



MAYRA CAROLINA DE OLIVEIRA

**DINÂMICA D'ÁGUA EM UM VERTISSOLO DA BACIA DO
RIO SÃO FRANCISCO SOB INFLUÊNCIA DE SÓDIO**

LAVRAS – MG

2018

MAYRA CAROLINA DE OLIVERA

**DINÂMICA D'ÁGUA EM UM VERTISSOLO DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO
SOB INFLUÊNCIA DE SÓDIO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras,
como parte das exigências do Programa de Pós-
Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas
Agrícolas, área de concentração em Irrigação, para a
obtenção do título de Doutor.

Prof. Dr. Luiz Antônio Lima

Orientador

LAVRAS – MG

2018

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

Oliveira, Mayra Carolina de.

Dinâmica d'água em um Vertissolo da bacia do rio São Francisco sob influência de sódio: Dinâmica d'água em um Vertissolo da bacia do rio São Francisco sob influência de sódio / Mayra Carolina de Oliveira. - 2018.

72 p.

Orientador: Luiz Antônio Lima.

Coorientador: Adriano Valentim Diotto, Luiz Fernando Coutinho de Oliveira.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Lavras, 2018.
Bibliografia.

1. Retenção de água. 2. Difusividade de água no solo. 3. Condutividade hidráulica. I. Lima, Luiz Antônio. II. Diotto, Adriano Valentim. III. Oliveira, Luiz Fernando Coutinho de. IV. Título.

MAYRA CAROLINA DE OLIVEIRA

**DINÂMICA D'ÁGUA EM UM VERTISSOLO DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO
SOB INFLUÊNCIA DE SÓDIO**

**DYNAMICS OF WATER IN A VERTISOL WITH DIFFERED PERCENTAGES OF
SODIUM CHANGEABLE**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras,
como parte das exigências do Programa de Pós-
Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas
Agrícolas, área de concentração em Irrigação, para a
obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 16 de janeiro de 2018.

Prof. Dr. Adriano Valentim Diotto	UFLA
Prof. Dr. Luiz Fernando Coutinho de Oliveira	UFLA
Prof. Dr. Pedro Luiz Terra Lima	UNIFOR - MG
Prof. Dr. José Alves Junqueira	IF SUDESTE DE MINAS GERAIS

Prof. Dr. Luiz Antônio Lima
Orientador

LAVRAS - MG

2018

*A minha mãe Maguinha, ao meu pai Mauro e a minha tia Elina e ao
meu companheiro Flávio.*

Dedico.

AGRADECIMENTOS

A Deus, sobretudo.

Aos meus pais, Maguinha e Mauro e à tia Elina, pelos conselhos, pela paciência, por compreenderem minha ausência por longos períodos, pelo amor sem medidas e por todo o apoio. De todo coração, obrigada.

Ao Flávio por está sempre presente ao meu lado mesmo nos momentos de crise nervosa.

Ao meu orientador Luiz Antônio Lima, pelo conhecimento transmitido que levarei para toda a vida.

Aos meus colegas de laboratório e de todo departamento pela ajuda e amizade

Aos membros da banca e a todos os professores que transmitiram seu conhecimento, contribuindo muito para essa formação profissional, principalmente ao professor Gilberto Coelho e Alberto Colombo, por sempre estarem dispostos a ajudar.

A todos os amigos que participaram da minha vida neste período, em Lavras, aos meus vizinhos que me trataram como membro de suas famílias.

À Universidade Federal de Lavras e ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas

Ao órgão de fomento CAPES, pelo auxílio financeiro concedido.

“Veni, vidi, vici”

Júlio César 47 a.C.

RESUMO GERAL

O efeito da porcentagem de sódio trocável e da qualidade da água nas propriedades físico-hídricas de um Vertissolo da bacia do rio São Francisco como retenção de água, difusividade e condutividade hidráulica não saturada. Os tratamentos constaram de quatro valores de porcentagens de sódio trocável (PST): Solo original com PST 0,56%, solo com PST 0,39%, PST 1,33% e PST 4,21% e duas fontes de água com três repetições. As águas utilizadas foram água proveniente do rio São Francisco e água deionizada. Para determinação das curvas de retenção de água no solo (CRA), as amostras foram inicialmente saturadas e submetidas às tensões de sucção de 2, 4, 6, 8 e 10 kPa, em funis de Buchner e de 33, 60, 100, 500, 1.500 kPa no extrator de Richards. Para determinar a difusividade e a condutividade hidráulica não saturada do solo foi utilizada a metodologia proposta por Bruce e Klute (1956), que consiste na realização de ensaios de infiltração horizontal. O incremento da PST aumentou os valores da argila dispersa em água (ADA). Com o modelo empírico proposto para ajuste dos dados de θ versus λ , foi encontrado um coeficiente de determinação mínimo de 79%, mostrando-se eficiente. A difusividade de água no solo e a condutividade hidráulica não saturada decrescem com o aumento da PST e aumentam expressivamente com a umidade do solo. As fontes de água utilizadas não provocaram alterações nas propriedades do solo. O movimento de água no solo não saturado foi afetado pela elevação da PST, em razão dos efeitos de expansão e dispersão da fração argila.

Palavras-chave: Retenção de água no solo. Difusividade. Condutividade hidráulica não saturada.

GENERAL ABSTRACT

The effects of the exchangeable sodium percentage and water quality on the hydraulic properties such as water retention, diffusivity and unsaturated hydraulic conductivity of a Vertisol were investigated. The treatments consisted of four values of exchangeable sodium percentages (ESP): Original soil with ESP 0.56%, 0.39% ESP, 1.33% ESP and 4.21% ESP, and two water sources with three replicates. The sources used were water from the São Francisco River and deionized water. In order to determine soil water characteristic curves (SWC), the samples were initially saturated in water and submitted to suction values equivalent to 2, 4, 6, 8 and 10 kPa, in Buchner funnels and 33, 60, 100, 500, 1,500 kPa in Richards extractor. In order to determine soil's diffusivity and unsaturated hydraulic conductivity, the methodology proposed by Bruce and Klute (1956), which consists of horizontal infiltration tests, was used. Increases in ESP increased the values of natural clay content (clay dispersed in water - (CDW)). Soils with structure modified by the presence of salts in the solution tend to store more water when submitted to the same levels of matrix potential using deionized water. With the empirical model proposed to adjust θ versus λ data, a minimum determination coefficient of 79% was found, being considered efficient. Soil water diffusivity and unsaturated hydraulic conductivity decreased with increasing ESP and increased significantly with soil moisture. The sources of water used did not change soil properties values when compared to each other. The water movement in the unsaturated soil was affected by the ESP elevation possibly due to the expansion and dispersion effects of the clay fraction.

Keywords: Water retention in soil. Diffusivity. Unsaturated hydraulic conductivity.

LISTA DE SÍMBOLOS

$D(\theta)$	Difusividade de água no solo (cm h^{-1})
$k(\theta)$	Condutividade hidráulica (mm dia^{-1})
q	Densidade de fluxo (mm dia^{-1})
t	Tempo
α, m, n	Parâmetros empíricos da equação de van Genuchten
θ	Umidade volumétrica do solo
θ_d	Ângulo de difração
θ_r	Umidade volumétrica residual
θ_s	Umidade volumétrica de saturação
λ	Constante de Boltzman
Ψ_m	Valor absoluto do potencial da água no solo

SUMÁRIO

PRIMEIRA PARTE	11
1 INTRODUÇÃO	11
2 REFERENCIAL TEÓRICO	13
2.1 Vertissolo	13
2.2 Retenção de água no solo	14
2.3 Movimento de água no solo	15
2.4 Infiltração horizontal em solo homogêneo	17
2.5 Qualidade da água utilizada para irrigação	19
2.6 Efeito de sódio no solo	20
2.7 Dispersão da fração argila	20
3 METODOLOGIA	22
REFERÊNCIAS	23
SEGUNDA PARTE - ARTIGO	27
ARTIGO 1 - RETENÇÃO DE ÁGUA DO RIO SÃO FRANCISCO EM UM VERTISSOLO COM DIFERENTES PERCENTAGENS DE SÓDIO TROCÁVEL	27
1 INTRODUÇÃO	29
2 MATERIAL E MÉTODOS	31
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
4 CONCLUSÃO	43
REFERÊNCIAS	45
ARTIGO 2 - DIFUSIVIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM UM VERTISSOLO COM DIFERENTES NÍVEIS DE SÓDIO TROCÁVEL	48
1 INTRODUÇÃO	50
2 MATERIAL E MÉTODOS	52
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	58
4 CONCLUSÃO	69
REFERÊNCIAS	71

PRIMEIRA PARTE

1 INTRODUÇÃO

O solo funciona como um reservatório natural de água para as plantas. Visto que esse reservatório é reabastecido descontinuamente pela chuva e irrigação, faz-se necessário o manejo correto da água e, para isto, é preciso conhecer as propriedades hidráulicas dos diferentes tipos de solo. As características de retenção da água, difusividade e da condutividade hidráulica do solo avaliam, respectivamente, sua capacidade de armazenamento e a facilidade com que a água se movimenta em seu espaço poroso.

Tanto as propriedades químicas, físicas e hídricas do solo são amplamente controladas pelas partículas e orgânicas minerais, de maneira especial pela fração argila. A identificação e o entendimento das propriedades das diferentes partículas minerais do solo ajudam na avaliação das propriedades relacionadas com as práticas agronômicas.

A difusividade e a condutividade hidráulica são de grande importância para o manejo adequado da irrigação. A difusividade é um parâmetro hídrico que foi introduzido para fluxo horizontal, é o produto da condutividade hidráulica de água no solo a um dado valor de umidade pela tangente da curva de retenção de água no solo (REICHARDT; TIMM, 2012). E a condutividade hidráulica reflete a maior ou menor resistência que a matriz do solo oferece ao escoamento de um determinado fluido, quando o potencial matricial é comparado.

Entre os solos irrigados do médio São Francisco, os Vertissolos têm mostrado alta capacidade produtiva, desde que práticas adequadas de manejo do solo e água sejam adotadas (PEREIRA; CORDEIRO, 1987). Os Vertissolos são solos argilosos com argilas expansivas, com pronunciada mudança de volume, conforme o teor de água (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA, 2014). Por ser encontrado em uma região que apresenta uma forte expansão da agricultura irrigada, por ser encontrado às margens do rio São Francisco, são necessárias pesquisas referentes à retenção de água para o adequado manejo da irrigação.

O aumento da salinidade também pode influenciar nas propriedades físicas hídricas do solo. Os efeitos negativos da salinização no solo pelo excesso de íons sódicos podem ser a dispersão das argilas e consequente desestruturação do solo e o aumento da retenção de água no solo, em decorrência da redução da macroporosidade (AMARAL JÚNIOR et al., 2012).

Além de características mineralógicas, físicas e químicas do solo, a qualidade da água em equilíbrio com a fase sólida do solo também afeta a capacidade de retenção de água e a

dispersão da argila. As principais características da água que devem ser consideradas em irrigação são a razão de adsorção de sódio (RAS) e a condutividade elétrica (CE) (MATOS; ALMEIDA NETO; MATOS, 2014). Águas muito sódica e até mesmo as mais puras, com baixas condutividades elétricas, podem prejudicar a estrutura do solo (HOLANDA et al., 2010).

Amaral Júnior et al. (2012), estudaram os efeitos da aplicação de água salina em longo prazo, na curva de retenção de água no solo com lâminas crescentes de irrigação e perceberam que o aumento das lâminas de irrigação afetou, de forma negativa, a qualidade física do solo.

Tendo em vista a carência de informações relacionadas sobre a quantificação do movimento de água em Vertissolo com diferentes fontes de água, este trabalho teve por objetivos:

- a) Determinar a influência da percentagem de sódio trocável em curvas características de retenção de água, assim como a utilização de água deionizada e do rio São Francisco;
- b) Determinar a difusividade e condutividade hidráulica não saturada em solos com diferentes percentagens de sódio trocável, assim como a utilização de água deionizada e do rio São Francisco.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Vertissolo

O solo é a camada externa e que permite o cultivo de plantas na superfície terrestre. Sua origem é a rocha que, por ação de processos físicos, químicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação, se transformou, no decorrer das eras geológicas, em material poroso de características peculiares (REICHARDT; TIMM, 2012).

Segundo Cunha et al. (2010), os Vertissolos ocorrem em áreas planas, suavemente onduladas, depressões e locais de antigas lagoas. No Semiárido destacam-se as áreas de Juazeiro e Baixio de Irecê na Bahia, Souza na Paraíba e outras distribuídas esparsamente por vários estados. As áreas onde predominam esses solos perfazem um total de 10.187 km² e constituem 1,3 % da região semiárida.

Os Vertissolos são solos minerais hidromórficos ou com séria restrição temporária à percolação de água, com 30% ou mais de argila, ao longo do perfil, e que apresentam pronunciada mudança de volume, de acordo com a variação do teor de umidade (AGÊNCIA EMBRAPA DE INFORMAÇÃO DE NOTÍCIAS - AGEITEC, 2017). Têm como feições morfológicas características a presença de fendas de retração largas e profundas que se abrem desde o topo do perfil, nos períodos secos.

Nos Vertissolos, predominam argilas do tipo 2:1 expansíveis com capacidade de expandir-se e expor o espaço entre camadas, o que aumenta muito a sua área superficial específica e, em consequência, sua reatividade. O termo argilomineral é atribuído especificamente aos aluminossilicatos hidratados planares do grupo dos filossilicatos. Engloba os seguintes grupos de minerais: grupo da Caulinita, grupo das micas, grupo das Vermiculitas, grupo das Esmectitas e grupo das Cloritas, além de possíveis minerais interstratificados constituídos por espécimes pertencentes a dois grupos diferentes (AZEVEDO; VIDAL TORRADO, 2009).

O método tradicional de identificação de minerais 2:1, é por meio da difratometria de raios-X (DRX) (MELO; MATTOS; LIMA, 2009). Empregada desde a década de 30 para a determinação da estrutura cristalina, a difratometria de raios-X é essencial para a caracterização mineralógica dos argilominerais e de diversos constituintes cristalinos presentes nas frações granulométricas mais finas dos solos, como silte e argila (CALDERANO; DUARTE; GREGORIS, 2009). É considerada como a principal técnica para

a identificação de minerais nessas dimensões e se tornou indispensável para estudos em mineralogia de solos.

Na análise mineralógica do DRX, cada mineral apresenta um conjunto de reflexos característicos da sua estrutura cristalina, expressos no difratograma na forma de “picos” (CURI; KAMPF, 2012). Assim, a posição e intensidade dos reflexos permitem identificar cada mineral presente na amostra de solo.

Os Vertissolos apresentam altos valores de capacidade de campo e ponto de murcha permanente, por isso, é elevada a amplitude na diferença desses valores, assim nem toda água fica disponível para as plantas, em razão da mineralogia do tipo 2:1, por isso parte do volume de água fica retido com muita energia nos colóides de alta atividade, ou seja, parte da água fica “blindada” ficando indisponível para as plantas (CUNHA et al., 2010).

2.2 Retenção de água no solo

A curva de retenção de água no solo (CRA) tem sido utilizada para descrever a dinâmica da água no solo. Essa curva representa graficamente a relação entre a energia de retenção de água (potencial matricial) e o conteúdo de água correspondente, o qual é dependente das características intrínsecas de cada solo, resultado da ação conjunta dos atributos do solo, como textura, estrutura, mineralogia e matéria orgânica (CARDUCCI et al., 2011).

Segundo Libardi (2010), dois processos explicam a retenção da água nos solos. No primeiro deles, a retenção ocorre nos microporos dos agregados do solo e pode ser explicada pelo fenômeno da capilaridade. No segundo, o de adsorção, a retenção ocorre nas superfícies dos sólidos do solo, como filmes finos presos a elas. Três mecanismos são propostos para explicar essa adsorção: a superfície dos minerais de argila são carregados, negativamente e, dessa forma, cria-se ao redor desses minerais um campo elétrico, atraindo a água; os elétrons não compartilhados do átomo de oxigênio das moléculas de água podem ser atraídos pelos cátions que estão adsorvidas na superfície da argila e as moléculas de água podem ser atraídas às superfícies pelas forças de London-van der Waals.

O teor de água retido no solo em determinados potenciais matriciais é particularidade específica de cada solo. Segundo Stefanoski et al. (2013) em elevados potenciais, a CRA é influenciada por poros estruturais associados ao efeito da matéria orgânica na formação e na estabilidade da estrutura do solo. Em baixo potencial, a composição granulométrica e a

mineralogia do solo se tornam mais importantes em razão da superfície disponível para a adsorção de água.

Assim a curva de retenção de água no solo é um indicador físico bastante valioso da qualidade do solo. Sua obtenção pode ser realizada de forma tradicional em laboratório, utilizando amostra indeformada ou deformada de solo (EMBRAPA, 1997). Pode-se fazer uso de diferentes metodologias, basicamente consistem no levantamento de certo número de amostras selecionadas com os quais é traçada uma curva que relaciona a umidade volumétrica retida no solo em uma determinada tensão (NASCIMENTO et al., 2010).

