



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
CÂMPUS UNIVERSITÁRIO DE RONDONÓPOLIS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E TECNOLÓGICAS
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola

**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO EM LATOSSOLO VERMELHO
PELO MÉTODO DA DENSIDADE DE FLUXO, AMOSTRAS INDEFORMADAS E O
MODELO DE ARYA-PARIS**

GABRIELLY FERREIRA LIMA

RONDONÓPOLIS – MT

2022



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
CÂMPUS UNIVERSITÁRIO DE RONDONÓPOLIS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E TECNOLÓGICAS
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola

**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO EM LATOSSOLO VERMELHO
PELO MÉTODO DA DENSIDADE DE FLUXO, AMOSTRAS INDEFORMADAS E O
MODELO DE ARYA-PARIS**

GABRIELLY FERREIRA LIMA
Engenheira Agrônoma

Orientador: Prof. Dr. Thiago Franco Duarte

Dissertação apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Mato Grosso, Câmpus de Rondonópolis, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola.

RONDONÓPOLIS – MT
2022

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

L732d Lima, Gabrielly Ferreira.
Determinação da capacidade de campo em Latossolo Vermelhopelo método da densidade de fluxo, amostras indeformadas e o modelo de Arya-Paris / Gabrielly Ferreira Lima. -- 2022
44 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Thiago Franco Duarte.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Agrárias e Tecnológicas, Programa de Pós- Graduação em Engenharia Agrícola, Rondonópolis, 2022.
Inclui bibliografia.

1. Retenção de água no solo. 2. Latossolo. 3. Umidade do solo.
I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDONÓPOLIS
PRÓ-REITORIA DE ENSINO DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO EM LATOSSOLO VERMELHO PELO MÉTODO DA DENSIDADE DE FLUXO, AMOSTRAS INDEFORMADAS E O MODELO DE ARYA-PARIS

AUTORA: MESTRANDA GABRIELLY FERREIRA LIMA

Dissertação defendida e aprovada em 06 de julho de 2022.

COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA

1. Doutor Thiago Franco Duarte (Presidente Banca / Orientador)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDONÓPOLIS/ UFR

2. Doutor Tonny José Araújo da Silva (Examinador Interno)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDONÓPOLIS/ UFR

3. Doutor William Fenner (Examinador Externo)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MATO GROSSO/ UNEMAT

4. Doutor Marcio Koetz (Examinador Suplente)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDONÓPOLIS/ UFR

RONDONÓPOLIS, 06/07/2022.



Documento assinado eletronicamente por **Thiago Franco Duarte, Coordenador(a) de Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola - PPGEAGRI/ICAT/UFR**, em 06/07/2022, às 14:25, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **William Fenner, Usuário Externo**, em 07/07/2022, às 09:48, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Tonny Jose Araujo da Silva**, **Docente da Universidade Federal de Rondonópolis - UFR**, em 12/07/2022, às 14:31, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufr.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0041481** e o código CRC **F052C41C**.

Referência: Processo nº 23853.005286/2022-06

SEI nº 0041481

*Aos meus filhos e meu doce esposo Rafael,
você me ensinam diariamente que sou
mais forte do que posso imaginar.*

DEDICO

AGRADECIMENTOS

À Deus e a Virgem Maria por tantas graças derramadas, por serem o meu sustento e me darem a força necessária.

Aos meus pais, pela educação com carinho e firmeza, por nunca medirem esforços para que eu sempre realizasse o que fosse melhor para minha formação.

Ao meu esposo que sempre me incentivou e foi o meu sustento nesses anos. Obrigada por fazer isso se tornar possível, sem você eu não conseguiria.

Aos meus filhos, Gianna e Tomás. Me emociono em falar de vocês. A impressão é de que nunca houve uma vida sem vocês. Obrigada por me formar diariamente em uma mulher e mãe melhor.

À minha irmã Vitória, por dividir comigo os momentos de tristeza e alegria, e o apoio dado no decorrer desses anos.

Agradeço em especial ao meu orientador, professor Thiago F. Duarte, encontrei poucos professores que se dedicam e ensinam como o senhor, muito obrigada por toda ajuda na prática e também por todo o conhecimento que me proporcionou.

Agradeço aos professores por todo o ensinamento, em especial ao professor Tonny, Everton e William, pela contribuição na banca, auxiliando no meu aprendizado.

Aos colegas da Pós-Graduação, em especial Alisson Silva Costa Custódio e Luana Aparecida Menegaz Meneghetti, que estiveram comigo durante esta trajetória compartilhando os momentos bons e ruins.

Agradeço ao alunos Douglas, Patrick e Leonardo por terem me ajudado durante o experimento.

À Universidade Federal de Rondonópolis por toda a estrutura para o desenvolvimento deste trabalho.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo apoio financeiro para o desenvolvimento dessa dissertação.

RESUMO

O objetivo neste trabalho foi comparar a determinação da capacidade de campo por três métodos: 1) método da densidade de fluxo de água em campo (q), 2) capacidade de campo obtida em laboratório utilizando a pressão de 10 kPa em diferentes amostras indeformadas de solo com 50 cm³ e 100 cm³; e 3) calculada pelo modelo de Arya-Paris (1981) para a pressão de 10 kPa. O solo avaliado foi o Latossolo Vermelho distrófico, nas camadas de 0-10, 10-20 e 20-30. A umidade do solo na capacidade de campo para a camada de 0-10 cm obtida pelo método da densidade de fluxo foi de 0,30 e 0,32 m³ m⁻³, para $q = 0,10$ mm d⁻¹ e 1,0 mm d⁻¹, respectivamente, e para a camada de 10-20 cm, os valores foram de 0,28 e 0,31 m³ m⁻³. Comparando as determinações realizadas nas amostras de 50 e 100 cm³ com a capacidade de campo obtida para $q = 0,1$ mm d⁻¹, verificou-se que os menores erros ocorreram em amostras de 50 cm³, com MAE e Bias de 0,880 e -0,218, para a camada de 0-10 cm, e 2,57 e -2,57, para a camada de 10-20 cm. Em relação ao modelo de Arya-Paris, a melhor estimativa da curva de retenção de água foi obtida em relação às amostras de 50 cm³. Especificamente para a pressão de 10 kPa, houve diferença estatística entre os dados simulados e os dados medidos apenas para a camada de 10-20 cm. Entretanto, quando comparado com as amostras de 100 cm³, os dados simulados e medidos foram estatisticamente diferentes para todas as camadas. Os maiores erros observados para a determinação da capacidade de campo em amostras com 100 cm³, provavelmente seja devido a alteração na estrutura do solo ocasionada pelo maior uso de energia para sua coleta. Assim, conclui-se que para o Latossolo Vermelho, a capacidade de campo pode ser obtida submetendo amostras indeformadas de 50 cm³ à pressão de 10 kPa. O modelo de Arya-Paris pode ser utilizado para simulação da curva de retenção de água e para calcular a umidade do solo na pressão correspondente à 10 kPa.

Palavras-chave: Retenção de água no solo. Latossolo. Umidade do solo.

ABSTRACT

Field capacity is an important soil parameter used for irrigation management, hydrological studies, and process modeling in the soil-plant-atmosphere system. Its determination can be done by several methods, among which field experiments and the adoption of a specific pressure using the Richards chamber are the most used. In addition to these, pedotransfer equations and mathematical models are alternatives to simplify obtaining this soil water parameter. The objective of this work was to compare the determination of field capacity by the method of water flow density in the field, with that obtained in the laboratory using the pressure of 10 kPa in different soil samples: undisturbed with 50 cm³ and 100 cm³. The Arya-Paris (1981) model was also used to determine the water retention curve and calculate the soil moisture at a pressure of 10 kPa. The soil evaluated was the Oxisol, at depths of 0-10, 10-20 and 20-30 cm. Soil moisture at field capacity for the 0-10 cm layer obtained by the flux density method was 0.30 and 0.32 m³ m⁻³, for $q = 0.10 \text{ mm d}^{-1}$ and $1, 0 \text{ mm d}^{-1}$, respectively. For the 10-20 cm layer, the values were 0.28 and 0.31 m³ m⁻³. Comparing the determinations performed on samples of 50 and 100 cm³ with the field capacity obtained for $q = 0.1 \text{ mm d}^{-1}$, it was verified that the smallest errors occurred in samples of 50 cm³, with MAE and Bias of 0.880 and - 0.218, for the 0-10 cm layer, and 2.57 and - 2.57, for the 10-20 cm layer. Regarding the Arya-Paris model, the best estimate of the water retention curve was obtained in relation to the 50 cm³ samples. Specifically for the pressure of 10 kPa, there was a statistical difference between the simulated data and the measured data only for the 10-20 cm layer. However, when compared to the 100 cm³ samples, the simulated and measured data were statistically different for all layers. The biggest errors observed for the determination of the field capacity in samples with 100 cm³, is probably due to the alteration in the soil structure caused by the greater use of energy for its collection. Thus, it can be concluded that for the Oxisol, the field capacity can be obtained by submitting undisturbed samples of 50 cm³ to a pressure of 10 kPa. The Arya-Paris model can be used to simulate the water retention curve and calculate soil moisture at the pressure corresponding to 10 kPa.

