Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"

Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção de laboratório e de campo

Cezar Augusto Medeiros Rebouças

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

Piracicaba
2016

Cezar Augusto Medeiros Rebouças
Engenheiro Agrônomo

Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção de laboratório e de campo

Orientador:
Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

Piracicaba
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP

Rebouças, Cezar Augusto Medeiros
Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção de laboratório e de campo / Cezar Augusto Medeiros Rebouças. - - Piracicaba, 2016.
62 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Conteúdo de água no solo 2. Modelo de van Genuchten 3. Tensiômetro I. Título

CDD 631.432
R292c

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

Dedico este trabalho aos meus pais,

Maria Irene de Souza Rebouças e Carlos Augusto Medeiros Rebouças (in memoriam).

A eles, com todo meu amor e gratidão!

Ofereço aos meus irmãos

Carlos Augusto Medeiros Rebouças Filho e Pedro Rodrigues Rebouças Duarte,

e também às minhas primas

Diana Kilvia Rebouças e Yngrid Cristina Rebouças da Silva.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus e a minha mãe, Irene, por terem me mostrado o caminho do bem, iluminando meus passos sem nunca me deixar desamparado.

Ao professor Paulo Leonel Libardi pela orientação e amizade. Pessoa que numa simples conversa, piada, ou até mesmo no silêncio tem tanto a ensinar. A ele meu “Obrigado!” pela paciência e oportunidade.

À ESALQ/USP pela infraestrutura e ao CNPq pela bolsa de estudos concedida.

À minha família por estar presente em todos os momentos. Em especial aos primos (as), Fernanda, Gabriel, Kaliene, Tainá, Thiago, Anne, Cecília e Caio, por sempre terem mostrado, num olhar tão sincero, sua torcida por mim.

A Fernando Henrique Setti Gimenes, grande amigo com que pude contar em todos os momentos para essa importante conquista.

À professora Jeane Cruz Portela, amiga e orientadora que sempre manifestou sua torcida por essa conquista e tantas outras. Importante e querida pessoa que tive a oportunidade de conhecer.

Aos funcionários da Seção de Transportes e da Seção de Parques e Jardins da ESALQ/USP pela ajuda na condução do experimento em campo, em especial ao Sr. Paulo.

Aos amigos do Departamento de Engenharia de Biossistemas que nesses dois anos sempre estiveram presentes. São eles: Ismael, Verena, Laiane, Francisco Bernardo (Chiquinho), prof. Sergio, Helon, Luciano (Bonner), Thomazine, prof. Jarbas e Isaac.

Aos amigos que durante esse período contribuíram de alguma forma para minha conquista. São eles: Osvaldo, Ana Luíza, prof. Nildo, Líssia, Jussiara, Thalita, Daniela, Melina, Carlos, Renata, Maria, Jhinmy, Bruno, Victor, Marco Antonio, Tamires, Laís, Bruna e Timóteo.

Aos professores Álvaro Pires da Silva, Luis Reynaldo Ferracciú Alleoni e José Alexandre Melo Demattê pela importante contribuição na minha formação como mestre.

"O senhor... Mire veja: o mais importante e bonito, do mundo,
é isto: que as pessoas não estão sempre iguais, ainda não foram
terminadas – mas que elas vão sempre mudando.
Afinam ou desafinam. Verdade maior.
É o que a vida me ensinou."

– João Guimarães Rosa

SUMÁRIO

RESUMO 11
ABSTRACT 13
LISTA DE FIGURAS 15
LISTA DE TABELAS 17
1 INTRODUÇÃO 19
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 21
2.1 Espaço poroso do solo 21
2.2 Água no solo 23
2.3 Estado energético e movimento da água no solo 24
2.3.1 Condutividade hidráulica do solo 26
2.3.1.1 Medida da condutividade hidráulica do solo 29
2.3.1.1.1 Curva de retenção da água no solo 30
2.3.1.1.2 Modelo de van Genuchten 31
3 MATERIAL E MÉTODOS 35
3.1 Descrição das áreas experimentais 35
3.2 Curva de retenção da água no solo 37
3.2.1 *CRA* no campo 37
3.2.1.1 Parcelas experimentais e sua instrumentação 37
3.2.1.2 Procedimento experimental 38
3.2.2 *CRA* em laboratório 39
3.3 Condutividade hidráulica relativa do solo 41
3.4 Demais atributos analisados 41
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO 43
5 CONCLUSÕES 51
REFERÊNCIAS 53
ANEXOS 59

RESUMO

Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção de laboratório e de campo

Os métodos indiretos de determinação da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água no solo apresentam relevante vantagem pela redução de tempo e custo. No entanto, quando são comparados aos métodos de determinação em campo, seus valores não satisfazem as reais condições. Assim, com este trabalho, objetivou-se comparar resultados da condutividade hidráulica pelo modelo de van Genuchten a partir da curva de retenção, *CRA*, determinada no laboratório e em campo, assim como indicar a melhor maneira de estimar o conteúdo de água no solo a partir de leituras tensiométricas quando se usa a *CRA* no método do perfil instantâneo, *MPI*. O experimento foi conduzido em quatro profundidades de um Latossolo e de um Nitossolo, que correspondiam aos seus respectivos horizontes pedológicos. Para confecção da *CRA* em campo, foi instalado, no centro de cada horizonte, um tensiômetro com manômetro de mercúrio, para determinação da tensão da água, e coletadas, de cada profundidade, amostras de solo com estrutura deformada às tensões de 2, 4, 6, 8, 10, 20, 30, 40 e 50 kPa, para determinação do conteúdo gravimétrico de água; foram retiradas também, de cada profundidade, amostras com estrutura indeformada, por meio de um extrator do tipo Uhland, para determinação da densidade do solo, necessária para conversão dos dados para conteúdo volumétrico de água. Para a *CRA* em laboratório foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada também por meio de extrator do tipo Uhland. As amostras foram submetidas às tensões de 2, 4, 6, 8 e 10 kPa em funis de placa porosa, e para as tensões de 33, 50, 100, 300, 600, 900, 1.200 e 1.500 kPa em câmara de pressão com placa porosa. Todas as amostras foram coletadas em triplicata. Por fim, procedeu-se com os cálculos da condutividade hidráulica pelo modelo de van Genuchten. De acordo com os resultados obtidos, pode-se concluir que: (a) a metodologia de determinação da *CRA* no campo mostrou-se satisfatória, assim como o seu ajuste pela equação utilizada por van Genuchten no seu método de determinação da condutividade hidráulica relativa, K_r, com coeficientes de determinação sempre maiores que 0,9; (b) os valores da K_r obtidos pelo método de van Genuchten quando se utilizou a *CRA* de laboratório foram sempre maiores em relação aos valores obtidos com a *CRA* determinada no campo; e (c) no *MPI* há necessidade de se conhecer o conteúdo de água no solo ao longo do perfil durante o processo de redistribuição da água, e uma das maneiras de se obter esse conteúdo é por meio da *CRA*; com base nos resultados obtidos e em face à primeira conclusão, pode-se dizer que quando se utiliza a *CRA* para estimar o conteúdo de água pelo *MPI*, a utilização da *CRA* determinada no campo deve fornecer resultados mais realísticos da função $K(\theta)$.

Palavras-chave: Conteúdo de água no solo; Modelo de van Genuchten; Tensiômetro

ABSTRACT

Soil hydraulic conductivity from laboratory and field soil-water retention curve

The use of indirect methods to determine the soil hydraulic conductivity as a function of soil-water content is very advantageous because of the reduction of time and cost. However, when compared with field methods, values do not satisfy the actual conditions. So, the objective this work was to compare results of hydraulic conductivity by van Genuchten's model from the water retention curve, *WRC*, determined in the laboratory and in the field, well as indicate the better way to estimate the soil-water content from tensiometer readings using *WRC*, in the instantaneous profile method, *IPM*. The experiment was carried out in four depths of an Oxisol and a Nitosol, corresponding to their pedological horizons. To obtain the field *WRC*, a mercury manometer tensiometer was installed in the centre of each horizon, for the determination of the soil-water tension, and disturbed soil samples were collected at tensions of 2, 4, 6, 8, 10, 20, 30, 40 and 50 kPa, to determinate the gravimetric soil-water content; undisturbed soil samples were also taken by means of a soil extractor type Uhland to determine soil bulk density, required to convert data to volumetric soil-water content. For laboratory *WRC* soil samples were collected with undisturbed structure also by means of soil extractor type Uhland. The water tension used were 2, 4, 6, 8 and 10 kPa in porous plate funnels, and tensions of 33, 50, 100, 300, 600, 900, 1200 and 1500 kPa porous plate pressure chamber. All samples were collected in triplicate. Finally, the calculations of hydraulic conductivity by van Genuchten's model were made. According to the results, it can be concluded that: (a) the methodology for determining field *WRC* was satisfactory, as well as its adjusting by the equation used by van Genuchten in his method of relative hydraulic conductivity, K_r, estimation with ever determination coefficients always greater than 0.9; (b) the K_r values obtained by the method of van Genuchten when using the laboratory *WRC* were always higher as compared to the values obtained with the field *WRC*; and (c) in the *IPM*, it is necessary to know the soil-water content along the soil profile, during the process of water redistribution, and one of the ways to estimate the water content is through the *WRC*. Based on the obtained results and given the first conclusion, it can be said that when using *WRC* to estimate the water content in the *IPM*, the use of the field *WRC* should provide more realistic results for $K(\theta)$.

Keywords: Soil water content; van Genuchten's model; Tensiometer

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Áreas experimentais: (a) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico; e (b) NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico 36
Figura 2 - Parcelas da *CRA* nas áreas: (a) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico; e (b) NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico .. 37
Figura 3 - Total de amostras coletadas para análise da *CRA*. Á esquerda as amostras do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico e à direita as amostras do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico..... 39
Figura 4 - Saturação das amostras de solo por capilaridade..... 40
Figura 5 - Amostras em: (a) funis de Haines; e (b) câmara de Richards..... 40
Figura 6 - *CRA*'s obtidas em campo (laranja) e laboratório (azul) para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico 45
Figura 7 - *CRA*'s obtidas em campo (laranja) e laboratório (azul) para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico 46
Figura 8 - Linha 1:1 dos dados da K_r obtida a partir da *CRA* em laboratório (eixo das abscissas) e em campo (eixo das ordenadas) para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico..... 49
Figura 9 - Linha 1:1 dos dados da K_r obtida a partir da *CRA* em laboratório (eixo das abscissas) e em campo (eixo das ordenadas) para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico..... 50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Atributos morfológicos e profundidades amostradas dos solos em estudo..... 35
Tabela 2 - Distribuição do tamanho das partículas (granulometria), classificação textural e densidade dos sólidos para as quatro profundidades dos solos em estudo..... 36
Tabela 3 - Densidade do solo e porosidade total calculada para as quatro profundidades dos solos em estudo..... 41
Tabela 4 - Parâmetros de ajuste das *CRA*'s obtidas em laboratório e em campo para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico.... 43
Tabela 5 - Parâmetros de ajuste das *CRA*'s obtidas em laboratório e em campo para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico..... 43
Tabela 6 - Diferença proporcional entre os valores da K_r para ω = 0,5..... 48
Tabela 7 - Razão entre os valores do parâmetro *m* de laboratório e campo para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico .. 49
Tabela 8 - Razão entre os valores do parâmetro *m* de laboratório e campo para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico 50

1 INTRODUÇÃO

O movimento da água no solo controla toda a dinâmica dos elementos químicos do solo, portanto, interferindo na evolução e processos de formação dos solos, suprimento de nutrientes e demanda hídrica exigida pelas plantas. A curva de retenção da água (ou curva característica) e a condutividade hidráulica dos solos são os atributos físicos do solo que melhor descrevem essa dinâmica envolvida nos processos englobados pelo movimento da água no solo.

A condutividade hidráulica expressa a facilidade (ou rapidez) com que a água atravessa os poros do solo e é um atributo utilizado como ferramenta para minimização dos impactos gerados pela agricultura auxiliando no correto manejo da água de irrigação e conservação dos recursos solo e água.

Embora seja de relevante importância, a condutividade hidráulica é um atributo de difícil determinação, uma vez que seus valores podem ser estimados erroneamente e apresentam grande variabilidade espacial e temporal. Sua determinação pode ser feita diretamente no campo ou em laboratório. Cada método apresenta suas vantagens e limitações, devendo-se atentar para as condições experimentais assumidas, principalmente quando se trabalha em condições de laboratório, pois os resultados podem não estar representando as reais condições de campo.

O Método do Perfil Instantâneo, *MPI*, tem-se destacado como um método padrão pois fornece medidas de parâmetros hidráulicos *in situ*. Vários autores apontam essa característica como a principal vantagem e, em comparação com outros métodos, o *MPI* apresenta resultados mais confiáveis. Costa e Libardi (1999) ainda apontam a simplicidade experimental e matemática como vantagens.

Dentre os métodos, um que vem há bastante tempo apresentando relevante destaque é o modelo proposto por van Genuchten (1980). Este autor, por meio de dados obtidos da curva de retenção da água no solo, calculou a condutividade hidráulica analiticamente utilizando um método fundamentado nos modelos apresentados por Burdine (1953) e Mualem (1976). Alguns estudos que compararam modelos de determinação, mostraram que o modelo proposto por este autor apresentou boa concordância para solos de textura média e arenosa.

