**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Efeito da irrigação com efluente de esgoto tratado nas propriedades físico-
hídricas de um latossolo**

Roberta Alessandra Bruschi Gonçalves Gloaguen

Tese apresentada para obtenção do título de Doutora em
Agronomia. Área de concentração: Irrigação e Drenagem

**Piracicaba
2005**

Roberta Alessandra Bruschi Gonçalves Gloaguen
Engenheira Agrícola

Efeito da irrigação com efluente de esgoto tratado nas propriedades físico-hídricas de um latossolo

Orientador:
Prof. Dr. MARCOS VINÍCIUS FOLEGATTI

Tese apresentada para obtenção do título de Doutora em
Agronomia. Área de concentração: Irrigação e Drenagem

Piracicaba
2005

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP

Gloaguen, Roberta Alessandra Bruschi Gonçalves

Efeito da irrigação com efluente de esgoto tratado nas propriedades físico-hídricas de um latossolo / Roberta Alessandra Bruschi Gonçalves Gloaguen. - - Piracicaba, 2005.

119 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2005.
Bibliografia.

1. Condutividade hidráulica do solo 2. Efluentes 3. Irrigação 4. Latossolo
5. Propriedade física do solo 6. Porosidade do solo I. Título

CDD 631.432

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

Dedico este trabalho ao meu amor, esposo, companheiro de todas as horas, Thomas, pelo apoio, carinho, compreensão e paciência a mim dedicados ao longo destes quatro anos de caminhada.

Ofereço aos meus queridos pais, Roberto e Regina, irmãos, Rodrigo e Renata, sobrinhos, João Pedro e Maria Gabriela, cunhados, Raquel e Saulo pelas palavras de carinho e incentivo em todos os momentos, pela constante presença, ainda que distantes fisicamente.

Cette these est également offerte à ma belle famille, qui m'a toujours soutenue, malgré la distance: mes beaux-parents Marie-Claude et Maurice, ma belle soeur Elizabeth, mon beau frère Arnaud, mon neveu Marius et Mamie Gisele. Je vous adore !

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que tornaram possível a realização deste trabalho:

Ao Prof. Dr. Marcos Vinícius Folegatti, ser humano grandioso, exemplo de vida, pela confiança depositada, amizade e orientação.

Ao Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi, admirável, um agradecimento especial pela amizade e colaboração durante o período do projeto.

Aos Profs. Dr. Sérgio Duarte, Dr. Tarlei Ariel Botrel e Dr. Paulo Leonel Libardi pelas sugestões no exame de qualificação.

Aos Profs. Dr. José Antonio Frizzzone, Dr. Rubens Duarte Coelho, Dr. Sérgio Nascimento Duarte, Dr. Tarlei Botrel e Dr. Klaus Reichardt pela boa convivência e pelos ensinamentos transmitidos.

À Profa. Dra. Célia Regina Montes, um agradecimento especial, pelo apoio irrestrito durante o projeto.

Ao Prof. Dr. Yves Lucas e sua esposa Bernadette pelo acolhimento, amizade e orientação durante o período de estágio no laboratório PROTEE, Universidade du Sud Toulon Var, França.

Ao James e Christian Martino pelo apoio em campo e laboratório e sobretudo pela amizade.

À SABESP - Lins, pela concessão da área experimental e pelo constante suporte técnico;

À Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, pela oportunidade de realização do curso de doutorado;

Ao CNPq, pelo suporte através de concessão de bolsa de estudo de doutorado.

À Capes, pelo auxílio financeiro concedido para o estágio no exterior.

Aos Profs de Viçosa, Marcos Heil Costa, Luis Cláudio Costa, Demetrius David Silva, Fernando Falco Pruski, Antonio Teixeira de Matos, Everardo Chartuni Mantovani, Márcio Mota Ramos e Daniel Marçal de Queiroz, pela excelente convivência no período de 1994 a 2002 e pelos ensinamentos que tornaram possíveis a finalização de mais uma etapa.