A curva é descrita por uma equação empírica, com obtenção dos parâmetros por ajuste não linear. O modelo de Genuchten (1980), com cinco parâmetros empíricos (θ_s , θ_r , α , m e n), é o mais utilizado por se ajustar com melhor qualidade à curva experimental para uma ampla variedade de solos (XIANG-WEI; MING-NA; HORTON, 2010).

De acordo com Melo Filho et al. (2015), existe grande variedade de métodos para a determinação da curva de retenção. Dentre estes, destacam-se os métodos da centrífuga (COSTA; OLIVEIRA; KATO, 2008; SILVA et al., 2006), do funil de placa porosa, câmara de pressão de Richards (CINTRA; PORTELA; NOGUEIRA, 2004), tensiometria (EVANGELISTA et al., 2013) e método do papel-filtro (LUCAS et al., 2011). O método mais tradicional e considerado padrão para a determinação da curva de retenção é o da câmara de pressão de Richards (1965).

2.3 Movimento de água no solo

O movimento da água no solo ocorre sempre que houver diferenças entre potencial total nos diferentes pontos do sistema (REICHARDT; TIMM, 2012). Esse movimento se dá de um ponto de maior potencial para outro de menor potencial, pois a tendência de toda matéria no universo é sempre assumir estados de menor energia potencial.

Darcy (1856 apud REICHARDT; TIMM, 2012), estudando a quantificação do movimento de água em materiais porosos saturados, estabeleceu a Equação 1. Ele verificou que a densidade de fluxo de água é proporcional ao gradiente de potencial hidráulico do solo (REICHARDT; TIMM, 2012), sendo o coeficiente de proporcionalidade de um fluido conhecido como condutividade hidráulica. O sinal negativo indica que o sentido da densidade de fluxo é o inverso do gradiente

$$q = -K \frac{dH}{dx} \quad (1)$$

Em que:

q: é a densidade do fluxo (mm dia⁻¹);

dH/dx: gradiente de potencial total (cm cm⁻¹);

K: condutividade hidráulica (mm dia⁻¹)

A condutividade hidráulica depende das propriedades do fluido e do material poroso (REICHARDT; TIMM, 2012). O fluxo de água denomina-se não saturado quando ocorre no solo em qualquer condição de umidade θ abaixo do valor de saturação θ_0 . A maioria dos processos que envolvem o movimento de água no solo, dentro ou fora de uma cultura ocorre em condição não saturada. Esses processos de fluxo não saturados são, de maneira geral, complicados e de difícil descrição quantitativa. Variações da umidade do solo durante seu movimento envolvem funções complexas entre as variáveis θ , H, K e D.

Portanto, para solos em condições de não saturação, tem-se a equação de Darcy – Buckingham, ou seja:

$$q = -k(\theta) \left(\frac{dH}{dx} \right) \quad (2)$$

Em que:

K(θ): condutividade hidráulica do solo não saturada em função da umidade.

A equação 2 pode ser reescrita quando se considera o fluxo horizontal, pela seguinte forma:

$$q = k(\theta) \frac{dh}{dx} \quad (3)$$

Em que:

h: potencial matricial.

Outro parâmetro hídrico do solo é a difusividade da água no solo. Esse novo parâmetro foi introduzido quando se considera o fluxo horizontal. Pelo fato de que a umidade

de água retida no solo é função do potencial matricial, o gradiente de potencial matricial pode ser expandido pela regra da cadeia, ou seja:

$$q = -K(\theta) \left(\frac{dh}{d\theta} \right) \left(\frac{d\theta}{dx} \right) = -D(\theta) \left(\frac{d\theta}{dx} \right) \quad (4)$$

Em que:

$D(\theta)$: difusividade da água no solo em função da umidade (cm dia^{-1})

2.4 Infiltração horizontal em solo homogêneo

Denomina-se infiltração o processo pelo qual a água entra no solo, que perdura enquanto houver disponibilidade de água em sua superfície. A infiltração determina o balanço de água na zona das raízes e, por isso, o conhecimento desse processo e de suas relações com as propriedades do solo é de fundamental importância para o eficiente manejo do solo e da água (REICHARDT; TIMM, 2012).

Segundo Reichardt e Timm (2012) na infiltração horizontal, em uma coluna de solo uniforme, de seção transversal constante, comprimento infinito e o efeito da gravidade não é considerada. Nesse caso, a equação governante é a equação diferencial clássica conhecida como equação de Richards, que descreve a variação no teor de água volumétrica $\theta(x, t)$ em relação ao tempo t e uma coordenada espacial x (distância da frente de molhamento) (FREITAS et al., 2017). Para derivar essa equação, assumi-se que a porosidade é constante, o meio não se deforma durante o processo, e a transferência de massa entre as fases gasosas e aquosas é insignificante. Assim, a equação do balanço de massa é dada a Equação 5.

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{dq}{dx} \quad (5)$$

A equação de Richards é o modelo mais utilizado para prever o fluxo de água em meios porosos isotrópicos e homogêneos, a qual é derivada combinando a equação do balanço de massa e a lei de Darcy.

Bruce e Klute (1956 apud TYNER; BROWN, 2004), forneceram um método conveniente para a medida da difusividade, baseado na equação de Richards (1931 apud REICHARDT; TIMM, 2012) para infiltração horizontal, unidimensional, no qual o

movimento da água se dá por meio de uma coluna horizontal semi-infinita de solo insaturado (Equação 6).

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dx} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{dx} \right] \quad (6)$$

Em que:

x: distância horizontal da entrada (cm);

t: tempo decorrido (min);

θ : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

D: difusividade da água do solo ($\text{cm}^2 \text{min}^{-1}$).

Para McBride e Horton (1985), o parâmetro de difusividade permite uma relação de fluxo de água com o gradiente de conteúdo de água em vez de um gradiente de potencial de água. Isso simplifica o desenvolvimento matemático e permite introduzir a transformação Boltzmann, $\lambda = x t^{1/2}$. Portanto, a Equação 6 pode ser reescrita assumindo a seguinte forma:

$$-\frac{1}{2} \frac{\lambda}{d\lambda} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right] \quad (7)$$

As condições iniciais e de contorno para a solução da Equação 7 no estudo da infiltração horizontal são:

$$\theta(x, 0) = \theta_i \rightarrow \theta = \theta_i, x > 0, t = 0;$$

$$\theta(0, t) = \theta_o \rightarrow \theta = \theta_o, x = 0, t > 0;$$

$$\theta(\infty, t) = \theta_i \rightarrow \theta = \theta_i, x = \infty, t > 0.$$

A solução da Equação 7 sujeita às condições inicial e de contorno é dada por:

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \frac{d\lambda}{d\theta} \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta \quad (7)$$

2.5 Qualidade da água utilizada para irrigação

Segundo Porto Filho et al. (2011), o uso de água na irrigação pode tanto contribuir de maneira significativa para o aumento da produtividade em determinadas situações, sobretudo em zonas de clima árido e semiárido, como resultar em acúmulo do teor de sais na zona radicular do solo. O excesso de sais no solo reduz a disponibilidade de água para as plantas, além de trazer problemas, como desequilíbrio nutricional e de toxicidade de íons específicos sobre a fisiologia vegetal, a ponto de afetar os rendimentos e a qualidade de sua produção.

As águas que se destinam à irrigação devem ser avaliadas, principalmente, sob quatro aspectos: salinidade, sodicidade, toxicidade de íons e risco de obstrução ou corrosão dos equipamentos, variáveis fundamentais para a determinação da qualidade da água (HOLANDA et al., 2010), pois o tipo e a quantidade desses elementos são determinantes na composição química e estrutura do solo.

A condutividade elétrica da água é o parâmetro mais empregado para avaliar a salinidade da água, a qual corresponde à medida da capacidade dos íons presentes na água em conduzir eletricidade e cresce proporcionalmente ao aumento da concentração dos sais (BARROSO et al., 2011). A sodicidade refere-se ao efeito relativo do sódio na água de irrigação tendendo a elevar a percentagem de sódio trocável no solo (PST), com danos nas propriedades físico-químicas, provocando problemas de infiltração. Valores altos da PST, especialmente em condições de baixa salinidade, causam dispersão dos argilominerais, com redução na condutividade hidráulica do solo (EMPRAPA, 2001).

A EMBRAPA (2001) adota a classificação elaborada pelo Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos, publicada em 1954 a qual a concentração total de sais, variando assim de C1 a C4.

Assim as águas são divididas em classes segundo sua condutividade elétrica (CE). Tomando como base esse critério, as águas se dividem em quatro classes C1 – salinidade baixa (com menos de $0,25 \text{ dS m}^{-1}$ de condutividade elétrica), C2 – salinidade média (com conteúdo de sais entre $0,25$ e $0,75 \text{ dS m}^{-1}$), C3 – salinidade alta (com conteúdo de sais de $0,7$ a $2,25 \text{ dS m}^{-1}$) e C4 – salinidade muito alta (com mais de $2,25 \text{ dS m}^{-1}$).

Segundo Oster, Hoffman e Robinson (1984) água não salina que possuem uma salinidade inferior a $0,2 \text{ dS m}^{-1}$ são prejudiciais ao solo, pois afetam a estabilidade da estrutura do solo e, portanto, a infiltração de água. Independentemente do teor de sódio, as águas com salinidades inferiores a $0,3 \text{ dS m}^{-1}$ causam a expansão de argilas que resulta na degradação dos agregados de solo e reduz a infiltração da água.

O controle criterioso da salinidade da água usada na irrigação é de grande importância, principalmente quando a condutividade elétrica (CE) é baixa e a razão de adsorção de sódio (RAS) é elevada, o que pode favorecer a dispersão dos argilominerais. A infiltração da água de chuva em solos salinos-sódicos, por exemplo, poderá agravar os problemas próprios desses solos, ao lixiviar os sais solúveis e provocar a dispersão, promovendo redução na condutividade hidráulica (SILVA et al., 2014).

2.6 Efeito de sódio no solo

A salinização do solo é um problema que vem aumentando em todo o mundo; acredita-se que cerca de bilhões de hectares de solos sejam alterados por sais, com grande parte de todas as áreas irrigadas do mundo sofrendo com a redução da produção em decorrência do excesso de sais (LEAL et al., 2008).

A predominância de sódio em relação aos demais cátions, no complexo de troca, pode promover a dispersão e migração dos argilominerais no perfil do solo, com a possível obstrução de poros e redução da movimentação de ar e água, dificultando o crescimento dos vegetais.

Segundo Paes et al. (2013), as modificações na estrutura e porosidade do solo, em resposta à percentagem de sódio trocável (PST) elevada, podem conduzir a obstrução dos poros do solo. Esses processos interferem negativamente nas propriedades físico-hídricas, aumentando a susceptibilidade do solo à erosão e limitando o uso agrícola.

A dispersão das partículas coloidais do solo está relacionada com a interação das cargas elétricas na superfície do solo (SPERA et al., 2008). Em geral, altas concentrações de eletrólitos mantêm os solos flocculados, enquanto baixas concentrações com predomínio de sódio provocam a dispersão coloidal.

Dentre as análises que avaliam as condições estruturais do solo se destaca a argila dispersa em água (ADA) (PAES et al., 2013). Essa análise é de fundamental importância para solos de regiões semiáridas, especialmente os que apresentam excesso de sódio trocável.

2.7 Dispersão da fração argila

A subdivisão das partículas do solo em diversas frações é realizada, procurando-se relacioná-las com o comportamento físico-químico que as partículas apresentam, especialmente, com relação aos seus efeitos de superfície livre (RIBEIRO; OLIVEIRA;

ARAÚJO FILHO, 2012). As partículas com diâmetro menor que 0,002 mm são classificadas como argilas, pelo fato de possuírem uma grande área específica e apresentam enorme capacidade de adsorção de água e outros compostos químicos.

Entre a superfície das partículas sólidas carregadas negativamente e a solução do solo com íons de cargas elétricas positivas e negativas podem ocorrer alterações na dimensão desta camada que envolve cátions e ânions (RIBEIRO; BARROS; FREIRE, 2009). De maneira simplificada, Boscov (2008) explica que a superfície das partículas possuem cargas elétricas negativas, atraindo íons carregados positivamente e moléculas polares (como as de água). Esse mecanismo de atração é chamado de dupla camada elétrica (DCE), formada pela superfície negativa das partículas argilosas e os íons ao redor e as moléculas de água orientadas e atraídas pela superfície negativa.

Segundo Sousa Neto et al. (2009), a espessura da dupla camada difusa é governada pelo tamanho do raio hidratado e pela valência dos cátions adsorvidos, assim elevadas concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} no solo resultam em menor espessura da dupla camada elétrica e em menor dispersão da fração argila. Diferentemente, o íon sódio provoca o afastamento da espessura da dupla camada elétrica.

Segundo Ribeiro, Barros e Freire (2009) o íon sódio é monovalente e possui raio iônico hidratado amplo, que fica fracamente retido à partícula sólida, não neutralizando totalmente sua carga, causando o afastamento entre as partículas coloidais carregadas eletricamente.

Na Tabela 1, é feita a comparação da espessura das duplas camadas desenvolvidas na presença de um sal de sódio e outro de cálcio, a diferentes concentrações. Nesse exemplo de White (1979 apud RIBEIRO; BARROS; FREIRE, 2009), fica claro que a predominância da concentração de sódio sobre cálcio é que vai determinar a dispersão, pois quanto menor a concentração eletrolítica na presença de sódio, maior é a espessura da camada difusa.

Tabela 1 – Espessura da camada difusa para diferentes concentrações de eletrólitos.

Concentração eletrolítica $\text{cmol}_c \text{ cm}^{-3}$	Espessura efetiva da camada difusa	
	NaCl	CaCl ₂
	nm	
0,1	1,9	1,0
0,01	6,2	3,2
0,001	19,4	10,1

Fonte: White (1979 apud RIBEIRO; BARROS; FREIRE, 2009).

3 METODOLOGIA

O experimento foi conduzido no Laboratório de Análises Física de Solo do Núcleo de Engenharia de Água e Solo do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras, e foi dividido em três etapas distintas:

- a) A primeira etapa constituiu na obtenção do solo e o tratamento do mesmo com soluções salinas com RAS de 0, 3 e 15 $\text{mmol}_c\text{L}^{-1}$, para se obter diferentes percentagens de sódio trocável, realizar análises químicas, físicas e mineralógicas do solo e também coletar a água do rio São Francisco em Iguatama - MG e caracterizá-la;
- b) A segunda etapa constituiu na determinação da curva de retenção de água do solo tratado na etapa anterior do qual se obtiveram quatro percentagens de sódio trocável. As águas utilizadas foram: água proveniente do rio São Francisco e água deionizada. As amostras do solo foram inicialmente saturadas e submetidas às tensões matriciais de 2, 4, 6, 8 e 10 kPa, em funis de Buchner e para as tensões de 33, 60, 100, 500, 1.500 kPa foi utilizado o extrator de Richards;
- c) A terceira e última etapa, constituiu-se em determinar a difusividade e a condutividade hidráulica não saturada do solo tratado na etapa anterior com quatro percentagens de sódio trocável: Solo original, PST 0,39%, PST 1,33% e PST 4,21%, duas fonte de água e três repetições. Utilizou-se a metodologia proposta por Bruce e Klute (1956 apud TYNER; BROWN, 2004), que consiste na realização de ensaios de infiltração horizontal.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA EMBRAPA DE INFORMAÇÃO DE NOTÍCIAS. **Vertissolos**. Disponível em: <http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/bioma_caatinga/arvore/CONT000g798rt3o02wx5ok0wtedt3hxnknkg.html>. Acesso em: 30 nov. 2017.
- AMARAL JÚNIOR, V. P. et al. Parâmetros da equação de van Genuchten e índices de solo sob lâminas crescentes de irrigação com água salina. **Agropecuária Científica no Semi-Árido**, Campina Grande, v. 8, n. 4, p. 60-65, 2012.
- AZEVEDO, A. C.; VIDAL TORRADO, P. Esmectita, Vermiculita, minerais com Hidróxi entre camadas e Clorita. In: MELO, V. de F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). **Química e mineralogia**: parte I. Viçosa, MG: SBCS, 2009. p. 381-426.
- BARROSO, A. F. et al. Avaliação da qualidade da água para irrigação na região Centro Sul no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 6, p. 588-593, 2011.
- BOSCOV, M. E. G. **Geotecnia ambiental**. Brasília, DF: Oficina de Textos, 2008.
- BRUCE, R. R.; KLUTE, A. The measurement of soil moisture diffusivity. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 20, p. 458-462, 1956.
- CALDERANO, S. B.; DUARTE, M. N.; GREGORIS, G. Análise mineralógica das frações finas do solo por Difractometria de raios. In: REVISÃO E ATUALIZAÇÃO DA METODOLOGIA E CRITÉRIOS USADOS NA EMBRAPA SOLOS, 10., 2009, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 2009. Disponível em: <<https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/infoteca/bitstream/doc/660961/1/comtec532009.pdf>> . Acesso em: 8 nov. 2017.
- CARDUCCI, C. E. et al. Modelagem da curva de retenção de água de Latossolos utilizando a equação duplo van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, p. 77-86, 2011.
- CINTRA, F. L. D.; PORTELA, J. C.; NOGUEIRA, L. C. Caracterização física e hídrica em solos dos tabuleiros costeiros no distrito de Irrigação Platô de Neópolis. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 8, n. 1, p. 45-50, 2004.
- COSTA, W. A.; OLIVEIRA, C. A. S.; KATO, E. Modelo de ajuste e métodos para determinação da curva de retenção de água de um Latossolo Vermelho Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, n. 2, p. 515-523, 2008.
- CUNHA, T. J. F. et al. **Principais solos do Semiárido tropical brasileiro**: caracterização, potencialidades, limitações, fertilidade e Manejo. 2010. Disponível em: <<https://www.alice.cnptia.embrapa.br/alice/handle/doc/861913>>. Acesso em: 27 nov. 2017.
- CURI, N.; KAMPF, N. Caracterização do solo. In: KER, J. C. et al. (Ed.). **Pedologia**: fundamentos. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 2012. p. 81-145.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Qualidade de água para fins de irrigação: conceitos básicos e práticos**. 2001. Disponível em: <http://www.cpatsa.embrapa.br/public_eletronica/downloads/SDC167.pdf>. Acesso em: 3 ago. 2017.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Solos do Nordeste**. Recife, 2014.