Pela aplicação do modelo de van Genuchten (1980) para determinação da condutividade hidráulica, verifica-se que a curva de retenção ajusta-se bem, apresentando coeficiente de determinação até mesmo maiores que 0,9, o que não implica dizer que o modelo seja satisfatório. Na realidade, o que vem sendo observado é que para a condutividade hidráulica

os valores não satisfazem as reais condições de campo. Vários autores comparam esse método – bem como outros métodos indiretos – com os resultados obtidos em campo pelo método padrão do perfil instantâneo, na qual verificam diferenças significativas.

Com base no contexto apresentado, tem-se, como objetivo, comparar resultados da condutividade hidráulica pelo modelo de van Genuchten (1980) a partir da curva de retenção determinada no laboratório e no campo, neste último utilizando tensiômetro para a medida do potencial mátrico e determinando o conteúdo de água por gravimetria, bem como indicar a melhor maneira de estimar o conteúdo de água a partir das leituras de tensiômetros quando se utiliza a curva de retenção no método do perfil instantâneo para estimar o conteúdo de água.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Espaço poroso do solo

O solo, para as finalidades desse trabalho, será definido como um corpo natural constituído de partículas sólidas de natureza orgânica (matéria orgânica do solo) e inorgânica (areia, silte e argila) de diferentes formas e tamanhos que estão distribuídas sob diferentes arranjos formando um sistema poroso, ao qual é dado o nome de espaço poroso do solo ou poros do solo. O espaço poroso do solo, portanto, representa a fração volumétrica do solo que não é ocupada por partículas sólidas, sendo ocupado por água[1] e ar em quantidades inversamente proporcionais, podendo estar totalmente ou parcialmente preenchido por água, estabelecendo a condição de saturação e as condições de não saturação (mais comuns) do solo, respectivamente.

A granulometria, definida como a distribuição proporcional das partículas, e a estrutura, definida pelo arranjo das partículas em agregados (neste caso, há atuação da matéria orgânica), interferem fortemente na quantidade e conformidade do espaço poroso permitindo até mesmo a sua caracterização.

Na tentativa de classificar os poros do solo quanto ao tamanho, Koorevaar, Menelik e Dirksen (1983) estabeleceram empiricamente três grupos, partindo do pressuposto de que o tamanho desses poros são definidos pelo diâmetro da maior esfera inscrita no interior do espaço ocupado pelo poro. Os grupos são: a) macroporos, poros com diâmetro maior que 100 μm; b) mesoporos, poros com diâmetro de 100 a 30 μm; e c) microporos, poros com diâmetro menor que 30 μm. Libardi (2012) caracterizou-os em função de propriedades relacionadas a entrada e armazenamento da água no solo, sendo os macroporos responsáveis pela aeração e infiltração da água pela ação da gravidade (drenagem), os mesoporos responsáveis pela redistribuição da água após o esvaziamento dos poros maiores (fim da drenagem), e os microporos responsáveis pelo fenômeno de retenção da água.

Hillel (1970) aponta o espaço poroso do solo como a porção volumétrica do solo onde ocorrem os principais fenômenos ligados à dinâmica do ar e da água e de seus componentes. Para esta revisão, no entanto, o foco do estudo é direcionado à dinâmica da água no solo, na qual é discorrido sobre as propriedades físico-hídricas de relevância para o estudo. Todavia, vale ressaltar que a porção do espaço poroso do solo ocupado pelo ar (em condição de não saturação), a qual é atribuído o nome de porosidade de aeração, não é menos importante.

[1] O termo *água no solo* será adotado neste trabalho para se referir à *solução aquosa* na qual estão dissolvidos sais minerais e substâncias orgânicas. A água, portanto, é um componente (solvente) desta solução aquosa.

Vários autores (por exemplo, KLEIN; LIBARDI, 2002; TORMENA et al., 2002; RIBEIRO et al., 2007; KLEIN et al., 2008) apontam a importância do ar no solo para o crescimento e desenvolvimento das plantas.

O solo por ser um material poroso, como já vimos, quando é aplicado uma força externa de compressão, uma mesma massa de sólidos passa a ocupar um volume menor, em detrimento à redução do volume de poros, principalmente dos poros maiores. A esta modificação é atribuído o nome compactação do solo. A compactação do solo influencia a estrutura do solo, principalmente na formação e estabilidade dos agregados modificando a quantidade e a forma dos poros do solo.

A compactação do solo causa aumento da densidade do solo, ρ, sendo esta propriedade definida como a relação entre a massa de sólidos do solo (areia, silte, argila e matéria orgânica) e o volume total de solo (volume de sólidos e poros do solo) (eq. 1). Em termos matemáticos temos que,

$$\rho = \frac{m_s}{V} \rightarrow [kg\ m^{-3}] \qquad (1)$$

em que: m_s = massa de sólidos do solo, kg; e V = volume total de solo, m^3. Portanto, podemos observar que a ρ é inversamente proporcional ao V, porém, o real volume alterado é referente à fração dos poros, principalmente os macroporos, fato este que ocorre uma vez que o volume do solo ocupado por suas partículas sólidas não é alterado.

Viana et al. (2011), Rebouças et al. (2014) e Gondim et al. (2015) evidenciam a forte relação da porosidade com a densidade do solo, e ainda, as alterações dessas propriedades em resposta aos sistemas de preparo do solo.

Os sistemas de preparo do solo têm como principal objetivo oferecer as condições físicas adequadas para o crescimento e desenvolvimento das plantas para que elas possam expressar seu máximo potencial produtivo. No entanto, o manejo inadequado do solo, bem como dos cultivos agrícolas, aliado a inaptidão agrícola do solo promovem a degradação da qualidade física, química e microbiológica deste recurso. A porosidade e a densidade do solo refletem claramente os impactos negativos associados ao preparo inadequado do solo (KAY; ANGERS, 2000) e são propriedades físicas que funcionam como controladores dos movimentos de solutos e gases, afetando assim o crescimento e desenvolvimento principalmente da zona radicular das plantas.

Portanto, com base em toda a abordagem feita até aqui, entende-se que o comprometimento do espaço poroso do solo reflete negativamente na disponibilidade da água e ar no solo, recursos estes que são fundamentais e indispensáveis para o crescimento e desenvolvimento das plantas, assim como para a permanência dos animais em seus *habitats*.

2.2 Água no solo

A água, o mais importante e simples composto químico da natureza, é fator-chave para assuntos de grande importância em diversos aspectos, sendo indispensável para a sobrevivência da espécie humana, conservação e equilíbrio da biodiversidade e das relações de dependência destes com os ambientes naturais a que estão associados.

Na produção vegetal, a água, sendo esta de boa qualidade, é essencial para manter o meio produtivo, suprindo as plantas com nutrientes – embora não seja a reserva de nutrientes – e mantendo vários outros organismos vivos, o que em termos agronômicos contribui para o fornecimento adequado de alimento à população, bem como para os animais (PIMENTEL et al., 2004; BERNARDES, 2005). No entanto, considerável atenção deve ser dada para o correto manejo desse recurso. Hillel; Krentos e Stylianou (1972) salientam a importância do estudo do movimento da água no solo como ferramenta para entender e solucionar problemas que envolvem conservação do solo e da água, projetos de irrigação e drenagem, poluição de águas subsuperficiais e até superficiais; sendo este movimento afetado pelas condições físicas do solo, principalmente pela textura e estrutura.

A água é fornecida às plantas conforme sua necessidade, mas sua disponibilidade é dependente do meio, sendo o solo o reservatório que supre a maior parte da demanda de água (PAIVA; OLIVEIRA, 2006). A chuva, nesse contexto, funciona como uma recarga natural, porém descontínua e irregular durante o ano – principalmente em regiões áridas e semiáridas. Já a irrigação, funciona como uma recarga artificial havendo um maior controle do volume de água que entra, contribuindo até mesmo para um melhor aproveitamento deste recurso, desde que manejada corretamente.

Agora, tentando compreender como funciona esse reservatório, tem-se como ponto de partida um solo que esteja recebendo um carga d’água até que esteja saturado, isto é, até que seus poros estejam totalmente preenchidos por água. Assim que cessar, a água infiltrará devido a ação da gravidade – desconsiderando as perdas por evaporação ou escorrimento superficial. A infiltração começa com a saída da água dos poros maiores e segue para os poros cada vez menores, porém, haverá um momento que essa saída será praticamente nula, sendo

mantida a água presente nos microporos devido ao fenômeno de retenção. Este fenômeno de retenção da água é explicado, basicamente, por dois processos: a) capilaridade, sendo a água retida pelos microporos dos agregados; e b) adsorção, na qual a água é aderida à superfície das partículas sólidas do solo. Vale ressaltar ainda que a granulometria (principalmente a fração coloidal), estrutura e teor de matéria orgânica são fatores que afetam a retenção da água em um solo.

O conteúdo de água armazenada no solo (umidade do solo) em um determinado instante pode ser determinado quantitativamente por cálculos simples:

a) umidade gravimétrica (à base de massa), U, a partir da eq. 2 abaixo,

$$U = \frac{m_a}{m_s} \rightarrow [kg\ kg^{-1}] \tag{2}$$

em que: m_a = massa de água no solo, kg; e

b) umidade volumétrica (à base de volume), θ, a partir da eq. 3 abaixo,

$$\theta = \frac{V_a}{V} \rightarrow [m^3\ m^{-3}] \tag{3}$$

em que: V_a = volume de água no solo, m^3. Vale lembrar que os valores para U e θ são adimensionais, porém, suas unidades são mantidas para não haver confusão entre os valores dessas duas propriedades.

Porém, como a retenção de água varia consideravelmente em função da natureza das partículas que compõe o solo, com a estrutura e que essa substância não é estática no sistema, entendeu-se que as determinações quantitativas não são suficientes, devendo, portanto, ser considerado seu estado energético. A partir daí, passou-se a expressar o conteúdo de água no solo em função da sua energia potencial total, contribuindo assim para compreensão da sua interação com o meio (planta e atmosfera).

2.3 Estado energético e movimento da água no solo

A água no solo não é um corpo estático. Ela se movimenta através do solo e através de todo o meio que o envolve em um complexo ciclo dinâmico, uma vez que, assim como qualquer outro corpo natural, é caracterizada por um estado energético.

Três tipos de movimento podem ser reconhecidos: a) fluxo saturado; b) fluxo não saturado; e c) fluxo de vapor (este último não será discutido). No solo, o movimento da água dá-se principalmente no estado líquido em resposta a uma diferença de potencial total, $\Delta\phi_t$, com a água movimentando-se do local de maior ϕ_t para o local de menor ϕ_t.

Diversas forças estão envolvidas para compor o potencial da água no solo, no qual, todos os componentes atuam simultaneamente influenciando o movimento da água no solo. Os componentes são: a) potencial gravitacional, ϕ_g; b) potencial de pressão, ϕ_p; e c) potencial mátrico, ϕ_m. Portanto, podemos expressar ϕ_t matematicamente pela eq. 4 abaixo,

$$\phi_t = \phi_g + \phi_p + \phi_m. \tag{4}$$

Brady e Weil (2007) ainda apontam a possível interferência de outros componentes.

Os valores para o ϕ_t, bem como cada um de seus componentes, pode ser expresso em termos de: a) energia/massa, J kg^{-1}; b) energia/volume, J m^{-3} ou Pa; ou c) energia/peso, J N^{-1} ou m ≡ m.c.a. (metro de coluna de água). Para os estudos da dinâmica da água no solo, os potenciais são normalmente expressos em termos de energia/volume, atribuindo a grandeza de pressão (Pa), ou em termos de energia/peso, atribuindo a grandeza de comprimento (m ≡ m.c.a.).

Como já sabemos, o movimento da água no solo dá-se principalmente no seu estado líquido através de fluxo saturado ou não saturado. Vejamos nas eq. 5 e 6 os componentes do ϕ_t que compõem cada uma das duas situações, respectivamente. Sabemos que o ϕ_g sempre irá existir e que o ϕ_p só irá existir na condição de solo saturado e o ϕ_m na condição de solo não saturado. Portanto,

$$\phi_t = \phi_g + \phi_p \tag{5}$$

e

$$\phi_t = \phi_g + \phi_m. \tag{6}$$

Até agora foi visto apenas a tendência do movimento da água no solo, no entanto, para a descrição do movimento é necessário empregar uma equação que quantifique o movimento.

Os primeiros estudos foram conduzidos para fluxo saturado, tendo sido posteriormente aprimorados para avaliar o movimento da água por fluxo não saturado.

2.3.1 Condutividade hidráulica do solo

Darcy (1856) foi pioneiro no estudo do movimento da água em meios porosos saturados. O autor conduziu um experimento para estudar o movimento vertical da água em coluna preenchida com areia, e por fim, com base nos fenômenos observados, concluiu que a quantidade de água que passa por unidade de área da secção transversal da coluna por unidade de tempo – ou seja, a vazão por unidade de área (*Q/A*) – é proporcional ao gradiente do potencial total, $\nabla\phi_t$, e para transformar em equação, denominou condutividade hidráulica, *K*, a constante de proporcionalidade (eq. 7).

$$\frac{Q}{A} = -K\nabla\phi_t \tag{7}$$

Para simplificação, verifica-se, por análise dimensional (eq. 8), que (*Q/A*) corresponde a uma velocidade a qual foi atribuído o nome densidade de fluxo, *q*. Vejamos abaixo, sabendo que a *Q* representa a relação entre volume de água (ou volume de solução), V_a, que passa por unidade de tempo, *t*:

$$q = \frac{Q}{A} = \frac{V_a}{tA} \rightarrow \left[\frac{L^3}{T\,L^2}\right] = [L\,T^{-1}]. \tag{8}$$

Então, pela substituição da eq. 8 na eq. 7, temos que (eq. 9):

$$\vec{q} = -K\vec{\nabla}\phi_t \rightarrow [m\,s^{-1}]. \tag{9}$$

Pela eq. 9 entendemos que a densidade de fluxo é uma grandeza vetorial, devendo ser simbolizada por $\vec{q}$, tendo módulo, direção e sentido, o mesmo ocorrendo com $\nabla\phi_t$, simbolizado por $\vec{\nabla}\phi_t$. Além disso, o vetor densidade de fluxo possui o mesmo módulo e mesma direção, porém sentido inverso do vetor $\vec{\nabla}\phi_t$, o que justifica o sinal negativo mostrado no segundo termo das eq. 7 e 9.