Aos colegas e amigos da Esalq e de Piracicaba, Myriam, Ivânio, Monam, Pati, Felipe, Adriana Lúcia, Isabeli, Licinia, Yuri, Amelinha, José Alves (Kumprido), Cláudio Ricardo, Tonny, Edna, René, Pelé, Ariovaldo, Anamaria, Célia Faganello, Vinícius Maia, Ronaldo

(Mineiro), Laís, Edvaldo (Dilão), Célia Surita, Clecy, Paulo (PC), Luizinho Campeche, Miguel Ferreira, Miguel Angelo, Jocelito, Rodrigo (Anão), Rodrigo Camara, Ednaldo Mousinho, Márcio, Marconi, Dani Loures, Raul, Gleiber, Lurdes, S. Alberto Boliani, D. Antônia, Aninha Bruno, Fátima, Yanê, Antonio Clarette, Dr. André Salum, aos amigos do NUPEGEL, Sandra Furlan (em especial, por me acolher em sua sala sempre de bom humor), Beth, Rafael, Uwe, Vânia, Alex Paulus, Tati, Adriel, Clô, Sérgio, Paulo, aos amigos da capoeira, Vandeco, Beluco, Buiú, Lobo, Vilinha, Maurício, Alessandra, meus queridos amigos viçosenses, Sora, Leidy, Cristiano, Raulzinho, Ana Luiza, Juliana, Lú, Tati, Paoloca....., que sempre, de uma forma ou de outra, tornaram minha vida mais completa.

Aos funcionários do Departamento, Davi, S. Hélio, Gilmar, S. Antônio, Oswaldo, S. César (in memoriam), pelo apoio sempre que preciso.

Mais uma vez, agradeço à minha família, à “ma belle famille” e ao Thomas, exemplo de sensatez, honestidade, paciência e amor.

E a todos que não estão aqui citados, mas que contribuíram de alguma forma, meu agradecimento.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	10
REFERÊNCIAS	13
2 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE UM SOLO IRRIGADO COM EFLUENTE DE ESGOTO TRATADO	15
Resumo	15
Abstract.....	16
2.1 Introdução.....	17
2.2 Desenvolvimento	18
2.2.1 Revisão Bibliográfica	18
2.2.2 Material e Métodos.....	23
2.2.3 Resultados e Discussão.....	29
2.3 Conclusões.....	51
Referências	52
3 AVALIAÇÃO DE UM MÉTODO DE LABORATÓRIO (WIND) PARA DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM SOLO IRRIGADO COM EFLUENTE DE ESGOTO TRATADO	57
Resumo	57
Abstract.....	58
3.1 Introdução.....	59
3.2 Desenvolvimento	60

3.2.1 Revisão Bibliográfica	60
3.2.2 Material e Métodos	63
3.2.3 Resultados e Discussão	66
3.3 Conclusões	83
Referências	84
 4 ALTERAÇÕES NA POROSIDADE DE UM SOLO IRRIGADO COM EFLUENTE DE ESGOTO TRATADO	 88
Resumo	88
Abstract	89
4.1 Introdução	90
4.2 Desenvolvimento	91
4.2.1 Revisão Bibliográfica	91
4.2.2 Material e Métodos	95
4.2.3 Resultados e Discussão	98
4.3 Conclusões	115
Referências	115

RESUMO

Efeito da irrigação com efluente de esgoto tratado nas propriedades físico-hídricas de um latossolo

Do ponto de vista agrônômico, a irrigação com efluente tem a grande vantagem de permitir a economia de água e adubos, uma vez que o efluente é naturalmente rico em nutrientes e matéria orgânica; no entanto, é também neste ponto que surgem as preocupações relacionadas ao ambiente. Se mal planejada esta aplicação, o excesso de nutrientes e matéria orgânica pode causar poluição e provocar alterações nas propriedades do solo, tanto químicas quanto físicas e hídricas. Tendo em vista a problemática acima exposta, o presente trabalho teve como objetivo estudar o efeito da irrigação com efluentes de esgoto tratado nas propriedades físicas e hídricas de um latossolo. A área experimental situa-se no município de Lins-SP e é composta de três parcelas: parcela Água (A), parcela Efluente (E) e parcela Testemunha (T), numa vertente imediatamente ao lado das lagoas. Todo o estudo foi realizado em 8 profundidades, até 1,875m. Determinou-se, em campo, através do método do perfil instantâneo, a condutividade hidráulica do solo em meio não saturado, $K(\theta)$; da mesma forma, determinou-se em laboratório através do método da carga decrescente, a condutividade hidráulica do solo saturado, K_{sat} . Avaliou-se também $K(\theta)$ em laboratório pelo sistema Wind (baseado na evaporação), comparando-o ao método do perfil instantâneo (baseado na drenagem). Analisou-se a porosidade do solo, através da distribuição do diâmetro dos poros obtida a partir das curvas de retenção de água. Os resultados mostraram que houve alterações da condutividade hidráulica do solo em ambas as parcelas irrigadas, com água e com efluente, em relação à parcela tomada como referência. Isto demonstra que, não só o efluente, mas também a irrigação convencional deve ser planejada com precauções na região em estudo, uma vez que a própria água de abastecimento utilizada é rica em sódio. As parcelas irrigadas apresentaram diminuição significativa de $K(\theta)$ em relação à parcela Testemunha nas umidades elevadas; por outro lado, o $K(\theta)$ aumentou nas parcelas irrigadas nas umidades baixas, o que sugere uma mudança na estrutura e na porosidade do solo. Em relação à K_{sat} , identificou-se um decréscimo nas parcelas irrigadas em relação à Testemunha ao longo de todo o perfil de solo. O sistema de laboratório Wind, mostrou-se mais adaptado a solos irrigados com águas sódicas do que o método do perfil instantâneo. A irrigação com efluente e com água (águas sódicas) levou à diminuição da microporosidade, isto é, a classe de poros de diâmetro entre 0,2 μm e 50 μm . Por outro lado o aumento significativo da criptoporosidade ($<0,2 \mu\text{m}$) foi identificado em todo o perfil de solo estudado. Houve correlações significativas entre os volumes de microporos e criptoporos, a porcentagem de argila dispersa em água e o Na^+ , o que resultou da ocorrência dos processos de dispersão e expansão dos agregados.

