

QUANTIFICAÇÃO DO INTERVALO HÍDRICO ÓTIMO DE UM LATOSSOLO VERMELHO UTILIZANDO DUAS ESTRATÉGIAS METODOLÓGICAS⁽¹⁾

Wagner Henrique Moreira⁽²⁾, Cássio Antônio Tormena⁽³⁾, Edner Betioli Junior⁽⁴⁾, Getulio Coutinho Figueiredo⁽⁵⁾, Álvaro Pires da Silva⁽⁶⁾ & Neyde Fabiola Balarezo Giarola⁽⁷⁾

RESUMO

O intervalo hídrico ótimo (IHO) tem sido utilizado como indicador de qualidade física do solo por representar em um único parâmetro as propriedades físicas diretamente ligadas com o crescimento de plantas, exceto a temperatura. O procedimento usual para obter o IHO envolve a determinação, em amostras com estrutura preservada e em laboratório, da curva de retenção de água (CRA) e da curva de resistência do solo à penetração (CRS). A determinação da CRA e CRS utilizando medições realizadas no campo (*in situ*) é preferível, mas exige instrumentação apropriada. Os objetivos deste trabalho foram determinar o IHO a partir de dados coletados para obter a CRA e CRS *in situ*, utilizando instrumentos eletrônicos portáteis, e comparar essas com determinações feitas em laboratório. As amostragens foram realizadas na camada de 0,0-0,1 m de um Latossolo Vermelho distrófico. Foram utilizados dois métodos de quantificação do IHO: o tradicional, com medições realizadas em amostras de solo com estrutura preservada e *in situ*, com medições do conteúdo de água (θ), do potencial mátrico (Ψ) e da resistência do solo à penetração (RP) por meio de sensores. As medições *in situ* de θ , Ψ e RP foram realizadas durante um período de quatro dias de secamento do solo. Concomitantemente, foram tomadas amostras com estrutura preservada para a determinação da densidade do solo (Ds). Em razão dos limites de medida do Ψ pelo tensiômetro, foram realizadas determinações adicionais do conteúdo de água no Ψ de -1500 kPa com um psicrômetro (em laboratório). Os resultados evidenciaram que é possível determinar o IHO a partir de medições de θ , Ψ e RP, usando a

⁽¹⁾ Extraído da Dissertação de Mestrado do primeiro autor. Recebido para publicação em 6 de dezembro de 2013 e aprovado em 1º de agosto de 2014.

⁽²⁾ Pós-Doutorando, Programa de Pós Graduação em Agronomia, Universidade Estadual de Maringá - UEM. Av. Colombo, 5790. CEP 87020-900 Maringá (PR). E-mail: wh.moreira@hotmail.com

⁽³⁾ Professor Associado, Departamento de Agronomia, UEM. Bolsista do CNPq. E-mail: catormena@uem.br

⁽⁴⁾ Doutorando, Programa de Pós Graduação em Agronomia, UEM. E-mail: betioli.jr@gmail.com

⁽⁵⁾ Eng. Agrônomo, Pós-doutorando no Instituto Agrônomo - IAC. Av. Barão de Itapura, 1481. CEP 13020-902 Campinas (SP). E-mail: figueiredo.gc@gmail.com

⁽⁶⁾ Professor Titular, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo - ESALQ/USP. Av. Pádua Dias, 11. Caixa Postal 9. CEP 13418-900 Piracicaba (SP). Bolsista do CNPq. E-mail: apsilva@esalq.usp.br

⁽⁷⁾ Professora, Departamento de Ciência do Solo e Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Ponta Grossa. Av. General Carlos Cavalcanti, 4748. CEP 84030-900 Ponta Grossa (PR). E-mail: neydef@uepg.br

abordagem e instrumentação sugeridas. A qualidade do ajuste da CRS foi semelhante nas duas estratégias. No entanto, as medições de θ e Ψ *in situ*, associadas àquelas realizadas com psicrômetro, produziram melhor descrição da CRA. As estimativas do IHO foram semelhantes nas duas estratégias metodológicas. A quantificação do IHO *in situ* pode ser realizada com redução de 90 % do tempo em relação ao método tradicionalmente utilizado.

Termos de indexação: conteúdo de água, instrumentação, densidade do solo crítica, qualidade física do solo, potencial mátrico.

SUMMARY: QUANTIFICATION OF THE LEAST LIMITING WATER RANGE IN AN OXISOL USING TWO METHODOLOGICAL STRATEGIES

The least limiting water range (LLWR) has been used as an indicator of soil physical quality as it represents, in a single parameter, the soil physical properties directly linked to plant growth, with the exception of temperature. The usual procedure for obtaining the LLWR involves determination of the water retention curve (WRC) and the soil resistance to penetration curve (SRC) in soil samples with undisturbed structure in the laboratory. Determination of the WRC and SRC using field measurements (in situ) is preferable, but requires appropriate instrumentation. The objective of this study was to determine the LLWR from the data collected for determination of WRC and SRC in situ using portable electronic instruments, and to compare those determinations with the ones made in the laboratory. Samples were taken from the 0.0-0.1 m layer of a Latossolo Vermelho distrófico (Oxisol). Two methods were used for quantification of the LLWR: the traditional, with measurements made in soil samples with undisturbed structure; and in situ, with measurements of water content (θ), soil water potential (Ψ), and soil resistance to penetration (SR) through the use of sensors. The in situ measurements of θ , Ψ and SR were taken over a period of four days of soil drying. At the same time, samples with undisturbed structure were collected for determination of bulk density (BD). Due to the limitations of measurement of Ψ by tensiometer, additional determinations of θ were made with a psychrometer (in the laboratory) at the Ψ of -1500 kPa. The results show that it is possible to determine the LLWR by the θ , Ψ and SR measurements using the suggested approach and instrumentation. The quality of fit of the SRC was similar in both strategies. In contrast, the θ and Ψ in situ measurements, associated with those measured with a psychrometer, produced a better WRC description. The estimates of the LLWR were similar in both methodological strategies. The quantification of LLWR in situ can be achieved in 10 % of the time required for the traditional method.

Index terms: water content, instrumentation, critical bulk density, soil physical quality, matric potential.

INTRODUÇÃO

As culturas agrícolas necessitam de solos com condições físicas favoráveis para que possam obter elevadas produtividades. A qualidade física do solo (QFS), um termo muito utilizado na última década, está associada com a capacidade em prover as condições físicas de solo adequadas para sustentar a produção vegetal. Um solo com boa qualidade física requer um balanço entre aeração, disponibilidade de água associada com o potencial mátrico (Ψ) e uma resistência do solo à penetração (RP) que não limite o crescimento de raízes (Letey, 1985). O intervalo hídrico ótimo (IHO) destaca-se como um indicador da QFS por ser um parâmetro que traduz num valor de umidade a influência do Ψ , da aeração e da RP sobre o crescimento de raízes e da parte aérea das plantas. Ressalta-se que essas propriedades têm forte ligação com os processos que interferem na disponibilidade e na absorção de nutrientes.

O IHO tem sido utilizado para quantificar a QFS em diferentes agroecossistemas na Austrália, Índia, Estados Unidos, Canadá, Europa, Argentina e Brasil. Contudo, a quantificação do IHO demanda a utilização de equipamentos de elevado custo e o método em geral é demorado. A quantificação do IHO envolve alguns aspectos metodológicos limitantes, notadamente o tempo necessário para descrever a curva de retenção de água (CRA), uma vez que a utilização de placas porosas (Klute, 1986) pode prolongar o tempo de estabilização do Ψ e conteúdo de água (θ) das amostras nas análises laboratoriais (Gee et al., 2002; Bittelli & Flury, 2009). Isso decorre da redução da condutividade hidráulica do solo e das placas porosas, bem como possíveis perdas de contato hidráulico entre o solo e a placa porosa, por contração do solo durante o secamento. Tormena et al. (1998), num solo de classe textural muito argilosa, verificaram que o tempo de equilíbrio foi de 30 dias no Ψ de -1500 kPa, enquanto Collares et al. (2002) e Bittelli & Flury

(2009) observaram o equilíbrio aos 35 e 75 dias, respectivamente.