Na direção vertical, como no experimento de Darcy, a eq. 9 torna-se (eq. 10):

$$q = -K \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \vec{k}. \tag{10}$$

Então, temos que a eq. 9 é um caso mais geral quando as três dimensões precisam ser consideradas. Dimensionalmente, vemos que a expressão ($\partial\phi_t/\partial z$) é expressa em unidade de comprimento por comprimento {L L^{-1}}.

A partir da eq. 9, a condutividade hidráulica pode ser definida pela relação entre o módulo da densidade de fluxo e o módulo do gradiente do potencial total, como é apresentado na eq. 11:

$$K = -\frac{q}{\nabla \phi_t}. \tag{11}$$

Como pode-se observar, a *K* nas eq. 9, 10 e 11 não foi escrita como um vetor, porque está sendo assumido que o meio em relação a ela é isotrópico, não dependendo da direção dentro do meio.

Em uma análise dimensional da eq. 11, temos que (eq. 12):

$$K = -\frac{q}{\nabla \phi_t} \rightarrow \left[\frac{L\,T^{-1}}{L\,L^{-1}}\right] = [L\,T^{-1}]. \tag{12}$$

Então, podemos notar que a *K*, assim como a *q*, apresenta uma unidade de velocidade.

A condutividade hidráulica, é assim definida como uma propriedade do meio poroso que descreve quão rápido ou devagar um fluido atravessa esse meio. Essa propriedade está relacionada à configuração do espaço poroso do meio bem como à viscosidade do fluido.

Vale ressaltar que a equação proposta no trabalho de Darcy é válida somente para solos saturados, a qual atribuímos o nome de condutividade hidráulica do solo saturado e é simbolizada por K_0. Sua equação foi mais tarde adaptada para solos não saturados (condição mais comum) por Buckingham (1907) e Richards (1928).

Para solos não saturados, ou seja, quando seu espaço poroso está parcialmente preenchido por ar e água, o primeiro trabalho para sua quantificação do movimento da água

foi proposto por Buckingham (1907) que, segundo Libardi (2012) propôs a seguinte equação (eq. 13):

$$\vec{q} = -K(\theta)\vec{\nabla}\phi_m(\theta). \tag{13}$$

Pela equação, foram estabelecidas funções da condutividade hidráulica e do potencial mátrico em relação ao conteúdo volumétrico de água no solo, $K = K(\theta)$ e $\phi_m = \phi_m(\theta)$, respectivamente. Em análise a eq. 13 é fácil perceber que ela descreve o movimento da água no sentido horizontal, uma vez que o ϕ_g não está presente. Essa equação seria a equação teorizada por Buckingham na linguagem de hoje.

O efeito da gravidade foi mais tarde introduzido na equação de Buckingham (eq. 13) por Richards (1928), como podemos ver abaixo na eq. 14:

$$\vec{q} = -K(\theta)\vec{\nabla}\phi_t \tag{14}$$

na qual, sabemos que $\vec{\nabla}\phi_t = \vec{\nabla}\phi_g + \vec{\nabla}\phi_m$ para solos não saturados. Esta última equação é hoje denominada equação de Darcy-Buckingham.

Foi visto até agora as equações que descrevem o movimento da água em regime estacionário, ou seja, quando as características do fluxo não variam com o tempo, mas podem variar com a posição. Todavia, o movimento da água no solo não apresenta esse tipo de fluxo, ou seja, seu fluxo é transiente. Para quantificar esse movimento em função do tempo, foi introduzida a equação da continuidade (eq. 15).

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right] \tag{15}$$

Pela equação de Darcy-Buckingham, temos que para as três direções *x*, *y* e *z* (eq. 16, 17 e 18, respectivamente):

$$q_x = -K(\theta)_x \frac{\partial \phi_t}{\partial x}, \tag{16}$$

$$q_y = -K(\theta)_y \frac{\partial \phi_t}{\partial y} \tag{17}$$

e

$$q_z = -K(\theta)_z \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \tag{18}$$

Substituindo estas últimas equações na eq. 15, temos (eq. 19):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial \phi_t}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial \phi_t}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial \phi_t}{\partial z}\right)\right] \tag{19}$$

sendo esta, a equação diferencial mais geral para descrever o movimento da água no solo em regime transiente. Considerando apenas a direção vertical, a eq. 19 se simplifica para:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)_z \frac{\partial \phi_t}{\partial z}\right). \tag{20}$$

Essas duas últimas equações ficaram conhecidas como equações de Richards.

A função condutividade hidráulica do solo, *K(θ)*, é determinada experimentalmente e muda de solo para solo. Essa função é geralmente exponencial para maioria dos solos, sendo possível a integração. Seus valores decrescem com a redução do *θ*, portanto, temos que a condutividade apresenta seu valor máximo na saturação. Isso ocorre porque a condutividade representa a velocidade da água na qual seu movimento ocorre pela área da secção transversal dos poros ocupada pela água e na medida que se diminui o conteúdo de água essa área também diminui.

Notadamente, a condutividade hidráulica dos solos é uma propriedade físico-hídrica de relevante destaque em diferentes áreas do conhecimento. Vários autores apontam a necessidade e relevante papel da compreensão do movimento da água no solo em estudos para o setor agrícola, ambiental, civil etc. (por exemplo, OLIVEIRA et al., 1995; QUEIROZ et al., 1999; BERNARDES, 2005; GONÇALVES; LIBARDI, 2013)

2.3.1.1 Medida da condutividade hidráulica do solo

A condutividade hidráulica pode ser determinada diretamente no campo ou em laboratório (determinação indireta) a partir de modelos matemáticos que utilizam dados de

retenção da água. Cada método apresenta suas vantagens e limitações, devendo-se atentar para as condições experimentais assumidas, principalmente quando se trabalha com dados obtidos em laboratório, pois os resultados podem não estar representado as reais condições.

Alguns trabalhos como os de Burdine (1953), Millington e Quirk (1961), Brooks e Corey (1964), Watson (1966), Green e Corey (1971), Campbell (1974), Mualem (1976) e van Genuchten (1980) apresentam grande destaque, por desenvolverem métodos para determinação da condutividade em função da umidade a partir da curva de retenção da água no solo. No tópico seguinte é feito uma discussão a respeito da curva de retenção da água no solo. Embora o relevante destaque de todos esses trabalhos, para este trabalho é separado um item (item 2.3.1.1.2) para discussão do modelo proposto por van Genuchten (1980).

2.3.1.1.1 Curva de retenção da água no solo

A curva de retenção da água no solo (ou curva característica), *CRA*, representa a relação entre a quantidade de água que o solo pode reter em um dado valor do potencial mátrico, ou seja, representa a função $\phi_m = \phi_m(\theta)$. Por facilidade, o ϕ_m é expresso em tensão, τ, para que os valores fiquem positivos, a partir da relação descrita abaixo pela eq. 21.

$$\tau = -\phi_m. \tag{21}$$

Portanto, agora tem-se a função $\tau = \tau(\theta)$.

Como já foi dito, a retenção da água no solo ocorre devido os fenômenos da capilaridade e adsorção. Os efeitos destes dois fenômenos para retenção da água são extremamente difíceis de serem separados, mas de forma generalizada diz-se que: (a) quanto mais próximo da capacidade de campo (conteúdo de água no solo correspondente ao momento em que todos os microporos estão preenchidos com água) a capilaridade terá maior influência; e (b) quanto mais seco, maior será o efeito da adsorção.

A capilaridade ocorre devido duas forças: (a) adesão (ou adsorção), que corresponde à atração entre moléculas diferentes, isto é, entre a água e os sólidos do solo; e (b) coesão, que corresponde à atração entre moléculas iguais, isto é, água-água. Para um melhor entendimento, toma-se como ponto de partida uma amostra de solo com estrutura indeformada que foi coletada com um cilindro. Em seguida, faz-se com que sua extremidade inferior toque a superfície da água dentro de uma bandeja; em pouco tempo percebe-se que no

topo da amostra começa a formar umas regiões úmidas que vai aumentando com o tempo. Isso ocorre porque as moléculas de água são atraídas pelas paredes dos sólidos do solo e começam a se espalhar por ele; ao mesmo tempo, as forças coesivas entre as moléculas de água criam uma tensão superficial que causa o surgimento de uma superfície côncava (menisco), fazendo com que se desenvolva uma pressão no menisco menor que a pressão P_0 na água livre (água que está do lado de fora do cilindro), portanto, a menor pressão no menisco permite que a maior pressão (P_0) "empurre" a água de baixo para cima através dos poros, caracterizando o efeito da capilaridade.

A *CRA* é determinada tradicionalmente em laboratório com o auxílio de equipamentos que foram desenvolvidos baseados no princípio da capilaridade. Tais equipamentos são: (a) funis de placa porosa (ou funis de Haines); e (b) câmara de pressão com placa porosa (ou câmara de Richards).

Dentre as propriedades físicas do solo, a *CRA* e a $K(\theta)$ são talvez as mais importantes, uma vez que estas propriedades são as que melhor descrevem o fluxo de água e solutos. São importantes ferramentas para auxílio na conservação dos recursos solo, água e planta, apresentando relevante destaque para a produção agrícola no correto manejo da água de irrigação.

2.3.1.1.2 Modelo de van Genuchten

Dentre os tantos modelos para determinação da função $K(\theta)$, van Genuchten (1980) desenvolveu uma equação que até hoje é bastante utilizada em estudos para determinação indireta desta propriedade do solo. O autor calculou analiticamente um método fundamentado nos modelos de Burdine (1953) e Mualem (1976), por meio de dados obtidos da *CRA*.

No trabalho desenvolvido por van Genuchten (1980), o autor utiliza a seguinte equação para ajustar a *CRA* (eq. 22):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\alpha\left|\phi_m\right|\right)^2\right]^m} \tag{22}$$

em que: θ_r e θ_s = conteúdo de água à base de volume residual e de saturação, respectivamente; $m = 1 - 1/n$; α e n = constantes empíricas relacionadas ao solo.

A partir da eq. 22, van Genuchten (1980) combinou com o modelo de Mualem (1976) para cálculo da função *K(θ)*, obtendo a eq. 23:

$$K(\theta) = K_0 \omega^l \left[1 - \left(1 - \omega^{1/m}\right)^m\right]^2 \tag{23}$$

sendo

$$\omega = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{24}$$

em que: ω = saturação relativa; l = parâmetro empírico estimado em 0,5 por Mualem (1976) para maioria dos solos. Pela razão entre a função *K(θ)* e a K_0 obtém-se a condutividade hidráulica relativa dos solos, K_r (eq. 25):

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0} = \omega^l \left[1 - \left(1 - \omega^{1/m}\right)^m\right]^2. \tag{25}$$

van Genuchten (1980) mostra em seu trabalho que a determinação da função *K(θ)* foi satisfatória para quatro de cinco solos a qual foi realizado o estudo. O autor ainda salienta que é necessário uma descrição razoável da *CRA*, principalmente dando-se atenção para parâmetros de difícil determinação, na qual ele apontou o conteúdo volumétrico residual de água no solo. À esses parâmetros de difícil determinação, há estudos que tentam buscar boas correlações com outras propriedades do solo que sejam de fácil determinação e que estejam diretamente associadas ao fenômeno de retenção de água pelo solo, como, por exemplo, o conteúdo de argila, densidade do solo, porosidade e matéria orgânica (HODNETT; TOMASELLA, 2002; MELLO et al., 2002; MELLO et al., 2005).

Costa; Oliveira e Kato (2008) compararam os ajustes da *CRA* pelos modelos de Hutson e Cass (1987) e van Genuchten (1980), na qual concluíram que ambos os modelos apresentaram bom desempenho, mas o do van Genuchten (1980) apresentou ligeiramente melhor para as situações estudadas.

Porém, o que vem sendo bastante observado, é que a determinação da *CRA* pelo modelo de van Genuchten (1980) apresenta um bom ajuste, todavia, a função *K(θ)* foge a essa tendência, quando comparado com modelos de determinação em campo (métodos padrões).

Bacchi e Reichardt (1988) desenvolveram estudo para comparação entre os valores da $K(\theta)$ obtidos em análise por método padrão, com medidas *in situ*, e o modelo de van Genuchten (1980). Os autores observaram que os valores para o segundo método são subestimados, principalmente na zona da curva onde o valor de umidade é maior, ou seja, nos maiores valores do ϕ_m (vale salientar que os valores do ϕ_m são negativos, portanto, os seus maiores valores estão associados aos maiores valores do conteúdo de água no solo).

Timm (1994) avaliou o desempenho de diferentes métodos de determinação indireta da $K(\theta)$ a partir da curva característica. Dentre esses métodos estava o do van Genuchten (1980). O autor comparou todos os métodos aos dados obtidos em campo, e concluiu que nenhum apresentou uma boa correlação em relação ao método padrão. O autor ainda destaca que a estimativa por van Genuchten (1980) foi o que apresentou o pior ajuste na predição da condutividade.