Keywords: Soil water retention. Oxisol. Soil moisture.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	13
2 REVISÃO DE LITERATURA	15
2.1 Capacidade de campo	15
2.2 Métodos de determinação da capacidade de campo.....	17
2.3 O modelo de Arya-Paris	18
3 MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1 Local do experimento.....	23
3.2 Determinação da capacidade de campo em campo	24
3.3 Determinação da capacidade de campo em laboratório	27
3.4 Determinação da curva de retenção de água pelo modelo de Arya & Paris	28
3.5 Análise estatística	29
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1 Simulação da curva de retenção de água no solo: o modelo de Arya-Paris (1981).....	35
5 CONCLUSÃO	41

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização geográfica da área experimental e instalação das parcelas na Universidade Federal de Rondonópolis.	23
Figura 2- Distribuição do tamanho de partículas para Latossolo na camada de 00-0,10 m (A), 0,10-0,20 (B) e 0,20-0,30 m (C).....	24
Figura 3 - Montagem das parcelas do experimento com as placas de PVC.	25
Figura 4 - Saturação das parcelas experimentais.	26
Figura 5 – Unidades experimentais cobertas com palha.	26
Figura 6 - Coleta do solo com anéis de 100 (à esquerda) e 50 (à direita) cm ³	27
Figura 7- Amostras indeformadas de 50 cm ³ (esquerda) e 100 cm ³ (direita) na câmara de pressão de Richards.	28
Figura 8 - Variação da densidade de fluxo de água no solo em um Latossolo na camada de 0,0-0,10 e 0,10-0,20 m.	31
Figura 9- Comparação entre a capacidade campo determinada pelo método da densidade de fluxo e determinada na câmara de pressão de Richards com diferentes tipos de amostras. Barras representam intervalo de confiança.....	33
Figura 10- Retenção de água no solo em amostras indeformadas de 50 e 100 cm ³ simulada com o modelo de Arya & Paris (1981).	36
Figura 11- Determinação da capacidade de campo (10 kPa) pelo modelo de Arya & Paris e pela câmara de pressão de Richards com amostras indeformadas de 50 cm ³ . Barras representam intervalo de confiança.	38
Figura 12- Determinação da capacidade de campo (10 kPa) pelo modelo de Arya & Paris e pela câmara de pressão de Richards com amostras indeformadas de 100 cm ³ . Barras representam intervalo de confiança.....	39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resultado da determinação da capacidade de campo pelo método da densidade de fluxo de água no solo.....	32
Tabela 2. Análise estatística entre os métodos de determinação da capacidade de campo na densidade de fluxo de $0,01 \text{ mm d}^{-1}$	34
Tabela 3. Parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten (1980) da curva de retenção de água no solo obtida pelo modelo de Arya & Paris (1981) em diferentes amostras de solo e camadas de solo.....	37
Tabela 4. Análise estatística comparando a curva inicial de retenção de água (0 a 50 kPa) medida e determinada pelo modelo de Arya & Paris para diferentes tipos de amostras e camadas do solo.....	37
Tabela 5. Dados físicos do solo para diferentes tipos de coleta de amostra indeformada.	40

1 INTRODUÇÃO

A irrigação é de grande importância no cultivo das culturas, e seu manejo deve ser adequado, pois, caso seja negligenciado, pode acarretar em fatores negativos na relação solo-planta (Putti et al., 2018). Uma medida agrônômica bastante utilizada na definição da lâmina de irrigação é a capacidade de campo, pois permite que a aplicação da água seja realizada sem lixiviação, e utilizada também, na hidrologia e manejo do solo (de Jong van Lier, 2017; Ottoni Filho et al., 2014).

A capacidade de campo foi definida inicialmente por Veihmeyer & Hendrickson (1931) para expressar uma condição específica do teor de água do solo. Esses autores definiram capacidade de campo como: “A quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha sido drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorre dois ou três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis, de textura e estrutura uniformes”.

Essa definição tradicional da capacidade de campo é frequentemente criticada e sujeita a debates, já que utiliza termos imprecisos e poucos claros como “excesso de água”, “decréscimo acentuado” e “geralmente” (Assouline & Or, 2014; de Jong van Lier, 2020). Assouline & Or (2014) afirmam que as críticas decorrem do fato de que a capacidade de campo não é verdadeiramente uma umidade de equilíbrio, mas sim aquela umidade no qual o fluxo de água no solo abaixo da zona radicular se torna insignificante e, além disso, não ocorre alterações significativas da umidade ao longo do tempo.

Os critérios propostos para determinação da capacidade de campo variam, desde critérios estáticos, geralmente em laboratório, até critérios dinâmicos, geralmente em campo. Há também as funções de pedotransferência, que utilizam de dados físicos de fácil obtenção para estimar a capacidade de campo (Silveira, 2014), e ainda modelos matemáticos físico-empíricos como o modelo de Arya-Paris (1981).

No campo, uma combinação de métodos podem ser utilizadas, geralmente a determinação é obtida com base na densidade de fluxo da água, no qual os valores de 1,0, 0,1 e 0,01 mm dia⁻¹ são os mais recomendados (Vaz et al., 2003; Meyer & Gee, 1999; Twarakavi et al., 2009).

Embora o método de campo seja considerado o mais eficiente, sua execução é trabalhosa e demanda longo tempo (Fabian & Ottoni Filho, 2000; Bernardo et al., 2008; Araújo et al., 2009; Sampaio et al., 2010; Biassusi, 2001).

Os métodos laboratoriais são avaliados através da submissão de amostras de solo à uma determinada pressão. Nesse caso, normalmente, são adotadas a pressão de 10 kPa para solos arenosos de textura média ou 33 kPa para solos argilosos (Reichardt & Timm, 2004).

Devido as dificuldades desses métodos, tem-se buscado alternativas para a determinação da capacidade de campo de forma simples e rápida, que são as chamadas funções de pedotransferência, as quais utilizam dados simples de atributos do solo para estimar a retenção da água (Gomes, 2013).

Há também os modelos matemáticos, como o modelo de Arya-Paris (1981). Este modelo, utiliza os dados de granulometria do solo, densidade do solo e densidade das partículas para calcular a curva de retenção de água. importância estimativa por esse método é fundamental, devido a sua determinação rápida e precisa (Mello et al., 2005).

Dessa forma, o objetivo deste trabalho foi comparar a determinação da capacidade de campo pelo método da densidade de fluxo de água em campo, com a obtida em laboratório em diferentes amostras de solo, e a utilização do modelo de Arya-Paris (1981) para determinação da curva de retenção de água e o cálculo de umidade na pressão de 10 kPa em Latossolo Vermelho.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Capacidade de campo

O solo é o reservatório de água das plantas, ele possui características que definem muitas vezes a facilidade de cultivo, ou a necessidade de alternativas, como a irrigação. A relação solo-água é um processo que afeta diretamente a necessidade de água que a planta precisa para o seu desenvolvimento, tendo assim, uma grande interferência na produtividade agrícola (Mello et al., 2002).

A água retida no solo é influenciada por atributos físico-hidricos como densidade, granulometria, distribuição dos poros, entre outros, especialmente aqueles que descrevem a condição de estrutura do solo, os quais podem também sofrer alterações desfavoráveis ao desenvolvimento vegetal quando submetidos a uso agrícola (Hillel, 1990; Andrade et al., 2020). Em decorrência disso, se faz cada vez mais necessário o aprimoramento de estudos sobre a variação do teor de água do solo ao longo do ciclo das culturas agrícolas (Beutler et al., 2002).

A capacidade de campo é necessária nas estimativas do armazenamento de água no solo (Martins, 2019), e foi definida por Veihmeyer & Hendrickson (1949), como “a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente o que ocorre, geralmente, dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniforme”.

Para alguns autores o ponto de determinação da capacidade de campo é difícil no que diz respeito a taxa de distribuição de água, pois mesmo quando estabiliza, a água pode levar dias ou meses em movimento descendente por ser um processo dinâmico (Hillel, 1980; Reichardt, 1988). Ruiz et al., (2003), afirma que o teor de água no solo dificilmente entra em equilíbrio, pois está em constante movimento, em processos como drenagem, transpiração e evaporação; e adição de água, como chuva, irrigação e orvalho.

Na irrigação, o estudo da capacidade de campo é de grande importância no seu manejo, pois, a determinação do tempo e a quantidade de aplicação são normalmente definidas utilizando técnicas e ferramentas de programação baseadas na ciência (de Jong van Lier, 2017; Liang et al., 2016).

A disponibilidade de água do solo para as culturas, e o seu estado hidráulico também utilizam valores da capacidade de campo nos chamados modelos de balanço hídrico do solo. Esses modelos assumem que a água armazenada acima da capacidade de campo é drenada instantaneamente e se torna indisponível para as plantas, mas, na realidade, essa drenagem leva tempo para que de fato, as plantas absorvam essa água (de Jong van Lier, 2017).

A modelagem do balanço hídrico utiliza de alguns modelos, como, por exemplo, os GLEAMS (Leonard et al., 1987), DSSAT (Ritchie, 1972), HERMES (Kersebaum, 1995) Aquacrop (Steduto et al., 2009, Raes et al., 2012), SWAP (Kroes et al., 2017), entre outros (de Jong van Lier, 2017). Esses modelos geram novas perspectivas para avaliação dos valores da capacidade de campo, pois através do conhecimento das propriedades do solo é possível estimar por meio de experimentos de drenagem o teor de água associado a capacidade de campo (de Jong van Lier et al., 2016).

Alguns trabalhos realizados em laboratório buscam facilitar a determinação da capacidade de campo com o objetivo de definir um valor de potencial matricial de água no solo (Casaroli & de Jong van Lier, 2008). Entretanto, não existe um único valor de tensão associada à capacidade de campo, ou tempo de drenagem para atingi-la, pois dependem das propriedades de cada tipo de solo (Oliveira & Melo, 1971; Reichardt, 1988).

Dessa forma, como a mensuração da capacidade de campo nos experimentos em campo é impraticável em grande escala, e a utilização de pressões pré-definidas não são ideais para todos os tipos de solo, então há um esforço entre os pesquisadores para melhorar e padronizar a estimativa da capacidade de campo (Nemes et al., 2011; Turek et al., 2020).

2.1.1 Atributos do solo na capacidade de campo

Os atributos físicos do solo influenciam na forma de manejo e na sua finalidade de uso. Características do solo como textura, estrutura, densidade, entre outros, auxiliam também na avaliação da aptidão do solo (Brady & Weil, 2009). Essas características são as que menos sofrem modificações ao longo do tempo (Gimenes, 2012).

As características de atributos físicos do solo demonstram as condições em que ele foi formado, isso permite que tenhamos uma noção a respeito do comportamento

de práticas como drenagem e capacidade de campo (Ribeiro et al., 2012).

A capacidade de campo é um estado hídrico específico para cada tipo de solo observada através do processo de redistribuição de água. O movimento de água sofre alteração da força da gravidade e capilaridade, que são dependentes das características físico-hídricas do solo (Brito et al., 2011).

A granulometria do solo que esta ligada a distribuição de partículas por diâmetros diferentes, permite alcançar uma classificação de textura através dos triângulos texturais (Klein, 2014). Essa textura, é uma propriedade importante, pois altera os índices de infiltração e armazenamento de água, influenciando a área de encontro das partículas sólidas e da água (Hillel, 2002).

Andrade & Stone (2011), avaliando a umidade na capacidade de campo através da equação baseada na curva de retenção de água no solo em mais de duas mil amostras de solo, encontrou maior valor de umidade em solos com textura argilosa, se comparado com solos arenosos.

Em decorrência da retenção de água e ar, a estrutura do solo é também um importante fator na determinação das características dos poros, alguns solos argilosos do cerrado podem apresentar um elevado índice de agregados, fazendo com que se comportem como solos arenosos, em relação a retenção de água (Costa et al., 2008; Adámoli et al., 1985).