Palavras-chave: Efluente; Irrigação; Condutividade hidráulica; Porosidade.

ABSTRACT

Effects of treated sewage effluent on physical and hydraulic properties of an oxisol

From the agronomic point of view, irrigation using treated sewage effluent has a great advantage in saving water and fertilizers, once effluent is naturally rich in nutrients and organic matter. However, some concerns related to the environment are raised regarding this aspect. The excess of nutrients and organic matter can cause pollution and provoke changes in the soil chemical, physical and hydraulic properties, in case this application is not well planned. The present work aimed to study the effect of irrigation using sewage treated effluent on the physical and hydraulic properties of an Oxisol. The experimental area is located in Lins-SP, and it is composed of three plots: Water plot, Effluent plot and Control plot located on a slope beside the ponds. All the study was carried out in 8 depths up to 1,875 m. The unsaturated soil hydraulic conductivity $K(\theta)$ was determined under field conditions using the instantaneous profile method. Similarly, saturated soil hydraulic conductivity, K_{sat} , was determined by using the falling head method. $K(\theta)$ was also evaluated, under laboratory conditions, by using the Wind system (based on evaporation), which was compared afterwards to the instantaneous profile method (based on drainage). The soil porosity was analyzed by means of the pores diameter distribution obtained from the water retention curve. The results showed that there were changes in the soil hydraulic conductivity in both plots irrigated with water and effluent, in relation to the reference one. This fact demonstrates that not only the irrigation with effluent, but also the conventional one must be managed with precautions in the studied area, once the water supplied to the city is rich in sodium. The irrigated plots presented a significant decrease in $K(\theta)$ in relation to the Control plot with higher water contents. On the other hand, $K(\theta)$ increased in the irrigated plots with lower water content, suggesting a change in the soil porosity. In relation to K_{sat} , a decrease in the irrigated plots in relation to the Control was identified along the whole soil profile. The Wind system showed to be more adapted to soils irrigated with sodium-rich water when compared to the instantaneous profile method. The irrigation with effluent and with water (sodium-rich waters) induced a decrease in the microporosity, that is, the pores class with diameter comprising between 0,2 μm and 50 μm . On the other hand, a significant increase in criptoporosity ($<0,2 \mu\text{m}$) was identified in the whole soil profile. Significant correlations among micropores and criptopores volumes, water clay dispersion, and Na^+ , which resulted from the aggregates dispersion and expansion processes.

Keywords: Effluent; Irrigation; Hydraulic conductivity; Porosity.

1 INTRODUÇÃO

Os produtos finais do tratamento de esgoto, mediante emprego de lagoas de estabilização são o lodo de esgoto e o efluente. As lagoas de estabilização são responsáveis pelo tratamento biológico primário e às vezes secundário que eliminem os principais agentes patógenos do esgoto, evitando assim a transmissão de doenças e reduzindo a carga elevada em matéria orgânica particulada (ANGELAKIS et al., 1999). No entanto, a eficiência de tais tratamentos é limitada com relação ao excesso de certas espécies químicas tais como os nutrientes (Nitrogênio e Fósforo, em suas formas disponíveis), os sais (principalmente NaCl), a matéria orgânica dissolvida e os potenciais poluentes metálicos, cuja concentração é muito variável dependendo da origem do próprio esgoto (Al SALEM, 1999).