O Método do Perfil Instantâneo, *MPI*, é o método mais utilizado no campo para determinação da função $K(\theta)$. Além de ser o método de campo mais utilizado, o *MPI* vem sendo considerado, por muitos, como método padrão, sendo o mais preciso quando comparado com métodos de determinação indireta, uma vez que as medições das propriedades hidráulicas são feitas diretamente no campo (PREVEDELLO; PREVEDELLO; LIBARDI, 1981; PAIGE; HILLEL, 1993; MARION et al., 1994; GHIBERTO; MORAES, 2011).

Embora o *MPI* seja bastante recomendado pela vantagem de determinações *in situ*, ele apresenta algumas limitações, como: presença de um lençol freático raso; perfis de solo heterogêneos, na qual não há uma redistribuição uniforme da água pelos poros do solo entre os diferentes horizontes; e a inclinação da área que pode dificultar na etapa de saturação do perfil, a qual tem que ser homogênea (HURTADO; CHICOTA; VAN LIER, 2005; CARVALHO et al., 2007; GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Além disso, também existe as desvantagens de maior mão-de-obra e menor tempo e custo para operação, ao contrário das determinações em laboratório, que possuem menor custo e tempo, principalmente.

O que se observa, pela literatura, é que são necessários estudos que desenvolvam ajustes mais precisos e de boa correlação com métodos de determinação em campo (métodos diretos), ou que os modelos já existentes sejam aperfeiçoados a partir da compreensão de como esses modelos diferem. A *CRA* determinada no campo pode ser uma melhor opção para estimativa da função $K(\theta)$ do modelo de van Genuchten (1980).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição das áreas experimentais

O experimento foi conduzido em condições de campo – com duas áreas experimentais – e em laboratório. As áreas experimentais distinguem-se pelo tipo de solo, sendo uma das áreas um LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico (Figura 1a) e na outra um NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico (Figura 1b), classificados conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). As camadas de solo nas quais se deu a realização dos ensaios e coleta das amostras para análises em laboratório correspondem às profundidades dos horizontes observados durante a classificação. Seus principais atributos morfológicos e profundidades que foram amostradas são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Atributos morfológicos e profundidades amostradas dos solos em estudo

Horizonte	Profundidade	Características
	m	
		LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico
Ap	0,00-0,25	7,5YR 3/4 (cor úmida); franco-arenosa; estrutura fraca pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
AB	0,25-0,52	7,5YR 4/6 (cor úmida); franco-argilo-arenosa; estrutura maciça; muito dura, firme, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
Bw1	0,52-0,95	5YR 5/6 (cor úmida); franco-argilo-arenosa; estrutura fraca pequena a média blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena a média granular; dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
Bw2	0,95-1,50+	5YR 5/6 (cor úmida); franco-argilo-arenosa; estrutura fraca pequena a média blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena a média granular; ligeiramente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa.
		NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico
Ap	0,00-0,26	2,5YR 3/4 (cor úmida); argilosa; estrutura forte média a grandes blocos subangulares; cerosidade abundante e forte; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
Bt1	0,26-0,68	2,5YR 3/4 (cor úmida); muito argilosa; estrutura forte pequena a média blocos subangulares; cerosidade abundante e forte; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
Bt2	0,68-1,14	2,5YR 3/6 (cor úmida); muito argilosa; estrutura moderada média a grande blocos subangulares; cerosidade comum e moderada; extremamente dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
Bw	1,14-1,50+	2,5YR 3/6 (cor úmida); argilosa; estrutura fraca pequena a média blocos subangulares que se desfaz em forte pequena granular; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, muito friável, muito plástica e pegajosa.

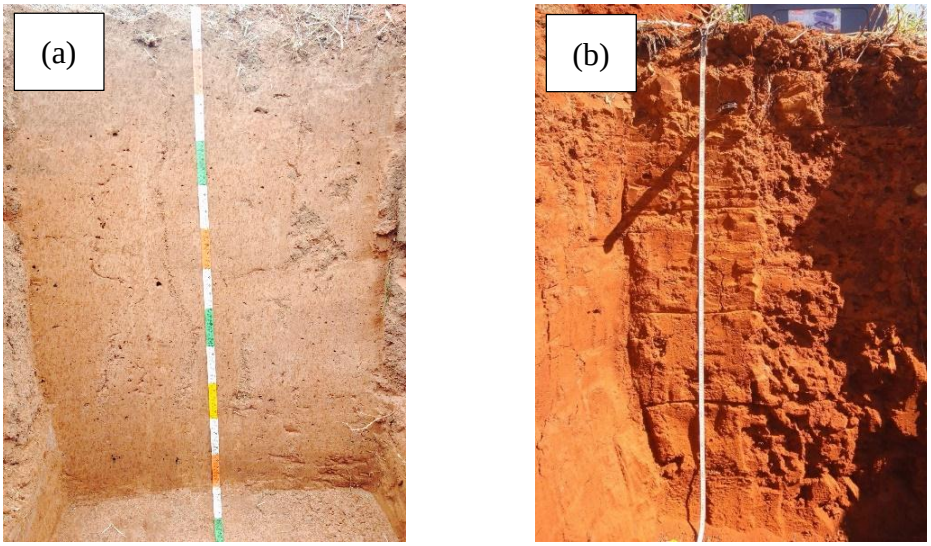

Figura 1 - Áreas experimentais: (a) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico; e (b) NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Na Tabela 2 são apresentados os atributos para caracterização física dos solos, sendo estes: granulometria, determinada pelo método da pipeta empregando o dispersante químico hexametafosfato de sódio (EMBRAPA, 1997); e densidade dos sólidos determinada pelo método do deslocamento de gás através de um picnômetro a gás hélio. Com base na distribuição do tamanho das partículas (granulometria) de cada solo, foi determinada a classificação textural com base nos critérios da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Para essas análises foram utilizadas amostras de solo com estrutura deformada que foram destorroadas, passadas em peneira com abertura de malha de 2 mm e secas ao ar para posterior análises (EMBRAPA, 1997). Os valores são médias aritméticas de 3 repetições.

Tabela 2 - Distribuição do tamanho das partículas (granulometria), classificação textural e densidade dos sólidos para as quatro profundidades dos solos em estudo

Horizonte	Profundidade	Areia	Silte	Argila	Classificação textural	ρ_s
	m	kg kg^{-1}				kg dm^{-3}
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico						
Ap	0,00-0,25	0,797	0,057	0,146	Franco-arenosa	2,65
AB	0,25-0,52	0,725	0,060	0,215	Franco-argilo-arenosa	2,67
Bw1	0,52-0,95	0,742	0,060	0,198	Franco-arenosa	2,67
Bw2	0,95-1,50+	0,740	0,062	0,198	Franco-arenosa	2,68
NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico						
Ap	0,00-0,26	0,323	0,215	0,462	Argilosa	2,89
Bt1	0,26-0,68	0,252	0,178	0,570	Argilosa	2,89
Bt2	0,68-1,14	0,245	0,188	0,567	Argilosa	2,92
Bw	1,14-1,50+	0,262	0,203	0,535	Argilosa	2,92

ρ_s: densidade dos sólidos

3.2 Curva de retenção da água no solo

Para confecção da curva de retenção da água no solo, *CRA*, foram conduzidos experimentos em campo e em laboratório. Para as duas situações foram coletadas amostras para quantificação do conteúdo volumétrico de água no solo, θ, e o ajuste dos dados foi feito pela equação proposta por van Genuchten (1980) (eq. 22).

3.2.1 *CRA* no campo

3.2.1.1 Parcelas experimentais e sua instrumentação

Para realização dos ensaios foram construídas estruturas galvanizadas com as dimensões de 1,50 x 1,50 x 1,30 m (comprimento, largura e profundidade, respectivamente), para delimitar as parcelas experimentais. Essas estruturas foram inseridas no solo com a finalidade de manter o fluxo da água no sentido vertical durante a etapa de saturação do solo. Cada área continha uma parcela para confecção da *CRA* (Figuras 2a e 2b).

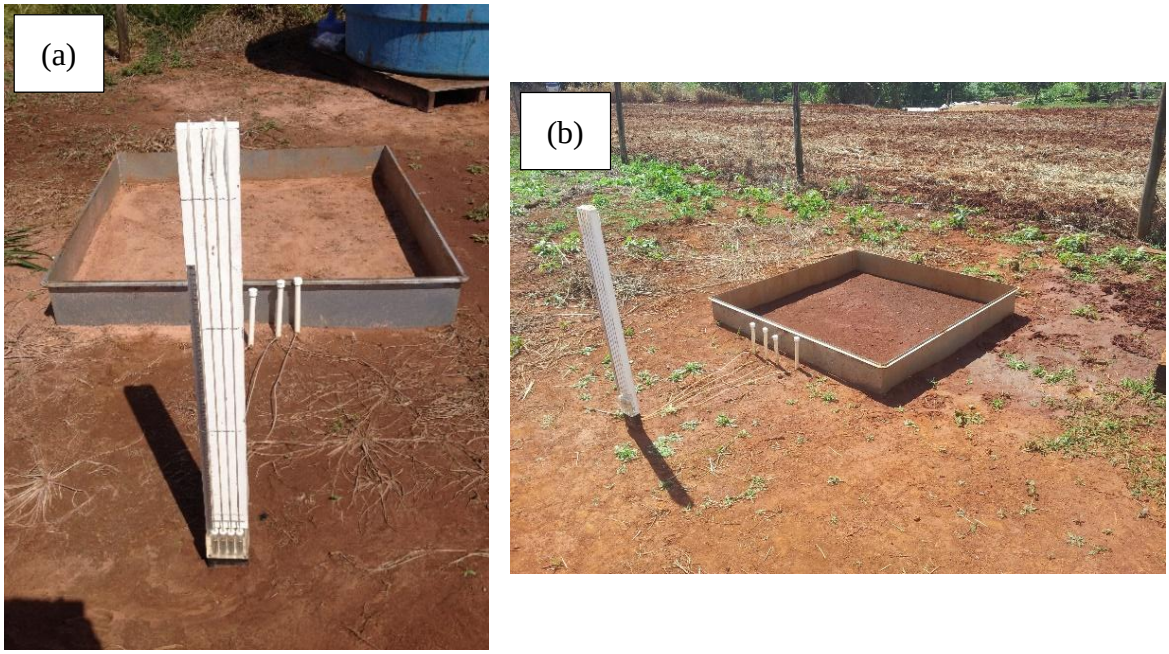

Figura 2 - Parcelas da *CRA* nas áreas: (a) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico; e (b) NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Em cada profundidade foi instalado um tensiômetro com manômetro de mercúrio em formato de “L”, de forma que sua cápsula porosa ficasse no meio do horizonte e para que não houvesse fluxo preferencial da água pelas paredes destes equipamentos.

3.2.1.2 Procedimento experimental

Para elaboração da *CRA* em campo, foram coletadas amostras de solo com estrutura deformada e medidos os conteúdos de água que correspondiam aos potenciais mátricos, ϕ_m, desejados. Os valores do ϕ_m para construção da curva foram: -2; -4; -6; -8; -10; -20; -30; -40; e -50 kPa. Por facilidade, os valores do ϕ_m foram expressos em tensão, τ, para que ficassem positivos, a partir da relação descrita na eq. 21.

Como as leituras eram feitas com manômetros de mercúrio, *Hg*, foi necessário, inicialmente identificar a altura de *Hg* no manômetro (feita a partir da superfície do *Hg* na cuba), *H*, correspondente à τ desejada. Para tanto, o cálculo foi feito a partir da eq. 26:

$$H = \frac{h_c + Z + 0{,}1\tau}{12{,}6} \rightarrow [m\ de\ Hg] \qquad (26)$$

em que: h_c = distância vertical do nível de *Hg* na cuba à superfície do solo no momento da leitura, m.c.a.; *Z* = profundidade de instalação da cápsula porosa, m.c.a.; e τ = tensão da água no solo, kPa. Os valores da τ foram multiplicados por 0,1 para que seu valor em kPa (energia/volume) fossem expressos em m.c.a. (energia/peso).

Depois destes cálculos deu-se início à etapa de saturação do solo, e então, deixou-se o solo secar naturalmente pela ação da gravidade e pela evaporação. Identificou-se o instante de saturação do solo a partir da leitura de *H* para τ = 0 kPa. A leitura nos manômetros de *Hg* foi acompanhada diariamente.

As coletas de solo foram feitas assim que o valor da τ esperada fosse atingido. Foram coletadas para cada tensão nas quatro profundidades de cada área amostras em triplicata com a ajuda de trado de rosca, totalizando 216 amostras. A retirada foi feita em uma porção do solo 0,05 m acima do centro da cápsula e 0,05 m abaixo, sendo o mais próximo possível das cápsulas tendo atenção para não danificá-las.

As amostras foram acondicionadas imediatamente após a sua retirada em recipientes e levadas ao laboratório de física do solo, onde foram pesadas e em seguida colocadas em estufa a 105°C durante 48 h para secagem completa. Por fim, as amostras foram novamente pesadas para obtenção da massa de sólidos, e por diferença calculou-se a massa de água retida no solo para cada tensão.

Com a finalização das atividades em laboratório, procedeu-se aos cálculos dos valores do θ a partir da eq. 27, para servirem como dados de entrada na eq. 22 utilizada por van

Genuchten (1980). Para os ajustes da *CRA* foi utilizado o software Table Curve 2D (SPSS INC., 2000).

$$\theta = \frac{m_a}{m_s}\rho \rightarrow [m^3\ m^{-3}] \tag{27}$$

em que: m_a = massa de água, kg; m_s = massa de sólidos do solo, kg; e ρ = densidade do solo, kg dm^{-3}. Note que a expressão m_a/m_s desta equação é referente ao conteúdo de água à base de massa, *U*. Os valores da ρ foram utilizados a partir de determinações feitas com as amostras de solo com estrutura indeformada utilizadas para confecção da *CRA* em laboratório; sua determinação é descrita no item 3.4.

