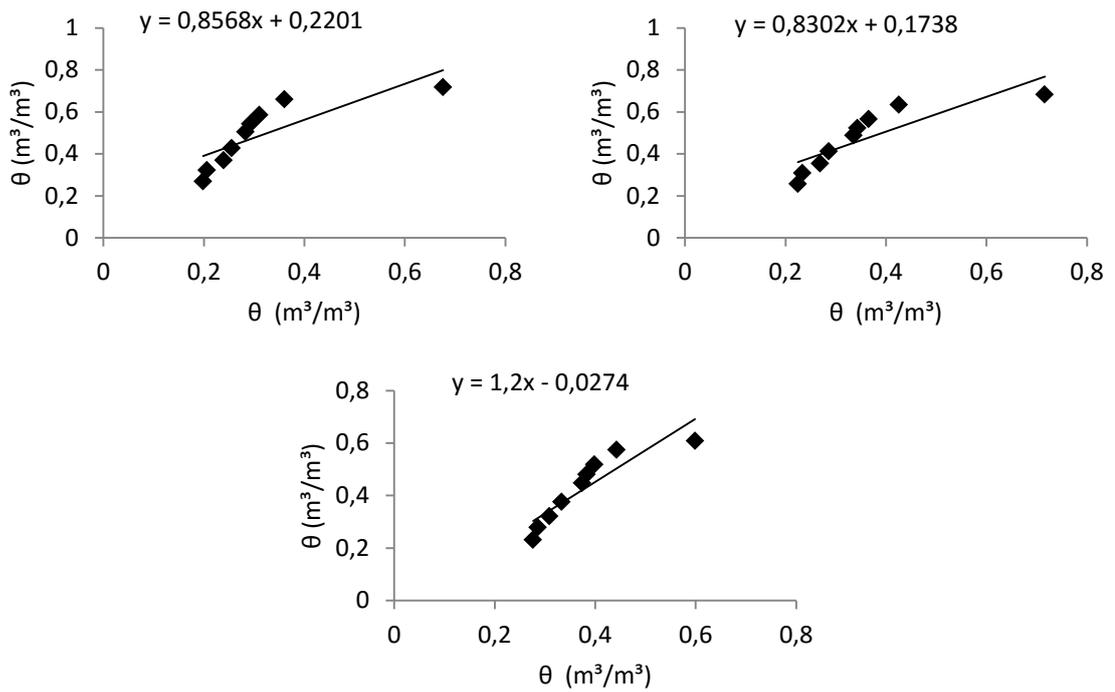


Figura 52 - Retas de regressão da FPT Ros.1 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

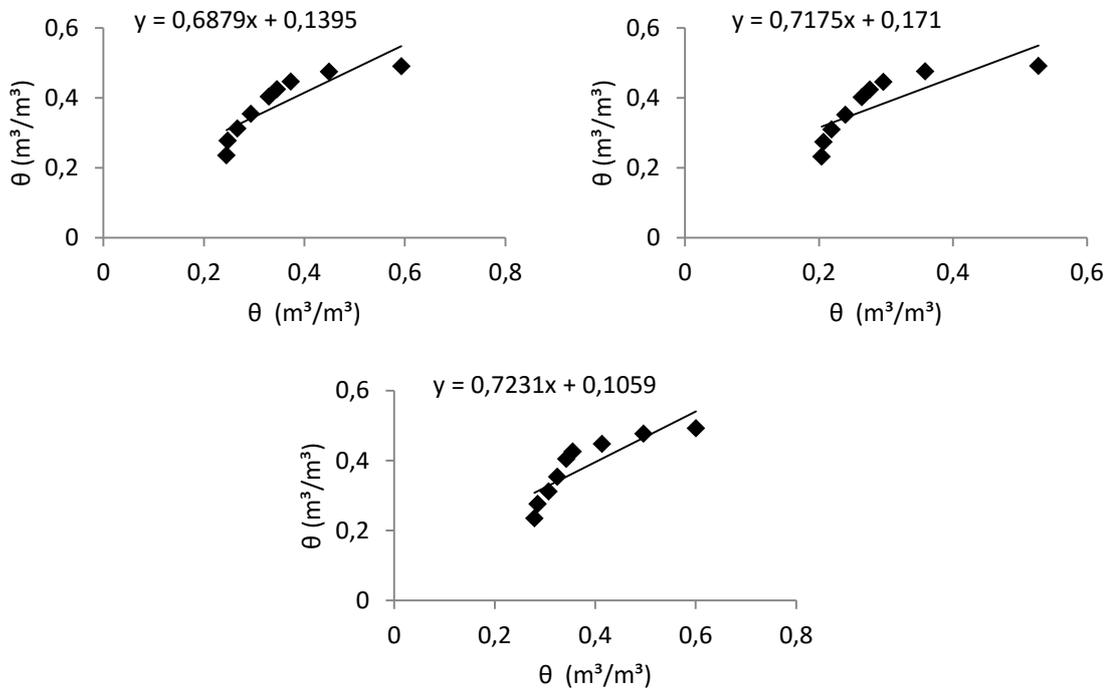


Figura 53 - Retas de regressão da FPT Ros.1 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

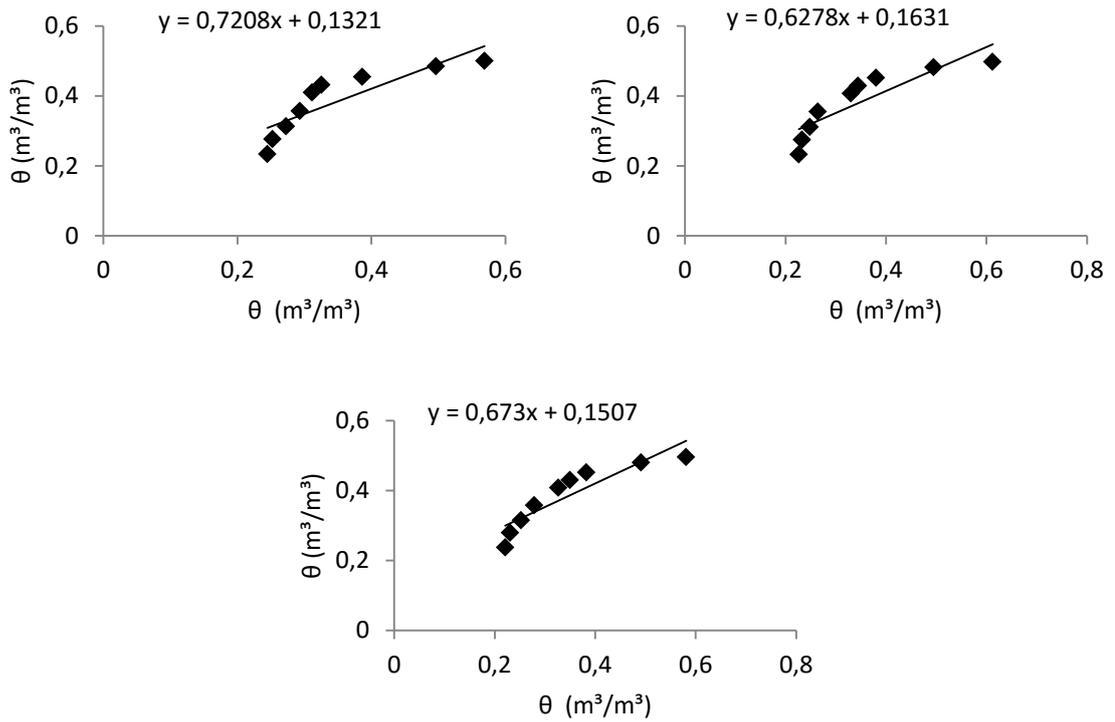


Figura 54 - Retas de regressão da FPT Ros.1 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