O lançamento de tal efluente nos rios, como é feito na maioria dos casos, provoca desequilíbrio nutricional, podendo chegar à eutrofização das águas e à conseqüente morte de parte da fauna e flora aquática. Portanto, a pressão para evitar a disposição de efluentes ricos em nutrientes dentro dos corpos d'água ou oceanos contribuiu para a rápida expansão do seu reuso na irrigação. O solo tem se constituído como um meio alternativo para disposição de resíduos (CAMERON; DI; McLAREN, 1997), e efluentes de esgoto (BOND, 1998). O tratamento terciário de efluentes no solo baseia-se no princípio de que o solo atua como um sistema filtrante, retendo ou eliminando os nutrientes, os poluentes e organismos patogênicos (BOWER; CHANEY, 1974).

Além da contaminação do meio, efluentes originários de esgotos domésticos, se aplicados no solo de modo aleatório, podem provocar alterações em suas propriedades físico-hídricas, dentre elas a condutividade hidráulica, porosidade total, distribuição da porosidade, responsáveis pelo movimento da água no solo. A porosidade é a fração volumétrica do solo representada pelos poros do solo, local onde circulam a solução (água e nutrientes) e o ar, sendo, portanto, o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos do ar e da solução no solo. A distribuição do diâmetro dos poros condiciona o seu comportamento físico-hídrico.

Desta forma, uma das soluções para evitar problemas que envolvem este tipo de irrigação, é o estudo das propriedades físicas e hídricas no perfil do solo. De acordo com Choudhury e Millar (1983), o conhecimento de suas características hidrodinâmicas auxilia no entendimento de grande número de processos físicos, químicos e biológicos de importância para a agricultura.

Os efeitos da aplicação de efluentes sobre a condutividade hidráulica do solo ainda não estão claramente entendidos, no entanto, a maioria dos estudos tem mostrado decréscimo na condutividade (THOMAS; SCWATZ; BENEDIXEN, 1966; LANCE; RICE; GILBERT, 1980; CLANTON; SLACK, 1987; COOK; KELLIHER; McMAHON, 1994; BALKS; BOND; SMITH, 1997), bem como alterações de outras propriedades hídricas tais como infiltração, drenagem e capacidade de retenção da água (COOK; KELLIHER; McMAHON, 1994; JNAD et al., 2001).

O decréscimo na condutividade hidráulica do solo pode resultar em graves problemas como alagamentos ou escoamento superficial. Superfícies alagadas aumentam o fluxo preferencial de contaminantes através do solo, e o aumento no runoff pode provocar erosão e contaminação das águas de superfície (VINTEN; MINELGRIN; YARON, 1983). Existem métodos, de campo e de laboratório para a determinação da condutividade hidráulica. Em campo, sob condições de drenagem, o método do perfil instantâneo (WATSON, 1966) é bastante utilizado. Em laboratório, Wind (1968) desenvolveu um método simples para determinar as propriedades hidráulicas de amostras de solo com estrutura não deformada, sob condições de evaporação.

Dentro deste contexto, originou-se o presente trabalho, que teve por objetivo verificar os efeitos da irrigação com efluentes nas propriedades físicas e hídricas de um latossolo. Determinou-se a condutividade hidráulica do solo em meio saturado e não saturado, avaliando-se metodologias para sua determinação nesta condição de irrigação com efluentes. Estudou-se a porosidade do solo através da distribuição dos tamanhos dos poros e suas correlações com elementos químicos. O trabalho foi conduzido em Lins – SP, numa vertente ao lado das lagoas de estabilização, responsáveis pelo tratamento do efluente utilizado (Figura 1).