3.2.2 *CRA* em laboratório

Para determinação da *CRA* em laboratório foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada com anéis volumétricos de dimensões conhecidas com auxílio de um extrator do tipo "Uhland". Diferente do ensaio em campo, para a *CRA* feita em laboratório, as amostras foram submetidas às tensões desejadas. As tensões escolhidas para construção da curva foram: 2; 4; 6; 8; 10; 33; 50; 100; 300; 600; 900; 1.200; e 1.500 kPa.

Foram coletadas amostras em triplicata para cada tensão e em cada profundidade nas duas áreas, totalizando 312 amostras, sendo 39 para cada profundidade (Figura 3). A coleta das amostras para cada tensão foi feita para que as mesmas só fossem utilizadas uma vez.

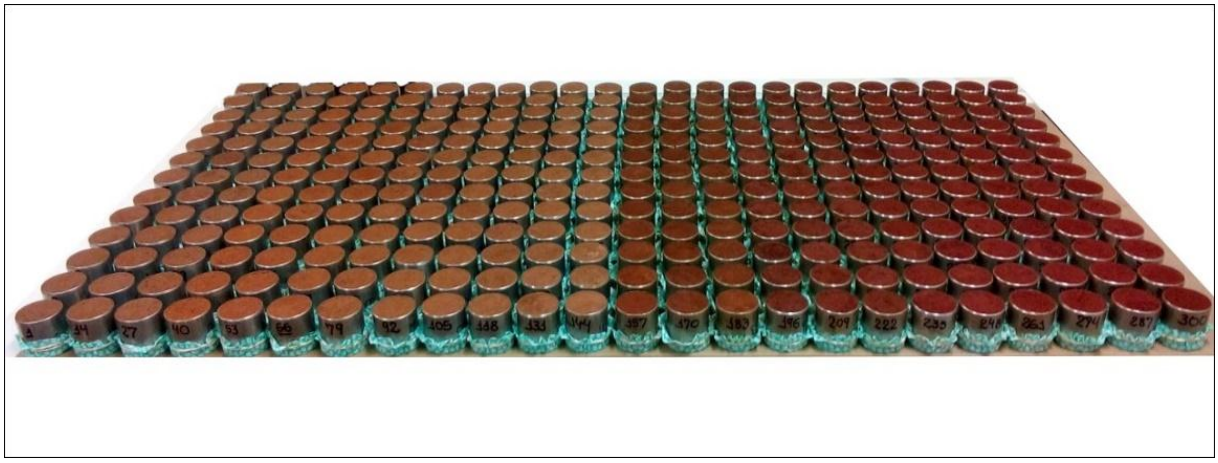

Figura 3 - Total de amostras coletadas para análise da *CRA*. À esquerda as amostras do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico e à direita as amostras do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

As amostras foram inicialmente saturadas de baixo para cima (Figura 4) e em seguida submetidas às tensões. As tensões de 2 a 10 kPa foram aplicadas em funis de placa porosa (ou funis de Haines) (Figura 5a) e as tensões de 33 a 1.500 kPa foram aplicadas em câmara de pressão com placa porosa (ou câmara de Richards) (Figura 5b) (KLUTE, 1986). Assim que se atingiu o equilíbrio da água nas amostras, foram retiradas, pesadas em balança analítica e colocadas em estufa a 105°C durante 48 h para secagem completa. Por fim, as amostras foram novamente pesadas para obter-se a massa de sólidos, e por diferença calculou-se a massa de água retida no solo para cada tensão.

Figura 4 - Saturação das amostras de solo por capilaridade

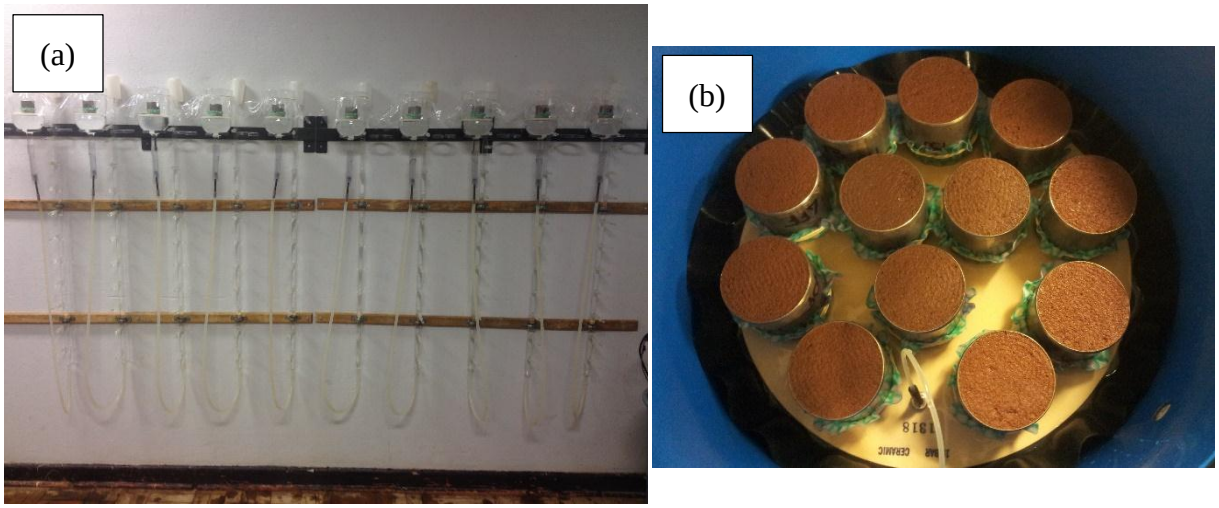

Figura 6 - Amostras em: (a) funis de Haines; e (b) câmara de Richards

Após a finalização das atividades em laboratório, procedeu-se aos cálculos e ajuste dos dados conforme a equação utilizada por van Genuchten (1980) da mesma forma como foi feito para a *CRA* em campo.

3.3 Condutividade hidráulica do solo não saturado

A condutividade hidráulica relativa, K_r, foi calculada a partir da eq. 25 apresentada por van Genuchten (1980), utilizando as *CRA*'s obtidas pelas análises de campo e em laboratório nas quatro profundidades dos dois solos.

3.4 Demais atributos analisados

Com as amostras de solo com estrutura indeformada coletadas para confecção da *CRA* em laboratório, foi determinada a densidade do solo, ρ, pelo método do anel volumétrico descrito por EMBRAPA (1997) a partir da razão entre a massa de sólidos seco em estufa a 105°C durante 48 h e o volume interno do anel que é correspondente ao volume total de solo, *V*, da amostra (eq. 1).

Com os dados da ρ e ρ_s foi feito o cálculo da porosidade total do solo, *Pt*, a partir da eq. 28. Foram utilizados os valores médios da ρ_s.

$$Pt = 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \rightarrow [m^3 m^{-3}]. \tag{28}$$

Na Tabela 3 são apresentados os valores desses atributos em cada profundidade estudada para os dois solos, sendo estes médias aritméticas de 39 repetições. Duas Tabelas são apresentadas nos anexos A e B para o Latossolo e Nitossolo, respectivamente, com os valores de cada repetição da ρ e *Pt* para cada profundidade.

Tabela 3 - Densidade do solo e porosidade total calculada para as quatro profundidades dos solos em estudo

Profundidade	ρ	*Pt*	Profundidade	ρ	*Pt*
m	kg dm^{-3}	m^3 m^{-3}	m	kg dm^{-3}	m^3 m^{-3}
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico			NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico		
0,00-0,25	1,77	0,331	0,00-0,26	1,48	0,488
0,25-0,52	1,68	0,369	0,26-0,68	1,40	0,516
0,52-0,95	1,52	0,433	0,68-1,14	1,26	0,567
0,95-1,50+	1,47	0,452	1,14-1,50+	1,17	0,599

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nas tabelas 4 e 5, a seguir, são apresentados os parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água, *CRA*, para o Latossolo e o Nitossolo, respectivamente. Em ambas as tabelas são apresentados os parâmetros para as *CRA*'s obtidas em laboratório e em campo. O ajuste foi feito com a restrição de Mualem (1976) considerando $m = 1 - 1/n$ e igualando o conteúdo volumétrico de água no solo na saturação, θ_s, com a porosidade total.

Tabela 4 - Parâmetros de ajuste das *CRA*'s obtidas em laboratório e em campo para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

Profundidade	θ_s	θ_r	α	n	m	R^2
m	——— $m^3\ m^{-3}$ ———		kPa^{-1}			
			LABORATÓRIO			
0,00-0,25	0,331	0,000	1,772	1,162	0,139	0,994
0,25-0,52	0,369	0,046	1,086	1,265	0,209	0,992
0,52-0,95	0,433	0,086	1,016	1,458	0,314	0,985
0,95-1,50+	0,452	0,079	1,302	1,412	0,292	0,980
			CAMPO			
0,00-0,25	0,331	0,000	1,231	1,196	0,164	0,940
0,25-0,52	0,369	0,000	4,318	1,156	0,135	0,961
0,52-0,95	0,433	0,000	3,431	1,259	0,206	0,982
0,95-1,50+	0,452	0,000	9,437	1,216	0,178	0,963

$m = 1 - 1/n$.

Tabela 5 - Parâmetros de ajuste das *CRA*'s obtidas em laboratório e em campo para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Profundidade	θ_s	θ_r	α	n	m	R^2
m	——— $m^3\ m^{-3}$ ———		kPa^{-1}			
			LABORATÓRIO			
0,00-0,26	0,488	0,165	1,424	1,205	0,170	0,990
0,26-0,68	0,516	0,266	1,026	1,392	0,282	0,991
0,68-1,14	0,567	0,237	1,327	1,326	0,246	0,988
1,14-1,50+	0,599	0,101	3,801	1,164	0,141	0,990
			CAMPO			
0,00-0,26	0,488	0,000	5,066	1,089	0,081	0,916
0,26-0,68	0,516	0,316	5,088	1,351	0,260	0,938
0,68-1,14	0,567	0,177	5,048	1,219	0,179	0,983
1,14-1,50+	0,599	0,000	11,138	1,135	0,119	0,963

$m = 1 - 1/n$.

O método de ajuste da *CRA* proposto por van Genuchten (1980) mostrou alto poder explicativo, apresentando coeficientes de determinação, R^2, maiores que 0,90 para todas as curvas (Tabelas 4 e 5). Isso significa que, de forma geral, mais de 90% das variáveis dependentes conseguem ser explicadas pelos ajustes do modelo, ou seja, o modelo caracteriza

bem a relação entre o conteúdo volumétrico de água do solo, θ, dentro do intervalo das tensões avaliadas. Tendência semelhante com valores de R^2 superiores a 90% para ajuste da *CRA* pelo método de van Genuchten (1980) é encontrado em diversos trabalhos (FIDALSKI; TORMENA, 2007; COSTA; OLIVEIRA; KATO, 2008; CARDUCCI et al., 2011; GIMENES, 2012; SOUSA, 2014).

Ainda em análise as tabelas 4 e 5 observa-se que para o Nitossolo, os valores para os conteúdos de água à base de volume residual e de saturação foram sempre maiores, uma vez que o conteúdo de argila (Tabela 1) são maiores para este solo quando se compara aos valores de conteúdo de argila do Latossolo. Oliveira et al. (2002) e Urach (2007), correlacionando diferentes atributos do solo com a retenção de água, verificaram que a composição granulométrica do solo é a característica que melhor descreve a retenção de água pelo solo. Urach (2007) ainda mostra que o conteúdo de argila apresentou uma correlação positiva. No entanto, estes autores trabalharam com amostras de solo com estrutura deformada. Michelon et al. (2010) afirmam que a estrutura do solo também é fator de grande importância para retenção da água pelo solo, tendo observado valores de R^2 maiores que 0,70 – apresentando valores até mesmo maiores que 0,90 – quando relaciona a estrutura com a retenção de água nas menores tensões. Dexter (2004) e Severiano (2010) também apontam a correlação positiva da textura, estrutura e ainda do carbono orgânico para retenção de água, principalmente nas tensões mais baixas.

Em análise a equação proposta por van Genuchten (1980) para cálculo da umidade do solo à base de volume em função do potencial mátrico, $\theta(\phi_m)$, (eq. 22), é discutido nos parágrafos seguintes como os parâmetros α, n e m interferiram para construção das *CRA*'s em campo e em laboratório.

Em relação ao parâmetro α, verifica-se que valores maiores resultam em valores menores para o θ quando se assume que todos os outros parâmetros sejam fixos. Nas tabelas 4 e 5 pode-se verificar que os maiores valores de α contribuíram para as curvas mais altas onde entende-se que os valores do θ estão maiores. Com exceção da primeira profundidade do Latossolo (0,00-0,25 m), todas as demais profundidades nos dois solos apresentaram o parâmetro α maior para a *CRA* obtida no campo.

Para o parâmetro n, assumindo os demais valores fixos (com exceção do m), pode-se observar que o aumento dos seus valores representam em maiores valores do θ. Nas tabelas 4 e 5 verifica-se os maiores valores para as *CRA*'s feitas em laboratório, com exceção para a profundidade de 0,00-0,25 m do Latossolo. Para esse parâmetro, devemos considerar que o

aumento ou diminuição dos seus valores implicam em aumento e diminuição, respectivamente, dos valores do parâmetro *m*, uma vez que *m* é dado pela relação $m = 1 - 1/n$. Assim, entende-se que o *m* apresenta a mesma tendência do *n*, na qual os maiores valores irão gerar maiores valores do θ.