A densidade do solo possui também a sua importância e uma estreita relação com os outros atributos do solo, podendo alterar os valores de capacidade de campo. O aumento da densidade provoca uma diminuição da porosidade total, macroporosidade e condutividade hidráulica (Lima et al., 2007).

2.2 Métodos de determinação da capacidade de campo

De acordo com Reichardt (1988), a capacidade de campo tem o seu conceito subjetivo, em decorrência do tempo de drenagem, excesso de água, permeabilidade do solo entre outros fatores. É um estado dinâmico do solo, e em decorrência disso, existem diversos trabalhos buscando o aprimoramento de um método que determine a capacidade de campo (Brito et al., 2011).

Em laboratório os trabalhos podem ser realizados com amostras indeformadas ou deformadas (porém é menos aceitável), através da câmara de pressão de Richards, com a finalidade de definir uma pressão de água no solo correspondente a

umidade retida em campo, ainda que o método *in situ* seja insubstituível (Fabian & Filho, 2000; Medina & Oliveira, 1987; Ottoni Filho et al., 2014).

Várias são as pressões que podem ser aplicadas nas amostras, entretanto, adotaram-se uma pressão de -33 kPa para solos de regiões temperadas, como representativo da capacidade de campo, devido a presença de argila com atividade alta (Ruiz et al., 2003; Brito et al., 2011; Richards, 1949). Nas regiões tropicais, em solos arenosos, as pressões mais realistas são de -6 e -10 kPa (Reichardt, 1988; Meyer & Gee, 1999).

O método do perfil instantâneo é o procedimento descrito de acordo com a Embrapa (1997) para a estimativa da capacidade de campo *in situ*, onde aplica-se água em um tabuleiro de 1,0 x 1,0 m até o perfil saturar na profundidade desejada, cobrindo o perfil para evitar perdas por evaporação.

Esse método necessita de um monitoramento constante da drenagem do perfil até que entre em equilíbrio, cada solo pode levar um tempo até que isso ocorra (Prevedello & Armino, 2015). Marshall & Stirk (1949), estimou a umidade para solos arenosos em 28 horas, areno-argilosos 45 horas e argilosos 120 horas, em contraposição de Rivers & Shipp (1971) que consideraram 48 horas como critério de campo independente do solo.

Uma alternativa capaz de viabilizar tanto econômica, como operacional a determinação da capacidade de campo, é através do desenvolvimento de modelos matemáticos. Esses modelos são equações que podem ser obtidas mediante atributos mais fáceis, favorecendo então, a sua estimativa em campo (Andrade & Stone, 2011).

Esses modelos, ou chamadas funções de pedotransferência traduzem dados do solo como distribuição de tamanho de partículas, densidade aparente, entre outros, em dados hidráulicos do solo. Entretanto, as aplicações dessas funções na prática podem produzir estimativas diferentes, então os usuários devem adotar a função mais adequada para a sua aplicação (Acutis & Donatelli, 2003; Givi et al., 2004).

2.3 O modelo de Arya-Paris

O modelo de Arya & Paris (1981), surgiu através da observação da semelhança entre a forma em que as partículas do solo se distribuem por tamanho, que é uma característica obtida através da análise granulométrica, com a curva característica do solo.

O modelo necessita de dados de entrada da curva granulométrica do solo, densidade do solo e das partículas. O método possui basicamente duas etapas: a primeira etapa consiste em calcular a umidade do solo; e a segunda consiste em calcular a pressão da água no solo.

Para o cálculo da umidade, a curva granulométrica do solo é dividida em n frações de igual tamanho. Em cada fração, a massa de partículas é reorganizada para formar uma amostra de estrutura natural. O volume dos poros associado a cada fração é calculado na Equação 1:

$$V_{vi} = \left(\frac{W_i}{\rho_s} \right) e; \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

Em que:

V_{vi} é o volume de poros (cm^3);

W_i : massa das partículas (g);

ρ_s : densidade das partículas (g cm^{-3});

e : índice de vazios ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

A umidade volumétrica é calculada de acordo com a Equação 2:

$$\theta_{vi} = \sum_{j=1}^{j=i} V_{vj} / V_b; \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (2)$$

Onde:

θ_{vi} : é a umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

V_b : é o volume total da amostra de solo (cm^3), Equação 3;

$$V_b = \sum_{j=1}^{j=n} W_j / \rho_b; \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (3)$$

A segunda parte do modelo consiste em calcular a pressão da água no interior dos poros. Nesse caso, originalmente, Arya & Paris (1981) consideraram para os cálculos a seguir que as partículas de solo que compõem cada classe, possuem o formato de uma esfera e que os poros existentes em cada fração pode ser calculado conforme um tubo capilar. Assim, o volume total das partículas (V_{pi}) que compõem cada fração é calculada por (Equação 4):

$$V_{pi} = \frac{n4\pi R^3}{3} = \frac{W_i}{\rho_s} \quad (4)$$

E o volume dos poros (Equação 5):

$$V_{vi} = \pi r_i^2 h_i = \frac{W_i}{\rho_s} e \quad (5)$$

Com n representando o número de partículas, R o raio médio das partículas, r o raio médio dos poros, e h o comprimento dos poros.

O método Arya & Paris (1981) considerara que para um dado conjunto de partículas, o comprimento do poro pode ser aproximado como sendo o número de partículas que se encontram ao longo do caminho do poro vezes o comprimento de cada partícula. Assim, o comprimento total do poro será igual a $n_i 2R_i$. Contudo, de acordo os autores, em um solo natural, o comprimento dos poros dependerá das formas, do tamanho e das orientações das partículas reais. Para levar em conta esses fatores, os autores introduziram o parâmetro α . Como resultado, o comprimento total do poro, h , foi definido como sendo igual a $n_i^\alpha 2R_i$.

O raio do poro é então calculado a partir da seguinte expressão (Equação 6):

$$r_i = R_i \left[4en_i^{(1-\alpha)} / 6 \right]^{1/2} \quad (6)$$

Por fim, a determinação da pressão da água é calculada de acordo com a Equação 7:

$$\psi_i = \frac{2\sigma \cos\alpha}{\rho_w g r_i} \quad (7)$$

Em que: ψ , é a pressão da água no solo, σ é a tensão superficial da água, α é o ângulo de contato, ρ_w é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade, e r , é o raio do poro. Originalmente Arya & Paris (1981) propuseram o parâmetro α como sendo uma constante com valor de 1.38. Posteriormente, Arya et al., (1999)

calcularam o parâmetro em função da curva granulométrica do solo. Em solos brasileiros, Vaz et al., (2005) propuseram a seguinte função para calcular α (θ) (Equação 8):

$$\alpha = 0.947 + 0.427 \exp(-\theta/0.129) \quad (8)$$

Com o intuito de eliminar a incerteza associado ao parâmetro α , Arya & Heitman (2015) atualizaram o modelo original, e o cálculo do raio dos poros não dependeria mais do parâmetro α , e seria obtido pela Equação 9:

$$r_i = \sqrt{\frac{0.0717\Phi(W_i/\rho_b)}{n_i^{4/3}R_i}} \quad (9)$$

onde Φ é a porosidade total do solo e os demais parâmetros são os mesmos definidos anteriormente.

Contudo Mohammadi (2018), afirma que a equação anterior publicada por Arya & Heitman (2015) está errada, o que ocasionaria um erro no cálculo da pressão da água nos poros. De acordo com Mohammadi (2018), o raio médio dos poros deve ser calculado pela seguinte expressão (Equação 10):

$$r_i = \sqrt{\frac{0.1592\Phi(W_i/\rho_b)}{n_i R_i}} \quad (10)$$

O valor de n_i , pode ser obtido na Equação 11:

$$n_i = \frac{3w_i}{4\pi\rho_s R_i^3} \quad (11)$$

Alguns trabalhos como o de Bruning et al., (2019), avaliou o modelo proposto por Arya & Paris (1981) para estimativa da curva de retenção em um Argissolo Vermelho Distrófico e um Latossolo Vermelho Distrófico. Os resultados obtidos mostraram que o modelo obteve um ótimo desempenho para gerar os parâmetros de Van Genuchten na determinação da curva de retenção.

Silveira et al., (2013), determinou a curva de retenção através da mesa de tensão e câmara de Richards e do modelo de Arya & Paris. Os autores avaliaram um total de

26 solos de vários locais no Estado da Bahia, com características físicas, químicas e mineralógicas distintas, observando baixa precisão na utilização do modelo, provavelmente em decorrência da localização do solo utilizado na criação do modelo.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Local do experimento

O experimento foi conduzido em três parcelas de campo, próximo a área experimental da Universidade Federal de Rondonópolis - MT, com coordenadas geográficas de 16°46'43" latitude Sul, 54°58'88" longitude Oeste e altitude de 290 m (Figura 1).

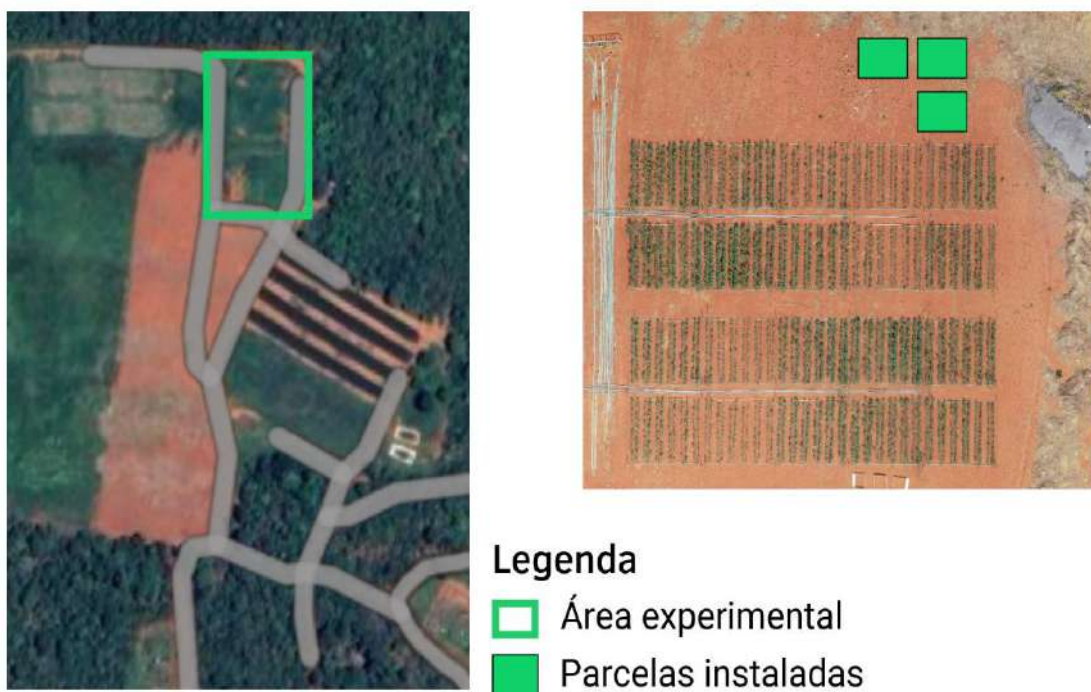


Figura 1- Localização geográfica da área experimental e instalação das parcelas na Universidade Federal de Rondonópolis.