Figura 1 – Localização da área experimental, Lins (SP)

REFERÊNCIAS

- AL SALEM, S.A. Environmental considerations for wastewater reuse in agriculture. **Water Science Technology**, Londres, v.33, n.10/11, p. 345-353, 1996.
- ANGELAKIS, A.N.; MONTE, H.F.M.; BONToux, L.; ASANO, L. The status of wastewater reuse practice in the mediterranean basin: need for guidelines. **Water Resources**, Washington, v. 33, n. 10, p. 2201-2217, 1999.
- BALKS, M.R.; McLAY, C.D.A.; HARFOOT, C.G. Determination of the progression in soil microbial response, and changes in soil permeability, following application of meat processing effluent to soil. **Applied Soil Ecology**, Amsterdam, v. 6, 109-16, 1997.
- BOND, W.J. Effluent irrigation – an environmental challenge for soil science. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.36, p.543-555, 1998.
- BOUWER, H.; CHANEY, R.L. Land treatment of wastewater. **Advances in Agronomy**, San Diego, v.26, p.133-176, 1974.
- CAMERON, K.C.; DI, H.J.; McLAREN, R.G. Is soil an appropriate dumping ground for our wastes? **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.35, p.995-1035, 1997.
- CHOUDHURY, E.N.; MILLAR, A.A. Retenção e movimento de água em latossolo vermelho-amarelo irrigado de Petrolina (PE). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 7, p. 21-26, 1983.
- CLANTON, C. J.; SLACK, D.C. Hydraulic properties of soils as affected by surface application of wastewater. **Transactions of American Society of Agricultural Engineering**, Madison, v. 30, n.3, p. 683-687, 1987.
- COOK, F.J.; KELLIHER, F.M.; McMAHON, S.D. Changes in infiltration during wastewater irrigation of a highly permeable soil. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 23, p. 476-482, 1994.
- JNAD, I.; LESIKAR, B.; KENIMER, A.; SABBAGH, G. Subsurface drip dispersal of residential effluent: II. Soil hydraulic characteristics. **Transactions of the ASAE**, Saint-Joseph, v.44, n. 5, p. 1159-1165, 2001.
- LANCE, J.C.; RICE, R.C.; GILBERT, R.G. Renovation of wastewater by soil columns flooded with primary effluent. **Journal of Water Pollution Control Federation**, Washington, v. 52, p. 381-388, 1980.
- THOMAS, R.E.; SCWATZ, W.A.; BENEDIXEN, T.W. Soil chemical changes and infiltration rate reduction under sewerage spreading. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 30, p. 641-646, 1966.

VINTEN, A.J.A.; MINELGRIN, U.; YARON, B. The effect of suspended solids in wastewater on soil hydraulic conductivity: II. Vertical distribution of suspended solids. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, p. 408-412, 1983.

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

WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P.E.; WASSINK, A. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**. Gentbrugge: Int. Assoc. Scientific Hydrology, v.1, p. 181-191, 1968.

2 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE UM SOLO IRRIGADO COM EFLUENTE DE ESGOTO TRATADO

Resumo

Embora a disposição de efluentes no solo resolva o problema imediato da contaminação dos corpos d'água, podem surgir outros problemas se não houver planejamento. Dentre as preocupações, estão as contaminações e alterações de propriedades químicas e físico-hídricas do solo, dentre elas a condutividade hidráulica. Sendo assim, objetivou-se neste capítulo determinar a condutividade hidráulica num Latossolo irrigado com efluente de esgoto doméstico (parcela Efluente) e com água de abastecimento (parcela Água), durante 24 meses, comparando com o solo em condições naturais, parcela Testemunha. Determinou-se a condutividade hidráulica do solo não saturado, $K(\theta)$, em campo, pelo método do perfil instantâneo em 8 profundidades. Em laboratório, determinou-se a condutividade hidráulica em meio saturado, K_{sat} . Os resultados demonstraram que houve alterações da condutividade hidráulica do solo em ambas as parcelas irrigadas, com água e com efluente, em relação à parcela tomada como referência. As parcelas irrigadas apresentaram diminuição significativa de $K(\theta)$ em relação à parcela Testemunha para os conteúdos de água elevados; por outro lado, a função $K(\theta)$ aumentou nas parcelas irrigadas nos baixos conteúdos de água, o que sugere mudanças na estrutura e na porosidade do solo. Em relação à K_{sat} , observou-se diminuição significativa nas parcelas Água e Efluente em relação à parcela Testemunha.