Pode ser visto graficamente nas figuras 6 e 7 as *CRA*'s do Latossolo e Nitossolo, respectivamente, para as quatro profundidades. Em cada gráfico são apresentados as curvas em laranja para a *CRA* feita em campo e em azul para a *CRA* feita em laboratório.

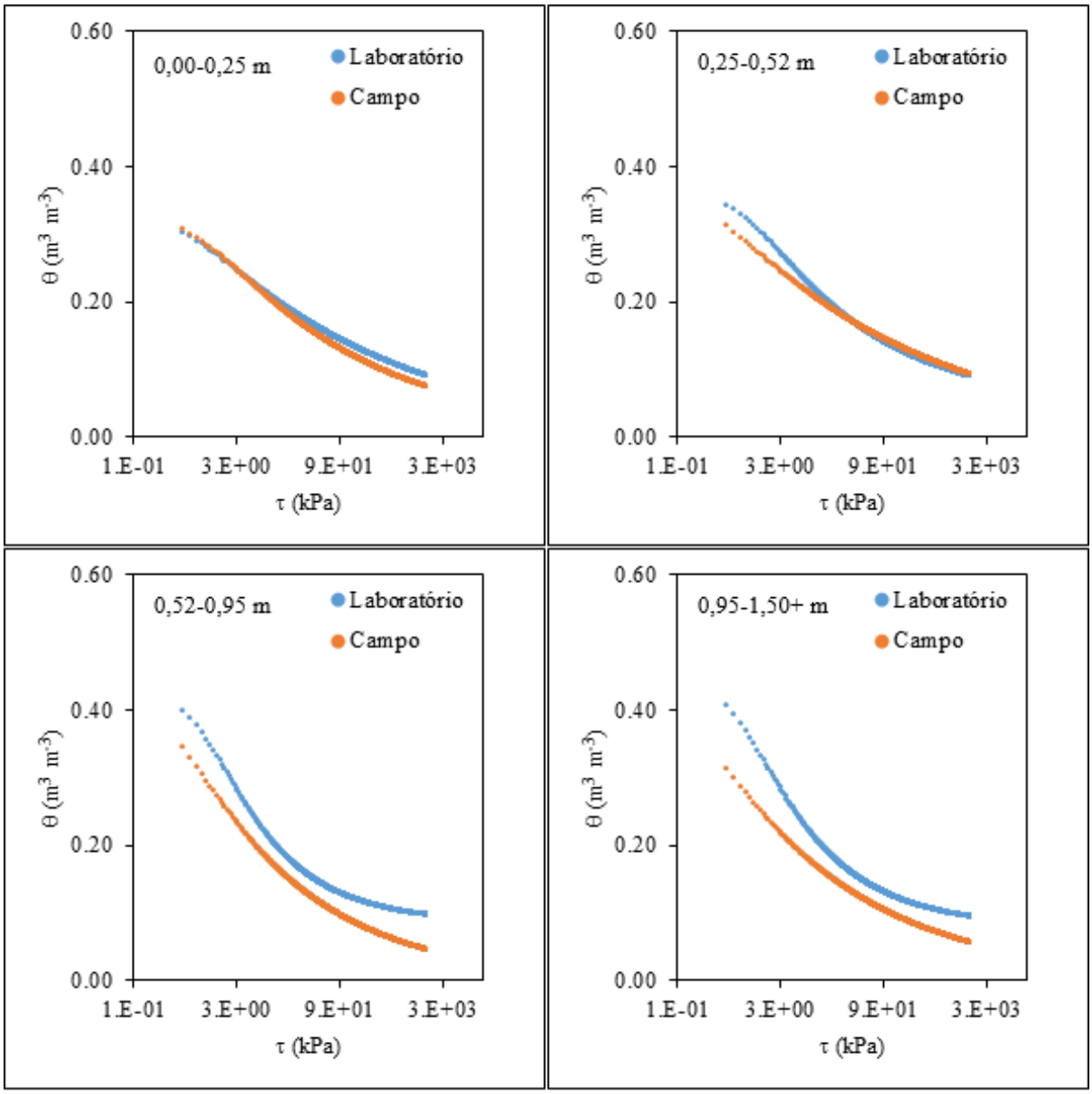

Figura 6 - *CRA*'s obtidas em campo (laranja) e laboratório (azul) para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

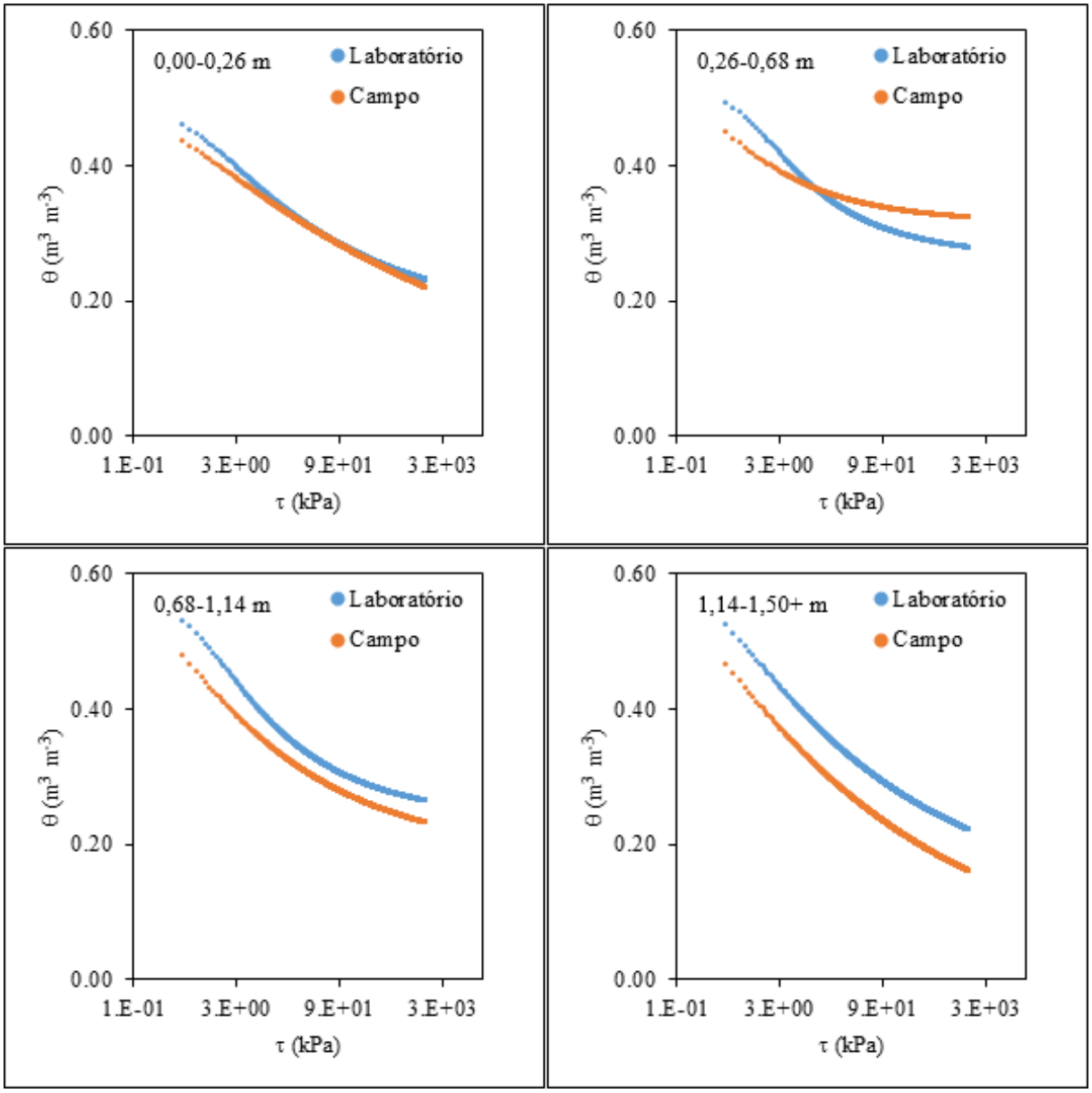

Figura 7 - *CRA*'s obtidas em campo (laranja) e laboratório (azul) para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Nas figuras 8 e 9 são apresentados os gráficos da condutividade hidráulica relativa, K_r, para as quatro profundidades estudadas no Latossolo e Nitossolo, respectivamente. Nos gráficos destas figuras, compara-se os valores da K_r calculados a partir da *CRA* feita em laboratório, no eixo das abscissas, e feita em campo, no eixo das ordenadas, analisando a distância da linha 1:1. Os valores para comparação foram plotados para um mesmo valor de saturação relativa, ω, considerando a faixa de 0,10 a 0,90.

A tendência geral que se observa pelos gráficos é que com o aumento nos valores da K_r, há um aumento na distância em relação à linha 1:1. Verifica-se que mesmo considerando a mesma equação para cálculo da condutividade, os métodos de obtenção dos dados apresentam

grande variação entre si. Considerando que a obtenção dos dados por determinações do θ para confecção da *CRA in situ* estejam mais próximos das condições reais que ocorrem no campo, seus valores foram adotados como referência.

A diferença entre ambos os métodos de determinação é provavelmente explicada pelas diferenças nas condições de contorno para confecção das *CRA*'s (BRITO et al., 2011) e posterior cálculo da condutividade hidráulica. Diferente do que acontece em laboratório, na etapa de saturação do solo para confecção da *CRA* em campo, é muito provável que nem todos os poros tenham sido preenchidos totalmente (SKAGGS; KHALEEL, 1982; STEPHENS; LAMBERT; WATSON, 1987). No entanto, considera-se que o conteúdo de água de saturação do solo, mesmo que não tenha todos os seus poros preenchidos, é a condição que ocorre naturalmente.

Em análise a equação proposta por van Genuchten (1980) para cálculo da K_r (eq. 25), tem-se que esta propriedade é função do parâmetro m se considerarmos valores fixos da ω ao comparar-se as curvas feitas a partir da *CRA* de campo e laboratório. Como já foi visto anteriormente, os maiores valores de m resultam em maiores valores para o θ, o que, consequentemente, resulta em maiores valores para a condutividade, seja a função $K(\theta)$ ou a K_r.

Observa-se pelos gráficos das figuras 8 e 9, com exceção da profundidade de 0,00-0,25 m do Latossolo, que as curvas apresentaram a mesma tendência encurvando-se para baixo, em razão aos maiores valores da K_r para a determinação em laboratório, o que corrobora com a tendência observada para os valores do parâmetro m. Por estas observações, entende-se que a K_r está sendo superestimada pela *CRA* feita em laboratório, na qual temos a *CRA* feita no campo como referência. Gonçalves et al. (2005) e Meurer (2014) verificaram a mesma tendência para os valores de condutividade superestimados para métodos de confecção da *CRA* em laboratório em comparação com determinações em campo. Para a primeira profundidade do Latossolo, associa-se os maiores valores de K_r para campo em reflexo a erros experimentais que podem ter ocorrido na condução do experimento.

Tem-se na tabela 6 a diferença porcentual entre os valores da K_r para ω = 0,5, tomando como referência os dados de campo. O que se observa é uma superestimação muito alta chegando a ser maior que 90% para maioria das profundidades em ambos os solos. Nas tabelas 7 e 8 são apresentados as razões do parâmetro m obtido pela *CRA* de laboratório em relação à de campo, $m_{(L)}/m_{(C)}$, para as quatro profundidades do Latossolo e Nitossolo, respectivamente. Com exceção da primeira profundidade do Latossolo, observa-se valores

maiores que 1,0 para a razão $m_{(L)}/m_{(C)}$. A partir dessa relação do parâmetro *m* obtido em laboratório e em campo, podemos observar em termos de porcentagem quanto o parâmetro *m* pela *CRA* de laboratório está sendo superestimada. Isso implica dizer que nas profundidades de 0,25-0,52, 0,52-0,95 e 0,95-1,50+ m do Latossolo o parâmetro *m* é superestimado em 35,4%, 34,4% e 39%, respectivamente. Para o Nitossolo os valores são superestimados em 52,4%, 7,8%, 27,2% e 15,6% para as profundidades de 0,00-0,26, 0,26-0,68, 0,68-1,14 e 1,14-1,50+ m, respectivamente. A partir dessas considerações, entende-se que as diferenças proporcionais do parâmetro *m* representa uma elevada superestimação dos dados da K_r calculada pelo modelo de van Genuchten (1980).

Os gráficos das figuras 8 e 9 (curvas de $K_{r(L)}$ em função da $K_{r(C)}$) mostram mais claramente a superestimação de $K_{r(L)}$ em relação à $K_{r(C)}$.