EVANGELISTA, A. W. P. et al. Soil water potential during diferente phenological phases os cofee irrigated by center pivot. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 33, n. 2, p. 269-278, 2013.

FREITAS, A. et al. Horizontal water flow in unsaturated porous media using a fractional integral method with an adaptive time step. **Applied Mathematical Modelling**, Guildford, v. 48, p. 584-592, 2017.

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

HOLANDA, J. S. et al. Qualidade da água para irrigação. In GHEYI, H. R.; DIAS, N. S.; LACERDA, C. F. (Ed.). **Manejo da salinidade na agricultura: estudos básicos e aplicados**. Fortaleza: INCT Sal, 2010. p. 137-169.

LEAL, I. G. et al. Fitorremediação de solo salino sódico por *atriplex nummularia* egresso de jazida. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, p. 1065-1072, 2008.

LIBARDI, P. L. Água no solo. In: LIER, Q. de J. van (Ed.). **Física do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 1-72.

LUCAS, J. F. R. et al. Curva de retenção de água no solo pelo método do papel filtro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, n. 6, p. 1957-1973, 2011.

MATOS, A. T.; ALMEIDA NETO, O. B.; MATOS, M. P. Saturação do complexo de troca de solos oxídicos com sódio. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, Campina Grande, v. 18, n. 5, p. 501-506, 2014.

MCBRIDE, J. F.; HORTON, R. An empirical function to describe measured water distributions from horizontal infiltration experiments. **Water Resources Research**, Washington, v. 21, n. 10, p. 1539-1544, 1985.

MELO, V. F.; MATTOS, J. M. S. M.; LIMA, V. C. Métodos de concentração de minerais 2:1 secundários na fração argila visando sua identificação por Difratometria de Raios X. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, p. 527-539, 2009.

- MELO FILHO, J. F. de et al. Curva de retenção de água elaborada pelo método do psicrômetro para uso na determinação do índice “s” de qualidade física do solo. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 35, n. 5, p. 959-966, set./out. 2015.
- NASCIMENTO, P. dos S. et al. Estudo comparativo de métodos para a determinação da curva de retenção de água no solo. **Irriga**, Botucatu, v. 15, n. 2, p. 193-207, 2010.
- OSTER, J. D.; HOFFMAN, G. J.; ROBINSON. **Dealing with salinity**. 1984. Disponível em: <<http://calag.ucanr.edu/archive/?type=pdf&article=ca.v038n10p29>>. Acesso em: 16 nov. 2017.
- PAES, J. L. A. et al. Dispersão de argilas em solos afetados por sais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 17, n. 10, p. 1135-1142, 2013.
- PEREIRA, J. R.; CORDEIRO, G. G. Efeito da irrigação e adubação sobre algumas características químicas de um Vertissolo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 22, p. 627-633, 1987.
- PORTO FILHO, F. Q. et al. Evolução da salinidade e pH de solo sob cultivo de melão irrigado com água salina. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 11, p. 1130-1137, 2011.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Piracicaba: Manole, 2012.
- RIBEIRO, R. M.; BARROS, M. F. C.; FREIRE, M. B. G. S. Química dos solos salinos e sódicos. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p. 449-484.
- RIBEIRO, M. R.; OLIVEIRA, L. B.; ARAÚJO FILHO, J. C. Caracterização morfológica do solo. In: KER, J. C. et al. (Ed.). **Pedologia**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 2012. p. 47-80.
- RICHARDS, L. A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C. A. et al. (Ed.). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical properties, including statistics of measurements and sampling**. Madison: ASASSA, 1965. p. 128-152.
- SILVA, E. M. et al. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 41, n. 2, p. 323-330, 2006.
- SILVA, N. M. L. et al. Aplicação de níveis da necessidade de gesso e lâmina de lixiviação para correção da sodicidade e salinidade de solos salino-sódicos. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Fortaleza, v. 8, n. 2, p. 147-153, 2014.
- SOUSA NETO, E. L. et al. Dispersão da fração argila de um Latossolo sob diferentes sistemas de uso e dispersantes. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, p. 723-728, 2009.

SPERA, S. T. et al. Dispersão de argila em microagregados de solo incubado com calcário. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, p. 2613-2620, 2008. Número especial.

STEFANOSKI, D. C. et al. Uso e manejo do solo e seus impactos sobre a qualidade física. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 17, n. 12, p. 1301-1309, 2013.

TYNER, J. S.; BROWN, G. O. Improvements to estimating unsaturated soil properties from horizontal infiltration. **Soil Science Society of America Journal**, Fayetteville, v. 68, n. 1, p. 1-6, 2004.

XIANG-WEI, H.; MING-NA, S.; HORTON, R. Estimating van Genuchten model parameters of undisturbed soils using an integral method. **Soil Science Society of China**, Beijing, v. 20, p. 55-62, 2010.

SEGUNDA PARTE - ARTIGO

**ARTIGO 1 - RETENÇÃO DE ÁGUA DO RIO SÃO FRANCISCO EM UM
VERTISSOLO COM DIFERENTES PERCENTAGENS DE SÓDIO TROCÁVEL**

Artigo preparado de acordo com a NBR 6022 (ABNT, 2003).

RESUMO

A alteração na retenção de água de um Vertissolo foi avaliada sob diferentes percentagens de sódio trocável e a influência da qualidade de água. Os tratamentos constaram de quatro valores de percentagens de sódio trocável (PST): Solo original com PST 0,56%, PST 0,39%, PST 1,33% e PST 4,21% e duas fontes de água com três repetições. As águas utilizadas foram a proveniente do rio São Francisco e deionizada. Para a determinação das curvas de retenção de água no solo (CRA), as amostras foram inicialmente saturadas e submetidas às tensões matriciais de 2, 4, 6, 8 e 10 kPa, em funis de Buchner e de 33, 60, 100, 500, 1.500 kPa no extrator de Richards. A curva de retenção de água no solo foi ajustada ao modelo proposto por Genuchten (1980). O aumento da PST aumentou os valores da argila dispersa em água (ADA). A umidade no ponto de murcha permanente variou de 0,167 a 0,338 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ tratados com água deionizada e para os solos tratados com água do rio São Francisco de 0,164, a 0,192 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$. Solos com estrutura modificada pela presença de sais na solução tendem a armazenar mais água quando submetidos aos mesmos níveis de potencial matricial utilizando água deionizada.

Palavras-chave: Retenção de água no solo. Qualidade de água. Argila dispersa em água.

1 INTRODUÇÃO

As propriedades físicas do solo são muito afetadas pela presença de altas concentrações de íons salinos gerando efeitos de desestruturação, influenciando na capacidade de adsorção e armazenamento de água (SCHOSSLER et al., 2012). Entre os vários atributos físico-hídricos dos solos relacionados ao armazenamento de água e ao desenvolvimento das plantas, a curva de retenção de água no solo (CRA) tem grande importância no manejo da irrigação.

De todos os cátions que podem causar danos ao solo, quando presentes em concentrações elevadas, o sódio (Na^+) é o mais agressivo. Existem forças de atração e repulsão entre as partículas de solo, que determinam a propensão destes em dispersar ou flocular. O sódio, por ser um elemento de maior raio hidratado e menor valência, promove a repulsão entre as camadas de argilas, modificando o tamanho das partículas de solo (RIBEIRO; BARROS; FREIRE, 2009).

Além de características mineralógicas, físicas e químicas do solo, a qualidade da água em equilíbrio com a fase sólida do solo também afeta a capacidade de retenção de água no solo e a dispersão da argila. As principais características da água para irrigação são a razão de adsorção de sódio (RAS) e a condutividade elétrica (CE) (MATOS; ALMEIDA NETO; MATOS, 2014). As águas muito salinas e até mesmo as mais puras, com baixas condutividades elétricas, podem prejudicar a estrutura do solo (HOLANDA et al., 2010).

A curva de retenção é uma importante indicadora da qualidade física do solo e está diretamente relacionada com o desenvolvimento das plantas (SILVA et al., 2010). Por meio dela, é possível estimar outros atributos do solo como, por exemplo, a porosidade, capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP).

A curva de retenção de água no solo expressa a relação entre o potencial mátrico e a umidade do solo (NASCIMENTO et al., 2010). Esse potencial é resultado de forças capilares e de adsorção que surgem em virtude da interação entre a água e as partículas sólidas do solo (REICHARDT; TIMM, 2012).

O conteúdo de água retido em determinado potencial matricial depende da estrutura, da distribuição dos poros, nos quais fenômenos capilares são de maior importância e, quando os fenômenos de adsorção dominam esta é dependente da textura e da superfície específica das partículas minerais e da fração argila (SOUZA et al., 2014). Carducci et al. (2011) estudando modelagem da CRA de Latossolos no Cerrado, concluíram que o conteúdo de argila nesses solos influencia a retenção de água, elevando a capilaridade e adsorção de água.

A distribuição de poros por tamanho no solo, também afeta a retenção de água, e é caracterizada por apresentar predominantemente duas classes de poros: macroporos e microporos. A primeira é relacionada aos macroporos, promovem rápida drenagem interna do solo; e a segunda, aos microporos, nos quais a água é retida com energia muito alta, caracterizando-a como água higroscópica (LIBARDI, 2010).

Amaral Júnior et al. (2012) estudando os efeitos da aplicação de água salina em longo prazo na curva de retenção de água em um Cambissolo Háptico, com boa fertilidade natural e apresentando textura média, com lâminas crescentes de irrigação, verificaram que o aumento das lâminas de irrigação afetaram de forma negativa a qualidade física do solo.

Os Vertissolos são solos argilosos com argilas expansivas, com pronunciada mudança de volume, conforme o teor de água. Essa classe de solo ocorrem em áreas semiáridas e áridas; e no Brasil estão presentes em grande parte da região Nordeste e Norte de Minas Gerais (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA, 2014). Por ser encontrado em uma região hoje de expansão da agricultura irrigada, em razão da transposição do rio São Francisco, são necessárias pesquisas referentes à retenção de água para o adequado manejo da irrigação.

Diante do exposto, objetivou-se, neste trabalho, avaliar a alteração na retenção de água de um Vertissolo, por meio da adição de cloreto de sódio para obter diferentes percentagens de sódio trocável, comparando-se com a testemunha, ou seja, solo sem adicionar o cloreto de sódio. Procurou-se também avaliar a influência da qualidade de água, sendo testada uma proveniente do Rio São Francisco e a outra deionizada.

2 MATERIAL E METÓDOS

Este trabalho foi conduzido no Laboratório de Análises Físicas de Solo do Núcleo de Engenharia de Água e Solo do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras, em Lavras (UFLA), MG. Para a realização do experimento foram coletadas amostras na profundidade de 0 a 50 cm de profundidade de um Vertissolo Hidromórfico, classificado de acordo com Santos et al. (2013) no município de Itacarambi – MG.

Após a realização da coleta, as amostras de solo foram secadas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras de 2,0 mm de abertura para a obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA). Parte das amostras foram enviadas para o Departamento de Ciência do Solo da UFLA, para a caracterização química e física (TABELA 2 e 3), segundo as metodologias preconizadas pela EMBRAPA (1997).

Uma amostra de solo original foi enviada para o laboratório de solos da Universidade Federal de Viçosa para a realização da difratometria de raios-X. Foi utilizado, nesta análise, o equipamento Panalytical X'Pert PRO com radiação de Cobalto ($\text{CoK}\alpha$). Os padrões de difração de raios-X foram coletados na faixa entre 4 a $50^\circ 2\theta_d$ com intervalo de $0,0167^\circ 2\theta_d$ por passo a cada segundo, com um gerador de potencial de 40kV e um gerador de corrente de 40mA.

O delineamento experimental utilizado foi inteiramente casualizado com fatorial 4 x 2 x 3, sendo: quatro percentagens de sódio trocável: Solo original, PST 0,39%, PST 1,33% e PST 4,21%, duas fontes de água e três repetições, em que PST significa a porcentagem de sódio trocável determinada pela Equação 1.

$$\text{PST} = \frac{(\text{Na}^+)}{(\text{T})} 100 \quad (1)$$

Em que:

PST: porcentagem de sódio trocável, %;

(Na^+) : concentração de sódio trocável no solo, $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$;

T: CTC potencial do solo, $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$.

As águas utilizadas foram: água proveniente do rio São Francisco e água deionizada (TABELA 1). A amostra de água do rio São Francisco foi coletada às margens do rio na cidade de Iguatama-MG, situada na latitude: $20^\circ 10' 28'' \text{ S}$ e longitude: $45^\circ 42' 41'' \text{ W}$.

Tabela 1 – Análise das águas do Rio São Francisco e deionizada.

	Água do Rio São Francisco	Água deionizada
Na (mEq L ⁻¹)	0,056	-
Ca (mEq L ⁻¹)	1,000	-
Mg (mEq L ⁻¹)	1,000	-
CE (dS m ⁻¹)	0,068	0,005

Fonte: Da autora (2017).

Na: sódio, Ca: cálcio, Mg: magnésio e CE: condutividade elétrica.

Para a obtenção de diferentes valores de percentagens de sódio no solo foram utilizadas soluções salinas com diferentes razões de adsorção de sódio (RAS), ou seja: 0, 3 e 15 mmol_c L⁻¹, utilizando cloreto de sódio e cloreto de cálcio com concentração total de 1 mol L⁻¹. Os valores da RAS foram calculados empregando a Equação 2:

$$RAS = \frac{[Na^+]}{\sqrt{\frac{[Ca^{2+}]}{2}}} \quad (2)$$

Em que:

RAS: razão de adsorção de sódio, mmol_c L⁻¹;

[Na⁺]: concentração de sódio trocável no solo, mmol_c L⁻¹;

[Ca²⁺]: concentração de cálcio trocável no solo, mmol_c L⁻¹;

Para realizar a saturação de forma homogênea, foram colocados 15 kg de solo em baldes, contendo a solução saturante (FIGURA 1). Foi utilizado um volume de solução três vezes o volume poroso do solo, considerando um volume poroso de 50%. A saturação ocorreu em um período de 48 h (FREIRE et al., 2003).

Figura 1 – Baldes contendo TFSA e a solução saturante.



Fonte: Da autora (2017).

Após o equilíbrio com as soluções de cloreto de sódio e cloreto de cálcio, para os diferentes valores de RAS, foram obtidas amostras de solo com altos valores de condutividade elétrica. Dessa forma, optou-se em diluir as soluções até obter condutividades elétricas próximas do valor da água do São Francisco (TABELA 1). Dessa forma, as amostras de solos foram novamente colocadas em água deionizada por um período de 24 horas. Esse processo foi realizado seis vezes. Em seguida, as amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2,0 mm de abertura para obtenção da TFSA e realizada análises químicas e físicas e obtendo-se solos com diferentes valores de PST (TABELA 2).

Tabela 2 – Caracterização química do solo antes (SO - solo original) e após os tratamentos.

Características	Unidades	SO	PST 0,39%	PST 1,33%	PST 4,21%
pH em água	-	7,6	7,2	7,2	7,1
Potássio	mg dm ⁻³	79,06	128,72	113,82	111,84
Fósforo	mg dm ⁻³	8,55	9,06	10,74	8,78
Sódio	mg dm ⁻³	36,01	27,74	94,99	287,46
Cálcio	cmol dm ⁻³	22,61	28,01	28,12	26,08
Magnésio	cmol dm ⁻³	4,02	1,26	1,33	1,06
Alumínio	cmol dm ⁻³	0,03	0,06	0,05	0,04
Acidez potencial	cmol dm ⁻³	1,04	1,01	0,96	1,01
Soma de base	cmol dm ⁻³	26,99	29,72	30,15	28,68
Capacidade de troca catiônica efetiva	cmol dm ⁻³	26,86	29,66	29,79	27,47
Capacidade de troca catiônica a pH 7,0	cmol dm ⁻³	28,03	30,73	31,11	29,69
Índice de saturação de bases	%	96,28	96,7	96,88	96,44
Índice de saturação por alumínio	%	0,11	0,2	0,17	0,15
Matéria Orgânica	dag kg ⁻¹	0,91	1,22	1,24	1,31
Fósforo Remanescente	mg L ⁻¹	16,13	12,68	12,68	13,41
PST	%	0,56	0,39	1,33	4,21
CE _{es}	dS m ⁻¹	0,27	0,50	0,45	0,53

Fonte: Da autora (2017).