O desenvolvimento de novas tecnologias e sensores eletrônicos adequados à definição dos atributos do solo tem possibilitado a redução de tempo para a aquisição dos dados, bem como a melhoria da acurácia das medições, a exemplo de psicrômetros e tensiômetros automatizados, além de sensores para determinar θ . Ploeg et al. (2010) obtiveram ajuste satisfatório da CRA a partir da utilização de tensiômetros e da técnica de reflectometria no domínio do tempo (TDR) para medições de Ψ e θ , respectivamente, em condições de campo. Morgan et al. (2001) utilizaram tensiômetros e sensores de umidade (reflectometria no domínio da frequência) para determinar a CRA diretamente no campo e obtiveram resultados semelhantes àqueles determinados com placas porosas em câmara de Richards, exceto em Ψ próximos de -25 kPa. Entretanto, há também estudos para melhorar a eficiência da obtenção de dados para gerar CRS (Figueiredo et al., 2011).

A utilização de amostras com estrutura preservada de solo pode apresentar limitações, pois, quando confinadas em cilindros, podem influir no valor da RP por causa da razão entre os diâmetros do cone de penetração e do cilindro. Nesse sentido, Misra & Li (1996) concluíram que não existe efeito de confinamento da amostra de solo sobre a RP quando a razão entre os diâmetros do cilindro e do cone de penetração for superior a 35. Porém, esse tema ainda carece de mais investigações. Ademais, a realização de uma amostragem criteriosa para quantificação do IHO não elimina a possibilidade dos dados experimentais não representarem com fidelidade a condição física do solo. Nesse sentido, medições realizadas diretamente no campo (*in situ*) podem representar avanço na descrição mais realística dos atributos e processos físicos do solo.

Os métodos atuais para quantificação do IHO não apresentam avanços significativos em termos de aquisição de dados para a elaboração da CRA e CRS *in situ*. Na prática, isso é possível com a utilização de sensores de umidade, tensiômetros e dinamômetros. Nesse sentido, por meio de instrumentação portátil, a quantificação do IHO pode se tornar mais rápida e contornar as limitações impostas pelos procedimentos tradicionalmente utilizados, como o alto custo de equipamentos laboratoriais e a necessidade de mão de obra por longo período. Apenas a determinação da densidade do solo (Ds) requer procedimentos usuais, mas, para tanto, não é necessário aparato instrumental caro e sofisticado.

O desenvolvimento de estratégias metodológicas para quantificar o IHO que demandam menos tempo de análise e possam utilizar instrumentação de menor custo com elevada acurácia e passível de realizar medições *in situ* ainda é necessário. Este trabalho testou a hipótese que a quantificação do IHO, com

aquisição de dados para gerar a CRA e CRS *in situ*, pode ser realizada com a utilização de instrumentação portátil. Os objetivos deste trabalho foram realizar medições de θ , Ψ e RP em laboratório e diretamente no campo, para obter a CRA, a CRS e o IHO, e identificar a melhor estratégia metodológica para quantificar o IHO num Latossolo Vermelho distrófico.

MATERIAL E MÉTODOS

As amostragens foram realizadas na Fazenda Experimental da Universidade Estadual de Maringá, distrito de Iguatemi, em Maringá, PR, localizada nas coordenadas 23° 21' S; 52° 03' O, numa área com relevo plano a suave ondulado, cujo solo foi identificado como Latossolo Vermelho distrófico (Embrapa, 2013). Segundo a classificação de Köppen, o tipo climático dominante na região é o Cfa, subtropical úmido mesotérmico com médias anuais de temperatura e precipitação pluvial de 20 °C e 1.340 mm, respectivamente. A análise granulométrica do solo na camada estudada (0,0-0,1 m) apresentou valores médios de 150, 20 e 830 g kg⁻¹ de argila, silte e areia, respectivamente, pertencente à classe textural franco-arenoso.

As amostragens foram realizadas no mês de outubro de 2010, numa área cultivada com citros desde 2001. Duas estratégias metodológicas foram usadas para definir a CRA e CRS, ambas necessárias para estimar o IHO: a USUAL, utilizando procedimentos descritos em Silva et al. (1994) e Tormena et al. (1999), é realizada em laboratório; e uma estratégia com medições realizadas *in situ*, denominada de CAMPO. Para a primeira, foram tomadas aleatoriamente 60 amostras com estrutura preservada em cilindros de 100 cm³ (aproximadamente 0,050 m de diâmetro e altura). Para a segunda, foi utilizado um período de secamento do solo da camada de 0,0-0,1 m a partir da ocorrência de chuva, que aumentou θ para valores próximos da saturação. Para tanto, foram escolhidos aleatoriamente 64 pontos experimentais, sendo avaliados 16 pontos por dia em diferentes posições de amostragem de solo ao longo do pomar (linha e entrelinha de cultivo e área sob tráfego de máquinas), com o objetivo de medir mais amplamente a variabilidade de Ψ , θ , RP e Ds. Para esse último atributo do solo, foi tomada uma amostra com estrutura preservada por ponto experimental, utilizando cilindros (0,075 × 0,050 m de diâmetro e altura, respectivamente) posicionados ao centro do local das medições de θ , Ψ e RP. A escolha de cilindros com essas dimensões foi para possibilitar a coleta de amostra para determinar a Ds na área que houve a introdução dos sensores para medição de Ψ e θ .

Para determinar a CRA em laboratório, foram adotados os procedimentos descritos em Silva et al. (1994). As amostras foram divididas em 15 grupos, com quatro repetições, que foram submetidos aos

seguintes Ψ : -1, -2, -4, -6, -8, -10 kPa em mesa de tensão, conforme Ball & Hunter (1988); e -20, -30, -50, -70, -100-200, -400, -700 e -1.500 kPa, utilizando câmara de Richards (Dane & Hopmans, 2002). Após atingir o equilíbrio em cada Ψ , as amostras foram pesadas e, em seguida, foi determinada a RP, usando os procedimentos descritos em Tormena et al. (1998). Posteriormente, essas amostras foram secas em estufa a 105 °C, por 24 h, para precisar as massas de água e de sólidos do solo. A D_s foi determinada pela razão entre a massa de sólidos e o volume da amostra (Grossman & Reinsch, 2002). O θ foi obtido pelo produto do conteúdo gravimétrico de água pela D_s (Topp & Ferré, 2002).

Para a determinação da CRA *in situ*, foram feitas medições de θ , realizadas com uma sonda capacitiva (modelo Thetaprobe ML2x) em conjunto com o sistema de aquisição de dados HH2, ambos da marca Delta-T Devices (Delta-T Devices, 1999). Adjacente ao sensor de umidade, foi inserido um tensiômetro eletrônico (modelo T5, marca UMS), com cápsula porosa cônica de 0,5 cm de diâmetro na extremidade por 0,6 cm de altura, em uma haste acrílica de 5 cm de altura, que está ligada ao corpo do sensor (UMS GmbH München, 2009) para medições de Ψ simultaneamente às de θ . Para estabilizar as medições de Ψ , foi utilizado um tubo de PVC para proteger lateralmente o tensiômetro, sendo assumida condição de equilíbrio dinâmico quando a variação dos valores de Ψ foram de, no máximo, $\pm 0,1$ kPa por minuto.

O sistema de aquisição de dados HH2, em conjunto com a sonda Thetaprobe ML2x, é um instrumento para medição da reflectometria no domínio da frequência, que detecta a variação de tensão elétrica. A conversão para θ é realizada utilizando uma tabela de linearização, já configurada no HH2, que relaciona a tensão elétrica com a constante dielétrica. Posteriormente, a constante dielétrica e os parâmetros específicos de cada solo permitem obter o θ (Delta-T Devices, 1999). Em solos argilosos, a calibração desse instrumento é fundamental em razão, principalmente, da presença de óxidos de Fe (Silva et al., 2012). Contudo, em solos arenosos, a calibração pode ser dispensada, sendo usada a equação do fabricante ($\theta = 0,190 + 0,119\sqrt{\epsilon}$, em que $\sqrt{\epsilon}$ = constante dielétrica), apresentada por Kargas & Kerkides (2008) e adotada neste estudo.