Tabela 6 - Diferença proporcional entre os valores da K_r para $\omega = 0,5$

Profundidade	$K_{r(L)}$	$K_{r(C)}$	δK_r
m			%
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico			
0,00-0,25	$6,6*10^{-07}$	$4,0*10^{-06}$	--
0,25-0,52	$4,2*10^{-05}$	$4,3*10^{-07}$	98,9
0,52-0,95	$9,2*10^{-04}$	$3,7*10^{-05}$	95,9
0,95-1,50+	$5,6*10^{-04}$	$9,3*10^{-06}$	98,3
NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico			
0,00-0,26	$5,9*10^{-06}$	$1,9*10^{-10}$	99,9
0,26-0,68	$4,4*10^{-04}$	$2,4*10^{-04}$	44,4
0,68-1,14	$1,6*10^{-04}$	$1,0*10^{-05}$	93,6
1,14-1,50+	$7,3*10^{-07}$	$9,0*10^{-08}$	87,8

$K_{r(L)}$ e $K_{r(C)}$: K_r a partir das *CRA*'s de laboratório e campo, respectivamente; δK_r: diferença porcentual em relação ao $K_{r(C)}$

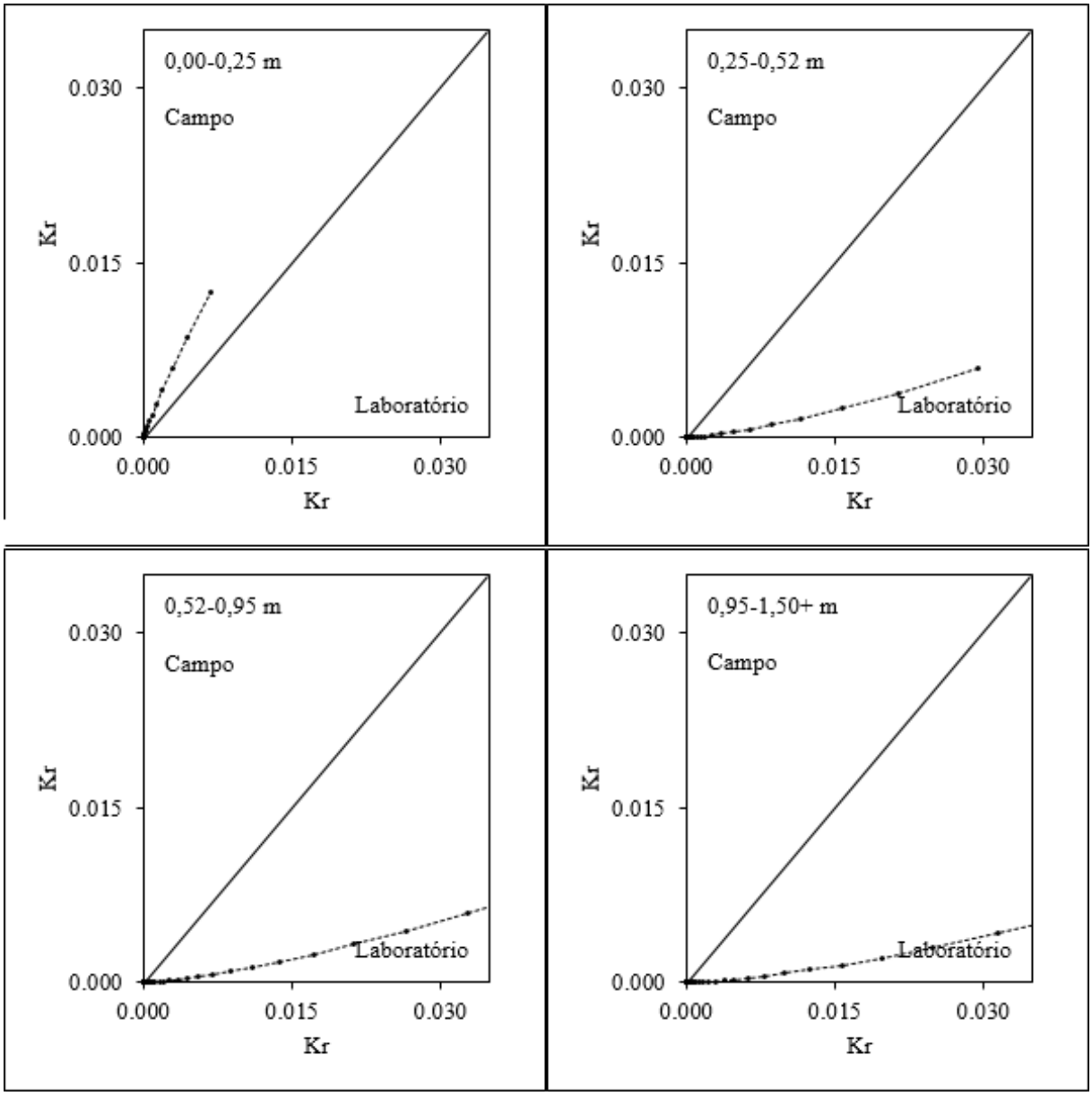

Figura 8 - Linha 1:1 dos dados da K_r obtida a partir da *CRA* em laboratório (eixo das abscissas) e em campo (eixo das ordenadas) para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

Tabela 7 - Razão entre os valores do parâmetro *m* de laboratório e campo para as quatro profundidades do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

Parâmetro *m*	Profundidade (m)			
	0,00-0,25	0,25-0,52	0,52-0,95	0,95-1,50+
$m_{(L)}$	0,139	0,209	0,314	0,292
$m_{(C)}$	0,164	0,135	0,206	0,178
Razão $m_{(L)}/m_{(C)}$	0,848	1,548	1,524	1,640
δm (%)	--	35,4	34,4	39,0

$m_{(L)}$ e $m_{(C)}$: parâmetros *m* obtidos no laboratório e campo, respectivamente; δm: diferença porcentual em relação ao $m_{(C)}$

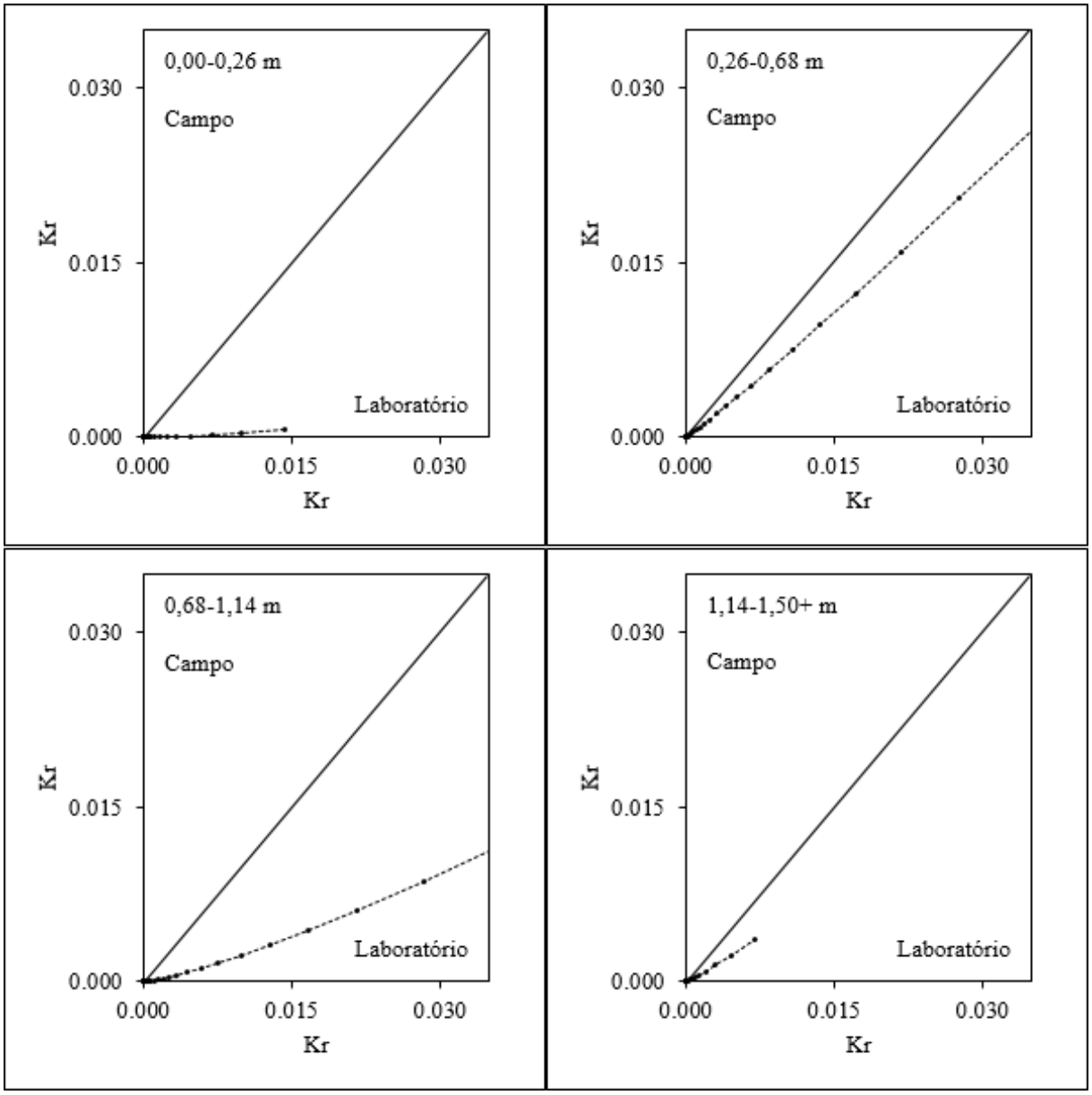

Figura 9 - Linha 1:1 dos dados da K_r obtida a partir da *CRA* em laboratório (eixo das abscissas) e em campo (eixo das ordenadas) para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Tabela 8 - Razão entre os valores do parâmetro *m* de laboratório e campo para as quatro profundidades do NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Parâmetro *m*	Profundidade (m)			
	0,00-0,26	0,26-0,68	0,68-1,14	1,14-1,50+
$m_{(L)}$	0,170	0,282	0,246	0,141
$m_{(C)}$	0,081	0,260	0,179	0,119
Razão $m_{(L)}/m_{(C)}$	2,099	1,085	1,374	1,185
δm (%)	52,4	7,8	27,2	15,6

$m_{(L)}$ e $m_{(C)}$: parâmetros *m* obtidos no laboratório e campo, respectivamente; δm: diferença porcentual em relação ao $m_{(C)}$

5 CONCLUSÕES

A metodologia de determinação das curvas de retenção no campo mostrou-se satisfatória, assim como o seu ajuste pela equação utilizada por van Genuchten (1980) no seu método de determinação da condutividade hidráulica relativa com coeficientes de determinação sempre maiores que 0,9.

Os valores de condutividade hidráulica relativa obtidos pelo método de van Genuchten quando se utilizou a curva de retenção de laboratório foram sempre maiores em relação aos valores obtidos com a curva de retenção determinada no campo.

No Método do Perfil Instantâneo, *MPI*, há necessidade de se conhecer o conteúdo de água no solo ao longo do perfil durante o processo de redistribuição da água, e uma das maneiras de se obter esse conteúdo é por meio da curva de retenção. Com base nos resultados obtidos e em face à primeira conclusão, pode-se dizer que quando se utiliza a curva de retenção para estimar a condutividade hidráulica pelo *MPI*, a utilização da curva de retenção determinada no campo deve fornecer resultados mais realísticos da função $K(\theta)$.

REFERÊNCIAS

BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Escalonamento de propriedades hídricas na avaliação de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, p. 217-223, 1988.

BERNARDES, R.S. **Condutividade hidráulica de três solos da região norte fluminense**. 2005. 69 p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) – Universidade Estadual do Norte Fluminense, 2005.

BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **Elements of the nature and properties of soils**. 3th ed. Bergen County: Prentice Hall, 2010. 614 p.

BRITO, A.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**, Viçosa, v. 35, p. 1939-1948, 2011.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. In: COREY, A.T.; DILS, R.E.; YEVDJEVICH, V.M. **Hydrology paper**. Fort Collins: Colorado State University, 1964. p. 1-29.

BUCKINGHAM, E. **Studies of the Movement of Soil Moisture**. Washington: USDA, Bureau of Soils, 1907. 66 p.

BURDINE, N.T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **Journal of Petroleum Technology**, Richardson, v. 5, p. 71-78, 1953.

CAMPBELL, G.S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Science**, Baltimore, v. 117, p. 311-314, 1974.

CARDUCCI, C.E.; OLIVEIRA, G.C. de; SEVERIANO, E.C.; ZEVIANI, W.M. Modelagem da curva de retenção de água de Latossolos utilizando a equação duplo de van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 77-86, 2011.

CARVALHO, L.A.; LIBARDI, P.L.; ROCHA, G.C.; CRUZ, A.C.R. Caracterização hidráulica de um Latossolo Vermelho associada à caracterização pedológica do perfil. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 37, p. 1008-1013, 2007.

COSTA, A.C.S.; LIBARDI, P.L. Caracterização físico-hídrica de um perfil de terra roxa estruturada latossólica pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 663-677, 1999.

COSTA, W.A.; OLIVEIRA, C.A. da S.; KATO, E. Modelos de ajuste e métodos para a determinação da curva de retenção de água de um Latossolo-Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 515-523, 2008.

DANE, J.H. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, p. 12-18, 1980.

DARCY, H. **Les fontaines publiques de la Ville de Dijon**. Paris: Victor Dalmont, 1856. 647 p.

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. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, CNPS, 1997. 212 p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília, 2013. 353 p.

FIDALSKI, J.; TORMENA, C.A. Funções de pedotransferência para as curvas de retenção de água e de resistência do solo à penetração em sistemas de manejo com plantas de cobertura permanente em citros. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 37, p. 1316-1322, 2007.

GHIBERTO, P.J.; MORAES, S.O. Comparação de métodos de determinação da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 1177-1188, 2011.

GIMENES, F.H.S. **Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo**. 2012. 69 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2012.

GONÇALVES, R.A.B.; FOLEGATTI, M.V.; GLOAGUEN, T.V.; LIBARDI, P.L.; MONTES, C.R.; LUCAS, Y. Método alternativo para determinar a condutividade hidráulica em solo irrigado com águas residuárias. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 9, p. 1-5, 2005.

GONÇALVES, A.D.M.A.; LIBARDI, P.L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 1174-1184, 2013.