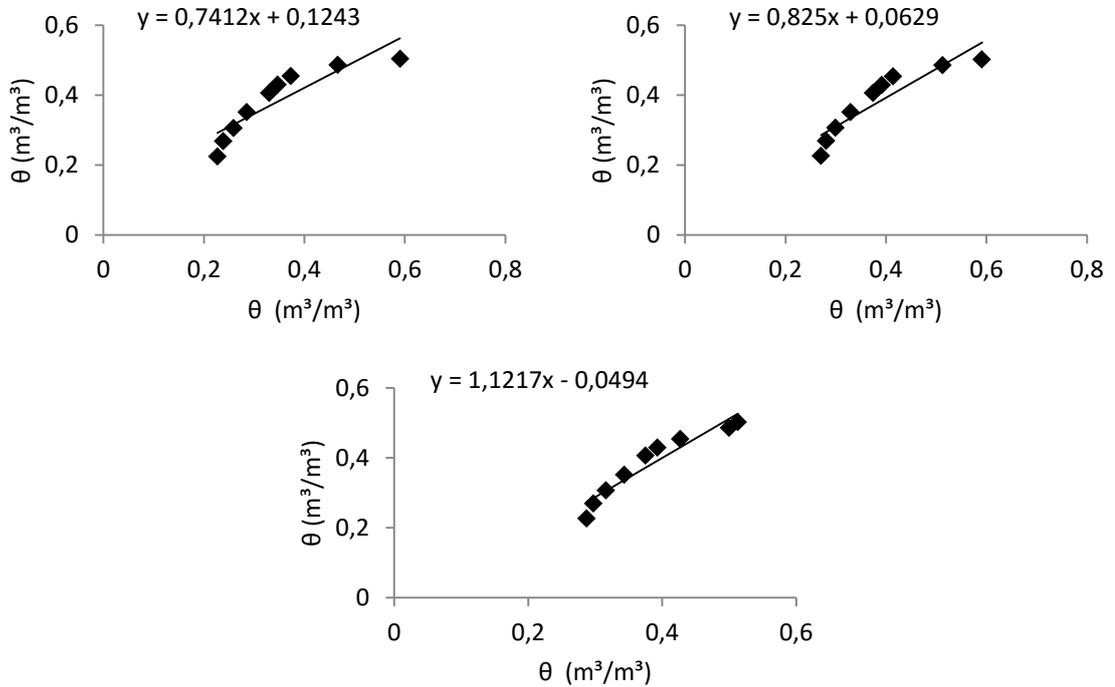


Figura 55 - Retas de regressão da FPT Ros.1 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

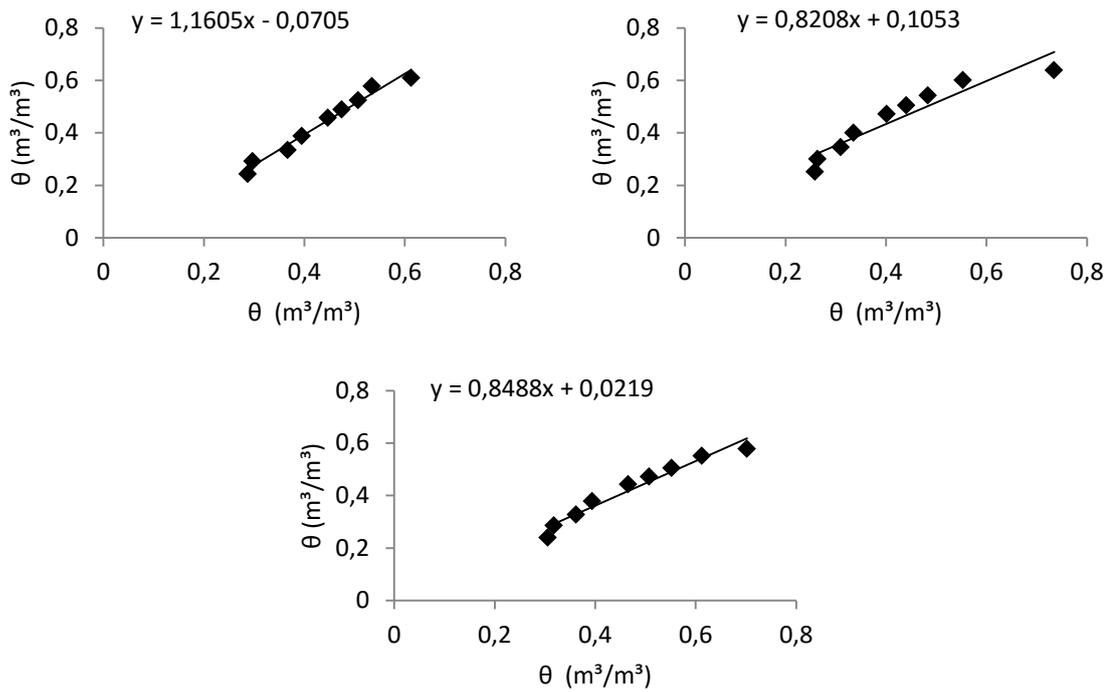


Figura 56 - Retas de regressão da FPT Ros.2 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