PST: porcentagem de sódio trocável e CE_{es}: condutividade elétrica no extrato de saturação do solo.

Para a determinação das curvas de retenção de água no solo (CRA), as amostras deformadas foram inicialmente saturadas e submetidas às tensões matriciais de 2, 4, 6, 8 e 10 kPa, utilizando as unidades de sucção funis de Buchner e de 33, 60, 100, 500, 1.500 kPa no extrator de Richards (EMBRAPA, 1997).

A curva de retenção de água no solo foi ajustada ao modelo proposto por Genuchten (1980), descrito pela Equação 3, que associa os valores de umidade obtidos no equilíbrio com os respectivos potenciais matriciais.

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \psi_m)^n]^m} \quad (3)$$

Em que:

θ = umidade volumétrica do solo (cm³ cm⁻³);

θ_r = umidade volumétrica do solo na tensão de 1500 kPa (cm³ cm⁻³);

θ_s = umidade volumétrica do solo saturado (cm³ cm⁻³);

Ψ_m = valor absoluto do potencial da água no solo (kPa);

α, m, n = parâmetros empíricos da equação, obtidos pelo ajuste do modelo.

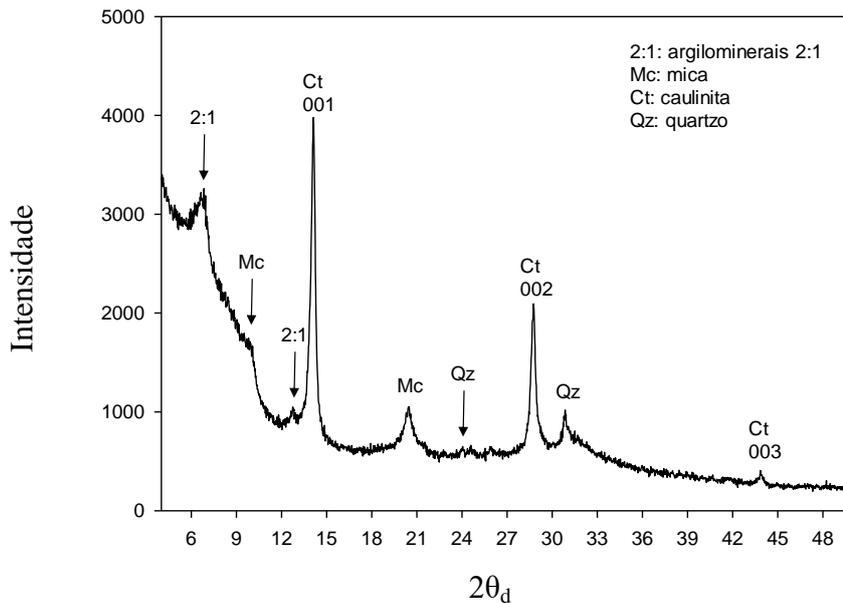
Nessas amostras foram determinadas a porosidade total (PT) que foi considerada como a umidade de saturação e microporosidade (MI), como sendo a água retida à tensão de 6 kPa. Por diferença entre PT e MI foi calculada a macroporosidade (MA) (EMBRAPA, 1997). O valor da capacidade de campo foi adotado de acordo com o conteúdo de água equilibrado no potencial mátrico de 10 kPa, de acordo com Andrade e Stone (2011) vários autores têm postulado que a capacidade de campo para solos tropicais corresponderia a tensões variando de 6 a 10 kPa. A umidade no ponto de murcha permanente (PMP) foi aquela retida no potencial de 1500 kPa. A disponibilidade total de água (DTA) foi calculada pela diferença entre a CC e o PMP (BERNARDO; SOARES; MANTOVANI, 2013).

Os parâmetros dos modelos foram estimados pelo método dos mínimos quadrados para modelos não lineares do software R (R CORE TEAM, 2016). Os valores das propriedades físicas foram submetidos à análise de variância e teste Tukey a 5 % de probabilidade, também com emprego do software R.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com base no difratograma de raios X da fração argila do solo original foi possível verificar que, no Vertissolo estudado, há um predomínio dos argilominerais do grupo 2:1 e caulinita, associados a pequenas quantidades de quartzo.

Figura 2 – Difratograma de raios X da fração argila do solo original.



Fonte: Da autora (2017).

As argilas 2:1 são conhecidas pela sua capacidade de expansão e contração com a variação do conteúdo de água do solo, propriedade essa atribuída aos pequenos tamanhos de partículas, associados à elevada superfície específica e alta capacidade de troca catiônica (CARVALHO et al., 2015). Essas características de contração e expansão das argilas 2:1 podem também influenciar a infiltração de água no solo. O movimento de água em solos se dá principalmente através de rachaduras e macroporos. Assim, a infiltrabilidade desses solos se reduz com o aumento do conteúdo de água em razão da expansão do solo, que fecha as rachaduras, reduz a porosidade total e aumenta a razão microporosidade/macroporosidade.

O valor da PST aumentou a porcentagem da argila dispersa em água e o índice de dispersão mesmo que os seus valores não o classificaram os solos como salino-sódicos, pois seus valores foram inferiores a PST de 15% e a CE_{es} menor que 4 dS m^{-1} (SANTOS et al., 2013).

Tabela 3 – Caracterização da argila dispersa em água antes (SO - solo original) e após os tratamentos.

Características	Unidades	PST 0,56%	PST 0,39%	PST 1,33%	PST 4,21%
Argila dispersa em H ₂ O	%	3	5	30	35
Índice de dispersão	%	4	11	63	80

Fonte: Da autora (2017).

PST: porcentagem de sódio trocável.

Corroborando com os resultados de Paes et al. (2013) estudando a dispersão de argilas em laboratório para solos salinos e salino-sódicos com concentrações elevadas de sais na sua solução, encontraram um incremento nos valores da argila dispersa diretamente relacionados com o aumento da porcentagem de saturação de sódio. Vasconcelos et al. (2013) constataram que, a presença da maior proporção de sódio em relação ao cálcio e ao magnésio trocáveis proporcionou aumento no teor da argila dispersa.

Quando as partículas de argila interagem entre si, podem atuar tanto forças de atração quanto de repulsão. O Sódio por ser monovalente e com raio iônico hidratado elevado proporciona a ocorrência de forças de repulsão, aumentando a espessura da camada difusa das partículas de argila, causando o afastamento entre as camadas, ocasionando expansão e possivelmente a dispersão de argila (RIBEIRO; BARROS; FREIRE, 2009).

Os valores médios dos parâmetros de ajuste dos dados experimentais, da equação de Genuchten (1980) são apresentados na Tabela 4. Os ajustes efetuados com o modelo proposto para os diferentes tratamentos apresentaram elevados coeficientes de determinação (R^2) acima de 95 % em todos os tratamentos.

Tabela 4 – Parâmetros de ajuste do modelo de Genuchten (1980), para os diferentes tratamentos.

	α	n	m	θ_r	θ_s	R^2
				cm ³ cm ⁻³		
AD – PST 0,56%	1,176	1,389	0,280	0,167	0,708	0,992
AD - PST 0,39%	0,605	1,381	0,275	0,262	0,658	0,980
AD - PST 1,33%	0,429	1,551	0,355	0,338	0,652	0,980
AD - PST 4,21 %	0,447	1,396	0,283	0,338	0,672	0,972
SF – PST 0,56%	1,158	1,344	0,255	0,164	0,656	0,984
SF - PST 0,39%	0,632	1,282	0,219	0,193	0,607	0,957
SF - PST 1,33%	0,158	1,387	0,279	0,185	0,570	0,964
SF - PST 4,21 %	0,165	1,341	0,250	0,192	0,568	0,950

Fonte: Da autora (2017).

AD: água deionizada, SF: água do rio São Francisco, α , m e n: parâmetros da equação de van Genuchten, θ_r : umidade residual, θ_s : umidade de saturação, R^2 : coeficiente de determinação, PST: porcentagem de sódio trocável.

O valor do parâmetro α foi superior nos solos originais e menor nos solos com maiores valores de PST. Como a entrada de ar no maior poro do solo ocorre em potencial mátrico mais próximo da saturação, isto é, na parte da curva mais dependente da estrutura do solo, pode-se afirmar que dos parâmetros da equação de van Genuchten o α é o mais influenciado (MOTA et al., 2017). Assim, α é muito dependente da estrutura do solo e logo, pequenas alterações nessa estrutura provocam mudanças no valor do parâmetro.

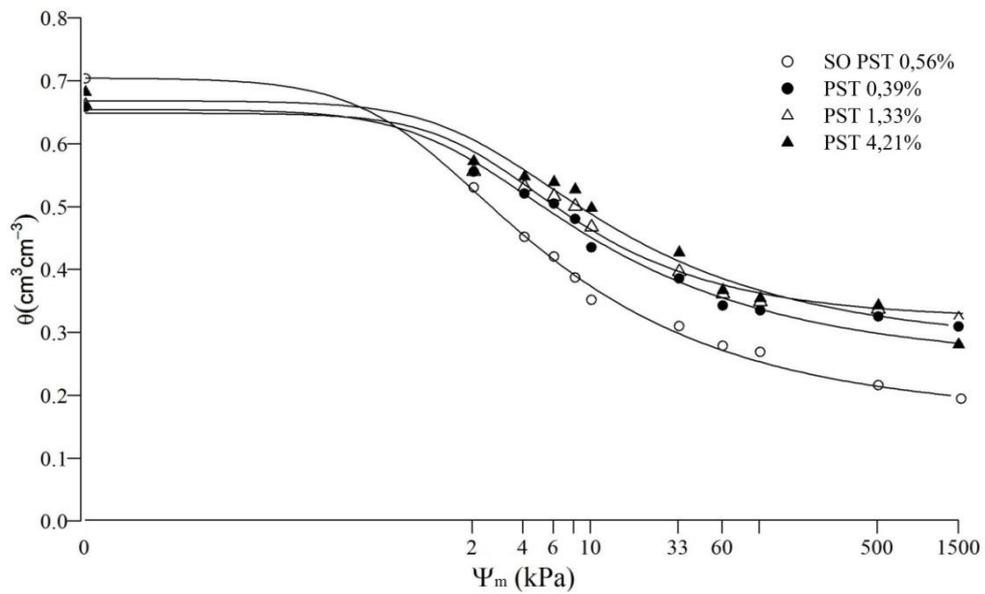
Os parâmetros n, m, θ_s e θ_r tiveram maiores valores utilizando água deionizada em comparação quando utilizada a água do rio São Francisco.

Analisando o comportamento gráfico da curva de retenção de água no solo (Figuras 3 e 4), em função da PST e água utilizada, observa-se um achatamento da curva com o aumento da PST, comportamento este que pode ser explicado pelo parâmetro n (Tabela 4). Barreto et al. (2011) com objetivo de determinar os valores da CAD e dos parâmetros da equação de Genuchten (1980) de cinco solos representativos da região produtora conhecida como Agropolo Assu Mossoró, também contataram que a variação do parâmetro n, que está relacionado com a declividade da curva de retenção ajustada, sendo maior valor encontrado para o Vertissolo.

Observa-se também um pequeno aumento na umidade retida nas tensões maiores próximas a 15 kPa, com o aumento da PST, provavelmente ocasionado pelo acúmulo de sais, comportamento este observado por Lima, Grismer e Nielsen (1990), estudando o efeito do acúmulo de sais na curva característica.

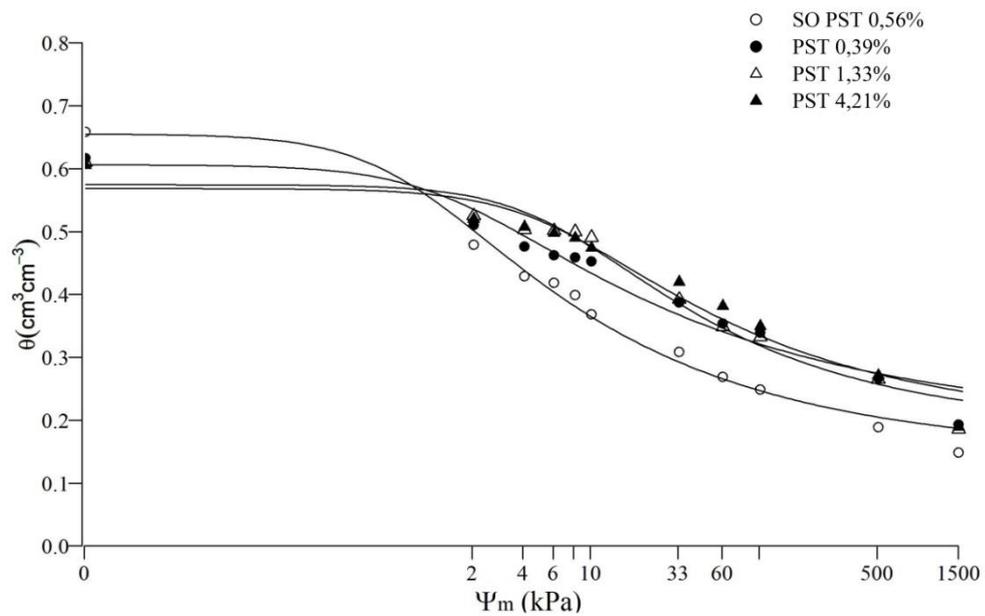
Amaral Júnior et al. (2012), estudando os efeitos da aplicação de água salina em longo prazo na curva de retenção de água no solo com lâminas crescentes de irrigação verificaram que o aumento das lâminas de irrigação afetou de forma negativa a qualidade física do solo e observaram um achatamento da curva com o aumento da lâmina de irrigação.

Figura 3– Curvas de retenção de água no solo utilizando água deionizada.



Fonte: Da autora (2017).

Figura 4 – Curvas de retenção de água no solo utilizando água do Rio São Francisco.



Fonte: Da autora (2017).

Verifica-se que os solos originais apresentaram menores valores de θ_r e os solos cujos PST foram acrescidas, aumentaram a retenção de água para as altas tensões. Diferentemente, a umidade de saturação foi superior nos solos originais e os solos cujos PST foram acrescidas, diminuiram o valor da θ_s .

Pode se observar, na Tabela 5, que os atributos físicos hídricos do solo descrevem de forma mais clara o efeito da PST na capacidade que o solo possui em reter água. Em relação às percentagens sódio trocável, pode-se observar na tabela há diferença significativa para MI, MA, CC e PMP. Os valores de MI, CC e PMP foram maiores para os maiores valores de PST, o inverso aconteceu para a MA. O número elevado de micro poros contribui para uma elevada capacidade de retenção de água.

Tabela 5 – Médias dos atributos físicos hídricos do solo.

	PT	MI	MA	CC	PMP	DTA
Água deionizada						
PST 0,56%	0,700 a	0,418 b	0,281 a	0,355 a	0,167 b	0,188 a
PST 0,39%	0,656 a	0,509 a	0,146 b	0,443 ab	0,262 ab	0,181 a
PST 1,33%	0,707 a	0,568 a	0,139 b	0,511 b	0,338 a	0,173 a
PST 4,21%	0,688 a	0,540 a	0,147 b	0,501 b	0,338 a	0,163 a
Água do rio São Francisco						
PST 0,56%	0,664 a	0,412 b	0,251 a	0,377 a	0,164 b	0,213 a
PST 0,39%	0,634 a	0,484 a	0,150 b	0,472 b	0,193 a	0,279 a
PST 1,33%	0,604 a	0,497 a	0,107 b	0,486 b	0,185 a	0,301 a
PST 4,21%	0,606 a	0,491 a	0,114 b	0,473 b	0,192 a	0,281a
AD	0,687 A	0,508 A	0,178 A	0,452 A	0,276 A	0,176 A
SF	0,627 B	0,471 A	0,155 B	0,452 A	0,183 B	0,268 B

Fonte: Da autora (2017).