As medições de RP em laboratório foram obtidas utilizando uma haste metálica com uma extremidade cônica (ângulo de 30° e diâmetro basal de 0,004 m), seguindo os procedimentos de Tormena et al. (1998). No entanto, quando essas medições foram realizadas *in situ*, para cada ponto experimental, os dados de RP consistiram da média de cinco repetições, tomadas num semicírculo no local das medições do θ e do Ψ . Para tanto, foi usado um dinamômetro eletrônico (modelo FGV-50XY, marca Shimpo), que permite o armazenamento dos dados de força, de tração ou compressão, até 20 kgf, bem como a estimativa de

sua média. Para utilizá-lo como penetrômetro, foi adaptada uma haste metálica com ponta cônica (ângulo de 60° e diâmetro basal de 0,004 m), sendo sua introdução no solo realizada manualmente, com aquisição de em média 50 dados entre 0,01 e 0,06 m de profundidade. Em ambas as estratégias metodológicas, a diferença entre os valores de RP, causada pelos dois tamanhos de ângulo de cone das hastas de penetrometria, foi minimizada pela divisão dos valores medidos *in situ* por 1,26, um fator de correção recomendado em Fritton (1990) para padronizar as medições para cone com ângulo de penetração de 30°. A conversão dos dados de força (kgf) para RP (MPa) foi feita por meio da equação 1:

$$RP = 0,0980665 F / \pi r^2 \quad (1)$$

em que F é a leitura do dinamômetro (kgf); e r, o raio do cone (0,0021 m).

Para estimar θ em $\Psi < -85$ kPa (valor limite de medição do tensiômetro), especificamente em $\Psi = -1.500$ kPa, foram tomadas cinco amostras de solo com estrutura preservada em cilindros de 0,075 × 0,050 m de diâmetro e altura, respectivamente; a D_s de cada amostra foi determinada, previamente, conforme os procedimentos citados. O Ψ de -1.500 kPa foi obtido utilizando um psicrômetro modelo *DewPoint Potentiometer* WP4-T (Decagon Devices, 2007) e seguindo as indicações do fabricante (Decagon Devices, 2006). Para tanto, foram obtidas 100 g de terra fina seca em estufa de cada amostra indeformada, que foram subdivididas em três subamostras e adicionadas água, conforme a equação 2:

$$M_w = M_{ad} [(1 - w_{ad}) w - w_{ad}] \quad (2)$$

em que M_w é a massa de água adicionada ao solo; M_{ad} é a massa de sólidos do solo; e w_{ad} e w são os conteúdos de água (base em massa) tabelados para as diferentes classes texturais de solo (Decagon Devices, 2006).

Após a adição de água, essas subamostras de solo foram acondicionadas em recipientes específicos para utilização no psicrômetro, e ficaram em repouso por 72 h, para a redistribuição interna da água. Depois disso, o potencial da água nas subamostras de solo foi medido com o psicrômetro, sendo o conteúdo de água (base em massa) determinado a partir da secagem das subamostras em estufa a 105 °C, por 24 h. Por fim, o conteúdo gravimétrico de água no ponto de murcha permanente (U_{PMP}) foi estimado conforme a equação 3:

$$U_{PMP} = u [\ln(-1000/-1,5)] / [\ln(-1000000/\Psi)] \quad (3)$$

em que o u é o conteúdo de água (kg kg^{-1}) correspondente ao Ψ medido no psicrômetro (kPa). Com a multiplicação da D_s de cada amostra pelo U_{PMP} , obteve-se o θ no ponto de murcha permanente.

A descrição matemática da CRS e CRA é necessária para proceder às estimativas do IHO. Para ambas as estratégias metodológicas, a CRS, uma relação funcional entre a RP, θ e D_s , foi descrita por meio da função não linear utilizada por Busscher (1990), conforme a equação 4:

$$RP = a \theta^b Ds^c \quad (4)$$

que, com a transformação logarítmica, resulta na equação 5:

$$\ln RP = \ln a + b \ln \theta + c \ln Ds \quad (5)$$

em que RP é a resistência do solo à penetração (MPa); θ e Ds são expressos em $m^3 m^{-3}$ e $kg dm^{-3}$, respectivamente; e a , b e c são os coeficientes de ajuste da equação.

A CRA é expressa pela relação entre θ e Ψ e foi descrita matematicamente por meio da função não linear (Ross et al., 1991), conforme a equação 6:

$$\theta = d \Psi^e \quad (6)$$

em que θ e Ψ são expressos em $m^3 m^{-3}$ e kPa, respectivamente; e d e e , os coeficientes de ajuste da equação. Com a transformação logarítmica, a equação 6 toma a forma da equação 7:

$$\ln \theta = \ln(d) + e \ln(\Psi) \quad (7)$$

A Ds pode ser incorporada no ajuste quando significativa, alterando a equação 7 para: $\ln(\theta) = \ln(d + f Ds) + e \ln(\Psi)$.

em que f também é um coeficiente de ajuste.

O IHO foi determinado adotando-se os procedimentos descritos em Silva et al. (1994) e Tormena et al. (1999). Os valores de θ associados com Ψ , RP e porosidade de aeração limitantes ao crescimento das plantas foram: a capacidade de campo (θ_{CC}) ou conteúdo de água no Ψ de -6 kPa (Reichardt, 1988); o ponto de murchamento permanente (θ_{PMP}) ou conteúdo de água no Ψ de -1.500 kPa (Savage et al., 1996) e o conteúdo de água no solo em que a porosidade de aeração (θ_{PA}) é de $0,10 m^3 m^{-3}$ (Grable & Siemer, 1968). Para a RP, foi adotado o valor crítico de 2,0 MPa. Os valores de θ_{CC} e θ_{PMP} foram obtidos utilizando a CRA; e os valores do conteúdo de água em que a RP (θ_{RP}) atinge 2,0 MPa foram alcançados isolando o θ na equação 4. O valor de θ_{PA} foi obtido por $[(1 - Ds/Dp) - 0,1]$, considerando um valor médio de densidade de partículas do solo igual a $2,65 kg dm^{-3}$.

As comparações dos atributos físicos do solo (Ds, θ e RP) entre as estratégias metodológicas de quantificação do IHO foram realizadas utilizando o intervalo de confiança da média (IC) ($p < 0,05$) como critério estatístico, calculado conforme a equação 8:

$$IC = \bar{X}_1 \pm t \frac{\alpha}{2} \left(s_1 / \sqrt{n_1} \right) \quad (8)$$

em que \bar{X}_1 é a média; $t_{\alpha/2}$, o coeficiente tabelado; s_1 , o desvio-padrão da média; e n_1 , o número de observações. Quando não houve sobreposição entre os limites superior e inferior dos intervalos de confiança das médias, considerou-se, com 85 % de probabilidade, que houve diferença significativa, conforme Payton et al. (2000).

Os coeficientes ajustados dos modelos (CRA e CRS) foram obtidos usando o programa SAS *Institute* (SAS, 2002). Para verificar se os coeficientes ajustados dos

modelos (CRA e CRS) diferiam estatisticamente ($p < 0,05$), foi utilizado o teste t (Equação 9) conforme Grantz & Slinker (1990):

$$t = (\text{coeficiente}_i - \text{coeficiente}_j) / \sqrt{(s/n_i + s/n_j)} \quad (9)$$

em que i e j correspondem às estratégias metodológicas USUAL e CAMPO, respectivamente; coeficiente _{i} e coeficiente _{j} são os coeficientes ajustados dos modelos; e n_i e n_j são o número de dados que compõe as médias. Em que s é obtido por:

$$s = [(n_i - 1) s_i + (n_j - 1) s_j] / (n_i + n_j - 2) \quad (10)$$

em que s_i e s_j são o desvio-padrão de cada grupo. A estimativa da estatística t para as comparações foi contrastada com o valor t tabelado para uma distribuição bilateral, com nível de significância de $p = 0,05$ e n graus de liberdade, em que n = número de observações - número de parâmetros estimados.

A raiz quadrada do erro médio quadrático normalizado (RMSE) foi utilizada para comparação dos valores medidos e estimados da CRA e CRS, além de comparação entre o IHO das estratégias USUAL e CAMPO, conforme Loague & Green (1991):

$$RMSE = \left[\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2 / N \right]^{0,5} \left(100 / \bar{O} \right)$$

em que O_i é o valor observado; P_i , o valor estimado; \bar{O} , a média das observações; e N , o número de observações experimentais.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores médios, máximos e mínimos e o coeficiente de variação (CV) dos atributos físicos do solo, determinados com as duas estratégias metodológicas para quantificação do IHO (USUAL e CAMPO), são apresentados no quadro 1. O $N = 63$ da estratégia CAMPO é em razão da perda de uma amostra. Ressalta-se que os valores das variáveis obtidas nas amostras de solo utilizadas para estimativa do ponto de murcha permanente (PMP) nessa estratégia não foram incluídos. Ao considerá-las, ocorreram alterações nos valores de θ médio = $0,17 m^3 m^{-3}$, θ mínimo = $0,06 m^3 m^{-3}$ e CV = 34,31 %, além de diminutas alterações no CV (6,16 %) da Ds.