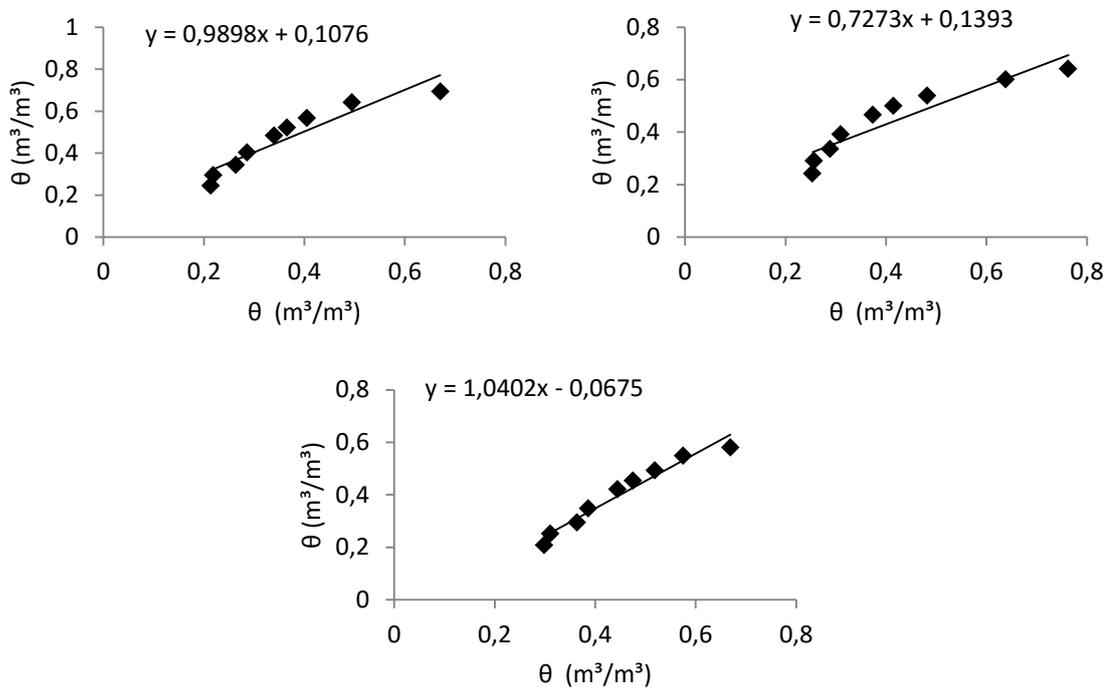


Figura 57 - Retas de regressão da FPT Ros.2 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

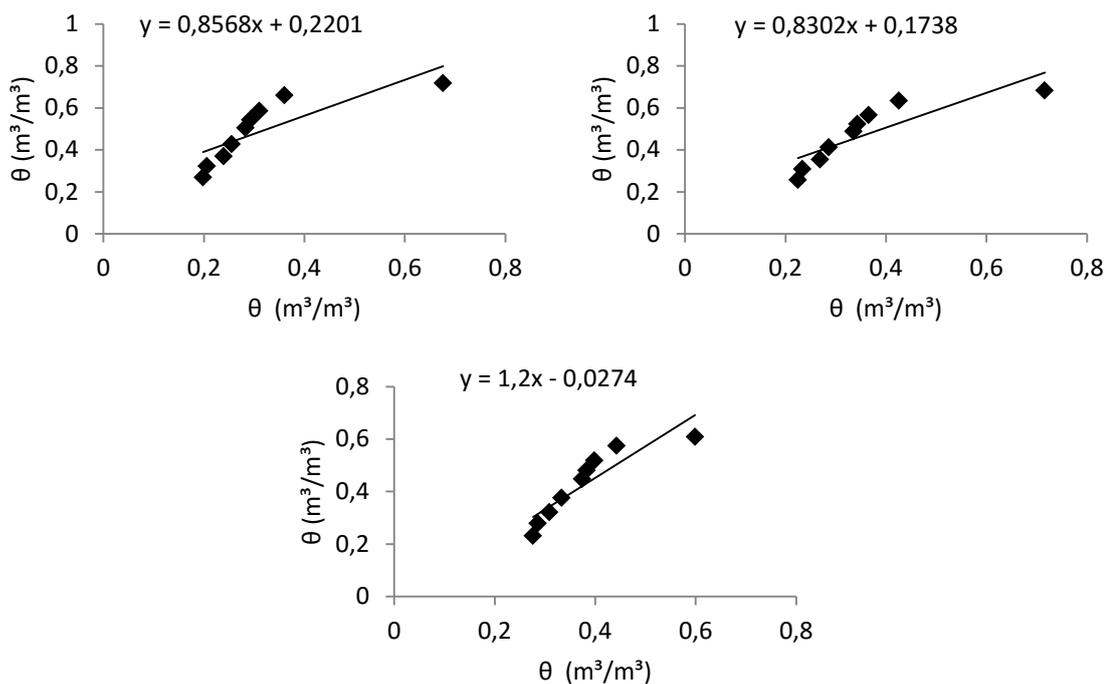


Figura 58 - Retas de regressão da FPT Ros.2 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

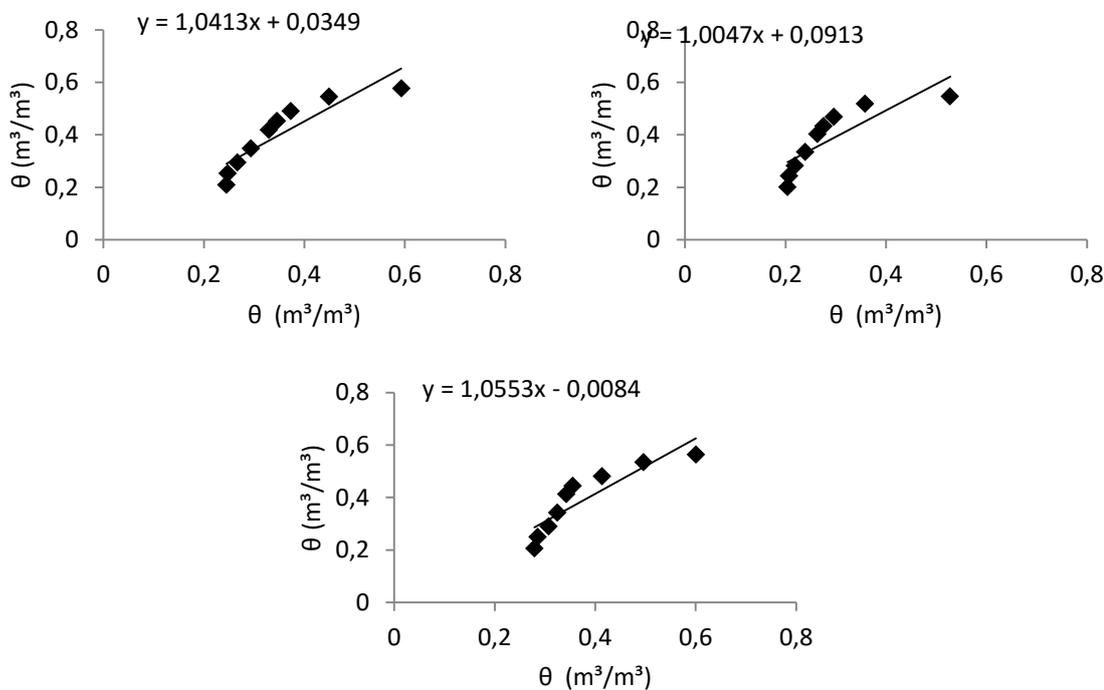


Figura 59 - Retas de regressão da FPT Ros.2 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