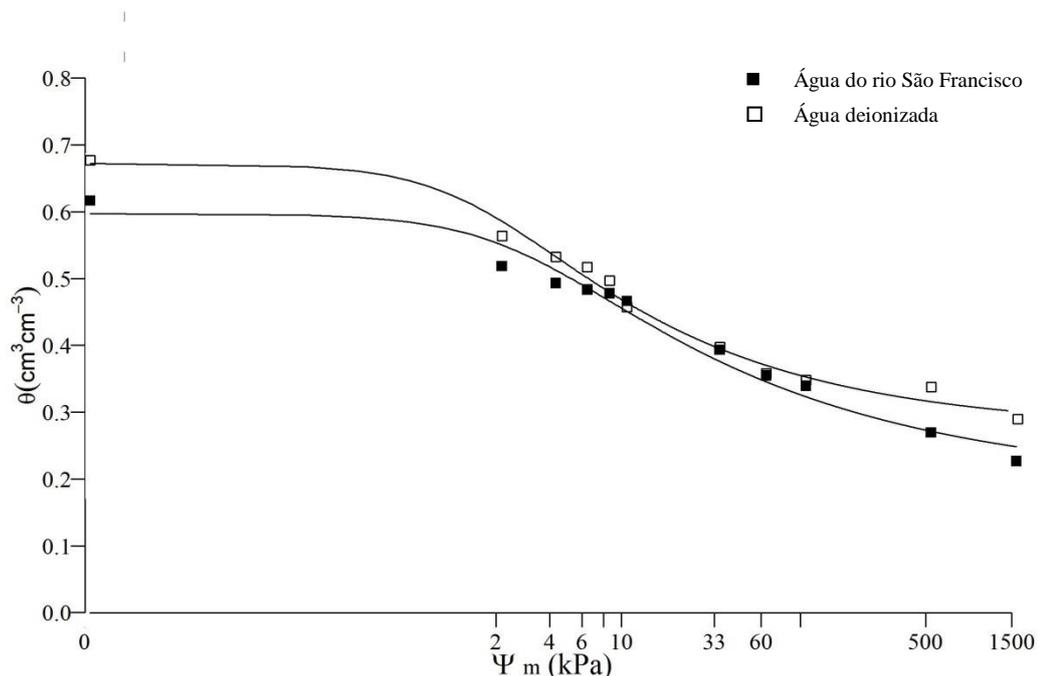
AD: água deionizada, SF: água do rio São Francisco, PST: porcentagem de sódio trocável, PT: porosidade total, MI: microporosidade, MA: macroporosidade, CC: capacidade de campo, PMP: ponto de murcha permanente e DTA: disponibilidade total de água. Letras diferentes minúsculas na coluna existem diferença entre as porcentagens de sódio. Letras diferentes maiúsculas na coluna existem diferença entre água deionizada e a do Rio São Francisco.

Segundo Amaral Júnior et al. (2012), o aumento de sais promove a dispersão das argilas e consequente desestruturação do solo e um aumento da retenção de água em razão da redução da macroporosidade. Nascimento et al. (2010) afirmam que a granulometria altamente arenosa exerce grande influencia no comportamento da CRA, por possuir reduzida capacidade de retenção de água, em razão do grande espaço entre as partículas e a rápida drenagem da água. Ainda esse mesmo autor afirma que, normalmente, os poros por serem

maiores em solos arenosos, são esvaziados rapidamente em elevados potenciais matriciais. Portanto, solos com maior microporosidade retêm mais água.

Não houve diferenças significativas para a PT e DTA em relação aos valores de PST, e sim em relação às fontes de água. Também houve diferença significativa para MA e PMP. Para a PT, MA e PMP os maiores valores ocorreram com a utilização da água deionizada. A diferença entre as águas utilizadas pode ser melhor observada na Figura 5.

Figura 5 – Curvas de retenção de água no solo utilizando água do Rio São Francisco e água deionizada.



Fonte: Da autora (2017).

Segundo Carvalho e Oliveira (2012), a água disponível para as plantas é um critério para caracterizar o solo quanto a sua capacidade de armazenamento. Assim, um solo argiloso ou com presença de argilas 2:1 apresenta maior capacidade de retenção e, conseqüentemente, exige irrigações mais esparsas para dada evapotranspiração.

Segundo Mamedov (2014), duas das principais características que afetam a estrutura do solo é a textura do solo e a qualidade da água, o que pode ser modificado pela aplicação de diferentes recursos hídricos, em decorrência da sua contribuição na concentração e composição de eletrólitos da solução do solo. A qualidade da água está associada a uma variedade de mecanismos físico-químicos da degradação dos agregados do solo.

Assim, águas com baixos valores de condutividade elétrica como água deionizada e de chuva podem prejudicar o solo da mesma maneira que água salina com sódio, pois a dispersão

de argila e sua destruição ocorrem quando o teor de sódio supera o do cálcio numa proporção acima de 3:1 (AYERS; WESTCOT, 1999).

Portanto, o tratamento que reteve mais água foi aquele com os maiores valores de PST e utilizando água deionizada. Xinga, Kanga e Maa (2017), pesquisando a influência de vários efeitos de vários tipos e concentrações de íons na água nos mecanismos de encolhimento do solo e na retenção de água, descobriram que para os tratamentos saturados por Na^+ a retenção aumentou ligeiramente, em razão da baixa concentração de Na^+ (5 g L^{-1}), mas diminuiu significativamente nas concentrações de Na^+ de 30 e 100 g L^{-1} .

4 CONCLUSÃO

A presença de sódio influenciou os valores da argila dispersa em água (ADA), o aumento da PST proporcionou o aumento da ADA.

A presença de sódio influenciou a alteração da curva de retenção, o aumento da percentagem de sódio trocável e a redução da condutividade elétrica da solução proporcionaram maior retenção de água pelo solo.

A qualidade da água influenciou a alteração da curva de retenção, água com baixo valor de condutividade elétrica como água deionizada pode prejudicar o solo da mesma maneira que água salina com sódio.

RETENTION OF WATER OF THE SAN FRANCISCO RIVER IN A VERTISSOLO WITH DIFFERENT PERCENTAGES OF TRADABLE SODIUM

ABSTRACT

Vertisol water retention under different exchangeable sodium percentage values, as well as the influence of water quality, were investigated. Treatments consisted of four exchangeable sodium percentages (ESP): original soil, 0.39%, 1.33% and 4.21%, two water sources and three replicates. The waters used were water from the São Francisco River and deionized water to simulate rain water. In order to determine soil water retention curves (WRC), the samples were initially saturated and subjected to soil water retention of 2, 4, 6, 8 and 10 kPa, using the Buchner funnel suction units and 33, 60, 100, 500, 1,500 kPa in the Richards extractor. The water retention values were adjusted to the model proposed by Genuchten (1980). The results showed that the increase of ESP promoted clay dispersion. Moisture ranged from 0.167 to 0.338 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ when treated with deionized water, and from 0.164 to 0.192 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ when treated with São Francisco river water. Soils with structure modified by salinity tend to store more water when submitted to the same levels of matrix potential using deionized water.

Keywords: Water retention in soil. Water quality. Clay dispersed in water.

REFERÊNCIAS

- AMARAL JÚNIOR, V. P. et al. Parâmetros da equação de van Genuchten e índices de solo sob lâminas crescentes de irrigação com água salina. **Agropecuária Científica no Semi-Árido**, Campina Grande, v. 8, n. 4, p. 60-65, 2012.
- ANDRADE, R. da S.; STONE, L. F. Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 2, p. 111-116, 2011.
- AYERS, R. S.; WESTCOT, D. W. **A qualidade da água na agricultura**. Campina Grande: Ed. UFPB, 1999.
- BARRETO, H. B. F. et al. Água disponível e parâmetros de ajuste do modelo de Van Genuchten em cinco solos do agropolo assu-Mossoró. **Revista Verde**, Mossoró, v. 6, n. 5, p. 6-9, dez. 2011. Edição especial.
- BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8. ed. Viçosa, MG: Ed. UFV, 2013.
- CARDUCCI, C. E. et al. Modelagem da curva de retenção de água de Latossolos utilizando a equação duplo van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, p. 77-86, 2011.
- CARVALHO, D. G.; OLIVEIRA, L. F. C. de. **Planejamento e manejo da água na agricultura irrigada**. Viçosa, MG: Ed. UFV, 2012.
- CARVALHO, J. C. et al. **Solos não saturados no contexto geotécnico**. 2015. Disponível em: <http://pec.poli.br/sistema/noticias/fotos/Solos_ao_saturados_no_contexto_geotecnico_2015.pdf>. Acesso em: 27 nov. 2017.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Solos do Nordeste**. Recife, 2014.
- FREIRE, M. B. G. S. et al. Estimativa do risco de sodificação de solos de Pernambuco pelo uso de águas salinas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, p. 227-232, 2003.
- GENUCHTEN, M. van. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-898, Sept./Oct. 1980.
- HOLANDA, J. S. et al. Qualidade da água para irrigação. In GHEYI, H. R.; DIAS, N. S.; LACERDA, C. F. (Ed.). **Manejo da salinidade na agricultura: estudos básicos e aplicados**. Fortaleza: INCT Sal, 2010. p. 137-169.

LIBARDI, P. L. Água no solo. In: LIER, Q. de J. van (Ed.). **Física do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2010. p. 1-72.

LIMA, L. A.; GRISMER, M. E.; NIELSEN, D. R. Salinity effects on Yolo Loam hydraulic properties. **Soil Science**, Davis, v. 150, n. 1, p. 451-458, 1990.

MAMEDOV, A. I. Soil water retention and structure stability as affected by water quality. **Eurasian Journal of Soil Science**, Samsun, v. 3, p. 89-94, 2014.

MATOS, A. T.; ALMEIDA NETO, O. B.; MATOS, M. P. Saturação do complexo de troca de solos oxídicos com sódio. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, Campina Grande, v. 18, n. 5, p. 501-506, 2014.

MOTA, J. C. A. et al. Variabilidade espacial dos parâmetros da equação de van Genuchten em um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Agroambiente On-Line**, Boa Vista, v. 11, n. 2, p. 92-100, 2017.

NASCIMENTO, P. dos S. et al. Estudo comparativo de métodos para a determinação da curva de retenção de água no solo. **Irriga**, Botucatu, v. 15, n. 2, p. 193-207, 2010.

PAES, J. L. A. et al. Dispersão de argilas em solos afetados por sais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 17, n. 10, p. 1135-1142, 2013.

R CORE TEAM. **R: a language and environment for statistical computing**. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2016. Disponível em: <<http://www.R-project.org/>>. Acesso em: 10 mar. 2016.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Piracicaba: Manole, 2012.

RIBEIRO, R. M.; BARROS, M. F. C.; FREIRE, M. B. G. S. Química dos solos salinos. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p. 449-484.

SANTOS, H. G. dos et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013.

SCHOSSLER, T. R. et al. Salinidade: efeitos na fisiologia e na nutrição mineral de plantas. **Enciclopédia Biosfera**, Goiânia, v. 8, n. 15, p. 1563-1578, 2012.

SILVA, A. P. da et al. Indicadores da qualidade física do solo. In: LIER, Q. de J. van (Ed.). **Física do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2010. p. 241-281.

SOUZA, J. M. et al. Curva de retenção de água e condutividade hidráulica em lavoura de café Conilon submetida à subsolagem. **Coffee Science**, Lavras, v. 9, n. 2, p. 226-236, 2014.

VASCONCELOS, R. R. A. et al. Características físicas de solos salino-sódicos do semiárido pernambucano em função de diferentes níveis de gesso. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 17, n. 12, p. 1318-1325, 2013.

XINGA, X.; KANGA, D. G.; MAA, X. Differences in loam water retention and shrinkage behavior: effects of various types and concentrations of salt ions. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 167, p. 61-72, 2017.

**ARTIGO 2 - DIFUSIVIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM UM
VERTISSOLO COM DIFERENTES NÍVEIS DE SÓDIO TROCÁVEL**

Artigo preparado de acordo com a NBR 6022 (ABNT, 2003).

RESUMO

Conduziu-se este trabalho, com o objetivo de descrever uma maneira simples de estimar a difusividade da água no solo pela inspeção visual da frente de molhamento versus tempo utilizando o método proposto por Bruce e Klute (1956), em amostras de solo com diferentes percentagens de sódio trocável e duas fontes de água. Os tratamentos constaram de quatro valores de percentagens de sódio trocável (PST): Solo original, PST 0,39%, PST 1,33% e PST 4,21% e duas fontes de água com três repetições. As águas utilizadas foram água proveniente do rio São Francisco e água deionizada. Propôs-se um modelo empírico de ajuste dos dados de θ versus λ que se mostrou eficiente, com coeficiente de determinação mínimo de 79%. A difusividade de água no solo e a condutividade hidráulica não saturada decrescem com o aumento da PST e aumentam expressivamente com a umidade do solo. As fontes de água utilizadas não provocaram alterações nas propriedades físico-hídricas quando comparadas, demonstrando que a água do rio São Francisco é similar à água deionizada. O movimento de água no solo não saturado foi afetado pela elevação da PST, em decorrência dos efeitos de expansão e dispersão da fração argila.

Palavras-chave: Propriedades físico-hídricas do solo. Infiltração horizontal. Dispersão de argila.

1 INTRODUÇÃO

A percentagem de sódio trocável e a qualidade da água podem afetar as propriedades físico-hídricas do solo, principalmente no que se refere a difusividade e condutividade hidráulica do solo não saturado, influenciando também na sua capacidade de retenção e disponibilidade de água.

A difusividade hidráulica da água é uma das propriedades físico-hídricas do solo mais importantes a serem determinadas (CONCEIÇÃO et al., 2014). A difusividade é um parâmetro hídrico que foi introduzido para fluxo horizontal, é o produto da condutividade hidráulica de água no solo a um dado valor de umidade pela tangente da curva de retenção de água no solo (REICHARDT; TIMM, 2012). E a condutividade hidráulica reflete a maior ou menor resistência que a matriz do solo oferece ao escoamento de um determinado fluido, quando o potencial matricial é comparado.

A medida da condutividade hidráulica é essencial para a caracterização físico-hídrica do solo e a quantificação do movimento da água, permitindo o cálculo do fluxo da água. Por existir uma alta dependência entre o conteúdo de água no solo e as funções de condutividade hidráulica K e difusividade D , estas se tornam de difícil determinação (APPOLONI et al., 1990).

Segundo Evangelides, Arampatzis e Tzimopoulos (2010), essas propriedades são complexas, demoradas, e requerem muitos instrumentos para medir o teor de água do solo da amostra. Um método para medir a condutividade hidráulica e a difusividade da água do solo foi descrita inicialmente por Gardner (1956) usando dados de saída de placa de pressão.

Mais tarde, Bruce e Klute (1956) propuseram um método baseado no perfil de distribuição do conteúdo de água pela infiltração horizontal, determinado por amostragem gravimétrica destrutiva, em função de distância em um momento arbitrário após a introdução da água em uma coluna de solo horizontal. Esta distribuição de água é então usada em uma integração numérica no cálculo da difusividade. Seu método é baseado na transformação matemática de Boltzman (1894) e medições do teor de água.

Muitos pesquisadores tentaram encontrar novas formas para obter a difusividade e condutividade hidráulica, como Whisler, Klute e Peters (1968) que introduziu um método que utilizou a mesma análise teórica que do método Bruce e Klute (1956), mas com amostras de solo indeformadas. McBride e Horton (1985) desenvolveram um método de determinação da difusividade da água usando uma função empírica para ajuste do perfil de umidade do solo.

Shao e Horton (1996) desenvolveram um método para estimar a difusividade da água no solo, usando uma solução analítica para a infiltração horizontal.

Para Almeida Neto et al. (2009), a alta concentração de sódio no solo e o tipo de água aplicada podem trazer eventuais deteriorações na sua estrutura, alterando o sistema de poros e contribuindo para alterações na infiltração e condutividade hidráulica desse meio poroso. Como consequência pode ocorrer a dispersão proporcionando diminuição da macroporosidade do meio e, com isso, sua infiltrabilidade.

Este artigo descreve uma maneira simples de estimar a difusividade da água no solo pela inspeção visual da frente de molhamento versus tempo e propõe uma nova função empírica para a descrição do perfil de umidade do solo utilizando o método proposto por Bruce e Klute (1956). Para isso, foi avaliada a alteração na difusividade da água em um Vertissolo, por meio da adição de cloreto de sódio para obter diferentes percentagens de sódio trocável, comparando-se com a testemunha, ou seja, solo sem adicionar o cloreto de sódio. Além disso, buscou-se avaliar a influência da qualidade de água, sendo testada uma proveniente do Rio São Francisco e a outra deionizada.

2 MATERIAL E MÉTODOS

Este trabalho foi conduzido no Laboratório de Análises Físicas de Solo do Núcleo de Engenharia de Água e Solo do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras, em Lavras, MG. Para a realização do experimento, foram coletadas amostras de um Vertissolo Hidromórfico, de acordo com Santos et al. (2013) no município de Itacarambi – MG.

Após a realização da coleta, as amostras de solo foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras de 2,0 mm de abertura para a obtenção da terra fina secada ao ar (TFSA). A caracterização química e física do solo foram determinadas no Departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras, segundo as metodologias preconizadas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 1997).

Uma amostra de solo original foi enviada para o laboratório de solos da Universidade Federal de Viçosa para a realização da difratometria de raios-X. Foi utilizado o equipamento Panalytical X'Pert PRO com radiação de Cobalto ($\text{CoK}\alpha$). Os padrões de difração de raios-x foram coletados na faixa entre 4 a 50 $^{\circ}2\theta_d$ com intervalo de 0,0167 $^{\circ}2\theta_d$ por passo a cada segundo, com um gerador de potencial de 40kV e um gerador de corrente de 40mA (FIGURA 2).