O CV da Ds variou entre 5,83 a 6,22 %. Esses baixos valores de CV em solos com predominância da fração areia também são reportados em Imhoff et al. (2000), Tormena et al. (2008), Blainski et al. (2008) e Fidalski et al. (2008). Para θ , o menor CV encontrado nas medições realizadas *in situ* é resultado da faixa mais estreita de Ψ avaliados na estratégia CAMPO. Já para a RP, verificou-se elevado CV (> 62 %), com os maiores valores encontrados nas avaliações em laboratório (Quadro 1). O elevado CV para a RP também foi verificado por Imhoff et al. (2000), Silva et al. (2004),

Araújo et al. (2004), Blainski et al. (2008) e Petean et al. (2010). O maior valor de RP foi detectado em laboratório (RP > 7,0 MPa) em razão da sua determinação em Ψ inferiores a -80 kPa, que foi o menor valor obtido *in situ*. Além disso, as amostras com maiores valores de RP em laboratório apresentaram θ semelhante com os dados da estratégia CAMPO, mas diferiam nos valores de Ds que foram maiores em laboratório, fato relacionado à aleatoriedade na seleção das amostras submetidas aos respectivos Ψ . O valor mínimo de RP medido *in situ* foi maior que em laboratório, fato ratificado pelos valores de θ .

Na figura 1, é representada a distribuição dos dados de Ds, θ e RP. Observa-se que há maior porcentagem de valores mais elevados de Ds, sendo 72 % entre 1,60 e 1,74 kg dm⁻³ na estratégia USUAL, enquanto em CAMPO foram 57 % para a mesma faixa de Ds. Para a RP, ocorreram percentuais de valores maiores para a estratégia USUAL. O efeito positivo da Ds na RP deve-se ao maior número de pontos de contato entre as partículas sólidas, resultando em aumento de sua fricção (Vepraskas, 1984), enquanto alterações do θ promovem efeitos associados à coesão entre essas partículas por causa da variação de Ψ e do efeito lubrificante da água. Assim, a maior concentração de valores elevados de RP na estratégia USUAL possui relação com a maior proporção de Ds elevada e de baixos valores de θ , em comparação com a estratégia CAMPO.

Com a redução do θ , verificou-se ao final do quarto dia de avaliação a formação de uma camada de solo mais coesa e com poucos milímetros de espessura, como resultado do secamento excessivo em superfície. Diferenças em θ e RP foram observadas entre essa camada mais superficial e a subjacente. Entretanto, isso não interferiu neste estudo, pois a aquisição de dados de força (kgf) ocorreu após ultrapassar essa fina camada de solo.

No quadro 2, encontram-se as equações da CRS para as duas estratégias metodológicas de quantificação do IHO. A RP foi correlacionada

positivamente com a Ds e negativamente com θ , fato já amplamente reportado na literatura (Tormena et al., 2007; Blainski et al., 2009; Petean et al., 2010; Moreira et al., 2014).

Os coeficientes de ajuste da CRS, obtidos pela estratégia USUAL, são similares aos encontrados por Araújo et al. (2004) em Latossolo Vermelho distrófico próximo ao da área experimental deste estudo. Para verificar a existência de diferença estatística entre os coeficientes das CRS, foi aplicado o teste *t* (Grantz & Slinker, 1990), não sendo constatadas diferenças significativas ($p < 0,05$) dos coeficientes ajustados entre as estratégias CAMPO e USUAL. Em geral, a determinação da RP *in situ* difere daquela obtida pelos procedimentos de laboratório, principalmente em relação às diferenças e oscilações na velocidade de penetração que podem influenciar os valores de RP (Herrick & Jones, 2002). Neste estudo, houve diferenças na velocidade de penetração para haste de penetrometria entre as medições feitas em laboratório e *in situ*. Com a diferença de velocidade, nas medições *in situ*, o número de dados de RP coletados para compor a média de RP foi menor ($n=250$) que em laboratório ($n=300$). Porém, isto não resultou em alterações significativas da RP entre as estratégias USUAL e CAMPO pelo intervalo de confiança da média (Quadro 1) e pela ausência de diferença entre os coeficientes ajustados ($p < 0,05$).

Para avaliar a precisão dos modelos na predição da RP, além de calcular o RMSE, os valores estimados pelas equações e os medidos em cada estratégia foram representados na figura 2 e esses valores comparados com a linha 1:1. A análise da figura 2 indica que a RP foi subestimada nas duas estratégias metodológicas; conforme o valor medido aumenta, a subestimativa do valor obtido pelo modelo também aumenta. A CRS tende a ser mais precisa onde há maior concentração de dados, para a USUAL 50 % dos dados coletados apresentaram valor menor que o adotado como crítico neste trabalho (RP = 2 MPa), enquanto em CAMPO 67 % dos dados apresentaram RP < 2 MPa. A tendência de subestimativa refletiu nos resultados de RMSE,

Quadro 1. Valores médios dos atributos físicos das duas estratégias de quantificação do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Vermelho

Estratégia para obter o IHO	N	Média	CV	Máximo	Mínimo	IC
			%			
			Densidade do solo (kg dm ⁻³)			
USUAL	60	1,64	5,83	1,80	1,38	0,03
CAMPO	63	1,63	6,22	1,79	1,36	0,03
			Conteúdo de água (m ³ m ⁻³)			
USUAL	60	0,19	43,19	0,39	0,10	0,02
CAMPO	63	0,18	29,39	0,30	0,08	0,01
			Resistência do solo à penetração (MPa)			
USUAL	60	2,79	84,80	10,47	0,16	0,61
CAMPO	63	2,04	62,64	6,52	0,26	0,32

N: número de observações; CV: coeficiente de variação; e IC: intervalo de confiança da média a 95 % (Payton et al., 2000).

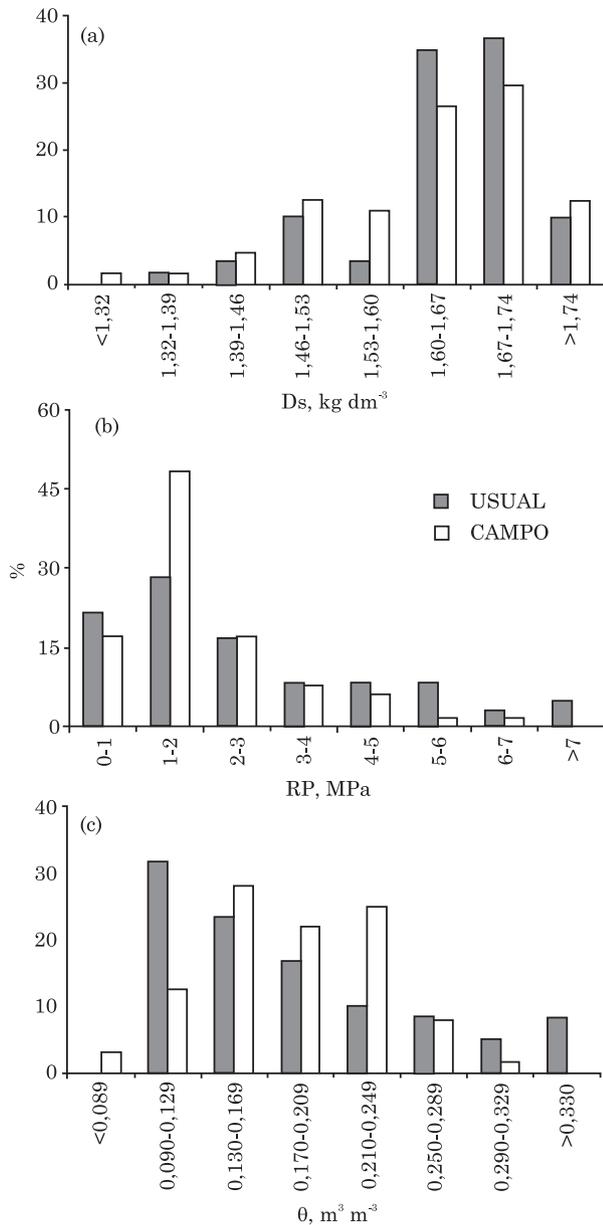


Figura 1. Distribuição dos valores de densidade do solo (a), resistência do solo à penetração (b) e conteúdo de água (c) para as estratégias USUAL e CAMPO.

que apresentaram valores de 46 e 32 % para USUAL e CAMPO, respectivamente. Com a igualdade encontrada nos coeficientes, a semelhança de F, R² e na tendência de subestimativa, o RMSE é a única variável que permite afirmar que a estratégia CAMPO foi mais eficiente na determinação da CRS, o que não significa que não seja necessário considerar modificações na forma de coletar dados.