O clima da região é Aw, segundo a classificação de Köppen & Geiger (1928), sendo característico como tropical chuvoso, com duas estações bem definidas, ocorrendo estação seca de maio a setembro e chuvosa de outubro a abril.

O solo avaliado foi o Latossolo Vermelho distrófico (Embrapa, 2018), nas camadas de 0,0 – 0,10; 0,10 – 0,20; 0,20 – 0,30 m. As medições de umidade do solo foram realizadas durante um período de 30 dias, sendo do dia 22 de julho ao dia 21 de agosto, época em que a precipitação é praticamente nula.

A curva granulométrica de cada camada está apresentada na Figura 2, utilizando

a metodologia proposta pela ABNT.

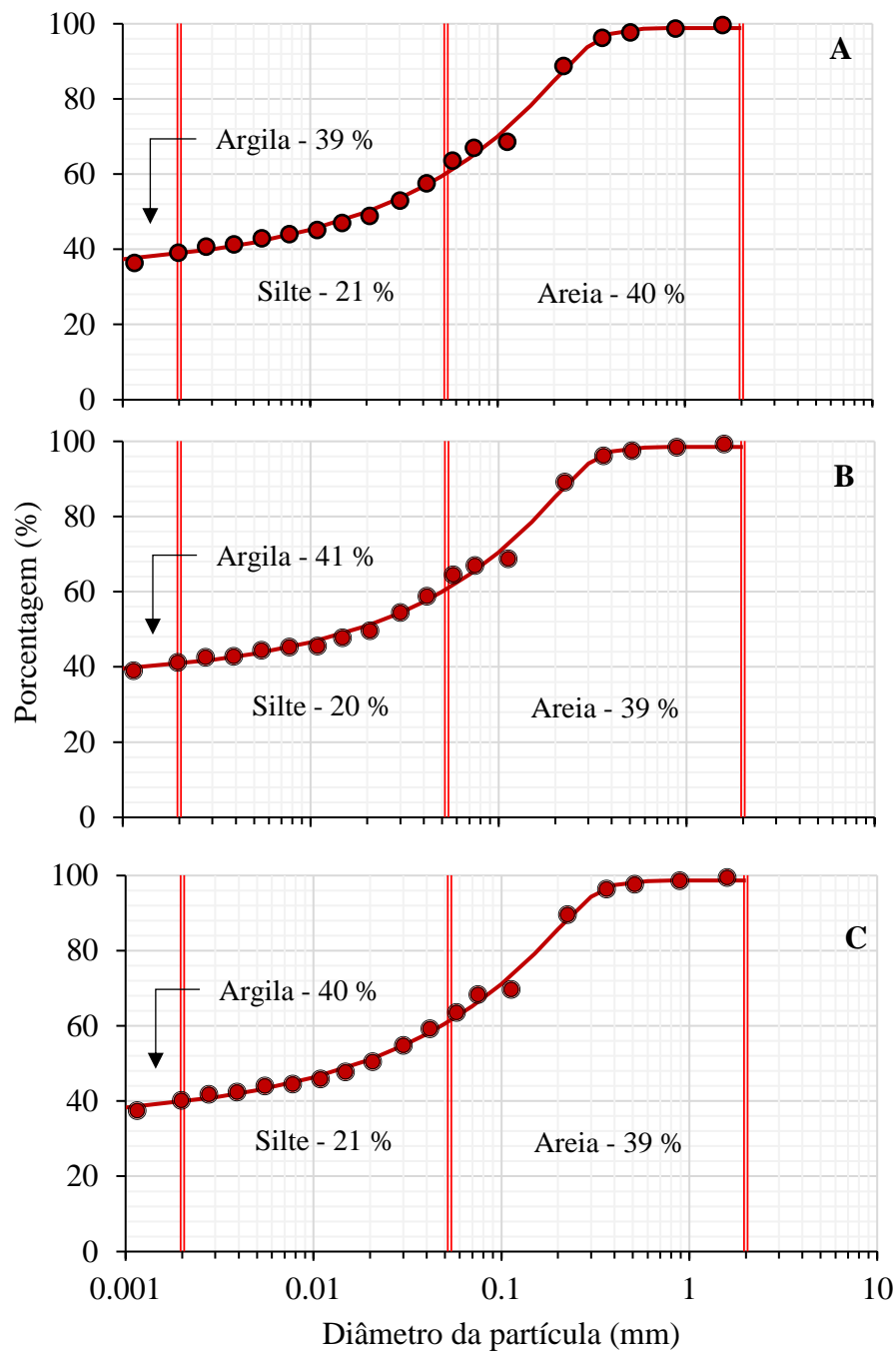


Figura 2- Distribuição do tamanho de partículas para Latossolo na camada de 00-0,10 m (A), 0,10-0,20 (B) e 0,20-0,30 m (C).

3.2 Determinação da capacidade de campo em campo

A determinação da capacidade de campo foi baseada na análise da densidade do fluxo de água no solo, conforme Brito et al., (2011). Para tanto, três parcelas experimentais de 4,0 m² (2,0 x 2,0 m) foram delimitadas utilizando placas de PVC

inseridas até a profundidade de 10 cm. Essa análise foi executada nas profundidades de 0,0 – 0,10 m, 0,10 – 0,20 m e 0,20 – 0,30 m. Entretanto, a análise da capacidade de campo na camada de 0,20 – 0,30 m foi desconsiderada por conta de falha instrumental.



Figura 3 - Montagem das parcelas do experimento com as placas de PVC.

No centro de cada parcela experimental foi inserido um tubo de acesso para medição da umidade do solo com a sonda de capacitância Diviner 2000, calibrada para o solo local (Duarte et al., 2020).

O solo das parcelas experimentais foi saturado por meio da adição constante de uma lâmina de água, e verificada pelo monitoramento da umidade do solo. Em média, em cada parcela experimental foi adicionado um total de $2,0 \text{ m}^3$ de água, o que seria teoricamente suficiente para preencher todos os poros com água até a profundidade de 1,0 m, considerando uma porosidade total média de $0,5 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.



Figura 4 - Saturação das parcelas experimentais.

Após a saturação, as parcelas foram cobertas com plástico impermeável, e uma camada de aproximadamente 10 cm de espessura de palha, para reduzir a flutuação térmica. Imediatamente após a cobertura do solo, iniciou-se as medições da umidade do solo por um período de 30 dias ou 721 h.



Figura 5 – Unidades experimentais cobertas com palha.

A determinação da densidade do fluxo de água foi calculada de acordo com a equação da continuidade, integrada em relação à profundidade do solo (Equação 12).

$$q_z = - \int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \quad (12)$$

em que θ é a umidade do solo ($m^3 m^{-3}$), t é o tempo de redistribuição da água (dias) e q_z é a densidade de fluxo da água ($mm d^{-1}$) na profundidade de solo Z . A capacidade de campo foi avaliada nas densidades de fluxo de 0,1; e 1,0 $mm d^{-1}$.

3.3 Determinação da capacidade de campo em laboratório

Após a finalização das medições e umidade do solo em campo, amostras de solo indeformadas foram coletadas nas camadas de 0,0 – 0,10; 0,10 – 0,20 e 0,20 – 0,30 m. As amostras indeformadas foram coletadas utilizando anéis volumétricos de 50 cm^3 (4.9 x 2.6 cm) e 100 cm^3 (4.9 x 5.3 cm). Em cada camada, cinco repetições de cada tipo de amostras foram obtidas (Figura 6), totalizando 30 amostras coletadas.



Figura 6 - Coleta do solo com anéis de 100 (à esquerda) e 50 (à direita) cm^3 .

Em laboratório as amostras foram submetidas às pressões de 0, 6, 10, 33 e 50 kPa, na câmara de pressão de Richards. Em cada pressão, a umidade do solo foi considerada estabilizada, quando não houvesse mais saída de água pelo dreno do equipamento por 48 h.



Figura 7- Amostras indeformadas de 50 cm³ (esquerda) e 100 cm³ (direita) na câmara de pressão de Richards.

A umidade do solo foi determinada em cada pressão, e a curva inicial de retenção de água foi obtida com o ajuste do modelo de van Genuchten (1980) aos dados experimentais. O ajuste foi realizado para os parâmetros θ_r , α e n . O parâmetro θ_s foi considerado como a maior umidade medida experimentalmente, e o parâmetro m foi calculado $m = 1-1/n$. Para o ajuste utilizou-se a função solver no Microsoft Excel, minimizando a soma de quadrados dos desvios. Considerou-se como a capacidade de campo a umidade equilibrada na pressão de 10 kPa, pressão comumente adotada para solos tropicais.

3.4 Determinação da curva de retenção de água pelo modelo de Arya & Paris

Inicialmente, a curva granulométrica do solo (camada 0,00-0,10 e 0,10-0,20 m) foi determinada de acordo com as normas ABNT 7181. Posteriormente, foi ajustado o

modelo logístico pra representar a relação entre o diâmetro das partículas (mm) e a porcentagem acumulada (%) (Equação 13):

$$y = A_{min} + \frac{(A_{max}-A_{min})}{[1+(x/x_0)^{-h}]^s} \quad (13)$$

onde y = percentual acumulado (%); A_{min} e A_{max} são as assíntotas inferiores e superiores; x = tamanho de partícula (mm); x_0 é o ponto de inflexão; h é inclinação; e s é um fator de assimetria.

A curva granulométrica foi dividida em 20 frações, conforme (Arya et al., 1999) e a umidade do solo foi determinada de acordo com as relações propostas na equação 1 (Arya & Paris 1981). O conteúdo volumétrico de água é calculado conforme a Equação 4.

A determinação da tensão no interior dos poros foi calculada de acordo com a Equação 7.

Originalmente, o modelo de Arya-Paris (1981) estima o valor do raio dos poros a partir do raio médio das partículas de solo e do número de partículas, em cada fração da curva granulométrica do solo. Neste trabalho, será utilizado a concepção de Arya & Heitman (2015), adaptado por Mohammadi (2018). Assim, de acordo com Mohammadi (2018), o raio médio dos poros pode ser determinado pela Equação 10.