O delineamento experimental utilizado foi um fatorial 4 x 2 x 3, sendo: quatro percentagens de sódio trocável: Solo original, PST 0,18%, PST 1,37% e PST 3,34%, duas fonte de água e três repetições.

Tabela 1 – Caracterização química do solo antes (SO - solo original) e após os tratamentos.

		(Continua)			
Características	Unidades	SO PST 0,56%	PST 0,39%	PST 1,33%	PST 4,21%
pH em água	-	7,6	7,2	7,2	7,1
Potássio	mg/dm ³	79,06	128,72	113,82	111,84
Fósforo	mg/dm ³	8,55	9,06	10,74	8,78
Sódio	mg/dm ³	36,01	27,74	94,99	287,46
Cálcio	cmol/dm ³	22,61	28,01	28,12	26,08
Magnésio	cmol/dm ³	4,02	1,26	1,33	1,06
Alumínio	cmol/dm ³	0,03	0,06	0,05	0,04
Acidez potencial	cmol/dm ³	1,04	1,01	0,96	1,01
Soma de base	cmol/dm ³	26,99	29,72	30,15	28,68
Capacidade de troca catiônica efetiva	cmol/dm ³	26,86	29,66	29,79	27,47

Tabela 1 – Caracterização química do solo antes (SO - solo original) e após os tratamentos.

Características	Unidades	(Conclusão)			
		SO PST 0,56%	PST 0,39%	PST 1,33%	PST 4,21%
Capacidade de troca catiônica a pH 7,0	cmol/dm ³	28,03	30,73	31,11	29,69
Índice de saturação de bases	%	96,28	96,7	96,88	96,44
Índice de saturação por alumínio	%	0,11	0,2	0,17	0,15
Matéria Orgânica	dag/kg	0,91	1,22	1,24	1,31
Fósforo Remanescente	mg/L	16,13	12,68	12,68	13,41
PST	%	0,56	0,39	1,33	4,21
CE _{es}	dSm ⁻¹	0,27	0,50	0,45	0,53
Argila dispersa em H ₂ O	%	3	5	30	35
Índice de dispersão	%	4	11	63	80

Fonte: Da autora (2017).

PST: porcentagem de sódio trocável.

As águas utilizadas foram: água proveniente do rio São Francisco e água deionizada (TABELA 2). A amostra de água do rio São Francisco foi coletada às margens do rio na cidade de Iguatama-MG, situada na latitude: 20° 10' 28" S e longitude: 45° 42' 41" W.

Tabela 2 – Análise das águas do Rio São Francisco e deionizada.

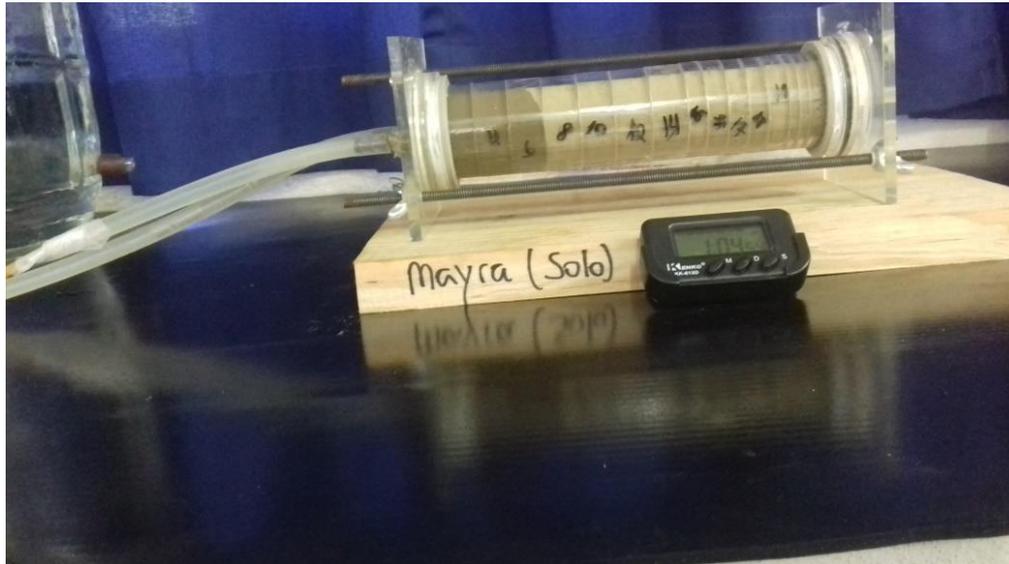
	Água do Rio São Francisco	Água deionizada
Na (mEq L ⁻¹)	0,056	-
Ca (mEq L ⁻¹)	1,000	-
Mg (mEq L ⁻¹)	1,000	-
CE (dS m ⁻¹)	0,068	0,005

Fonte: Da autora (2017).

Na: sódio, Ca: cálcio, Mg: magnésio e CE: condutividade elétrica.

A difusividade da água no solo foi determinada, usando-se o método proposto por Bruce e Klute (1956), em que o avanço da frente de umedecimento foi analisado em uma coluna horizontal (FIGURA 1) que se compõe de um tubo de acrílico segmentado em anéis cilíndricos sendo que os sete primeiros anéis eram de 2 cm de comprimento, os cinco posteriores de 1 cm, mais dois subsequentes de 0,5 cm de comprimento e o último anel de 2 cm de comprimento, apenas para suporte, com 20 cm expostos à infiltração e efetivamente considerados constituindo-se em um total de 22 cm de comprimento de coluna.

Figura 1 – Detalhe da coluna de acrílico usada no ensaio de infiltração horizontal.



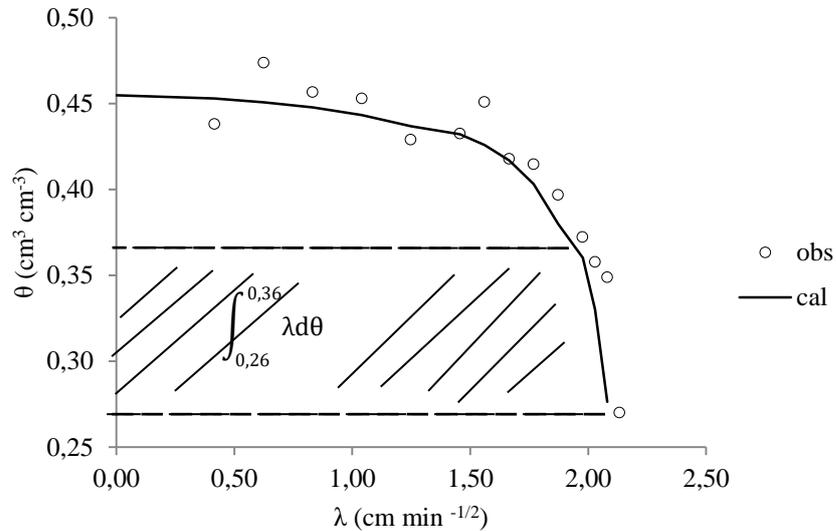
Fonte: Da autora (2017).

Esses anéis foram montados em conjunto com fita adesiva cobrindo cerca da metade do perímetro dos anéis. Preencheu-se a coluna em camadas com quantidade de solo igual à do volume do respectivo anel para garantir maior uniformidade de compactação e homogeneidade em toda a coluna. Para ligar a coluna ao frasco de Mariotte foi utilizada uma mangueira conectada a uma placa porosa que mantinha contato com o solo. Durante o ensaio foi mantida uma pressão negativa com carga constante de -3,0 cm tomando-se como referência o centro da coluna.

O tempo do avanço da frente de molhamento foi cronometrado, e toda vez que a frente de molhamento alcançava a linha de segmento dos anéis era anotado o tempo. Esse procedimento foi repetido até a frente de molhamento atingir o comprimento de 20 cm, e o tempo acumulado foi registrado e, nesse momento, foi cessado o fornecimento de água.

A difusividade é função da distância e do tempo e pode ser obtida com a integração e derivação de duas funções, cuja representação gráfica é dada pela umidade em função da variável de Boltzmann (KLUTE; DIRKSEN, 1986), $\lambda = (x t^{-1/2})$ em que λ é dependente da distância e do tempo.

Figura 2 – Curva da distribuição do teor de umidade em função da variável de Boltzman do ensaio de infiltração horizontal para os solos.



Fonte: Da autora (2017).

Não existe função matemática que descreva, de forma adequada, o comportamento das duas variáveis que possam ser diretamente usadas na determinação da difusividade hidráulica.

Propôs se empregar o software Table Curve 2 D v. 5 0.1 para ajustar a curva de θ versus λ e encontrar a função matemática com maior coeficiente de determinação, permitindo assim que a derivada e a integral da função $\theta(\lambda)$ possam ser determinadas analiticamente.

Estabeleceu-se, assim, o mesmo modelo de ajuste para todos os solos estudados, conforme a Equação 1:

$$\theta = \frac{(a+c\lambda)}{(1+b\lambda)} \quad (1)$$

Em que:

θ : conteúdo de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

a, b e c: coeficientes da equação;

λ : variável de Boltzman.

Para determinar a difusividade foi inicialmente feita a plotagem dos dados experimentais, permitindo assim a obtenção do gráfico $\theta(\lambda)$, permitindo a obtenção das integrais e das derivadas para os diferentes valores de umidade. Assim, determinou-se, a difusividade para pequenos incrementos de umidade pelo emprego da Equação 2.

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left(\frac{d\lambda}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta_x} \lambda d\theta \quad (2)$$

Em que:

D: difusividade (cm min^{-1});

λ - transformação de Boltzmann ($\text{cm min}^{-1/2}$);

θ - umidade com base em volume ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

Por meio do modelo proposto (EQUAÇÃO 1), realizaram-se as operações de derivação e integração necessárias para o cálculo da difusividade, conforme as Equações 3 e 4.

$$\frac{d\lambda}{d\theta} = \frac{c - ab}{(c - b\theta)^2} \quad (3)$$

$$\int_{\theta_i}^{\theta_x} \lambda d(\theta) = \left[-\frac{\theta}{b} - \ln \frac{(c - \theta b)(c - ab)}{b^2} \right]_{\theta_i}^{\theta_x} \quad (4)$$

Os indicadores estatísticos ME (média dos quadrados dos erros), RQME (raiz quadrada da média dos quadrados dos erros) e “IW” (índice de concordância de Willmott) foram utilizados na avaliação do proposto. Essas estatísticas foram obtidas pelas Equações 5, 6, 7 e 8 abaixo relacionadas:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2 \quad (5)$$

$$RQME = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2} \quad (6)$$

$$IW = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (7)$$

$$E_f = \frac{[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2]}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (8)$$

Em que:

E_i : valor estimado;

O_i : valor observado;

\bar{O} : média do valor observado;

n : número de dados;

E_f : eficiência do modelo.

Com os valores obtidos para a difusividade, e da curva de retenção de água no solo, foi encontrada a condutividade hidráulica não saturada (EQUAÇÃO 9).

$$K(\theta) = \frac{D(\theta)}{\frac{dh}{d\theta}} \quad (9)$$

Em que:

$\frac{dh}{d\theta}$ = declividade da curva de retenção (θ_i, h_i), designada como capacidade hídrica.

Para a determinação das curvas de retenção de água no solo (CRA), as amostras deformadas foram inicialmente saturadas e submetidas às tensões matriciais de 2, 4, 6, 8 e 10 kPa, utilizando as unidades de sucção funis de Buchner e de 33, 60, 100, 500, 1.500 kPa no extrator de Richards (EMBRAPA, 1997). A curva de retenção de água no solo foi ajustada ao modelo proposto por Genuchten (1980).

De acordo com Philip (1969), é possível determinar a sortividade, utilizando a curva λ por θ . O termo sortividade (capacidade de absorver líquido por capilaridade) é dado pela Equação 10.

$$S = \int_{\theta_i}^{\theta_x} \lambda(\theta) d\theta \quad (10)$$

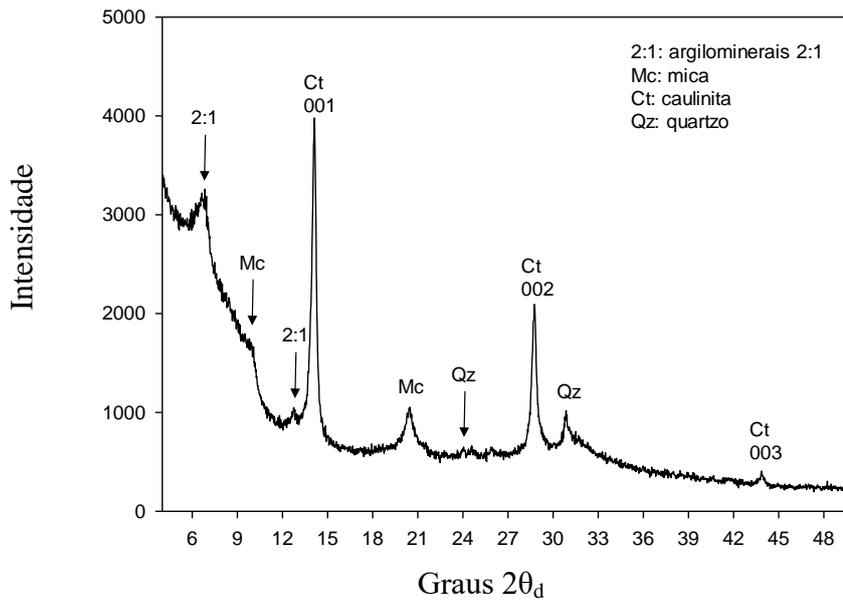
Em que:

S : sortividade, grandeza relacionada com a capacidade de o solo homogêneo absorver água na ausência dos efeitos gravitacionais, em $\text{cm min}^{1/2}$.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com base no difratograma de raios X da fração argila do solo original é possível dizer que, no Vertissolo estudado, predominam argilominerais 2:1 e caulinita, associados a pequenas concentrações de quartzo (FIGURA 3).

Figura 3 – Difratograma de raios X da fração argila do solo original.



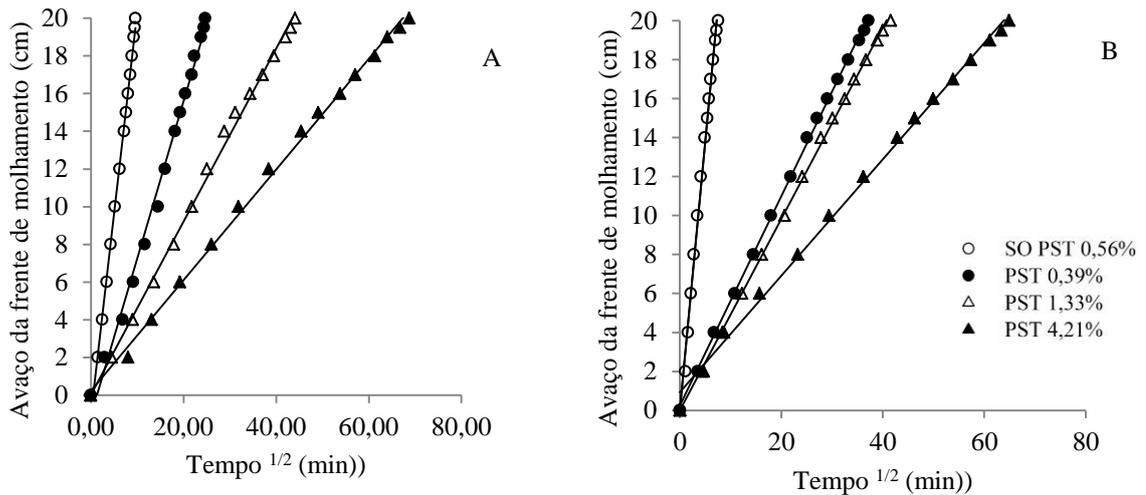
Fonte: Da autora (2017).

As argilas 2:1 são conhecidas pela sua capacidade de expansão e contração com a variação do conteúdo de água do solo, propriedade essa atribuída aos pequenos tamanhos de partícula, associados à elevada superfície específica e capacidade de troca catiônica (CARVALHO et al., 2015). Essas características de contração e expansão das argilas 2:1 podem também influenciar a infiltração de água no solo. O movimento de água em solos se dá, principalmente, por meio de rachaduras e macroporos. Assim, a infiltrabilidade desses solos reduz com o aumento do conteúdo de água, em decorrência da expansão do solo, que fecha as rachaduras, reduzindo a porosidade total e aumentando a razão microporosidade/macroporosidade.

Na Figura 4, observa-se que as curvas do avanço da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo são lineares. Segundo Reichardt e Timm (2012), o gráfico entre o avanço da frente de molhamento e a raiz quadrada do tempo deve ser linear.

É possível que quanto menor for o coeficiente angular mais lento é o movimento de água no solo (TABELA 3). O solo que recebeu o tratamento de PST de 4,21% obtiveram menores coeficientes angulares, indicando a dificuldade do avanço da frente de molhamento.