Quatro dias após o início das medições *in situ*, o Ψ foi igual a -80 kPa, sendo atingido o limite de funcionamento do tensiômetro. O θ nesse Ψ foi igual a 0,08 m³ m⁻³, a Ds = 1,51 kg dm⁻³ e a RP = 5,28 MPa. Assim, as medições de RP foram realizadas *in situ* em θ ≥ 0,08 m³ m⁻³. Esses resultados indicaram

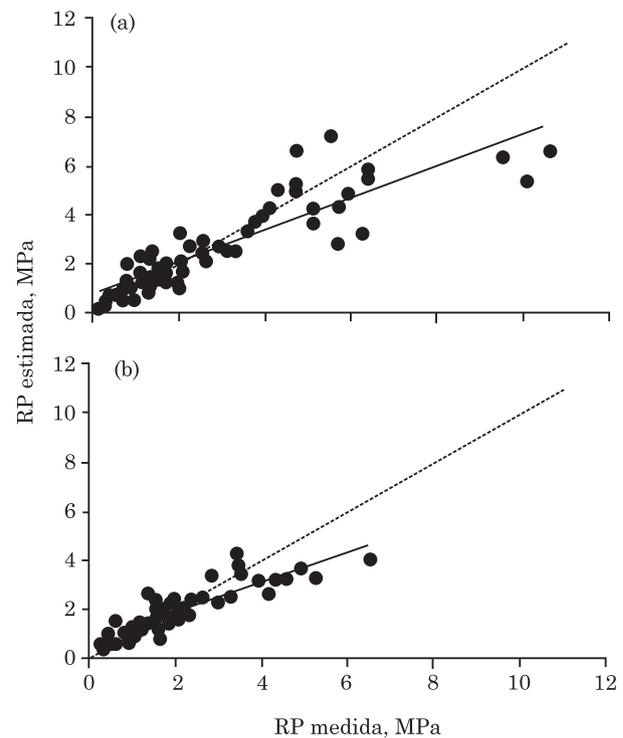


Figura 2. Resistência do solo à penetração (RP) medida e estimada, utilizando as estratégias USUAL (a) e CAMPO (b). A linha tracejada corresponde à relação 1:1.

Quadro 2. Equações ajustadas para a curva de resistência do solo à penetração (CRS) e para a curva de retenção de água (CRA), em que RP é a resistência do solo a penetração; θ, conteúdo volumétrico da água do solo; Ds, densidade do solo e Ψ, o potencial de água no solo

Estratégia para obter o IHO	Equações	F	p	R ²
		CRS		
USUAL	RP = 0,0016 Ds ^{8,1768} θ ^{-1,7323}	F = 146,01	p < 0,0001	0,84
CAMPO	RP = 0,0032 Ds ^{7,5124} θ ^{-1,4766}	F = 125,45	p < 0,0001	0,81
		CRA		
USUAL	θ = 0,3006 Ψ ^{-0,1569}	F = 139,36	p < 0,0001	0,71
CAMPO	θ = 0,3283 Ψ ^{-0,2340}	F = 613,86	p < 0,0001	0,90

RP, em MPa; θ, em m³ m⁻³; Ds, em kg dm⁻³; Ψ, em kPa.

que a determinação da RP *in situ*, seguindo o período de secamento do solo de quatro dias neste estudo, permitiu obter ampla variação de RP, com valores de θ chegando muito próximos do θ_{PMP} . No entanto, as medições *in situ* em comparação com as de laboratório, os mais baixos valores máximo e do CV da RP (Quadro 1) mostraram que é possível melhorar a qualidade do ajuste da CRS pela estratégia CAMPO com determinações adicionais ou alteração na proporção de dados coletados em cada amostragem. Nesse estudo, dos dados coletados *in situ*, 33 % apresentaram RP > 2 MPa, enquanto nos de laboratório 50 % registraram RP > 2 MPa.

As equações matemáticas das CRA, obtidas nas duas estratégias metodológicas para determinação do IHO, são apresentadas no quadro 2. Para ambas as estratégias, a variação do θ pode ser explicada apenas pela variação do Ψ , concordando com Imhoff et al. (2001), em solo similar ao deste estudo. As medições de θ e Ψ *in situ*, complementada com as do θ em Ψ de -1500 kPa, permitiu melhor descrição da CRA. Isso é evidenciado pelos elevados valores F e R² dessa equação ajustada aos dados obtidos com a estratégia CAMPO (Quadro 2). Esse comportamento demonstrou que, diferentemente da CRS onde não houve diferença, exceto pelo RMSE, as medições de Ψ e θ *in situ* produziram melhor ajuste para a CRA. Assim como para a CRS, os coeficientes ajustados para a equação 7 foram avaliados pelo teste t (Grantz & Slinker, 1990) e foram constatadas diferenças significativas (p<0,05) dos coeficientes ajustados para a CRA entre as estratégias CAMPO e USUAL.

Em laboratório, os valores de θ no $\Psi = -1500$ kPa foram superiores àqueles no $\Psi = -700$ kPa. Como a Ds não explicou (p>0,05) a variação de θ no ajuste da CRA, o menor θ deveria ocorrer em menor Ψ . O maior θ em um Ψ menor pode ser justificado por razões metodológicas, em especial, em razão da aparente falta de equilíbrio das amostras nas placas porosas. Bittelli & Flury (2009) argumentaram que a eficiência da placa porosa é adequada quando $\Psi > -100$ kPa. Entretanto, Cresswell et al. (2008) e Gee et al. (2002) descreveram problemas encontrados na determinação de CRA com placas porosas; por exemplo, ao indicar que o equilíbrio não havia sido atingido em $\Psi = -1500$ kPa, apesar da ausência de fluxo de água no dreno da placa. Para Ψ tão baixo quanto -1500 kPa, as restrições aos fluxos de água se devem à reduzida condutividade hidráulica do solo quanto das placas porosas, provavelmente em níveis similares à taxa de evaporação, que ocorre nas amostras dentro das câmaras de pressão. Além disso, Cresswell et al. (2008) indicaram que as principais causas dos erros incluem a dispersão da argila, que obstrui os poros da placa porosa, bem como o reduzido contato entre a amostra de solo e superfície dessa placa.

Ao representar os valores estimados e medidos de θ (Figura 3) para as duas estratégias metodológicas para quantificação do IHO, observou-se em CAMPO,

uma linha de regressão muito próxima à da 1:1, indicando melhor descrição da CRA *in situ* e o desempenho satisfatório da instrumentação proposta. O RMSE evidenciou mesma tendência da CRS, porém com valores menores. Foram encontrados valores de RMSE de 22 e 10 %, para USUAL e CAMPO, respectivamente.

Em termos de tempo gasto para obter a CRA para a estratégia CAMPO, foram necessários quatro dias para a coleta de dados, incluindo a determinação do θ_{PMP} . Assim, considerando as 24 h para secamento das amostras em estufa, em seis dias já têm-se as informações necessárias para quantificar o IHO. Entretanto, para a estratégia USUAL, foram necessários um dia para a coleta e preparo de amostras de solo e dois, para a saturação das amostras. A partir disso, foram requeridos entre 1 a 33 dias para equilíbrio das amostras em cada Ψ estabelecido. Para os Ψ de -400 e -1500 kPa, que necessitaram de 22 e 33 dias para equilíbrio, respectivamente, foi necessário aguardar o equilíbrio das amostras nos Ψ de -200 e -700 kPa, que demandaram 22 e 23 dias para equilíbrio, respectivamente, em razão da disponibilidade de uso da câmara de Richards, totalizando, assim, 60 dias para a quantificação do IHO em laboratório.