A densidade das partículas foi determinada pelo método do balão volumétrico, de acordo com Embrapa (2017) e a densidade do solo foi obtida pela relação entre a massa do solo seco e volume do solo, considerando as amostras indeformadas de 50 e 100 cm³.

3.5 Análise estatística

Os valores de umidade na capacidade de campo foram comparados entre si pelo teste t-pareado a 5% de probabilidade, considerando o método da densidade de fluxo como o método padrão. A qualidade da simulação do modelo de Arya-Paris foi verificada por meio dos índices descritos a seguir (Equação 14):

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_i - O_i|}{n} \quad (14)$$

$$Viés = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - O_i)}{n}$$

Em que Y_i , O_i , representam os valores simulados com o modelo e os valores medidos, respectivamente, e n , representa o número de observações.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A determinação da capacidade de campo pelo método da densidade de fluxo de água no solo, para as camadas de 0,0 – 0,10 m e 0,10 – 0,20 m estão representadas na Figura 9 e Tabela 1. Para a camada inicial, o valor da umidade do solo considerando uma densidade de fluxo de 1.0 mm d⁻¹ foi de 0.32 m³ m⁻³, enquanto que para um fluxo de 0.10 mm d⁻¹, a umidade foi de 0.30 m³ m⁻³. Para a camada de 0,10 – 0,20 m, o valor de umidade foi respectivamente de, 0.31 e 0.28 m³ m⁻³.

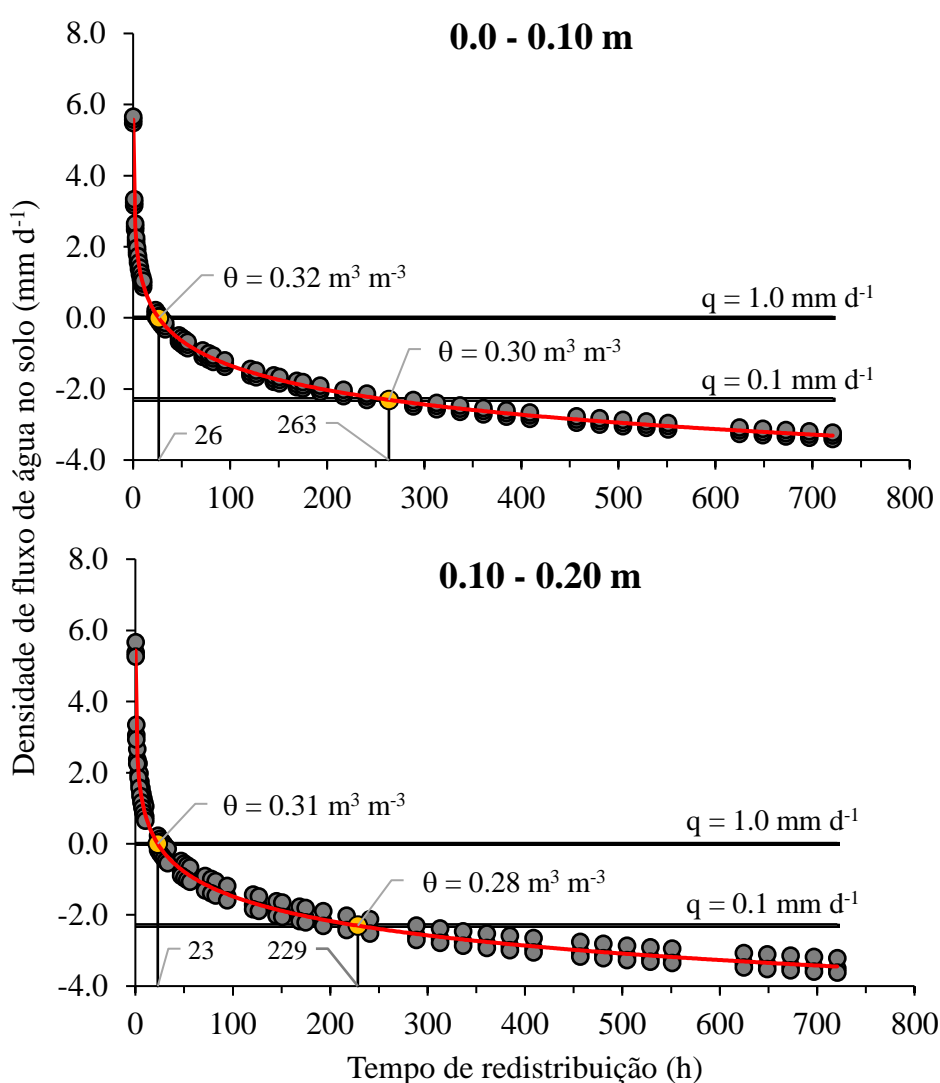


Figura 8 - Variação da densidade de fluxo de água no solo em um Latossolo na camada de 0,0-0,10 e 0,10-0,20 m.

Com relação ao tempo para atingir a capacidade de campo ($q = 0,1 \text{ mm d}^{-1}$), verifica-se que ela foi atingida após 263 h (aproximadamente 10 dias) na camada de

0,0 – 0,10 m de profundidade, e 229 h (9-10 dias) na camada de 0,10 – 0,20 m. Considerando uma densidade de fluxo de 1,0 mm d⁻¹, a capacidade de campo seria atingida em aproximadamente apenas 24 h nas duas profundidades, após o início da drenagem da água no solo, corroborando ao tempo estimado por Veihmeyer e Hendrickson (1931), que é de geralmente dois ou três dias na determinação *in situ*.

Brito et al. (2011), avaliando Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico encontrou valores de densidade de fluxo da água em 0,1 mm d⁻¹ somente na camada superficial do solo (0,00 – 0,20 m), depois de 455 h (aproximadamente 19 dias) de redistribuição, em decorrência provavelmente da acomodação natural do solo. Na densidade de 1,0 mm d⁻¹, os valores que o autor encontrou foram de 52, 97, 152 e 205 h, nas profundidades 0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m.

Twarakavi et al. (2009), afirma que solos com textura arenosa atingem a capacidade de campo em torno de três dias, e em solos com textura média e argilosa o valor da umidade na capacidade de campo pode ser alcançado de seis a oito dias, corroborando com os resultados do solo estudado para q = 0,1 mm d⁻¹.

Turek et al. (2020), avaliando solos da maioria das regiões brasileiras, exceto a região amazônica, encontrou a capacidade de campo em uma densidade de fluxo de 1,0 mm d⁻¹ na profundidade de 0,60 m, apenas depois de aproximadamente 10 dias.

De acordo com de Jong van Lier (2017), as simulações realizadas para determinação da capacidade de campo através da densidade de fluxo, dependem da densidade utilizada e também da profundidade do perfil do solo, um solo profundo e com um fluxo menor levará um tempo mais longo.

Tabela 1. Resultado da determinação da capacidade de campo pelo método da densidade de fluxo de água no solo.

Camada do solo (cm)	Densidade de fluxo (mm d ⁻¹)	Hora (h)	Conteúdo de água (m ³ m ⁻³)
0-10	1.0	26	0.32
	0.1	264	0.30
10-20	1.0	23	0.31
	0.1	232	0.28

Na Figura 10 e Tabela 2 analisamos a comparação dos diferentes métodos de determinação da capacidade de campo, sendo, amostra indeformada de 50 e 100 cm³, e método de campo (referência) (q = 0,01 mm dia⁻¹). As amostras foram avaliadas

em uma pressão de 10 kPa na câmara de Richards, que é a pressão recomendada por Reichardt (1988), para o solo analisado.

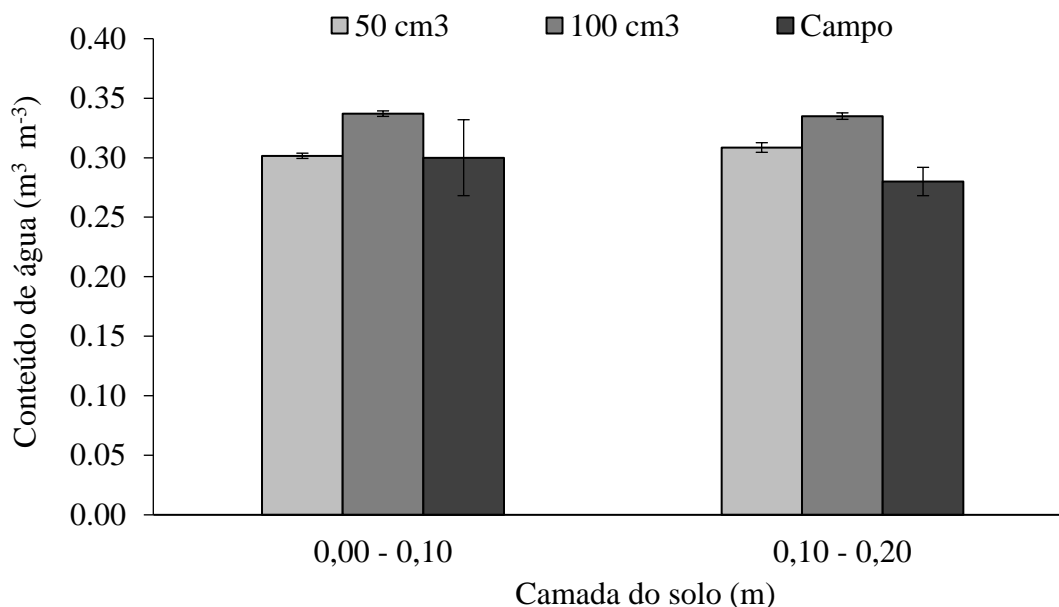


Figura 9- Comparação entre a capacidade campo determinada pelo método da densidade de fluxo e determinada na câmara de pressão de Richards com diferentes tipos de amostras. Barras representam intervalo de confiança.

Os valores da umidade na capacidade de campo nos diferentes métodos avaliados são apresentados na Tabela 2. Na camada inicial (0,0 – 0,10 m) os valores de umidade foram de 0,337, 0,302 e 0,299 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, nas amostras de 50 cm^3 , 100 cm^3 e a amostra de referência, respectivamente.

Na camada de 0,10 – 0,20 m os valores foram semelhantes a camada inicial, sendo a umidade da amostra de 50 cm^3 de 0,309 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, a de 100 cm^3 de 0,335 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, e o método de campo 0,283 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$.