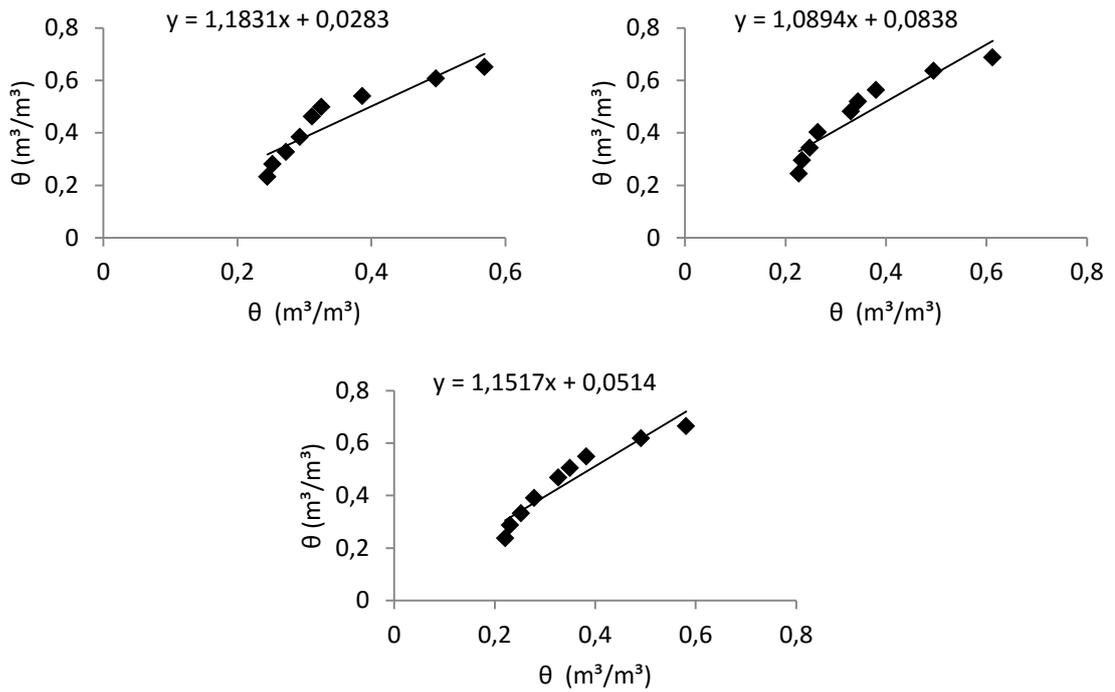


Figura 60 - Retas de regressão da FPT Ros.2 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

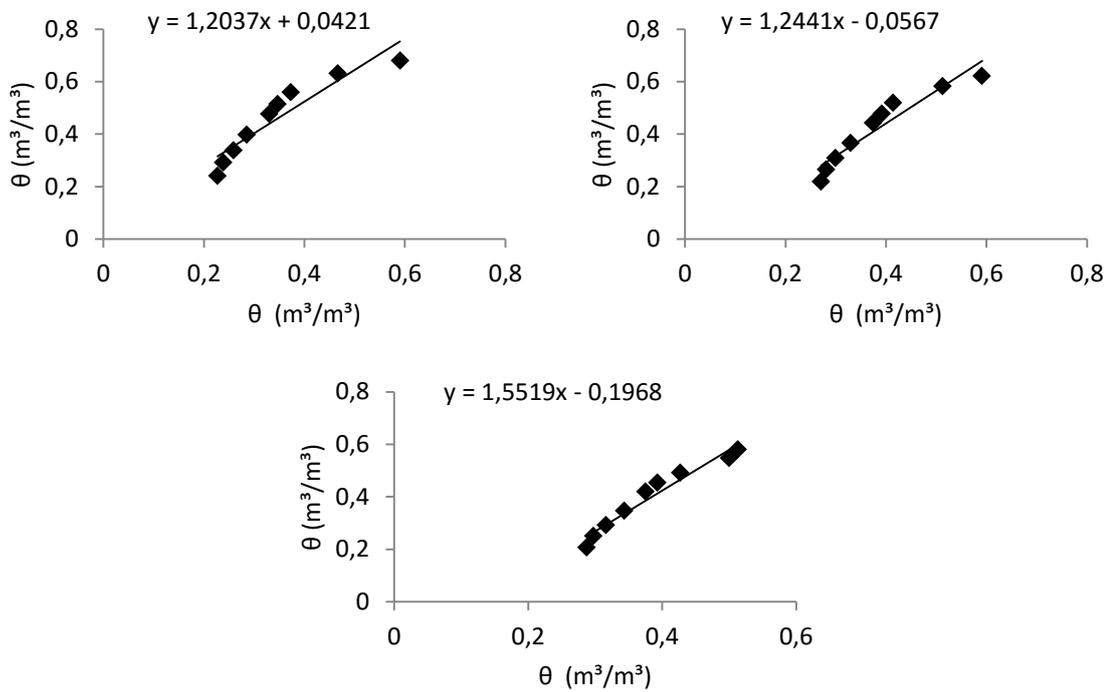


Figura 61 - Retas de regressão da FPT Ros.2 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

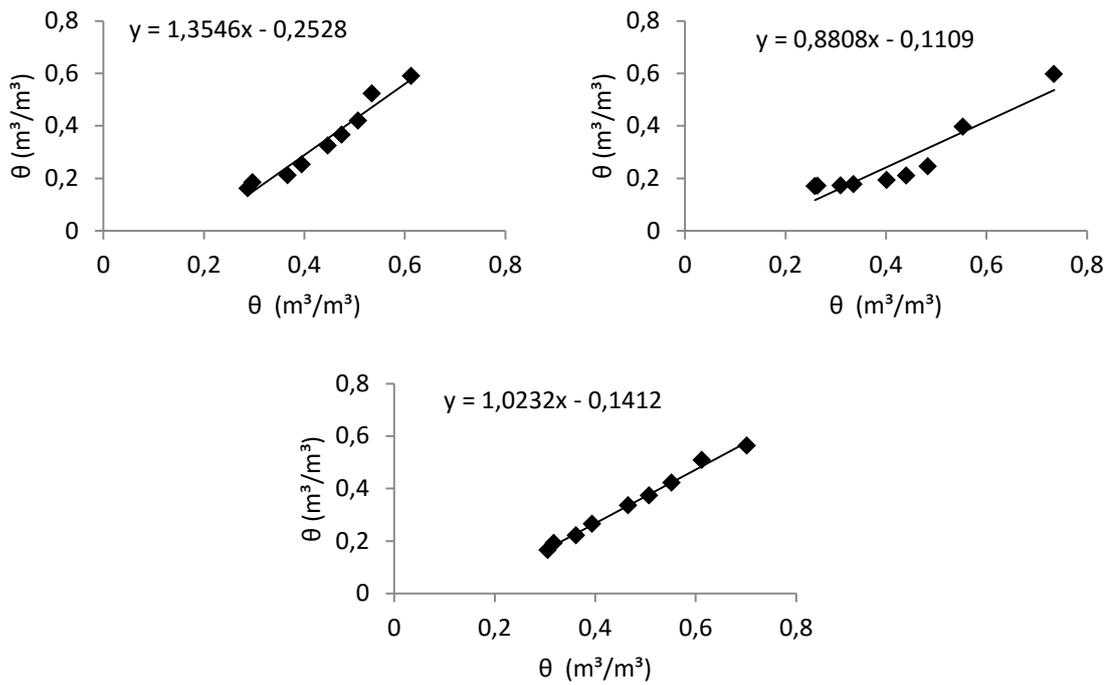


Figura 62 - Retas de regressão da FPT Ros.3 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