Figura 4 – Avanço da frente de umedecimento em função da raiz quadrada do tempo, observado durante o ensaio de infiltração horizontal dos solos estudados utilizando água deionizada (A) e utilizando água do rio São Francisco (B).



Fonte: Da autora (2017).

Pode-se verificar que, tanto pelos valores dos coeficientes angulares (0,2937 e 0,2988) respectivamente para água deionizada e do rio São Francisco como para o tempo até atingirem o final da coluna (de 4.739 e 4.218 minutos) que os solos com valores de PST 4,21% apresentaram dificuldades em relação ao movimento da frente de molhamento, sendo que para os solos originais o tempo gasto foi de 92 e 57 minutos respectivamente.

As demais percentagens de sódio trocáveis proporcionaram valores de tempo e coeficientes angulares.

Tabela 3 – Equação de ajuste e coeficiente de determinação do avanço da frente de molhamento com o tempo e o coeficiente de determinação.

	Equação	Coeficiente de determinação
Água deionizada		
SO - PST 0,56%	$y = 2,1255t - 0,9780$	0,996
PST 0,39%	$y = 0,8325t - 1,0639$	0,993
PST 1,33%	$y = 0,4589t + 0,0424$	0,997
PST 4,21%	$y = 0,2937t + 0,2310$	0,997
São Francisco		
SO – PST 0,56%	$y = 2,7545t - 0,0362$	0,994
PST 0,39%	$y = 0,5368t + 0,2365$	0,999
PST 1,33%	$y = 0,4908t + 0,0021$	0,999
PST 4,21%	$y = 0,2988t + 0,9289$	0,996

Fonte: Da autora (2017).

PST: porcentagem de sódio trocável.

Os ajustes do modelo proposto aos dados de θ versus λ estão apresentados na Tabela 4. Verifica-se que os coeficientes de determinação são elevados sinalizando que o modelo proposto (EQUAÇÃO 1) descreve relativamente bem os dados observados.

Os valores dos índices ME e RMQE foram baixos, indicando que o modelo descreveu bem os dados observados (quanto menores os valores absolutos, melhor é o ajuste do modelo). O índice de concordância de Willmott e a eficiência do modelo foram próximos de 1,00, o que sinaliza o bom desempenho do modelo proposto.

Tabela 4 – Ajuste do modelo proposto aos dados de umidade volumétrica (θ) em função de lambda (λ) e dados estatísticos obtidos para a avaliação do modelo utilizado para ajustar os dados experimentais.

(Continua)						
SOLO	Modelo	R ²	ME	RQME	IW	EF
AD - PST 0,56%	$\theta = \frac{(0,457 - 0,206 \lambda)}{(1 - 0,440 \lambda)}$	0,950	0,000	0,012	0,999	0,946
AD – PST 0,39%	$\theta = \frac{(0,413 - 0,495 \lambda)}{(1 - 1,186 \lambda)}$	0,890	0,001	0,035	0,999	0,693
AD – PST 1,33%	$\theta = \frac{(0,420 - 0,728 \lambda)}{(1 - 1,725 \lambda)}$	0,950	0,000	0,018	0,999	0,906
AD – PST 4,21%	$\theta = \frac{(0,411 - 0,860 \lambda)}{(1 - 2,065 \lambda)}$	0,900	0,001	0,025	0,999	0,865
SF - PST 0,56%	$\theta = \frac{(0,461 - 0,164 \lambda)}{(1 - 0,349 \lambda)}$	0,790	0,002	0,040	0,999	0,743
SF - PST 0,39%	$\theta = \frac{(0,433 - 0,778 \lambda)}{(1 - 1,774 \lambda)}$	0,920	0,001	0,023	0,999	0,906

Tabela 4 – Ajuste do modelo proposto aos dados de umidade volumétrica (θ) em função de lambda (λ) e dados estatísticos obtidos para a avaliação do modelo utilizado para ajustar os dados experimentais.

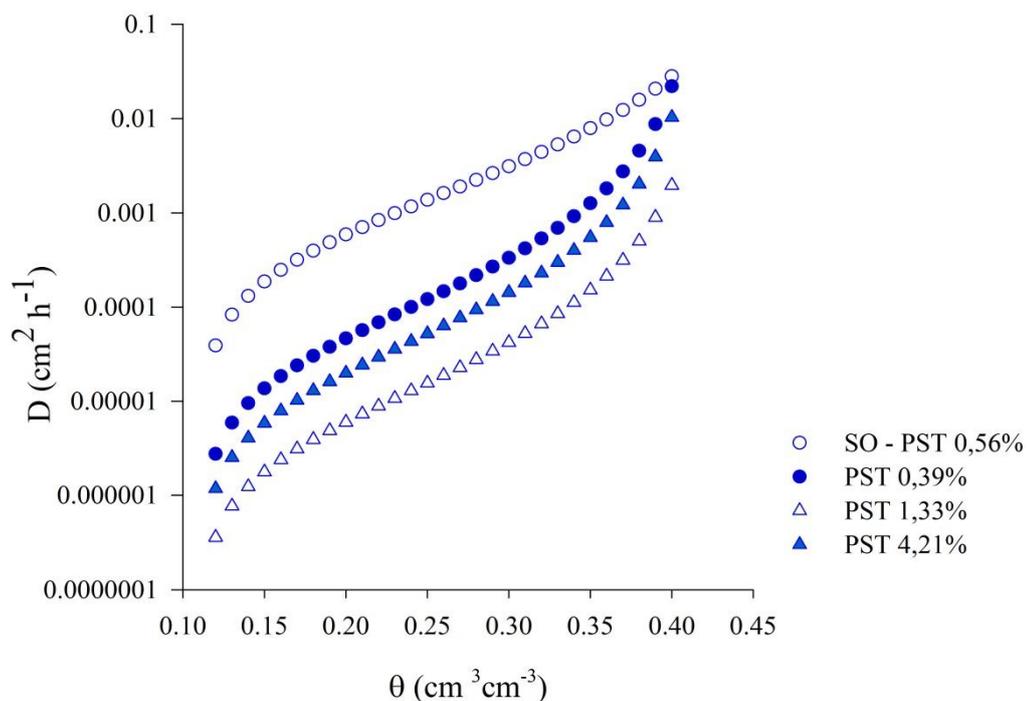
(Conclusão)						
SOLO	Modelo	R ²	ME	RQME	IW	EF
SF – PST 1,33%	$\theta = \frac{(0,440 - 0,880 \lambda)}{(1 - 1,969 \lambda)}$	0,880	0,001	0,030	0,999	0,822
SF – PST 4,21%	$\theta = \frac{(0,440 - 1,382 \lambda)}{(1 - 3,077 \lambda)}$	0,930	0,001	0,023	0,999	0,906

Fonte: Da autora (2017).

PST: porcentagem de sódio trocável, R²: coeficiente de determinação, ME: média dos erros, RQME: raiz quadrada da média dos quadrados dos erros, IW: índice de concordância de Willmott e Ef: eficiência do modelo proposto.

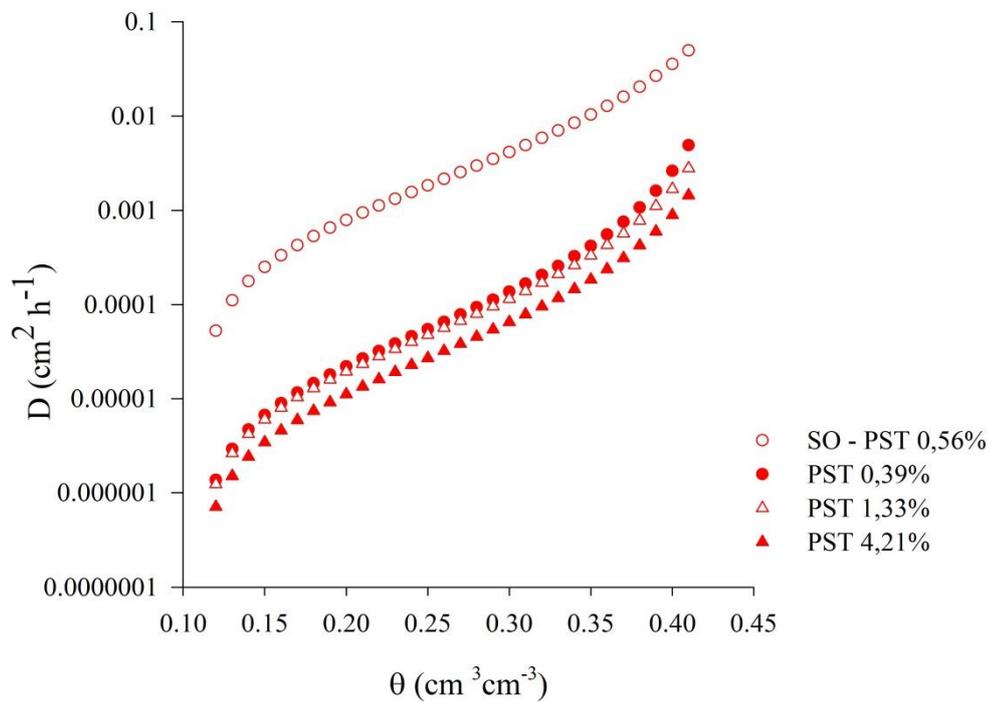
Analisando o comportamento gráfico da difusividade de água no solo (FIGURA 5 e 6), em função da PST e água utilizada, foi possível observar que a difusividade aumenta expressivamente com a umidade do solo. O solo original e o solo com PST 1,33% apresentaram maior e menor difusividade, utilizando água deionizada, e para do rio São Francisco o solo original e com PST 4,21%, foram os que obtiveram maior e menor difusividade.

Figura 5 – Log da difusividade da água no solo versus umidade utilizando água deionizada.



Fonte: Da autora (2017).

Figura 6 – Log da difusividade da água no solo versus umidade utilizando água do rio São Francisco.

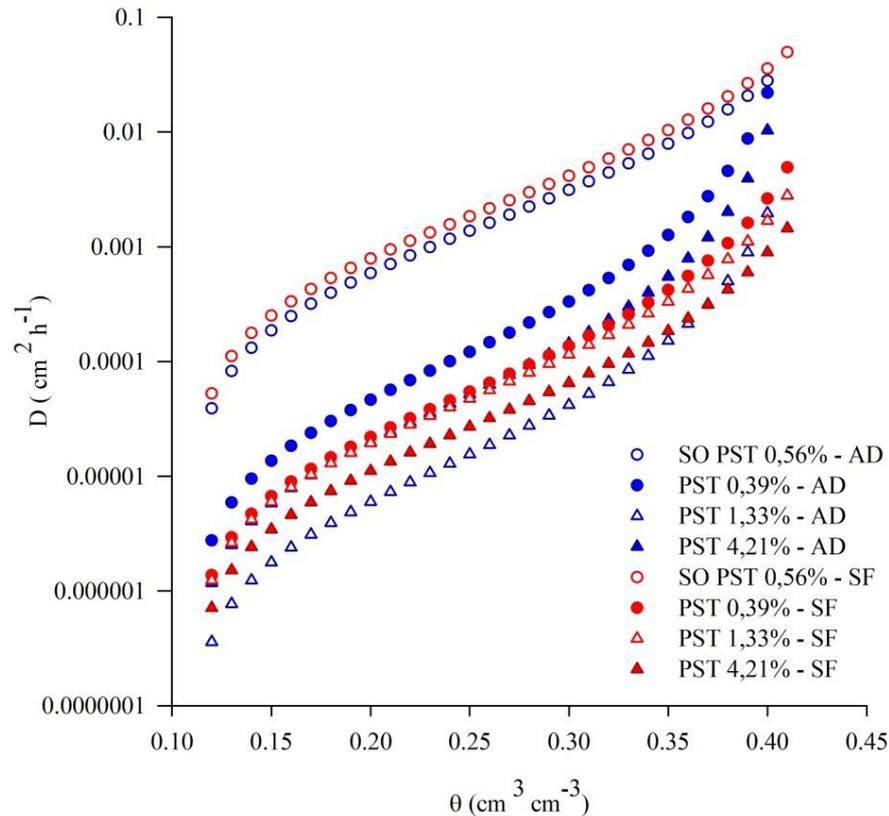


Fonte: Da autora (2017).

Esses resultados corroboram com Russo e Bresler (1977b) que testaram efeitos de soluções de sal de sódio e cálcio misturados sobre difusividade de água do solo $D(\theta)$ para um solo argiloso de Israel. As funções de difusividade da água do solo foram determinadas por um método de infiltração horizontal. Os resultados mostraram que $D(\theta)$ foi altamente dependente da composição e da concentração da solução do solo. Para qualquer valor de θ , a difusividade diminuiu à medida que a proporção de sódio aumentou.

Observando a figura 7, podemos concluir que o tratamento que obteve maior difusividade, foi com o solo original utilizando água do rio São Francisco e o tratamento com menor difusividade foi utilizando água deionizada com o solo com PST de 1,33%.

Figura 7 – Log da difusividade da água no solo versus umidade utilizando água deionizada e do rio São Francisco.



Fonte: Da autora (2017).

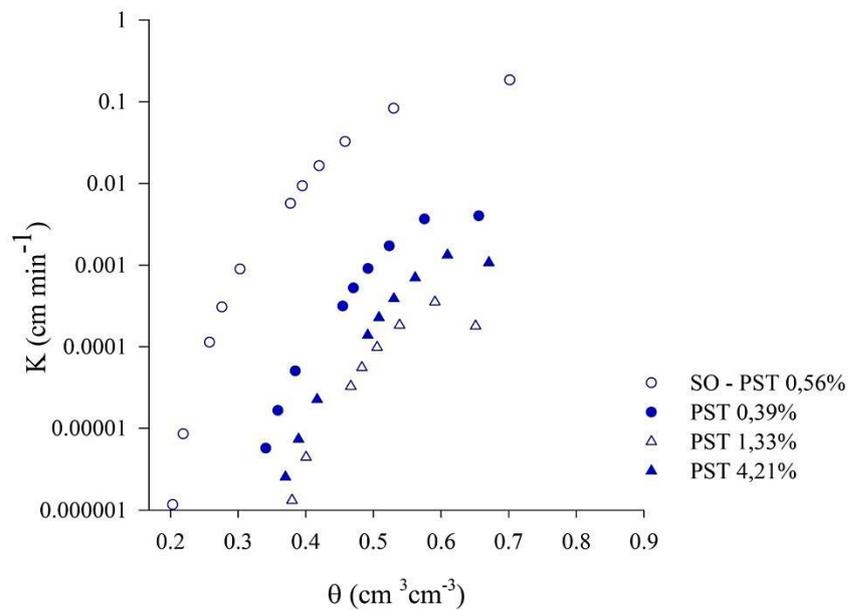
Han et al. (2013), estudando o efeito de polímeros superabsorventes (SAPs) na capacidade de absorção de água e dessorção de SAPs quando aplicados no solo, bem como a simulação da difusividade em água, em um cilindro horizontal com solo dentro de um recipiente de vidro cilíndrico orgânico, encontraram para os dados de difusividade uma curva exponencial representando a difusividade da água, cujo coeficiente de determinação alcançou 0,7023, indicando que os valores da difusividade da água no solo eram basicamente consistentes com os resultados medidos experimentalmente.

Kang et al. (2013) estudando a dinâmica do movimento da água em meios porosos de engenharia, incluindo solo, rocha, tijolo, concreto e vidro utilizando radiografia de nêutrons, constataram que os valores de $D(\theta)$ diminuíram de forma não linear conforme o conteúdo de água diminuía.

O comportamento da condutividade hidráulica não saturada com a umidade estão apresentados nas Figuras 8, 9 e 10, em função da PST e água utilizada. Nota-se que a

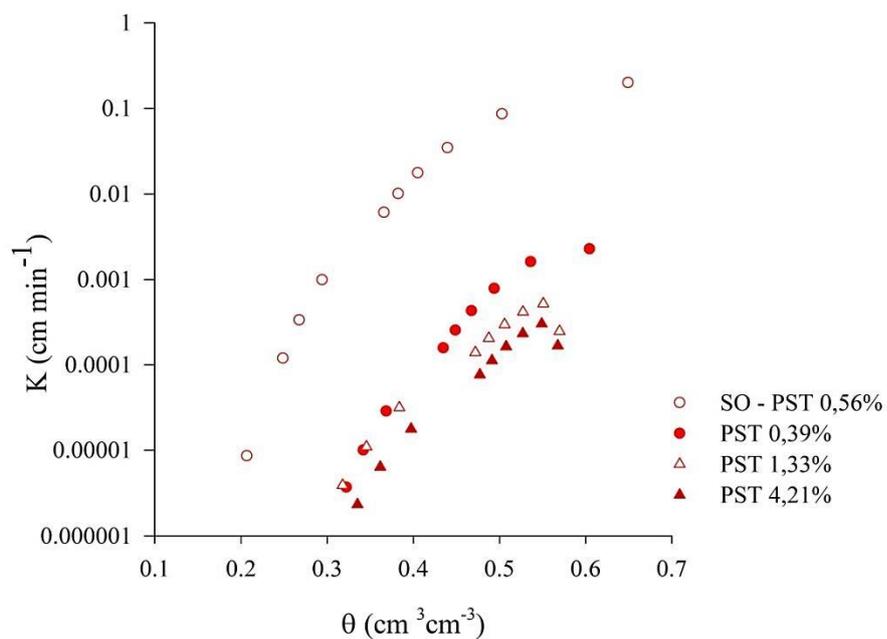
condutividade hidráulica não saturada decresce com o aumento da PST e aumenta expressivamente com a umidade do solo.