Em relação aos índices estatísticos (EMA e Viés), os maiores valores foram referentes a amostra de 100 cm^3 nas duas camadas avaliadas, sendo 0,0376 (EMA) e -0,0376 (Viés) na camada de 0,00 – 0,10 m, e 0,0521 (EMA) e -0,0521 (Viés) na camada de 0,10 – 0,20.

Tabela 2. Análise estatística entre os métodos de determinação da capacidade de campo na densidade de fluxo de 0,01 mm d⁻¹.

Camada do solo (m)	Amostra de solo	θ (m ³ m ⁻³)	EMA	Viés	P _{value}
0,0 – 0,10	50 cm ³	0.302 ± 0.002	0,0088	-0,002	0.755ns
	100 cm ³	0.337 ± 0.002	0,0376	-0,0376	0.033*
	Campo	0.299 ± 0.032	-	-	-
0,10 – 0,20	50 cm ³	0.309 ± 0.004	0,0257	-0,02570	0.042*
	100 cm ³	0.335 ± 0.003	0,0521	-0,0521	0.008*
	Campo	0.283 ± 0.012	-	-	-

*Significativo pelo teste t-pareado ($p < 0.05$).

A umidade na capacidade de campo obteve diferença significativa entre as amostras e as camadas de solo em relação ao método de referência (campo), exceto a amostra de 50 cm³ na camada de 0, 00 – 0,10 m que não apresentou diferença estatística.

As diferenças encontradas na retenção de água no solo utilizando amostras indeformadas com 100 cm³ pode ser resultado de uma possível alteração da estrutura do solo devido a maior força aplicada para extração de amostras com maior volume, conforme apresentado na Tabela 5. Nesse caso, provavelmente ocorre uma alteração na distribuição dos poros do solo e conseqüentemente, alteração na retenção de água.

Rezende (2016), utilizando amostras 100 cm³ em um Latossolo Vermelho Amarelo de textura média e de textura argilosa, encontrou valores médios de umidade na capacidade de campo ($q = 0,01 \text{ mm dia}^{-1}$) de 0,199 e 0,203 m³ m⁻³ nas camadas de 0,00 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m, respectivamente. Na avaliação em laboratório, os valores de umidade foram de 0,233 e 0,288 m³ m⁻³ na pressão de 10 kPa, superestimando os valores de campo em todas as profundidades.

De acordo com Silva et al., (2018), a altura da amostra de solo utilizada para determinação da curva de retenção de água deve ser a menor possível. Esses autores fizeram uma comparação da curva de retenção de água em dois solos (Latosolo Vermelho amarelo distrófico típico e um Nitossolo Vermelho eutrófico latossólico) em amostras com diferentes alturas: 25; 50 e 75 mm. Após análise, os autores verificaram influência do tamanho da amostra na curva de retenção de água, especialmente para o solo com maior teor de argila.

Comparando a capacidade de campo baseada em um potencial mátrico de -10 kPa, utilizando a curva de retenção com dados de campo e a curva de retenção obtida em laboratório com amostras indeformadas, Brito et al., (2011) também encontrou diferenças significativas entre as amostras, onde o valor da curva de retenção com os dados de laboratório, superestimou em relação a curva de retenção obtida com dados de campo.

Para o solo estudado no presente trabalho, houve diferença nas curvas de distribuição de poros, com redução de macro e mesoporos e aumento de microporos, com o aumento de altura da amostra. Assim, Silva et al., (2018), não recomendam o uso de amostras indeformadas maiores que 25 mm para execução da curva de retenção.

A utilização da câmara de Richards na análise das amostras indeformadas é também é um fator potencial para esta diferença que ocorre entre o método em campo e o método laboratorial, pois o contato com a amostra de solo e a placa porosa pode apresentar problemas, além da possibilidade das amostras serem heterogêneas, fazendo com que o equilíbrio entre elas não ocorra no mesmo tempo (Klein et al., 2010; Silva et al., 2014).

4.1 Simulação da curva de retenção de água no solo: o modelo de Arya-Paris (1981)

Na Figura 11 estão apresentados os dados simulados da curva de retenção de água com o modelo de Arya & Paris (1981), e os dados medidos nas pressões de 0, 6, 10, 33 e 50 kPa, em três profundidades do solo, e para os dois tipos de amostras (50 e 100 cm³). Além disso, os parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten (1980) para a curva de retenção de umidade do solo obtido através do método de Arya & Paris (1981) estão apresentados na Tabela 3.

Comparando os dados obtidos com o modelo (entre 0 a 50 kPa) e os dados obtidos em laboratório, verifica-se que, com excessão da camada de 0,0 – 0,10 m para amostra de 50 cm³, houve diferença estatística em todas as camadas em ambos os tipos de amostras. Entretanto, considerando os índices estatísticos (EMA e Viés), observa-se que os menores erros ocorreram para as amostras de 50 cm³. Assim, os maiores erros de simulação foram de 0,0287 (EMA) e -0,0287 (Viés), enquanto que considerando as amostras de 100 cm³, os erros foram de 0,0863 (EMA) e -0,0863

(Viés) (Tabela 4).

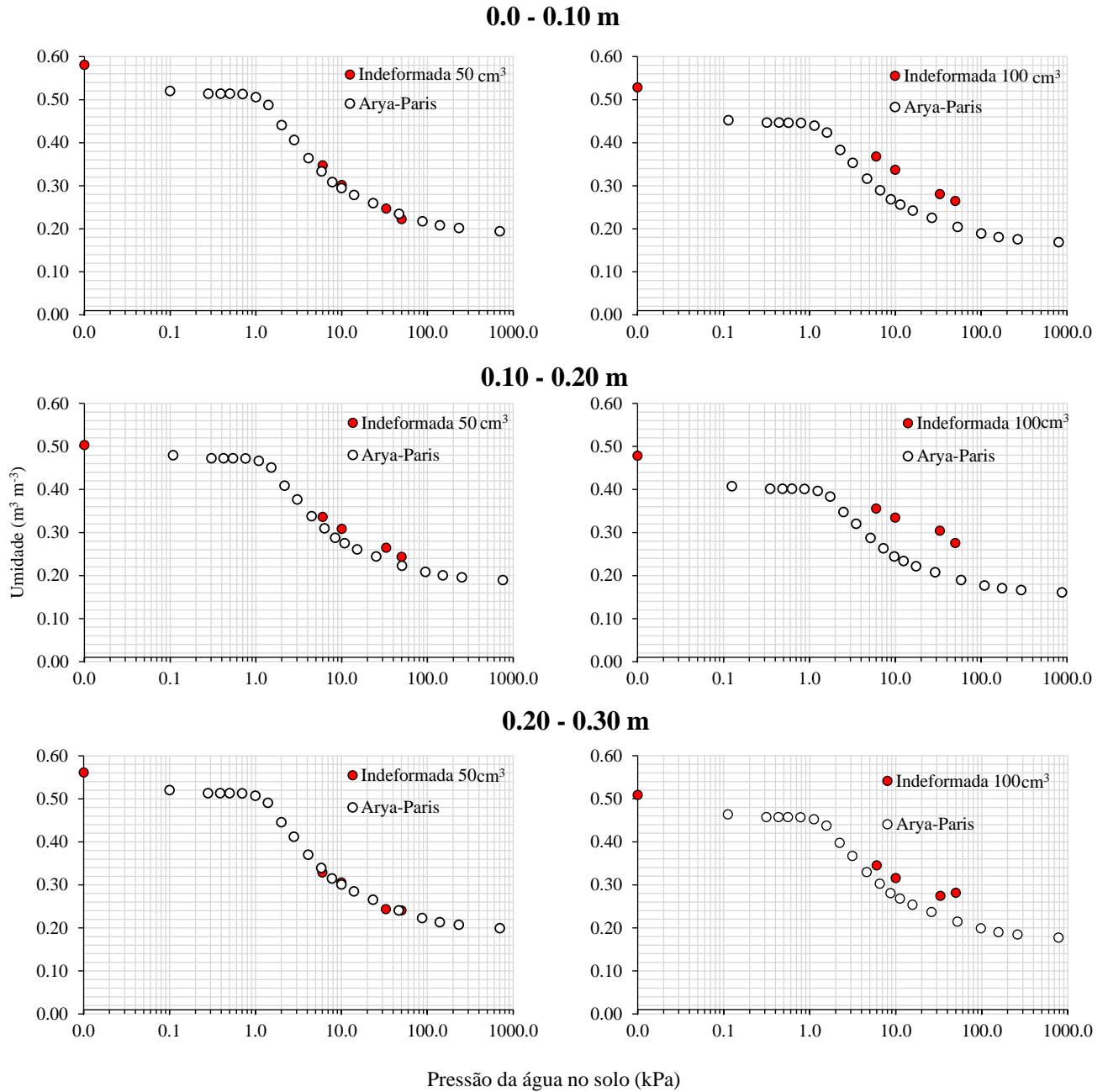


Figura 10- Retenção de água no solo em amostras indeformadas de 50 e 100 cm^3 simulada com o modelo de Arya & Paris (1981).

Tabela 3. Parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten (1980) da curva de retenção de água no solo obtida pelo modelo de Arya & Paris (1981) em diferentes amostras de solo e camadas de solo.

Camada (m)	Amostra de solo	θ_s	θ_r	α	n	m	R ²
0,0 – 0,10	50 cm ³	0.520	0.189	0.4524	1.7377	0.4245	0.996
	100 cm ³	0.452	0.165	0.3952	1.7382	0.4247	0.996
0,10 – 0,20	50 cm ³	0.480	0.187	0.4182	1.7713	0.4354	0.996
	100 cm ³	0.408	0.158	0.3606	1.7679	0.4344	0.996
0,20 – 0,30	50 cm ³	0.520	0.194	0.4423	1.7222	0.4193	0.996
	100 cm ³	0.464	0.174	0.3952	1.7275	0.4211	0.996

θ_s : teor de água saturada do solo (m³ m⁻³); θ_r : teor de água residual do solo (m³ m⁻³); α , n e m: parâmetros do modelo.

Tabela 4. Análise estatística comparando a curva inicial de retenção de água (0 a 50 kPa) medida e determinada pelo modelo de Arya & Paris para diferentes tipos de amostras e camadas do solo.

Camada (m)	Amostra de solo	EMA ^a	Viés	P-value ^b
0,00 – 0,10	50 cm ³	0,0191	-0,0179	0.181162
	100 cm ³	0,0705	-0,0705	5.84x10 ^{-6*}
0,10 – 0,20	50 cm ³	0,0273	-0,0273	0.00130*
	100 cm ³	0,0863	-0,0863	0.000206*
0,20 – 0,30	50 cm ³	0,0287	-0,0287	0.006396*
	100 cm ³	0,0492	-0,0492	0.002274*

^a Erro médio absoluto. ^b Significativo pelo teste t-pareado (p < 0.05).