Embora a CRA obtida *in situ* tenha obtido melhor ajuste, o modelo ajustado poderia ser ainda mais preciso, com maiores valores de F e R², caso houvesse mais valores de θ medidos em condições < 0,1 m³ m⁻³ e, ou, > 0,3 m³ m⁻³. Para tanto, no Latossolo estudado, uma coleta de dados logo após uma chuva que elevasse o θ próximo à saturação e outra com θ abaixo daquele avaliado no quarto (último) dia poderia ser uma

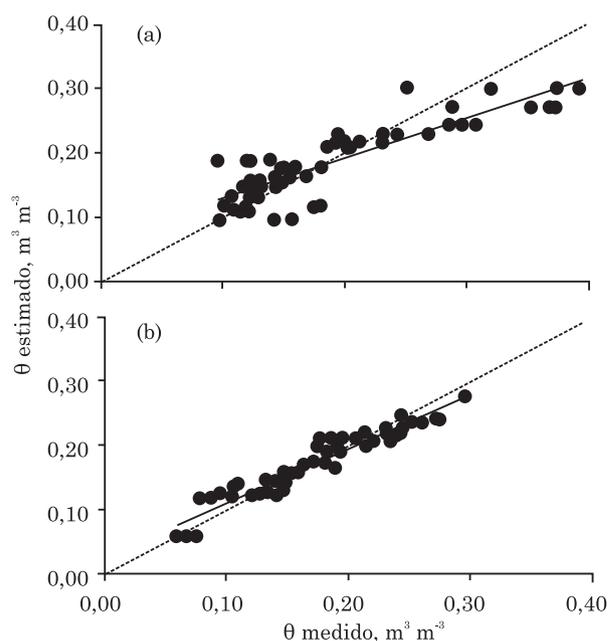


Figura 3. Equação de regressão entre o conteúdo de água estimado (θ estimado) e medido (θ medido) nas estratégias USUAL (a) e CAMPO (b). A linha tracejada corresponde à relação 1:1.

estratégia adequada para obter essas condições de umidade. Ademais, a utilização de tensiômetros com capacidade de medir $\Psi < -80$ kPa pode contribuir para melhoria do ajuste da CRA, como os tensiômetros utilizados por Durigon & van Lier (2011) ou Ploeg et al. (2010), que possibilitam medições de $\Psi \geq -1600$ kPa.

Diferentes valores críticos de RP para o crescimento de plantas têm sido reportados na literatura, mas o valor de 2 MPa é o mais frequentemente utilizado (Silva et al., 1994; Tormena et al., 1998; Betz et al., 1998; Blainski et al., 2009). Visto que o objetivo deste estudo foi avaliar duas estratégias metodológicas para obter as CRA e CRS, a fim de quantificar o IHO (Figura 4), adotou-se o limite crítico de RP de 2 MPa.

Com o incremento da D_s , caracterizando perda da qualidade física do solo, ocorreu redução do IHO (Tormena et al., 1998), com poucos valores de θ_{PA} inferiores a θ_{CC} (Figura 4). Neste estudo, o θ_{PA} não foi limitante ao IHO, pois seu valor foi maior que θ_{CC} apenas acima da densidade do solo crítica ($D_{s,cri}$, onde IHO = 0), o que ocorreu quando o $\theta_{RP} = \theta_{CC}$, nas duas estratégias metodológicas para quantificar o IHO.

Ocorreram diferenças no θ_{PMP} entre as estratégias metodológicas utilizadas, assumindo valores de $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ na USUAL, que foi superior ao obtido em CAMPO ($0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), em 61 %. Os valores de θ_{CC} foram de $0,22$ e $0,23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para as duas estratégias, respectivamente, divergindo em 5 %. A água disponível (AD), definida pela diferença entre θ_{CC} e θ_{PMP} , foi maior na estratégia CAMPO ($0,16 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) do que na USUAL ($0,13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Os valores de AD obtidos em CAMPO foram 23 % superiores em relação aos dos USUAL, indicando que pode ocorrer subestimativas da AD em laboratório face ao maior valor de θ_{PMP} .

O incremento de θ_{RP} foi semelhante entre as estratégias CAMPO e USUAL, apresentando que o aumento da D_s implicou em valores maiores do θ para manter a resistência à penetração em 2,0 MPa, corroborando Imhoff et al. (2001), Araújo et al. (2004), Leão et al. (2004), Petean et al. (2010), entre outros autores. O limite inferior do IHO foi definido quase

integralmente pela θ_{RP} , que teve valores iniciais de $0,06$ e $0,07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para CAMPO e USUAL, respectivamente. Esses resultados corroboram os de Silva et al. (1994), Tormena et al. (2007) e Fidalski et al. (2010), em que o θ_{RP} mais frequentemente reduziu o IHO em solos sob diferentes condições de textura e manejo. Na estratégia USUAL houve substituição do θ_{PMP} pelo θ_{RP} na $D_s \geq 1,46 \text{ kg dm}^{-3}$, enquanto em CAMPO o θ_{RP} delimitou o IHO independentemente da D_s . O θ_{RP} assumiu valor semelhante nas duas estratégias, e o valor inicial do θ_{RP} se deveu à sua diferente magnitude da D_s correspondente. Assim, a substituição do θ_{PMP} pelo θ_{RP} na estratégia USUAL ocorreu por causa do maior valor de θ_{PMP} apresentado.

O comportamento do IHO neste estudo foi semelhante ao apresentado por Collares et al. (2006), num solo de classe textural franco-arenoso com 89 g kg^{-1} de argila e 614 g kg^{-1} de areia, onde o limite inferior foi determinado pelo θ_{RP} a partir da D_s de $1,40 \text{ kg dm}^{-3}$ e o superior foi integralmente o θ_{CC} . Esses autores obtiveram um IHO = $0,13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ numa D_s de $1,38 \text{ kg dm}^{-3}$ e $D_{s,cri}$ de $1,75 \text{ kg dm}^{-3}$, dados próximos aos encontrados para a estratégia USUAL. O valor do IHO obtido nesta pesquisa também foi semelhante ao encontrado por Silva et al. (1994) num solo com 60 g kg^{-1} de argila e 780 g kg^{-1} de areia, em que o IHO foi de $0,13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

A $D_{s,cri}$ da estratégia CAMPO e USUAL foi de $1,74 \text{ kg dm}^{-3}$. Esses resultados foram próximos aos obtidos por Araújo et al. (2004), em solo similar e próximo da área experimental. Além da $D_{s,cri}$, para fins de monitoramento da qualidade física do solo, pode-se obter a frequência de condições físicas impeditivas às plantas (Petean et al., 2010). Assim, 11 % das amostras de solo na estratégia CAMPO possuíam $D_s > D_{s,cri}$, enquanto na USUAL 10 %, sugerindo pequena diferença entre as duas estratégias, provavelmente pela última superestimar o conteúdo de água em Ψ mais baixos.

O maior IHO obtido *in situ* decorreu do melhor ajuste da CRA. Já para as medições da RP, em razão de essa variável apresentar maior sensibilidade à

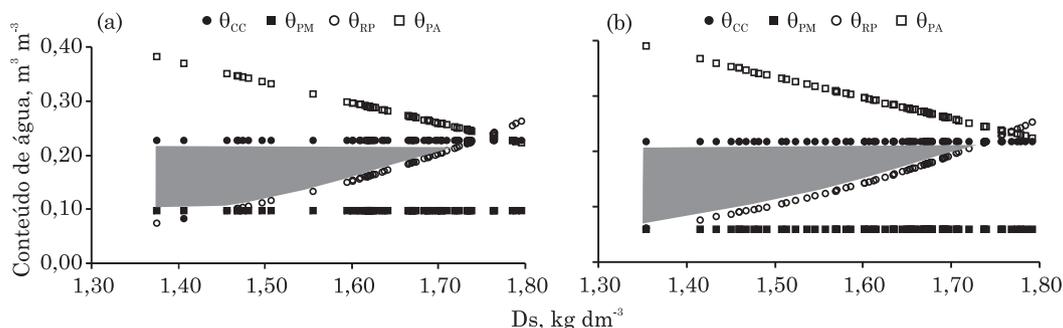


Figura 4. Variação dos conteúdos de água do solo na capacidade de campo (θ_{CC}), ponto de murcha permanente (θ_{PMP}), porosidade de aeração de 10 % (θ_{PA}) e resistência do solo à penetração de 2,0 MPa (θ_{RP}), em função da densidade do solo para as estratégias USUAL (a) e CAMPO (b). A área hachurada corresponde ao intervalo hídrico ótimo do solo.