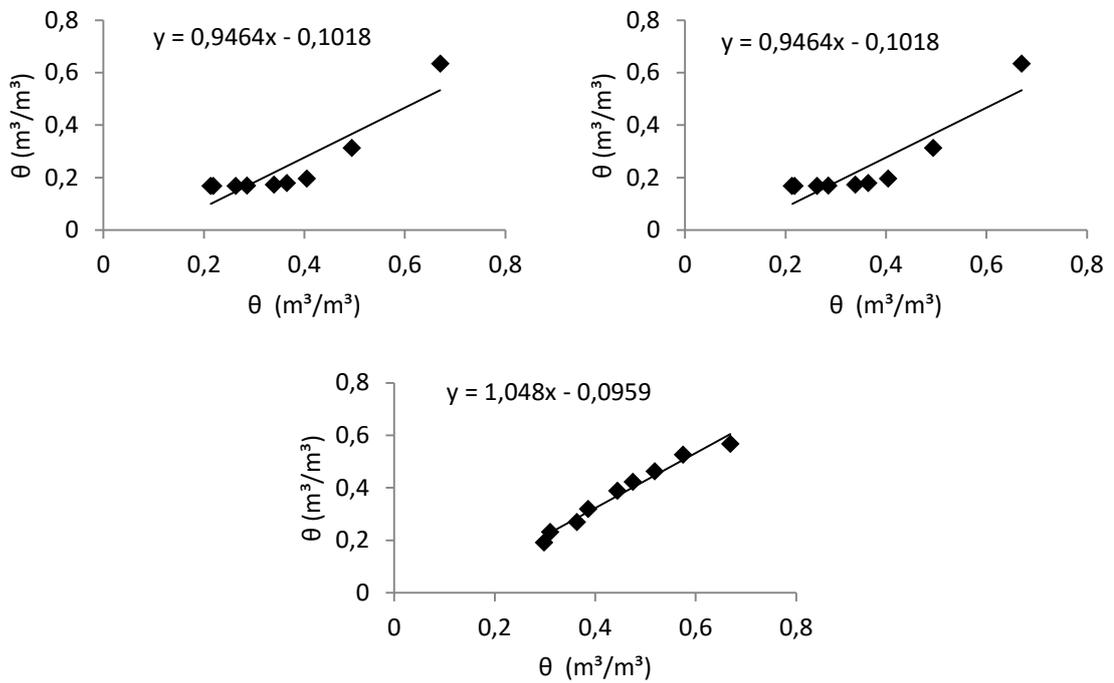


Figura 63 - Retas de regressão da FPT Ros.3 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

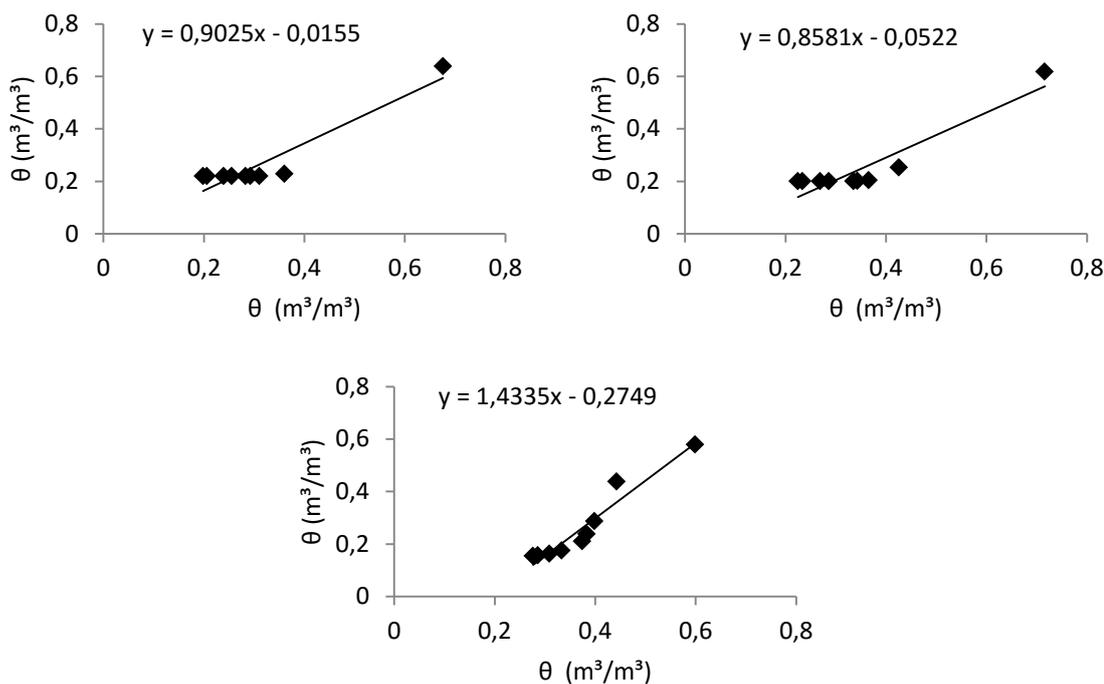


Figura 64 - Retas de regressão da FPT Ros.3 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

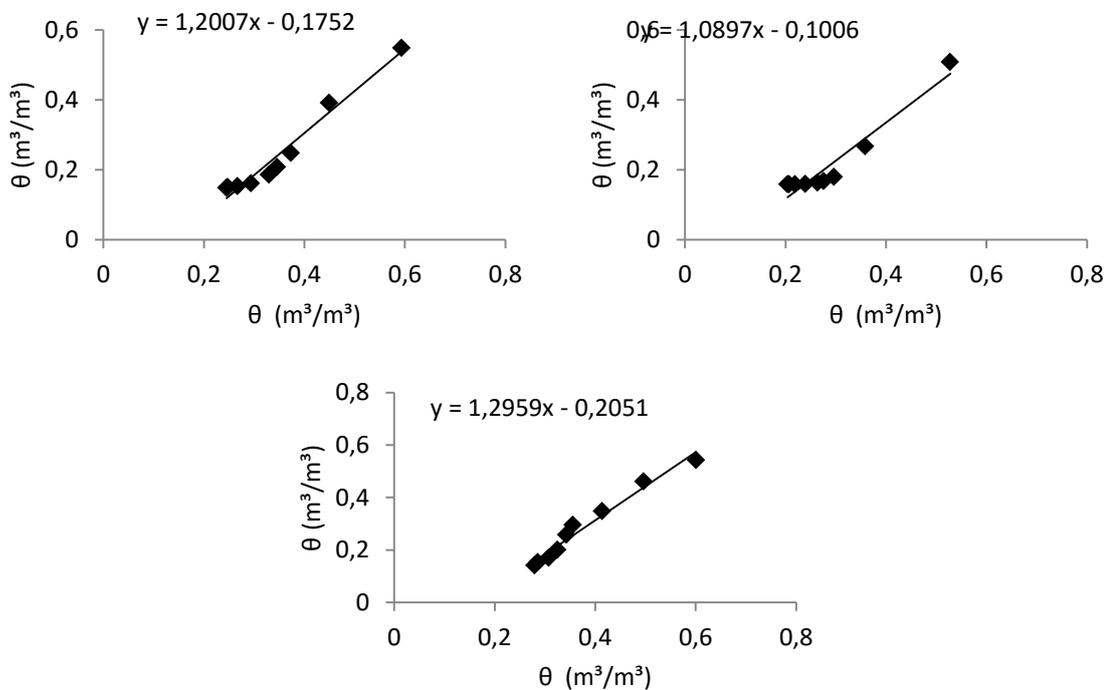


Figura 65 - Retas de regressão da FPT Ros.3 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