Vaz et al., (2005) encontrou resultados satisfatórios comparando o modelo de Arya & Paris (1981), com métodos laboratoriais na pressão de 10 kPa utilizando $\alpha=0,977$. Silveira (2013), avaliando diferentes tipos de solo, também observou bom comportamento do modelo em curvas de retenção, sendo primeiramente solos de textura argilosa, seguido por arenosa, média, e muito argilosa.

Nascimento et al. (2010), comparando o método de Arya & Paris com o método da câmara de Richards em um Neossolo Quartzarênico, encontrou divergência de resultado entre os dois métodos. O autor relata que essa diferença pode estar atribuída a granulometria utilizada na obtenção da curva de retenção de Arya & Paris (1981), já que ele utiliza um analisador granulométrico padronizado.

De acordo com Arya et al., (2008), o esperado é que a obtenção da curva de retenção de água possa ser realizada com os parâmetros desenvolvidos para determinado solo e também para solos semelhantes, porém não há certeza de que os

resultados obtidos serão frequentemente semelhantes.

Provavelmente, a maior diferença encontrada para as amostras de 100 cm³ seja explicada por uma possível alteração na estrutura do solo. A compactação pode reduzir o volume de poros, e essa redução pode ocorrer preferencialmente nos poros maiores, que só cessam quando o solo se torna resistente ao estresse que foi aplicado a ele, alterando assim a curva de retenção de água no solo, através da alteração na distribuição do tamanho dos poros (Dexter, 2004).

Avaliando os dados obtidos na câmara de pressão de Richards para a pressão de 10 kPa (Figura 12) com o valor obtido com o modelo de Arya & Paris (1981) para as amostras de 50 cm³, verifica-se que houve diferença significativa na camada de 0,10-0,20 m, não diferindo estatisticamente nas demais camadas avaliadas.

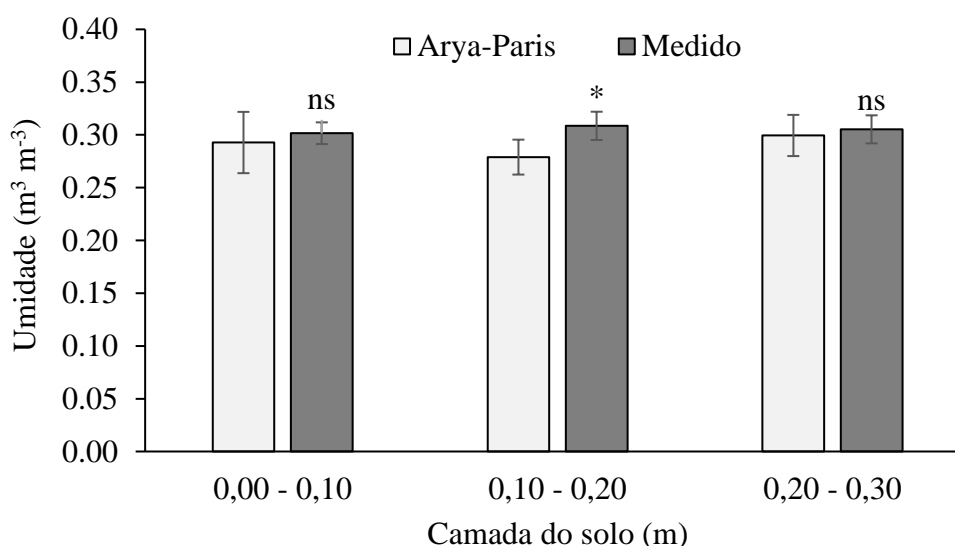


Figura 11- Determinação da capacidade de campo (10 kPa) pelo modelo de Arya & Paris e pela câmara de pressão de Richards com amostras indeformadas de 50 cm³. Barras representam intervalo de confiança. *Significativo pelo teste t-pareado ($p < 0.05$), ^{ns} não significativo.

Em relação as amostras indeformadas de 100 cm³ todas as camadas obtiveram diferença estatística comparando com o modelo de Arya & Paris (1981) (Figura 13). Amostras coletadas em anéis de 100 cm³ podem gerar pequena compactação, aumentando assim a densidade e diminuindo a porosidade (Tabela 5) provocando uma deformação na amostra.

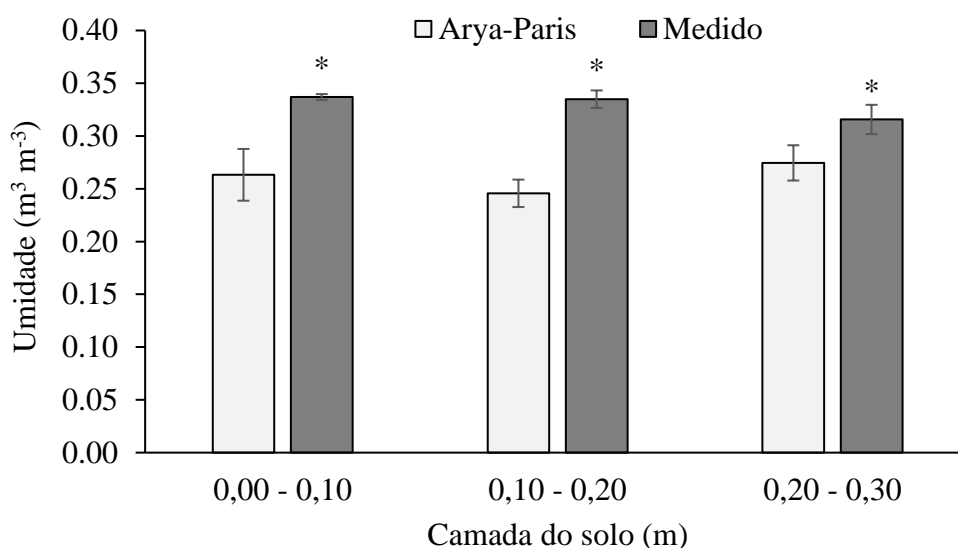


Figura 12- Determinação da capacidade de campo (10 kPa) pelo modelo de Arya & Paris e pela câmara de pressão de Richards com amostras indeformadas de 100 cm³. Barras representam intervalo de confiança. *Significativo pelo teste t-pareado ($p < 0.05$).

Analisando as características físicas de densidade e porosidade do solo por camada estudada (Tabela 5), observa-se que na camada inicial a amostra de 100 cm³ obteve um maior valor de densidade (1,37 g cm⁻³) e menor valor de porosidade total (48,47%), comparando-o com a amostra de 50 cm³ que obteve um valor de 1,20 g cm⁻³ e 54,60%, respectivamente.

Na camada de 0,10-0,20 m, o maior valor de densidade se repete na amostra de 100 cm³, sendo 1,48 g cm⁻³ e a porosidade total de 47,70%, seguido pela amostra de 50 cm³, cujo valores são de 1,31 g cm⁻³, e 50,51% de porosidade. A terceira e última camada (0,20-0,30 m) nos mostra que a amostra de 100 cm³ atingiu novamente um maior valor de densidade (1,34 g cm⁻³) e menor valor de porosidade total (44,28%), contrapondo com os dados da amostra de 50 cm³, onde o valor de densidade foi de 1,22 g cm⁻³ e porosidade total de 54,09%.

Tabela 5. Densidade do solo e porosidade total de amostras de solo coletadas em três profundidades nos volumes de 50 e 100 cm³..

Camada do solo (m)	Densidade do solo (g cm ⁻³)		Porosidade total (%)	
	50 cm ³	100 cm ³	50 cm ³	100 cm ³
0,00 – 0,10	1.20 ± 0.07 B	1.37 ± 0.04 A	54.60 ± 0.019 A	48.47 ± 0.020 B
0,10 – 0,20	1.31 ± 0.09 B	1.48 ± 0.03 A	50.51 ± 0.018 A	47.70 ± 0.010 B
0,20 – 0,30	1.22 ± 0.08 B	1.34 ± 0.05 A	54.09 ± 0.015 A	44.28 ± 0.007 B

Dessa forma, avaliando a Tabela 5, podemos observar que quando se refere a densidade, a amostra de 100 cm³ foi estatisticamente superior a amostra de 50 cm³, ao contrário da porosidade total, onde a amostra de 50 cm³ foi superior à de 100 cm³.

5 CONCLUSÃO

1. Para o Latossolo Vermelho distrófico, a capacidade de campo pode ser determinada utilizando amostras indeformadas de 50 cm³ submetidas à pressão de 10 kPa.
2. O modelo de Arya-Paris pode ser utilizado para simular a curva de retenção de água em Latossolo Vermelho.
3. O modelo de Arya-Paris pode ser utilizado como alternativa para calcular a umidade do solo correspondente à pressão de 10 kPa.

REFERÊNCIAS

- ACUTIS, M.; DONATELLI, M. SOILPAR 2.00: software to estimate soil hydrological parameters and functions. **European Journal of Agronomy**, v. 18(3-4), p. 373-377, 2003.
- ANDRADE, R. S.; STONE, L. F. Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 2, p. 111-116, 2011.
- ANDRADE, F. H. N.; DE ALMEIDA, C. D. G. C.; DE ALMEIDA, B. G.; FILHO, J. A. C. A.; MANTOVANELLI, B. C.; FILHO, J. C. A. Atributos físico-hídricos do solo via funções de pedotransferência em solos dos tabuleiros costeiros de Pernambuco. **Irriga**, v. 25(1), p. 69-86, 2020.
- ARAÚJO, E.S.; MARSOLA, T.; MIYAZAWA, M.; SOARES, L.H.B.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R.M.; ALVES, B.J.R. Calibração de câmara semi-aberta estática para quantificação de amônia volatilizada do solo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.44, n.7; p.769-776, 2009.
- ARYA, L. M.; BOWMAN, D. C.; THAPA, B. B.; CASSEL, D. K. Scaling soil water characteristics of golf course and athletic field sands from particle-size distribution. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72(1), p. 25-32, 2008.
- ARYA, L. M.; PARIS, J. F. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. **Soil Science Society of America Journal**. V. 45, p. 1023-1030, 1981.
- ARYA, L.M.; LEIJ, F.J.; SHOUSE, P.J. & van GENUCHTEN, M.T. Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. **Soil Science Society of America Journal**., v. 63, p. 1063-1070, 1999.
- ASSOULINE, S.; D. OR. The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. **Water Resources Research**, v. 50, p. 4787-4802, 2014.
- BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8.ed. Viçosa: UFV, 625p, 2008.
- 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. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, p. 829-834, 2002.
- BIASSUSI, M. Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico. 2001.
- BRITO, A. D. S., LIBARDI, P. L., MOTA, J. C. A., MORAES, S. O. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo da

água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 1939-1948, 2011.