condição estrutural do solo, pode haver necessidade de maior número de amostras, preferencialmente em baixo conteúdo de água, para melhorar a qualidade do ajuste da CRS em comparação com a CRA da estratégia CAMPO. Isso é reforçado pelo fato de a estratégia CAMPO ter apresentado subestimativas de RP em valores maiores (Figura 2), que pode ser resultado da falta de medições em condições de solo mais seco, o que poderia melhorar o ajuste da CRS não só em CAMPO, mas também na USUAL. Para a estratégia CAMPO, o menor valor de R^2 da CRS contrasta com o da CRA, em que o ajuste do modelo foi melhor na estratégia CAMPO, possivelmente, em razão das medições de Ψ com um psicrômetro, que resultou em estimativas do θ_{PMP} (Equação 3) com valores menores que aqueles obtidos com placas porosas. Klein et al. (2010) também demonstraram a eficiência do psicrômetro nas medições de Ψ mais baixos, com a ressalva que esse instrumento não foi adequado para medições em $\Psi > -1000$ kPa, o que foi contornado neste trabalho pela utilização de tensiômetros para determinar a CRA *in situ*.

A relação entre o IHO e a D_s é representada na figura 5. Para toda faixa de D_s avaliada na estratégia CAMPO e em $D_s \geq 1,46$ kg dm⁻³ na USUAL, o IHO foi negativamente relacionado com a D_s . A D_s a partir da qual a relação com o IHO é negativa na estratégia USUAL é semelhante às obtidas por Silva et al. (1994) e Collares et al. (2006). No entanto, os valores de IHO encontrados na estratégia CAMPO são semelhantes aos de Araújo et al. (2004) num Latossolo Vermelho e próximo da área experimental.

A correlação negativa da D_s com o IHO é amplamente reportada na literatura (Silva et al., 1994; Tormena et al., 1998, 1999, 2007; Blainski et al., 2009; Petean et al., 2010). O IHO da estratégia CAMPO é superior ao da USUAL até a D_s de 1,46 kg dm⁻³. Quando não há limitação pelo θ_{RP} ou θ_{PA} , o IHO = AD. Para a estratégia USUAL, tem-se IHO = AD até a $D_s = 1,46$ kg dm⁻³, em que θ_{RP} supera o θ_{PMP} (0,10 m³ m⁻³). Entretanto, para a estratégia CAMPO, o IHO decresce com aumento da D_s , pois θ_{RP} supera o θ_{PMP} (0,06 m³ m⁻³) independentemente da D_s avaliada. Essa diferença ocorre em razão do menor valor de θ_{PMP} na estratégia CAMPO e não dos valores de θ_{RP} das duas estratégias, que são semelhantes. Assim, como o limite inferior assumiu valores maiores enquanto o limite superior possui valores próximos entre as duas estratégias, o IHO na USUAL foi menor até a $D_s = 1,46$ kg dm⁻³. A partir dessa D_s , o IHO é delimitado pelo θ_{RP} e θ_{CC} nas duas estratégias e como esses assumem valores semelhantes entre as estratégias, o IHO também não apresenta diferença.

Apesar das limitações encontradas nas estratégias CAMPO e USUAL, foi possível realizar a quantificação do IHO com a coleta de dados *in situ* associada à obtenção do θ_{PMP} em laboratório. Mesmo com a CRA apresentando diferença estatística ($p < 0,05$), os valores do IHO apresentaram desvios importantes apenas para a faixa de D_s entre 1,35 e 1,46 kg dm⁻³ (Figura 5),

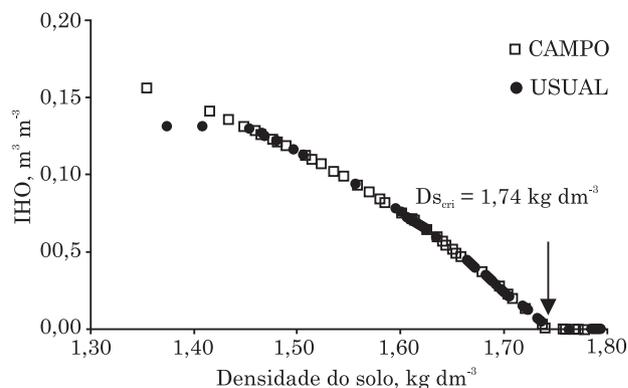


Figura 5. Variação do Intervalo Hídrico Ótimo (IHO) nas diferentes densidades do solo utilizando duas estratégias (CAMPO e USUAL) para quantificação. $D_{s_{cri}}$: densidade crítica do solo.

com o RMSE indicando baixa discordância (< 6 %) entre as estratégias avaliadas. Além disso, a $D_{s_{cri}}$ e a frequência de condições físicas impeditivas ao crescimento de plantas apresentaram valores semelhantes entre as estratégias metodológicas de quantificação do IHO, mostrando que a coleta de dados *in situ* produziu resultados confiáveis. Contudo, ressalta-se a necessidade de ampliar os estudos em solos com ampla variação de textura, manejo e umidade para avaliar a necessidade de calibração dos sensores, especialmente em solos argilosos com a presença de óxidos de Fe, os quais podem influenciar as medidas do θ (Kargas & Kerkides, 2008).

CONCLUSÕES

1. A quantificação do IHO com aquisição de dados de θ , Ψ e RP *in situ* foi possível com a utilização da instrumentação proposta.
2. A CRA apresentou melhor ajuste com a utilização da estratégia CAMPO, enquanto a CRS não evidenciou diferenças.
3. As estimativas do IHO foram semelhantes entre as estratégias CAMPO e USUAL.
4. A quantificação do IHO com a estratégia CAMPO proporcionou economia de 90 % do tempo em relação à USUAL.
5. A estratégia CAMPO ainda carece de medições realizadas em laboratório, o que requer mais estudos para obter quantificação do IHO integralmente *in situ*.

LITERATURA CITADA

ARAÚJO, M.A.; TORMENA, C.A. & SILVA, A.P. Propriedades físicas de um Latossolo Vermelho distrófico cultivado e sob mata nativa. R. Bras. Ci. Solo, 28:337-345, 2004.