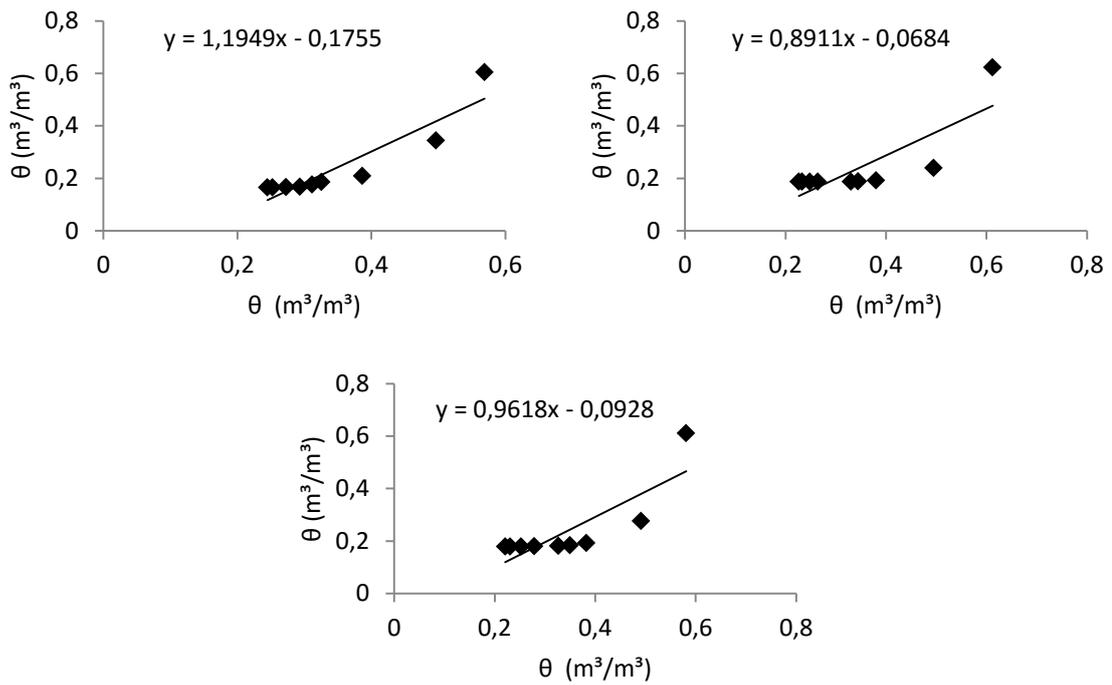


Figura 66 - Retas de regressão da FPT Ros.3 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

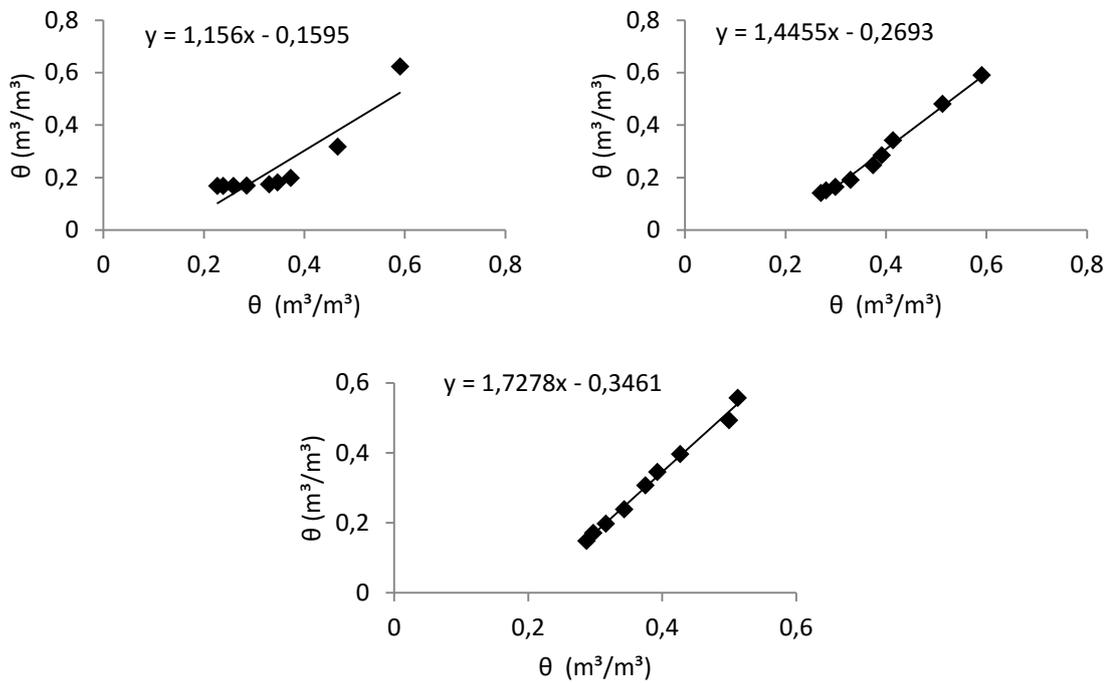


Figura 67 - Retas de regressão da FPT Ros.3 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