Figura 8 – Log da condutividade hidráulica da água no solo versus umidade utilizando água deionizada.



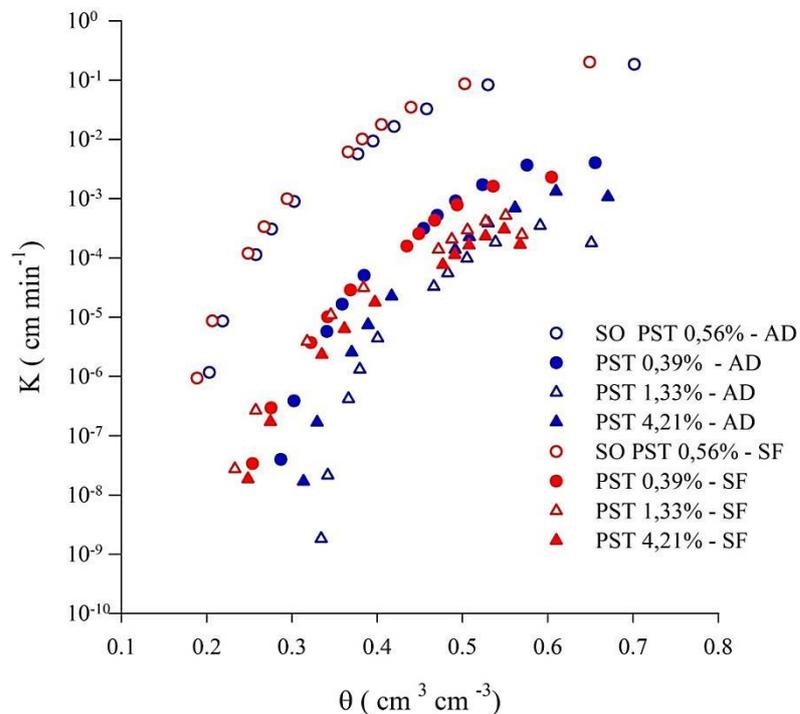
Fonte: Da autora (2017).

Figura 9 – Log da condutividade hidráulica da água no solo versus umidade utilizando água do rio São Francisco.



Fonte: Da autora (2017).

Figura 10 – Log da condutividade hidráulica da água no solo versus umidade utilizando água do rio São Francisco e água deionizada.



Fonte: Da autora (2017).

O solo original e o solo com PST 1,33% apresentaram maior e menor condutividade hidráulica, utilizando água deionizada, e para do rio São Francisco o solo original e com PST 4,21%, foram os que obtiveram maior e menor condutividade hidráulica. Essa característica pode significar enorme efeito sobre a dinâmica de água e sua disponibilidade para plantas cultivadas, já que a disponibilidade de água depende do fluxo de água, que é afetado, principalmente, pelo valor da condutividade hidráulica (CONCEIÇÃO et al., 2014).

Os resultados corroboram com McNeal e Coleman (1966) que, estudando a variação da condutividade hidráulica de um solo com uma solução com diferentes PST, constataram que a condutividade hidráulica diminui à medida que a PST aumentou. Verificaram que o efeito é maior para solos com alto conteúdo de argilo-minerais expansivos como do grupo das Esmeclitas.

Esses resultados também corroboram com Russo e Bresler (1977a) que testaram efeitos de soluções de sal de sódio e cálcio misturados sobre a condutividade hidráulica. As funções de condutividade hidráulica não saturada, $K(\theta)$, foram determinados tanto diretamente (por infiltração vertical) e indiretamente (por meio de funções da difusividade e da curva retenção de água do solo). Os resultados mostraram que $K(\theta)$ foi altamente

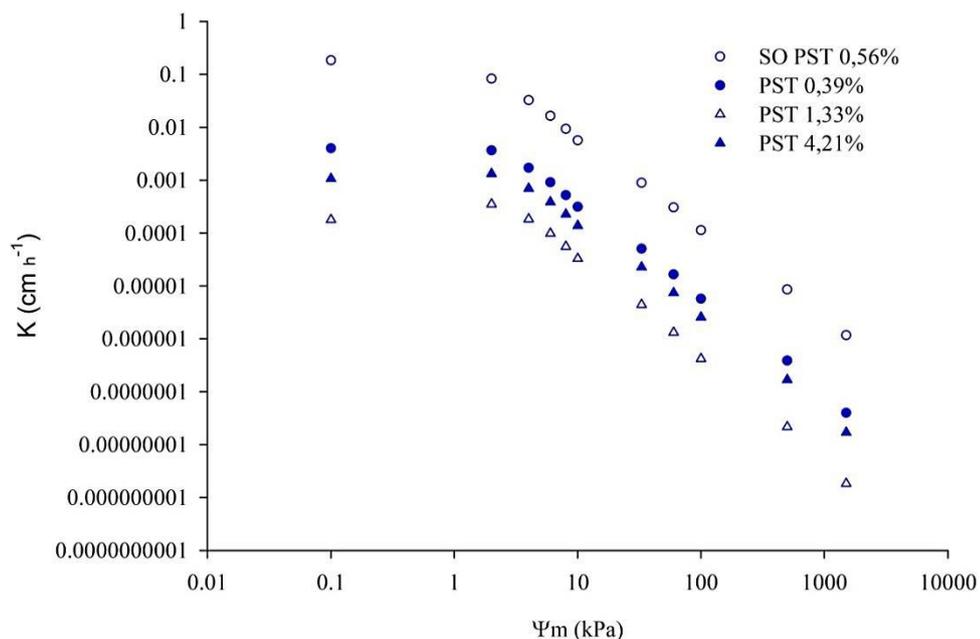
dependente da composição e da concentração da solução do solo, além da dependência sobre o teor de água do solo. Para qualquer θ dada, K diminuiu à medida que a proporção de sódio aumentou.

Observa-se, nas Figuras 11 e 12, que a condutividade hidráulica decresce com o aumento da tensão, especialmente nos solos com valores de PST maiores em comparação com o solo original. O mesmo comportamento aconteceu para as duas fontes de águas utilizadas. Esses resultados corroboram com Melo e Louzada (2013) avaliando diferentes formulações do modelo de condutividade hidráulica de van Genuchten-Mualem em diferentes solos que também observaram o mesmo comportamento.

Segundo Reichardt e Timm (2012) a condutividade hidráulica decresce rapidamente com o decréscimo da umidade assim como também com o aumento potencial matricial, pois para um solo não saturado a área útil para o fluxo é proporcional à umidade. A tortuosidade do solo e os fenômenos de retenção de água fazem K diminuir drasticamente com θ .

Segundo Cunha et al. (2015), os menores valores de condutividade hidráulica são encontrados, geralmente, quando se tem um menor grau de estruturação, em decorrência dos processos de desagregação das partículas do solo e formação de microporos.

Figura 11 – Log da condutividade hidráulica da água no solo versus log do potencial mátrico: água deionizada.

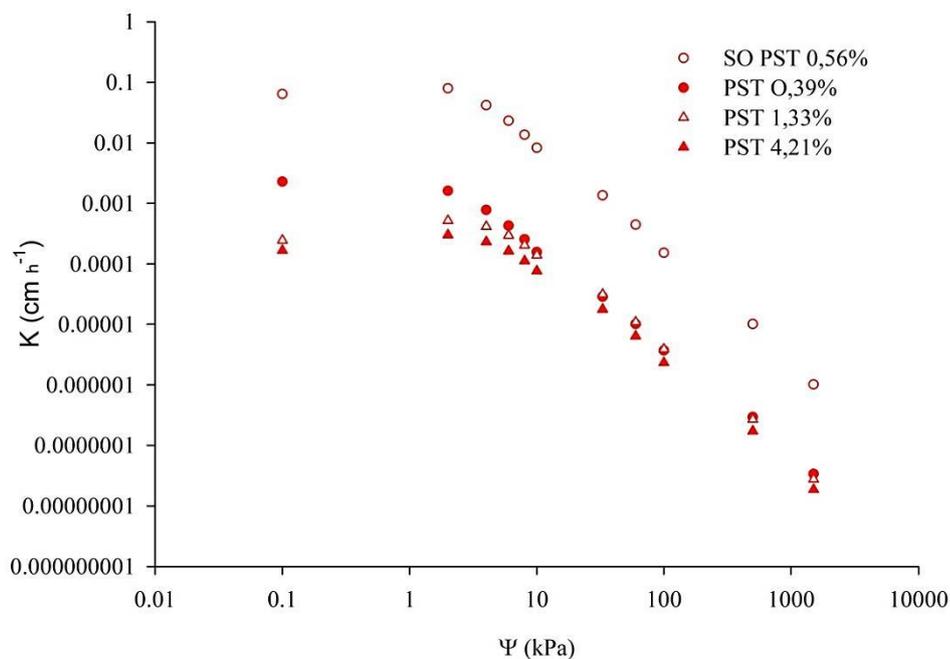


Fonte: Da autora (2017).

Os valores de K podem estar associados ao desarranjo e alteração dos agregados do solo ocasionados pelos aumentos na PST, resultando num colapso dos macroporos, redução no tamanho dos poros, aumento da tortuosidade, obstrução dos poros causados por coloides e dispersão de partículas minerais (GHIBERTO et al., 2007).

Assim, o movimento de água no solo não saturado foi afetado pela elevação da PST, diminuindo a difusividade de água no solo e a condutividade hidráulica, em decorrência dos efeitos de desestruturação do solo pela dispersão de argila e, conseqüentemente, a disponibilidade de água as plantas irrigadas poderão ser afetadas diminuindo a sua produtividade.

Figura 12 – Log da condutividade hidráulica da água no solo versus log do potencial mátrico: água do rio São Francisco.



Fonte: Da autora (2017).

Outro meio de avaliar a capacidade do solo de capturar rapidamente a água é por meio da sortividade. Sortividade é governada por propriedades físicas do solo superficial, como textura, grau de agregação e estabilidade agregada (SHAVER et al., 2013). Os solos originais que não foram colocados em contato com a solução salina contendo sódio, foram os que obtiveram maiores sortividades, ou seja, maiores capacidade de absorver água por capilaridade que os demais, e os tratamentos que receberam sódio tiveram baixa sortividade,

indicando a perda na qualidade da estrutura do solo resultando em prejuízo da infiltração da água.

Tabela 5 – Sortividade do solo.

	Água Deionizada	Água do rio São Francisco
	cm min ^{-1/2}	
SO – PST 0,56%	0,857	1,091
PST 0,39%	0,326	0,218
PST 1,33%	0,229	0,195
PST 4,21%	0,185	0,127

Fonte: Da autora (2017).

4 CONCLUSÃO

O ajuste do modelo proposto aos dados de θ versus λ foi eficiente, descrevendo bem os dados observados.

A difusividade de água no solo e a condutividade hidráulica não saturada decresceram com o aumento da PST e aumentaram expressivamente com a umidade do solo.

A qualidade da água influenciou nos valores de difusividade da água no solo e condutividade hidráulica. Água com baixo valor de condutividade elétrica como a água do rio São Francisco, similar à água deionizada, pode prejudicar o movimento de água no solo da mesma maneira que água com sódio.

DIFFUSIVITY AND HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN A VERTISSOLO WITH DIFFERENT LEVELS OF TRADABLE SODIUM

ABSTRACT

A simple way for estimating soil water diffusivity by visual inspection of the wetting front versus time and adjusting a new empirical function using the method proposed by Bruce and Klute (1956) was researched evaluated. For experimental purposes, different percentages of exchangeable sodium and two sources of water were tested in a vertisoil. The treatments consisted of four values of exchangeable sodium percentages (ESP): original soil, 0.39%, 1.33% and 4.21%, and two water sources with three replicates. Sources of water used were from the São Francisco River and deionized water to simulate rain water. The proposed model to fit θ versus λ data was efficient, obtaining a minimum determination coefficient of 79%, describing well the observed data. Soil water diffusivity and unsaturated hydraulic conductivity decrease with increasing PST and increase significantly with soil moisture. The sources of water used did not cause changes in soil properties revealing that the river water is not different from deionized water. The movement of water in the unsaturated soil was affected by the ESP elevation, due to the effects of soil expansion and clay dispersion.

Keywords: Physical and hydraulic properties of soil. Horizontal infiltration. Dispersion of clay.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA NETO, O. B. et al. Influência da qualidade da água de irrigação na dispersão da argila de Latossolos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, p. 1571-1581, 2009.
- APPOLONI, C. R. et al. Determinação da condutividade e difusividade hidráulica dos solos terra roxa estruturada e Latossolo roxo através da infiltração vertical. **Semina**, Londrina, v. 11, n. 4, p. 145-149, 1990.
- BOLTZMAN, L. Zur integration der diffusionsgleichung bei variablen diffusion koeffizienten. **Annalen der Physik and Chemie**, Amsterdam, v. 289, n. 13, p. 959-964, 1894.
- BRUCE, R. R.; KLUTE, A. The measurement of soil moisture diffusivity. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 20, p. 458-462, 1956.
- CARVALHO, J. C. et al. **Solos não saturados no contexto geotécnico**. 2015. Disponível em: <http://pec.poli.br/sistema/noticias/fotos/Solos_ao_saturados_no_contexto_geotecnico_2015.pdf>. Acesso em: 27 nov. 2017.
- CONCEIÇÃO, B. S. et al. Difusividade e condutividade hidráulica não saturada de substratos. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 18, n. 6, p. 607-614, 2014.
- CUNHA, F. N. et al. Influência da difusividade e condutividade hidráulica na infiltração de água em um Latossolo vermelho sob diferentes sistemas de cultivo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Fortaleza, v. 9, n. 3, p. 102-112, 2015.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.
- EVANGELIDES, C.; ARAMPATZIS, G.; TZIMOPOULOS, C. Estimation of soil moisture profile and diffusivity using simple laboratory procedures. **Soil Science**, Baltimore, v. 175, n. 3, p. 118-127, 2010.
- GARDNER, W. R. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 20, n. 3, p. 317-320, 1956.
- GENUCHTEN, M. van. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-898, Sept./Oct. 1980.
- GHIBERTO, P. J. et al. Hydraulic conductivity of Molisolis irrigated with sodio-bicarbonated waters in Santa Fe (Argentina). **Agricultural water Management**, Amsterdam, v. 88, p. 192-200, 2007.
- HAN, Y. et al. Dynamic study on water diffusivity of soil with super-absorbent polymer application. **Environmental Earth Sciences**, Heidelberg, v. 69, p. 289-296, 2013.

JANDEL SCIENTIFIC. **Table curve:** curve fitting software. Corte Madera, 1991. 280 p.

KANG, M. et al. Diffusivity and Sorptivity of Berea Sandstone Determined using Neutron Radiography . **Vadose Zone Journal**, Austin, v. 12, n. 3, Sept. 2013. Disponível em: <<https://pubs.geoscienceworld.org/vzj/article/91281/diffusivity-and-sorptivity-of-berea-sandstone>>. Acesso em: 10 mar. 2017.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: part 1**. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 687-732.

MCBRIDE, J. F.; HORTON, R. An empirical function to describe measured water distributions from horizontal infiltration experiments. **Water Resource**, New York, v. 21, n. 10, p. 1539-1544, Oct. 1985.

MCNEAL, B. L.; COLEMAN, N. T. Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 30, n. 3, p. 308-312, 1966.

MELO, M.; LOUZADA, E. J. A. Avaliação de diferentes formulações do modelo de condutividade hidráulica de van Genuchten-Mualem. **Irriga**, Botucatu, v. 18, n. 4, p. 730-742, 2013.

PHILIP, J. R. Teory of infiltration. **Advances in Hydrosience**, New York, v. 5, p. 215-290, 1969.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Piracicaba: Manole, 2012.

RUSSO, D.; BRESLER, E. Analysis of the saturated-unsaturated hydraulic conductivity in a mixed Na/Ca soil system. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 41, p. 706-710, 1977a.

RUSSO, D.; BRESLER, E. Effect of mixed Na/Ca solutions on the hydraulic properties of unsaturated soils. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 41, p. 713-717, 1977b.

SANTOS, H. G. dos et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013.

SHAO, M.; HORTON, R. Integral method for estimating soil and hydraulic properties. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 62, n. 3, p. 585-564, Mar./Apr. 1998.

SHAVER, T. M. et al. Soil sorptivity enhancement with crop residue accumulation in semiarid dryland no-till agroecosystems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 192, p. 254-258, 2013.

WHISLER, F. D.; KLUTE, A.; PETERS, B. D. Soil water diffusivity from horizontal infiltration. **Soil Science Society of America**, Fitchburg, v. 32, n. 1, p. 6-11, 1968.