GONDIM, J.E.F.; REBOUÇAS, C.A.M.; PORTELA, J.C.; CAVALCANTE, J.S.J.; SILVA, S.Y.A.M. da; DIAS, M.C.C. Resistência mecânica do solo à penetração em diferentes manejos do solo e da caatinga em Governador Dix-Sept Rosado-RN. **Agropecuária Científica no Semi-Árido**, Patos, v. 11, p. 72-76, 2015.

GREEN, R.E.; COREY, J.C. Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predictive methods. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 35, p. 3-8, 1971.

HILLEL, D. **Solo e água**: fenômenos e princípios físicos. Porto Alegre: UFRGS, 1970. 231 p.

HILLEL, D.; KRENTOS, V.K.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics *in situ*. **Soil Science**, Baltimore, v. 114, p. 395-400, 1972.

HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperature and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 108, p. 155-180, 2002.

HURTADO, A.L.B.; CICHOTA, R.; VAN LIER, Q.J. Parametrização do método do perfil instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica do solo em experimentos com evaporação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, p. 301-307, 2005.

HUTSON, J.L.; CASS, A. A retentivity function for use in soil-water simulation models. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 38, p. 105-113, 1987.

KAY, B.D.; ANGERS, D.A. Soil structure. In: SUMMER, M.E. (Ed.). **Handbook of soil science**. New York: CRC Press, 2000. chap. A7, p. 229-276.

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

KLEIN, V.A.; VIEIRA, M.L.; DURIGON, F.F.; MASSING, J.P.; FÁVERO, F. Porosidade de aeração de um Latossolo Vermelho e rendimento de trigo em plantio direto escarificado. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 38, p. 365-371, 2008.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: _____. **Methods of soil analysis**. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy; Soil Science Society of America, 1986. pt. 1, p. 635-662. (Agronomy Monograph, 9).

KOOREVAAR, P.; MENELIK, G.; DIRKSEN, C. **Elements of soil physics**. Amsterdam: Elsevier, 1983. 227 p.

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

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 3-7, 1980.

MARION, J.M.; OR, D.; ROLSTON, D.E.; KAVVAS, M.L.; BIGGAR, J.W. Evaluation of methods for determining soil-water retentivity and unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science**, Baltimore, v. 158, p. 1-13, 1994.

MELLO, C.R. de; OLIVEIRA, G.C. de; FERREIRA, D.F.; LIMA, J.M. de. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da microrregião Campos das Vertentes, MG. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, p. 1319-1324, 2002.

MELLO, C.R. de; OLIVEIRA, G.C. de; FERREIRA, D.F.; LIMA, J.M. de; LOPES, D. Modelos para determinação dos parâmetros da equação de van Genuchten para um Cambissolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campinas Grande, v. 9, p. 23-29, 2005.

MEURER, I. **Estudo de diferentes métodos na estimativa da curva de retenção da água no solo**. 2014. 57 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2014.

MICHELON, C.J.; CARLESSO, R.; OLIVEIRA, Z.B. de; KNIES, A.E.; PETRY, M.T.; MARTINS, J.D. Funções de pedotransferência para estimativa da retenção de água em alguns solos do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 40, p. 848-853, 2010.

MILLINGTON, R.J.; QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. **Transactions of the Faraday Society**, London, v. 57, p. 1200-1207, 1961.

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

OLIVEIRA, J.C.M. de; REICHARDT, K.; APPOLONI, C.R.; SOUZA, A.D.B. de; COSTA, A.C.S. da. Determinação da condutividade hidráulica do Latossolo Roxo Distrófico por atenuação de raios gama e tensiometria. **Semina: Ciências Exatas/Tecnológicas**, Londrina, v. 16, p. 550-553, 1995.

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**, Viçosa, v. 26, p. 315-323, 2002.

PAIGE, G.B.; HILLEL, D. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. **Soil Science**, Baltimore, v. 155, p. 175-189, 1993.

PREVEDELLO, B.M.S.; PREVEDELLO, C.L.; LIBARDI, P.L. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 5, p. 93-97, 1981.

QUEIROZ, M.M.F. de; RUSTEBERG, B.; GHEYI, H.R.; GUERRA, H.O.C. Estudo da condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 3, p. 161-166, 1999.

REBOUÇAS, C.A.M.; PORTELA, J.C.; ERNESTO SOBRINHO, F.; CAVALCANTE, J.S.J.; SILVA, M.L.N.; GONDIM, J.E.F. Caracterização física, química e morfológica do solo em várzea do município de Florânia, RN. **Agropecuária Científica no Semi-Árido**, Patos, v. 10, p. 134-142, 2014.

RIBEIRO, K.D.; MENEZES, S.M.; MESQUITA, M.G.B.F.; SAMPAIO, F.M.T. Propriedades físicas do solo, influenciadas pela distribuição de poros, de seis classes de solos da região de Lavras-MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, p. 1167-1175, 2007.

RICHARDS, L.A. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. **Journal of Agricultural Research**, v. 37, p. 719-742, 1928.

SEVERIANO, E.C. **Alterações estruturais de Latossolos representativos da região do cerrado e potencial de uso de solos cultivados com cana-de-açúcar**. 2010. 148 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2010.

SKAGGS, R.W.; KHALEEL, R. Infiltration. In: HAAN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKENSIEK, D.L. (Ed.). **Hydrologic modelling of small watersheds**. St. Joseph: ASAE, 1982. chap. 4, p. 121-166.

SOUSA, H.H.F. **Fluxo preferencial de água no solo pela aplicação da equação de Darcy-Buckingham e do método do balanço de água no solo**. 2014. 93 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2014.

SPSS. **Table curve 2D**: automated curve fitting and equation discovery. Chicago, SPSS Science, 2000.

STEPHENS, D.B.; LAMBERT, K.; WATSON, D. Regression models for hydraulic conductivity and field test of borehole permeameter. **Water Recources Research**, Washington, v. 3, p. 2207-2214, 1987.

TIMM, L.C. **Avaliação de alguns modelos matemáticos para a determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados**. 1994. 74 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1994.

TORMENA, C.A.; BARBOSA, M.C.; COSTA, A.C.S. da; GONÇALVES, A.C.A. Densidade, porosidade e resistência à penetração em Latossolo cultivado sob diferentes sistemas de preparo do solo. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 59, p. 795-801, 2002.

URACH, F.L. **Estimativa da retenção de água em solos para fins de irrigação**. 2007. 79 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

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

VAN GENUCHTEN, M. Th.; NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Annales Geophysicae**, Lindau, v. 3, p. 615-628, 1985.

VIANA, E.T.; BATISTA, M.A.; TORMENA, C.A.; COSTA, A.C.S. da; INOUE, T.T. Atributos físicos e carbono orgânico em Latossolo Vermelho sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 2105-2114, 2011.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, Washington, v. 2, p. 709-715, 1966.

ANEXOS

Anexo A - Densidade do solo e porosidade total calculada para o LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

Profundidade (m)							
0,00-0,25		0,25-0,52		0,52-0,95		0,95-1,50+	
ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})	ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})	ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})	ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})
1,746	0,341	1,689	0,368	1,472	0,449	1,464	0,453
1,786	0,326	1,710	0,360	1,520	0,431	1,487	0,444
1,779	0,329	1,670	0,375	1,536	0,425	1,464	0,453
1,753	0,339	1,682	0,370	1,497	0,440	1,487	0,444
1,754	0,338	1,685	0,369	1,487	0,444	1,451	0,458
1,781	0,328	1,674	0,373	1,499	0,439	1,467	0,452
1,756	0,337	1,683	0,370	1,533	0,427	1,514	0,434
1,769	0,333	1,707	0,361	1,535	0,426	1,486	0,445
1,784	0,327	1,716	0,358	1,508	0,436	1,513	0,435
1,798	0,322	1,677	0,372	1,483	0,445	1,471	0,450
1,796	0,322	1,714	0,358	1,519	0,432	1,451	0,458
1,796	0,322	1,720	0,356	1,520	0,432	1,451	0,458
1,799	0,321	1,688	0,368	1,466	0,452	1,457	0,455
1,785	0,326	1,691	0,367	1,507	0,436	1,478	0,448
1,736	0,345	1,646	0,384	1,544	0,423	1,484	0,445
1,798	0,322	1,656	0,380	1,541	0,424	1,474	0,449
1,747	0,341	1,686	0,369	1,537	0,425	1,450	0,458
1,731	0,347	1,665	0,377	1,523	0,430	1,477	0,448
1,805	0,319	1,672	0,374	1,511	0,435	1,480	0,447
1,752	0,339	1,695	0,365	1,531	0,428	1,450	0,458
1,782	0,328	1,685	0,369	1,538	0,425	1,515	0,434
1,772	0,332	1,692	0,367	1,537	0,425	1,496	0,441
1,751	0,339	1,688	0,368	1,531	0,427	1,456	0,456
1,771	0,332	1,688	0,368	1,502	0,439	1,458	0,455
1,785	0,327	1,707	0,361	1,529	0,428	1,482	0,446
1,789	0,325	1,697	0,365	1,515	0,434	1,438	0,463
1,797	0,322	1,697	0,365	1,520	0,432	1,441	0,461
1,793	0,323	1,687	0,368	1,525	0,430	1,444	0,460
1,764	0,334	1,665	0,377	1,510	0,435	1,452	0,457
1,768	0,333	1,674	0,373	1,508	0,436	1,449	0,458
1,805	0,319	1,670	0,375	1,469	0,451	1,484	0,445
1,800	0,321	1,673	0,373	1,475	0,448	1,441	0,461
1,781	0,328	1,671	0,374	1,536	0,425	1,473	0,450
1,795	0,323	1,658	0,379	1,518	0,432	1,463	0,453
1,735	0,346	1,684	0,369	1,541	0,424	1,452	0,457
1,756	0,338	1,666	0,376	1,536	0,426	1,457	0,455
1,756	0,337	1,685	0,369	1,544	0,423	1,439	0,462
1,746	0,341	1,679	0,371	1,533	0,427	1,439	0,462
1,792	0,324	1,685	0,369	1,493	0,442	1,438	0,463

ρ: densidade do solo; *Pt*: porosidade total. As linhas são referentes às repetições

Anexo B - Densidade do solo e porosidade total calculada para o NITOSSOLO VERMELHO Eutroférrico latossólico

Profundidade (m)							
0,00-0,26		0,26-0,68		0,68-1,14		1,14-1,50+	
ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})	ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})	ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})	ρ (kg dm^{-3})	*Pt* (m^3 m^{-3})
1,430	0,505	1,427	0,508	1,234	0,577	1,130	0,614
1,498	0,482	1,354	0,533	1,310	0,551	1,134	0,612
1,478	0,489	1,428	0,507	1,262	0,568	1,163	0,602
1,432	0,505	1,454	0,498	1,263	0,567	1,168	0,601
1,512	0,477	1,363	0,530	1,309	0,551	1,186	0,595
1,469	0,492	1,335	0,539	1,288	0,559	1,168	0,601
1,506	0,479	1,351	0,534	1,280	0,561	1,128	0,614
1,524	0,473	1,425	0,509	1,226	0,580	1,168	0,601
1,494	0,483	1,454	0,499	1,258	0,569	1,168	0,601
1,532	0,470	1,368	0,528	1,256	0,570	1,158	0,604
1,512	0,477	1,446	0,501	1,268	0,566	1,125	0,615
1,538	0,468	1,410	0,514	1,248	0,573	1,132	0,613
1,543	0,466	1,356	0,532	1,228	0,579	1,147	0,608
1,428	0,506	1,421	0,510	1,236	0,577	1,131	0,613
1,537	0,468	1,383	0,523	1,232	0,578	1,201	0,589
1,527	0,472	1,352	0,534	1,232	0,578	1,128	0,614
1,426	0,507	1,423	0,509	1,315	0,550	1,163	0,602
1,503	0,480	1,402	0,516	1,230	0,578	1,189	0,594
1,533	0,470	1,389	0,521	1,257	0,569	1,171	0,600
1,496	0,483	1,351	0,534	1,305	0,553	1,198	0,591
1,434	0,504	1,431	0,507	1,258	0,569	1,177	0,598
1,530	0,471	1,429	0,507	1,304	0,553	1,197	0,591
1,433	0,504	1,380	0,524	1,311	0,551	1,197	0,591
1,437	0,503	1,424	0,509	1,269	0,565	1,191	0,593
1,432	0,505	1,413	0,513	1,241	0,575	1,196	0,591
1,540	0,467	1,414	0,512	1,278	0,562	1,200	0,590
1,428	0,506	1,456	0,498	1,234	0,577	1,163	0,602
1,539	0,467	1,386	0,522	1,234	0,577	1,200	0,590
1,532	0,470	1,450	0,500	1,304	0,553	1,191	0,593
1,541	0,467	1,462	0,496	1,232	0,578	1,187	0,594
1,432	0,505	1,347	0,535	1,230	0,578	1,147	0,608
1,444	0,501	1,438	0,504	1,311	0,551	1,181	0,596
1,435	0,503	1,440	0,503	1,274	0,563	1,192	0,592
1,438	0,503	1,352	0,534	1,235	0,577	1,188	0,594
1,428	0,506	1,349	0,535	1,312	0,551	1,140	0,610
1,426	0,507	1,434	0,505	1,234	0,577	1,195	0,591
1,438	0,503	1,379	0,524	1,280	0,562	1,190	0,593
1,432	0,505	1,460	0,496	1,305	0,553	1,202	0,589
1,533	0,470	1,426	0,508	1,240	0,575	1,186	0,594

ρ: densidade do solo; *Pt*: porosidade total. As linhas são referentes às repetições