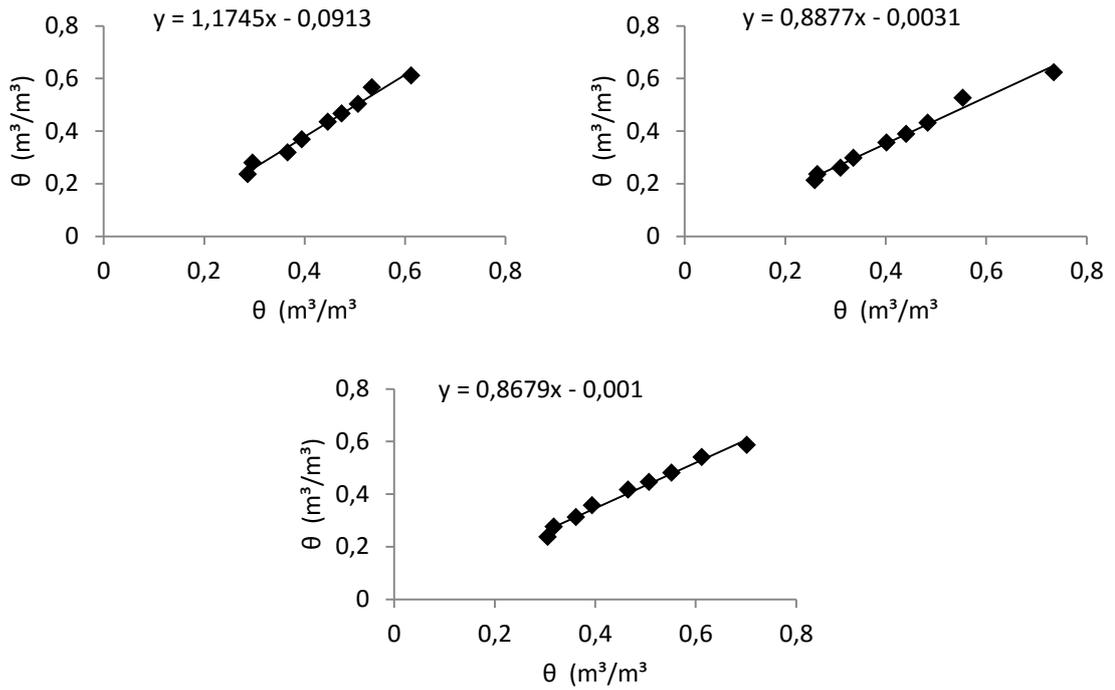


Figura 68 - Retas de regressão da FPT Ros.4 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

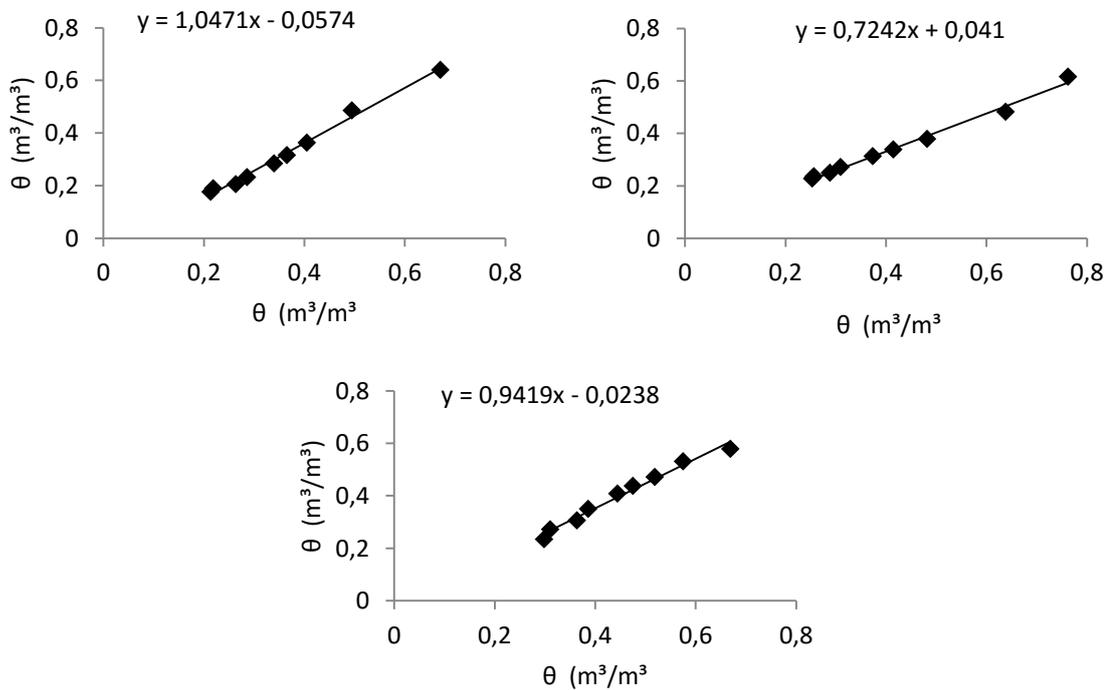


Figura 69 - Retas de regressão da FPT Ros.4 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

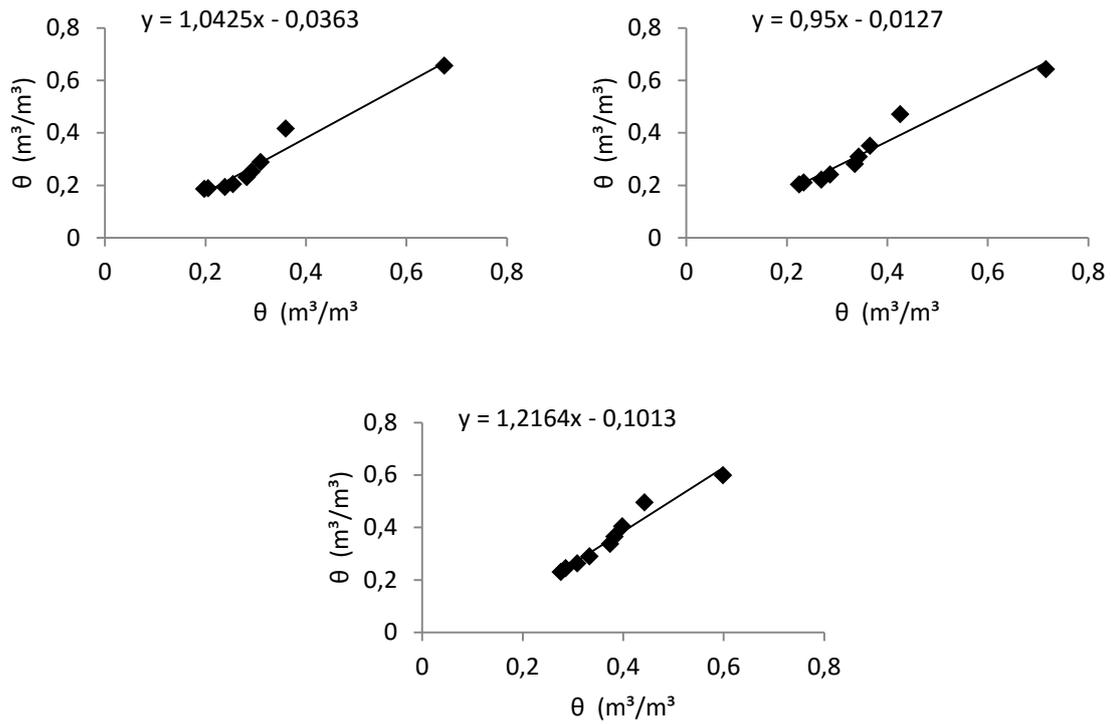


Figura 70 - Retas de regressão da FPT Ros.4 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da EMBRAPA.