- BALL, B.C. & HUNTER, R. The determination of water release characteristics of soil cores at low suctions. *Geoderma*, 43:95-212, 1988.
- BETZ, C.L.; ALLMARAS, R.R.; COPELAND, S.M. & RANDALL, G.W. Least limiting water range: traffic and long-term tillage influences in a Webster soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62:1384-1393, 1998.
- BITTELLI, M. & FLURY, M. Errors in water retention curves determined with pressure plates and their effect on soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 73:1453-1460, 2009.
- BLAINSKI, E.; TORMENA, C.A.; FIDALSKI, J. & GUIMARÃES, R.M.L. Quantificação da degradação física do solo por meio da curva de resistência do solo à penetração. *R. Bras. Ci. Solo*, 32:975-983, 2008.
- BLAINSKI, E.; GONÇALVES, A.C.A.; TORMENA, C.; FOLEGATTI, M.V. & GUIMARÃES, R.M.L. Intervalo hídrico ótimo num Nitossolo Vermelho distroférrico irrigado. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:273-281, 2009.
- BUSSCHER, W.J. Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to common water content. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 3:519-524, 1990.
- COLLARES, G.L.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; SANTI, G.R.; PAULETTO, E.A. & PINTO, L.F.S. Retenção de água medida pelo método de placas porosas de Richards e pelo Psicrômetro de Termopar. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 14., Cuiabá, 2002. Anais... Cuiabá, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002. CD-ROM
- COLLARES, G.L.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M. & KAISER, D.M. Qualidade física do solo na produtividade da cultura do feijoeiro num Argissolo. *Pesq. Agropec. Bras.*, 41:1663-1674, 2006.
- CRESSWELL, H.P.; GREEN, T.W. & MCKENZIE, N.J. The adequacy of pressure plate apparatus for determining soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72:41-49, 2008.
- DANE, J.H. & HOPMANS, J.W. Water retention and storage. In: DANE, J.H. & TOPP, G.C., eds. *Methods of soil analysis: Physical methods*. Madison, American Society of America, 2002. Part 4. p.671-720.
- DECAGON DEVICES. Determining 15 Bar (Permanent Wilt) Water Content of Soils with the WP4. USA, 2006.
- DECAGON DEVICES. Operator's Manual version 5 WP4 Dewpoint PotentiaMeter. USA, 2007. 78p.
- DELTA-T DEVICES. User manual for the theta probe soil moisture sensor, Version ML2x-UM-1.21. Cambridge, 1999. 22p.
- DURIGON, A. & van LIER, Q.J. Determinação das propriedades hidráulicas do solo utilizando tensiômetros de polímeros em experimentos de evaporação. *R. Bras. Ci. Solo*, 35:1271-1276, 2011.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 3.ed. Brasília, Embrapa Solos, 2013. 353p.
- FIDALSKI, J.; TORMENA, C.A. & SILVA, A.P. Least limiting water range and physical quality of soil under groundcover management systems in citrus. *Sci. Agric.*, 67:448-453, 2010.
- FIDALSKI, J.; TORMENA, C.A.; CECATO, U.; BARBERO, L.M.; LUGÃO, S.M.B. & COSTA, M.A.T. Qualidade física do solo em pastagem adubada e sob pastejo contínuo. *Pesq. Agropec. Bras.*, 43:1583-1590, 2008.
- FIGUEIREDO, G.C.; SILVA, A.P.; TORMENA, C.A.; GIAROLA, N.F.B.; MORAES, S.O. & ALMEIDA, B.G. Improvement of a testing apparatus for dynamometry: Procedures for penetrometry and influence of strain rate to quantify the tensile strength of soil aggregates. *R. Bras. Ci. Solo*, 35:373-387, 2011.
- FRITTON, D.D. A standard for interpreting soil penetrometer measurements. *Soil Sci.*, 15:542-551, 1990.
- GEE, G.W.; WARD, A.L.; ZHANG, Z.F.; CAMPBELL, G.S. & MATHISON, J. The influence of hydraulic non-equilibrium on pressure plate data. *Vadose Zone J.*, 1:172-178, 2002.
- GRABLE, A.R. & SIEMER, E.G. Effects of bulk density, aggregate size, and soil water suction on oxygen diffusion, redox potential and elongation of corn roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 32:180-186, 1968.
- GRANTZ, S.A. & SLINKER, B.K. Primer of applied regression and analysis of variance. New York, McGraw Hill, 1990. 777p.
- GROSSMAN, R.B. & REINSCH, T.G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J.H. & TOPP, G.C., eds. *Methods of soil analysis*. 3.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 2002. Part 4. p.201-228.
- HERRICK, J.E. & JONES, T.L. A dynamic cone penetrometer for measuring soil penetration resistance. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66:1320-1324, 2002.
- IMHOFF, S.; SILVA, A.P.; DIAS JR, M.S. & TORMENA, C.A. Aplicações da curva de resistência no controle da qualidade física de um solo sob pastagem. *Pesq. Agropec. Bras.*, 35:1493-1500, 2000.
- IMHOFF, S.; SILVA, A.P.; DIAS JÚNIOR, M.S. & TORMENA, C.A. Quantificação das pressões críticas para o crescimento das plantas. *R. Bras. Ci. Solo*, 25:11-18, 2001.
- KARGAS, G. & KERKIDES, P. Water content determination in mineral and organic porous media by ml2 theta probe. *Irrig. Drain.*, 57:435-449, 2008.
- KLEIN, V.A.; MADALOSSO, M.B.T. & MARCOLIN, C.D. Textura do solo e a estimativa do teor de água no ponto de murcha permanente com psicrômetro. *Ci. Rural*, 40:1550-1556, 2010.
- KLUTE, A. Water retention: Laboratory methods. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical methods*. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p.635-660.
- LEÃO, T.P.; SILVA, A.P.; MACEDO, M.C.M.; IMHOFF, S. & EUCLIDES, V.P.B. Intervalo hídrico ótimo na avaliação de sistemas de pastejo contínuo e rotacionado. *R. Bras. Ci. Solo*, 28:415-423, 2004.

- LETEY, J. Relationship between soil physical properties and crop production. *Adv. Soil Sci.*, 1:277-294, 1985.
- LOAGUE, K. & GREEN, R.G. Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: Overview and application. *J. Contam. Hydrol.*, 7:51-73, 1991.
- MISRA, R.K. & LI, F.D. The effects of radial soil confinement and probe diameter on penetrometer resistance. *Soil Till. Res.*, 38:59-69, 1996.
- 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 Soil*, 234:153-157, 2001.
- MOREIRA, W.H.; PETEAN, L.P.; BETIOLI JUNIOR, E.; TORMENA, C.A.; FIGUEIREDO, G.C. & SILVA, A.P. Método alternativo para quantificação do intervalo hídrico ótimo em laboratório. *R. Bras. Ci. Solo*, 38:158-165, 2014.
- PAYTON, M.E.; MILLER, A.E. & RAUN, W.R. Testing statistical hypothesis using standard error bars and confidence intervals. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, 31:547-551, 2000.
- PETEAN, L.P.; TORMENA, C.A. & ALVES, S.J. Intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Vermelho distroférico sob plantio direto em sistema de integração lavoura-pecuária. *R. Bras. Ci. Solo*, 34:1515-1526, 2010.
- PLOEG, M.J.; GOOREN, H.P.A.; BAKKER, G.; HOOGENDAM, C.W.; HUISKES, C.; KOOPAL, L.K.; KRUIDHOF, H. & ROOIJ, G.H. Polymer tensiometers with ceramic cones: Direct observations of matric pressures in drying soils. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14:1787-1799, 2010.
- REICHARDT, K. Capacidade de campo. *R. Bras. Ci. Solo*, 12:211-16, 1988.
- ROSS, P.J.; WILLIAMS, J. & BRISTOW, K.L. Equations for extending water-retention curves to dryness. *Soil Sci.Soc. Am. J.*, 55:923-927, 1991.
- SAVAGE, M.J.; RITCHIE, J.T.; BLAND, W.L. & DUGAS, W.A. Lower limit of soil water availability. *Agron. J.*, 88:844-851, 1996.
- SAS Institute. SAS: user's guide: Statistics. 9.ed. Cary, 2002. 943p.
- SILVA, A.P.; KAY, B.D. & PERFECT, E. Characterization of the least limiting water range. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58:1775-1781, 1994.
- SILVA, B.M.; OLIVEIRA, G.C.; SERAFIM, M.E.; SILVA JÚNIOR, J.J.; COLOMBO, A. & LIMA, J.M. Acurácia e calibração de sonda de capacitância em Latossolo Vermelho cultivado com cafeeiro. *Pesq. Agropec. Bras.*, 47:277-286, 2012.
- SILVA, V.R.; REICHERT, J.M. & REINERT, D.J. Variabilidade espacial da resistência do solo à penetração em plantio direto. *Ci. Rural*, 34:399-406, 2004.
- TOPP, G.C. & FERRÉ, P.A. Methods for measurement of soil water content: Thermogravimetric using convective oven drying. In: DANE, J.H. & TOPP, G.C., eds. *Methods of soil analysis*. 3.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 2002. Part 4, p.422-424.
- TORMENA, C.A.; ARAÚJO, M.A.; FIDALSKI, J. & COSTA, J.M. Variação temporal do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Vermelho distroférico em sistemas de plantio direto. *R. Bras. Ci. Solo*, 31:211-219, 2007.
- TORMENA, C.A.; FIDALSKI, J. & ROSSI JUNIOR, W. Resistência tênsil e friabilidade de um Latossolo sob diferentes sistemas de uso. *R. Bras. Ci. Solo*, 32:33-42, 2008.
- TORMENA, C.A.; SILVA, A.P. & LIBARDI, P.L. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. *R. Bras. Ci. Solo*, 22:573-581, 1998.
- TORMENA, C.A.; SILVA, A.P. & LIBARDI, P.L. Soil physical quality of a Brazilian Oxisol under two tillage system using the least limiting water range approach. *Soil Till. Res.*, 52:223-232, 1999.
- UMS GMBH MÜNCHEN. T5,T5x pressure transducer tensiometer: User manual. UMS, Munchen, 2009.
- VEPRASKAS, M.J. Cone index of loamy sands as influenced by pore size distribution and effective stress. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:1220-1225, 1984.