BRUNING, J., ROBAINA, A. D., PEITER, M. X., BOSCAINI, R., da CONCEIÇÃO, C. G., GOLLO, E. A. Estimativa da curva de retenção de água no solo por função de pedotransferência. **Revista Cultura Agronômica**, v. 28 (1), p. 97, 2019.

CASAROLI, D.; LIER, Q. de J. V. Critérios para determinação da capacidade de vaso. **Revista Brasileira de ciência do solo**, v. 32, p. 59-66, 2008.

DE JONG VAN LIER, Q.; WENDROTH, O. Reexamination of the field capacity concept in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, v. 80(2), p. 264-274, 2016.

DE JONG VAN LIER, Q. Índices da disponibilidade de água para as plantas. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V.H. & SCHAEFER, C.E.G.R., eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, p.95-106, 2000.

DE JONG VAN LIER, Q. Física do solo – Baseada em processos. Piracicaba, 2020.

DE JONG VAN LIER, Q. Field capacity, a valid upper limit of crop available water?. **Agricultural water management**, v. 193, p. 214-220, 2017.

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

EMBRAPA. Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3 ed. 306p, 2018.

FABIAN, A. J., OTTONI FILHO, T. B. Determinação de capacidade de campo in situ ou através de equações de regressão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 35, n. 5, p. 1029-1036, 2000.

GIVI, J.; PRASHER, S. O.; PATEL, R. M. Evaluation of pedotransfer functions in predicting the soil water contents at field capacity and wilting point. **Agricultural water management**, v. 70(2), p. 83-96, 2004.

HILLEL, D. Internal drainage and redistribution following infiltration. In:HILLEL, D., ed. Applications of soil physics. New York, Academic Press, p.50-72, 1980.

KERSEBAUM, K.C. Application of a simple management model to simulate water and nitrogen dynamics. **Ecol. Modell.** v. 81, p. 145–156, 1995.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Unsaturated soil hydraulic conductivity of un oxisol, under different use and management systems. **Ciência Rural**, v. 32, p. 945-953, 2002.

LIANG, X.; LIAKOS, V.; WENDROTH, O.; VELLIDIS, G. Scheduling irrigation using an approach based on the van Genuchten model. **Agricultural Water Management**, v. 176, p. 170-179, 2016.

MARTINS, W. W. T. Análise do desempenho de pedofunções para determinação da capacidade de campo. Centro Universitário de Anápolis – UniEVANGÉLICA, 2019.

MARSHALL, T.J.; STIRK, G.B. Pressure potential of water moving downward into Soil. **Soil Science**, Washington, v. 68, p. 359-70, 1949.

MEDINA, B. F.; DE OLIVEIRA J. R. C. Relações entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório em Latossolo Amarelo muito Argiloso. 1987.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C.; RESCK, D. V. S.; DE LIMA, J. M.; JÚNIOR, M. D. S. D. Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, MG, v. 26, n.4, p. 836-841, 2002.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C. D.; FERREIRA, D. F.; LIMA, J. M. D.; LOPES, D. Modelos para determinação dos parâmetros da equação de van Genuchten para um Cambissolo. **Revista brasileira de engenharia agrícola e ambiental**, v. 9, p. 23-29, 2005.

MEYER, P.D. & GEE, G.W. Flux-based estimation of field capacity. *J. Geotechn. Geoenviron. Eng.*, 125:595-599, 1999.

MORGAN, K.T.; PARSONS, L.R. & WHEATON, T.A. Comparison of laboratory- and field-derived soil water retention curves for a fine sand soil using tensiometric, resistance and capacitance methods. **Plant and Soil**, v. 234, p. 153-157, 2001.

NASCIMENTO, P. dos S.; BASSOI, L. H.; PAZ, V. P. Da S.; VAZ, C. M. P.; NAIME, J. M.; MANIERI, J. M. Estudo comparativo de métodos para a determinação da curva de retenção de água no solo. **Irriga**, v. 15(2), p.193-207, 2010.

NEMES, A.; PACHEPSKY, Y. A.; TIMLIN, D. J. Toward Improving Global Estimates of Field Soil Water Capacity. **Soil Science Society of America Journal**, v 75, n. 3, p. 807-812, 2011.

NOURBAKHS, F.; AFYUNI, M.; ABBASPOUR, K. C.; SCHULIN, R. Research note: estimation of field capacity and wilting point from basic soil physical and chemical properties. *Arid Land Research and Management*, v. 19, p. 81–85, 2004.

OLIVEIRA, L.B.; MELO, V. Estudo da disponibilidade de água em um solo da estação experimental de Itapirema, Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 6:31-37, 1971.

OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; JACOMINE, P. K. T.; RODRIGUES, J. J. V.; MARQUES, F. A. Funções de pedotransferência para predição da umidade retida a potenciais específicos em solos do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.26, p.315-323, 2002.

- OTTONI, F. T. B.; OTTONI, M. V.; OLIVEIRA, M. B, MACEDO, J. R.; REICHARDT, K. Revisiting Field Capacity (FC): variation of definition of FC and its estimation from pedotransfer functions. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.38, p. 1750-1764, 2014.
- PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O. Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 12, p. 189-195, 1988.
- PREVEDELLO, C. L.; ARMINDO, R.A. Física do solo: com problemas resolvidos. 2. ed. revisada e ampliada. Curitiba, 474p. 2015.
- PUTTI, F. F.; Da Silva, A. O.; JUNIOR, J. F. S.; FILHO, L. R. A. G.; KLAR, A. E. Crescimento e produção da abobrinha sob irrigação com água salobra. **Irriga**, v. 23 (4), p. 713-726, 2018.
- REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.211-216, 1988.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos Processos e Aplicações. São Paulo: MANOLE, p. 478, 2004.
- RICHARDS, L.A. Methods of measuring moisture tension. *Soil Science*, Washington, v. 58, p. 95-112, 1949.
- RITCHIE, J. T. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. **Water resources research**, v. 8, n. 5, p. 1204-1213, 1972.
- RIVERS, E. D.; SHIPP, R. F. Available water capacity of sandy and gravelly North Dakota soils. **Soil Science**, Washington, v. 113, p. 74-80, 1971.
- RUIZ, H. A.; FERREIRA, G. B.; PEREIRA, J. B. M. Estimativa da capacidade de campo de Latossolos e Neossolos Quartzarênicos pela determinação do equivalente de umidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 389-393, 2003.
- SAMPAIO, F. M. T.; FERREIRA, M. M.; OLIVEIRA, M. S.; ALMEIDA, A. C.; JOSÉ, M. R. Variabilidade espacial da umidade de um Latossolo Vermelho-Amarelo sob plantio direto. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.30, n.5, p.854-861, 2010.
- STEDUTO, P.; HSIAO, T. C.; RAES, D.; FERERES, E. AquaCrop—The FAO crop model to simulate yield response to water: I. Concepts and underlying principles. **Agronomy Journal**, v. 101(3), p. 426-437, 2009.
- SILVA, M. L. D. N.; LIBARDI, P. L.; GIMENES, F. H. S. Soil water retention curve as affected by sample height. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 42, 2018.
- SILVA, B. M.; SILVA, É. A. D.; OLIVEIRA, G. C. D.; FERREIRA, M. M.; SERAFIM, M. E. Plant-available soil water capacity: estimation methods and implications. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 38, p. 464-475, 2014.

SILVEIRA, F.G. F. da. Aplicação do Modelo de Arya-Paris para estimar a curva de retenção de água em solos do Estado Bahia. 2014.

SOUZA, J. L. M. D.; FEZER, K. F.; GURSKI, B. C.; JERSZURKI, D.; PACHECHENIK, P. E.; EVANGELISTA, A. W. P. Atributos físicos e balanço hídrico do solo com floresta ombrófila mista, em Latossolo Vermelho-Amarelo, em Telêmaco Borba-PR. **Ciência Florestal**, v. 28, p. 90-101, 2018.

SOUZA, L.D.; REICHARDT, K. Estimativas de capacidade de campo. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, v. 20, p. 183-189, 1996.

TAVARES FILHO, J.; TESSIER, D. Effects of different management systems on porosity of Oxisols in Paraná, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, n. 3, p. 899-906, 2010.

TAVARES, M. H. F., FELICIANO, J. J. S., VAZ, C. M. P. Análise comparativa de métodos para determinação da curva de retenção de água em solos. **Irriga**, v. 13, p. 517-524, 2008.

TWARAKAVI, N. K. C.; SAKAI, M.; SIMUNEK, J. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. **Water Resources Research**, v. 45, n. 10, 2009.

TEIXEIRA, C. F. A.; MORAES, S. O.; SIMONETE, M. A. Desempenho do tensiômetro, TDR e sonda de nêutrons na determinação da umidade e condutividade hidráulica do solo. **Revista brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, p. 161-168, 2005.

TUREK, M. E., van LIER, Q. D. J., Armindo, R. A. Estimation and mapping of field capacity in Brazilian soils. **Geoderma**, v. 376, p. 114557, 2020.

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

VAZ, C. M. P.; IOSSI, M. De F.; NAIME, J. M.; SILVA, A. M. Retenção de água no solo estimada através da medida de distribuição do tamanho das partículas do solo. **Embrapa Instrumentação Agropecuária-Comunicado Técnico (INFOTECA-E)**, 2003.

VAZ, C. M. P.; NAIME, J. de M.; MACEDO, A. Analisador granulométrico de solos. **EMBRAPA-CNPDIA**, 1996.

VAZ, C. M. P.; IOSSI, M. F.; NAIME, J. M.; MACEDO, A.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J.; COOPER, M. Validation of the Arya and Paris water retention model for Brazilian soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69(3), p. 577-583, 2005.

VAZ, C. M. P.; NAIME, J. M.; SHINYA, V. T. Modelo de Arya e Paris para a estimativa de retenção de água com dados da granulometria dos solos. In: **Embrapa Instrumentação-Artigo em anais de congresso (ALICE)**. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Gramado, RS. Conquistas e desafios da ciência do solo

brasileira. Anais. Porto Alegre: SBCS, 2007.

VAZ, C. M. P.; NAIME, J. M.; SILVA, A. M., MELLO, S. Análise granulométrica por raios gama. **Embrapa Instrumentação-Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento (INFOTECA-E)**, 1997.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, H. Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentages of soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.68, p.75-94, 1949.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 32, n. 3, p. 181-194, 1931.