Palavras-chave: Condutividade hidráulica; Efluente; Sódio

HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN A SOIL IRRIGATED WITH TREATED SEWAGE EFFLUENT

Abstract

Effluents disposal in soil solves the immediate problem of water bodies contamination by direct discharge in rivers, but other problems can appear if no management is envisaged. Among the actual concerns about effluent reuse in agriculture, alterations of soil physical properties, particularly hydraulic conductivity, is of the most critical. This paper aimed to determine the hydraulic conductivity in a Latossolo irrigated with domestic sewage effluent (Effluent treatment) and with potable water (Water treatment), during 24 months, comparing with soil in natural conditions (Control treatment). The unsaturated soil hydraulic conductivity K was measured in the experimental area using the instantaneous profile method at 8 depths. The determination of the saturated hydraulic conductivity K_{sat} was carried out laboratory using the falling head method. The results demonstrated soil hydraulic conductivity alterations in both irrigated areas compared to the control area. Irrigation with potable water shows the same amplitude of $K(\theta)$ than irrigation with effluent, due to high Na content in both the irrigation waters. The irrigated areas presented significant decrease of $K(\theta)$ for high water contents related to the Control treatment; a significant decrease of K_{sat} also was observed in irrigated treatments. On the other hand, $K(\theta)$ increased in irrigated treatment at low water contents, what suggests soil structure and macro- and microporosity changes.

Keywords: Conductivity hydraulic; Effluent; Sodium.

2.1 Introdução

A condutividade hidráulica do solo foi definida, empiricamente, por Henry Darcy em 1856, identificando-a como a constante de proporcionalidade, K , que aparecia nas relações matemáticas resultantes de seus experimentos de infiltração vertical em colunas de areia, completamente saturadas, para a filtragem e purificação de água para abastecimento urbano da cidade de Dijon na França. Atualmente é um dos principais parâmetros utilizados para estudos agrícolas e ambientais que envolvem o fluxo de água no solo, tais como, planejamento de sistemas de irrigação e drenagem, rebaixamento de lençol freático, movimento de água no perfil do solo, nutrição de plantas, controle de erosão e poluição da água (JONES; WAGENET, 1984; JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999).

Com relação aos meios porosos não saturados, a primeira modificação da equação de Darcy foi feita, em 1907, por Buckingham, que considerou a condutividade hidráulica como uma função da área do espaço poroso do solo não ocupado por ar, revelando-a dependente, portanto, do conteúdo de água no meio.

Entre as propriedades que influenciam a condutividade de um solo para uma dada solução aquosa, estão a textura, a densidade e a estrutura do solo, a composição da solução aquosa, o complexo de troca iônico, a expansibilidade, a atividade microbiana e a possível presença de ar que possa bloquear a passagem da solução (HILLEL, 1970). Estas propriedades, relacionadas à solução e ao meio poroso, são susceptíveis de serem modificadas durante a aplicação de efluentes, notadamente em solos tropicais, uma vez que os efeitos do sódio (Na^+), geralmente presente em grande concentração nos efluentes domésticos, parecem ser mais acentuados em solo ácido de baixa CTC (capacidade de troca de cátions) (MARTIN; RICHARDS; PRATT, 1964).

Os efeitos da aplicação de efluentes sobre a condutividade hidráulica do solo não saturado, $K(\theta)$, e saturado, K_{sat} , ainda não estão claramente entendidos, mas é claro que a mudança do sistema poroso durante a irrigação é o fator preponderante das perturbações na taxa de infiltração, na condutividade hidráulica e na hidrodinâmica de uma maneira geral (MAGESAN et al. 1999; HALLIWELL; BARLOW; NASH, 2001).

Mathan (1994) relatou aumento na condutividade hidráulica do solo após aplicação de efluente de esgotos domésticos; no entanto, a maioria dos outros estudos tem mostrado decréscimo na condutividade (THOMAS; SCWATZ; BENEDIXEN, 1966; LANCE; RICE;

GILBERT, 1980; CLANTON; SLACK, 1987; COOK; KELLIHER; McMAHON, 1994; BALKS; BOND; SMITH, 1998; MAGESAN et al. 1999; HALLIWELL; BARLOW; NASH, 2001). O decréscimo na condutividade hidráulica do solo pode resultar em alagamentos e escoamento superficial. Superfícies alagadas aumentam o fluxo preferencial de contaminantes através do solo e o aumento do escoamento superficial pode provocar erosão do solo e contaminação das águas de superfície (VINTEN; MINELGRIN; YARON, 1983).

A maioria das avaliações sobre os efeitos da sodicidade nas propriedades físicas e hídricas do solo são baseadas em resultados obtidos em laboratório, com solo seco remanejado em colunas, saturado com soluções salinas (CHAUDHARI; SOMAWANSHI, 2004; FRENKEL; GOERTZEN; RHOADES, 1978; MELO et al., 1988; SCOTTER, 1985; SHAINBERG et al., 2001). Nessas condições o solo é muito susceptível aos efeitos da salinidade e sodicidade (McINTYRE, 1979; SHAINBERG; LETEY, 1984; LEVY; SHAINBERG; MILLER, 1998). Outros problemas encontrados estão relacionados à distância com a realidade no campo: dimensões da amostra, condições de saturação, quebra da estrutura do solo, perda dos limites dos horizontes, etc. (CASS; SUMNER, 1982a, 1982b, SHAW; COUGHLAN; BELL, 1998).