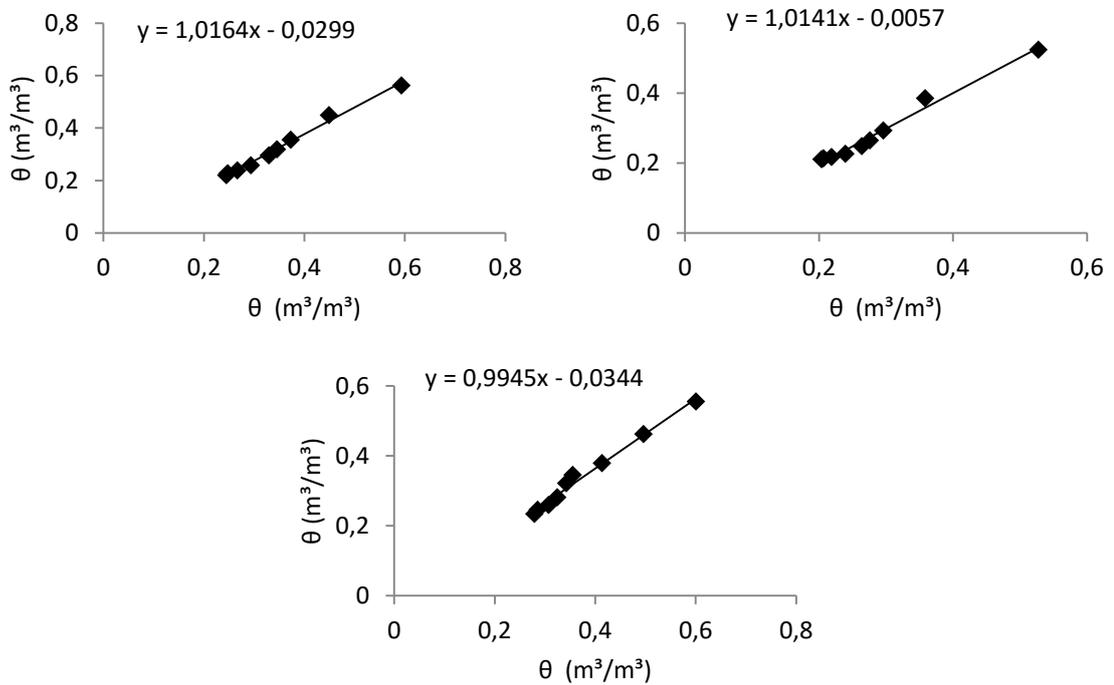


Figura 71 - Retas de regressão da FPT Ros.4 para a curva de retenção do local 1 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

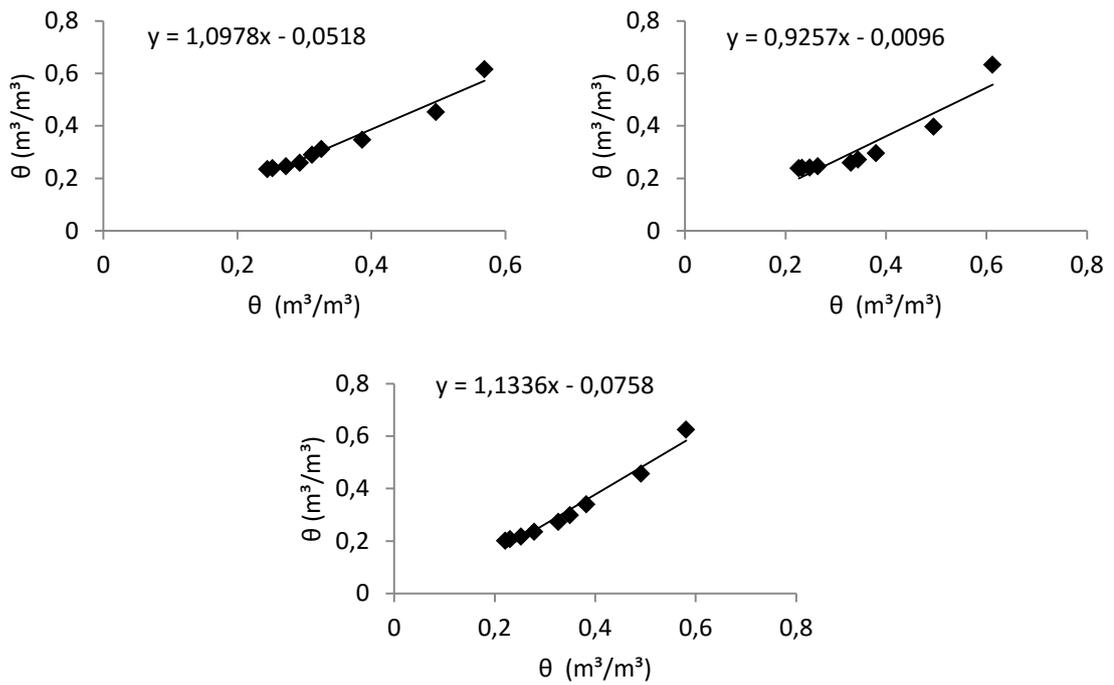


Figura 72 - Retas de regressão da FPT Ros.4 para a curva de retenção do local 2 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.

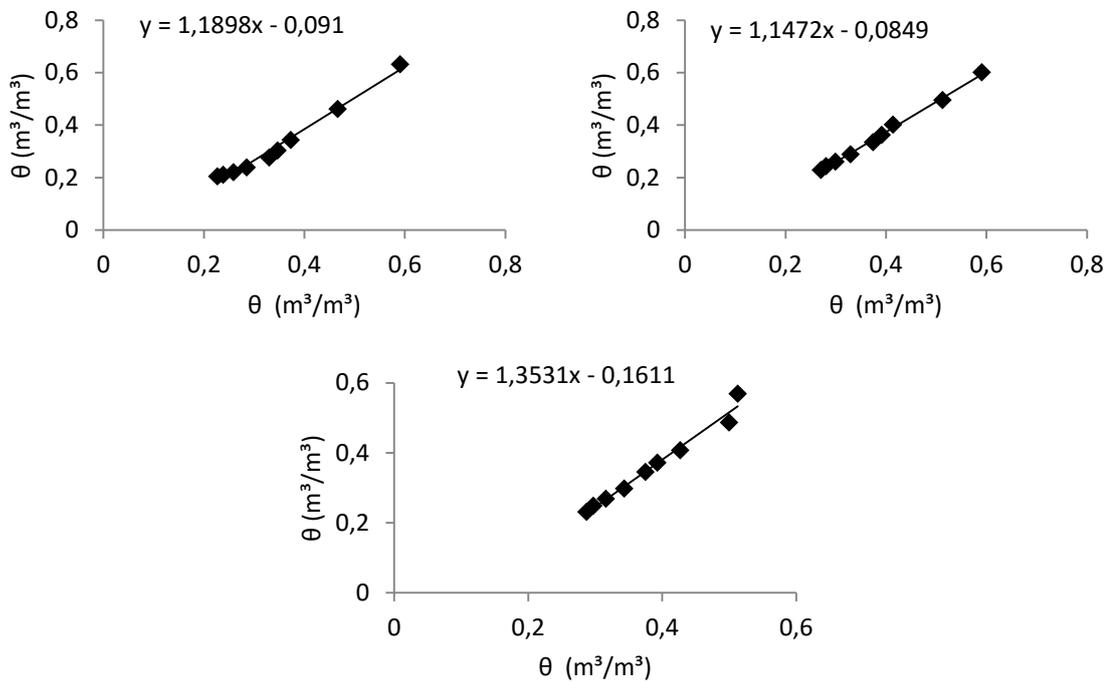


Figura 73 - Retas de regressão da FPT Ros.4 para a curva de retenção do local 3 e repetição 1, 2 e 3, respectivamente, da área da UFSJ.