Com base no exposto acima e considerando-se as questões de sustentabilidade ambiental na qual está inserido o reuso de efluentes na agricultura, tais como o entendimento e a resolução de problemas relacionados à contaminação e alteração de propriedades do solo, foi objetivo deste capítulo a determinação da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo da água após 24 meses de irrigação.

2.2 Desenvolvimento

2.2.1 Revisão Bibliográfica

2.2.1.1 Diferenças entre irrigação com água de abastecimento e efluente

O uso do efluente de esgoto tratado como fonte de água para irrigação pode diferir da água convencional, segundo Bouwer e Chaney (1974) e Feigin et al. (1991), em alguns aspectos básicos: (i) Os efluentes apresentam uma variedade de compostos orgânicos naturais e sintéticos, geralmente não identificados individualmente. Normalmente são materiais orgânicos

biodegradáveis, expressos em índices DBO (Demanda Bioquímica de Oxigênio) e DQO (Demanda Química de Oxigênio); (ii) Os efluentes contêm diferentes teores de macronutrientes, especialmente N e P. O nitrogênio ocorre sob as seguintes formas: N-orgânico, N-NH_4^+ , N-NO_3^- e N-NO_2^- . A maior parte do N nos efluentes municipais encontra-se na forma reduzida, principalmente N-NH_4^+ ; (iii) Elementos essenciais ou não às plantas podem estar presentes nos efluentes, principalmente nas águas residuárias industriais. Eles são determinados pelas propriedades químicas do esgoto bruto, da origem dos efluentes e do método de tratamento utilizado. Esses elementos são universalmente encontrados na água, mas em concentrações desprezíveis. Além disso, certos metais pesados podem ocorrer em águas residuárias que recebam também contribuição industrial; (iv) Microorganismos patogênicos (bactérias e vírus) estão presentes nas águas residuárias, embora suas concentrações nos efluentes possam ser sensivelmente reduzidas durante o processo normal de tratamento.

Efluentes originários de esgotos domésticos, ainda que tenham sido tratados, se aplicados no solo de modo aleatório, podem, não só contaminar o meio, como também provocar alterações nas propriedades do solo, dentre elas as físico-hídricas, responsáveis pelo movimento da água no solo.

2.2.1.2 Alterações nas propriedades hidrodinâmicas de solos irrigados com efluentes

O movimento de água no perfil do solo é de fundamental importância para a resolução de problemas relacionados à agricultura e ao ambiente, tais como, irrigação, drenagem, armazenamento e transporte de água e nutrientes, controle da infiltração e escoamento superficial. Para o entendimento e descrição desses e de outros processos, as propriedades que governam o movimento da água no solo devem ser bem quantificadas e dentre essas, a condutividade hidráulica (K) constitui-se uma das mais importantes.

A equação geral que descreve o movimento de água nos solos é dada por: $\vec{q} = -K(\theta)\vec{\text{grad}}\Phi_t$, sendo $\vec{q}$ o vetor densidade de fluxo, $K(\theta)$ a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água volumétrico (θ) e $\vec{\text{grad}}\phi_t$ o vetor gradiente de potencial total (RICHARDS, 1928). O produto dos fatores, condutividade hidráulica e gradiente de potencial total é que determina, portanto, o fluxo de água no solo, e a maior dificuldade na quantificação do

fluxo de água reside na determinação da condutividade hidráulica como ressaltam Pauletto et al. (1998) e Reichardt (1990).

Para um dado solo, a condutividade é tanto maior quanto maior seu conteúdo de água (θ). O valor máximo de K ocorre quando o solo se encontra saturado ($\theta = \theta_s$), e é denominado de condutividade hidráulica do meio saturado, K_{sat} .

A condutividade hidráulica é mais dependente da estrutura do que da textura do solo; além disso, depende em grande parte da forma e da continuidade do sistema poroso, variando fortemente de um local para outro e apresentando valores extremos em determinados locais. Ao se aumentar o grau de agregação de um solo, a distribuição dos valores dessa condutividade hidráulica torna-se cada vez menos variável (CARVALHO, 2002). O efeito da estrutura torna possível que um solo argiloso possa exibir valores de K_{sat} similares ou até superiores aos de solos arenosos (JARVIS; MESSING, 1995).

As propriedades que influenciam a condutividade hidráulica do solo são muitos variáveis: físicas (textura, estrutura, densidade), químicas (composição da solução aquosa do solo, complexo de troca iônico), bioquímicas (atividade microbiana) ou mecânicas (entupimento de poros, presença de ar que bloqueia a passagem da solução) (HILLEL, 1970). Estas propriedades hidráulicas do solo, relacionadas ao meio poroso, são susceptíveis de serem modificadas durante a aplicação de efluentes, notadamente em solos tropicais, uma vez que os efeitos do Na parecem ser mais acentuados em solo ácido de baixa CTC (capacidade de troca de cátions) (MARTIN; RICHARDS; PRATT, 1964).

Os efeitos da aplicação de efluentes sobre a condutividade hidráulica do solo ainda não estão claramente entendidos. Mathan (1994) relatou aumento na condutividade hidráulica do solo após aplicação de efluente de esgotos domésticos; a maioria dos outros estudos tem mostrado decréscimo na condutividade (THOMAS; SCWATZ; BENEDIXEN, 1966; LANCE; RICE; GILBERT, 1980; CLANTON; SLACK, 1987; COOK; KELLIHER; McMAHON, 1994; BALKS; BOND; SMITH, 1997). Alterações de outras propriedades hídricas tais como infiltração, drenagem e capacidade de retenção da água também já foram mencionadas (COOK; KELLIHER; McMAHON, 1994; JNAD et al., 2001). O decréscimo na condutividade hidráulica do solo pode resultar em graves problemas como alagamentos ou escoamento superficial. Superfícies alagadas aumentam o fluxo preferencial de contaminantes através do solo, e o

aumento no runoff pode provocar erosão e contaminação das águas de superfície (VINTEN; MINELGRIN; YARON, 1983).

De uma maneira geral, os mecanismos de redução da condutividade hidráulica já conhecidos são os seguintes: (i) acúmulo de sólidos suspensos na superfície do solo (De VRIES, 1972; SIEGRIST, 1987); (ii) bloqueio dos espaços intercelulares por materiais suspensos como argila coloidal e fragmentos de células de algas (BEREND, 1967; BOWER; CHANEY, 1974); (iii) formação de bolhas de ar (RICE, 1974); (iv) formação de filme biológico ou crosta (KRISTIANSEN, 1981; BALKS; McLAY; HARFOOT, 1997); (v) entupimento biológico incluindo material polimérico extracelular microbiano como os polissacarídeos (THOMAS; SCWATZ; BENEDIXEN, 1966; McAULIFFE et al., 1982; KAWANISHI et al. 1990; TAYLOR; JAFFE, 1990); (vi) colapso da estrutura do solo devido a degradação da matéria orgânica (NEVO; MITCHEL, 1967; VANDEVIVERE; BAVEYE, 1992; LIEFFERING; McLAY, 1996); e, (vii) colapso da estrutura do solo devido a dispersão das argilas provocada pelos íons sódio (FRENKEL; GOERTZEN; RHOADES, 1978; SO; AYLMORE, 1993; BALKS; BOND; SMITH, 1998).

Especificamente no caso de irrigação com efluentes, já foram observadas alterações das características hidráulicas pelo crescimento de microrganismos nos poros do solo (LOEHR et al., 1979). Observou-se grande aumento na biomassa microbiana nos tratamentos de efluente com alto conteúdo de carbono (C), e alta relação C:N (carbono:nitrogênio). Segundo MAGESAN et al. (2000), o fator preponderante das alterações microbianas num solo irrigado com efluente é a relação C:N deste efluente. Com C:N baixo, ocorreria alta mineralização de N e pouca assimilação de C, o que traria como consequência um grande conteúdo de N mineral e pouco C extracelular. Com isso, não haveria bloqueio dos poros, tampouco alterações na infiltração da água. Ao contrário, uma relação C:N elevada causaria pouca mineralização de N mas muita assimilação de C, resultando em grande conteúdo de C extracelular e, em consequência, bloqueio dos poros e redução da infiltração. Nesta situação, o bloqueio dos poros do solo, atribuído à formação de um filme bacteriano e ao C em excesso, contribuiria para a redução da condutividade hidráulica.

Os autores não detectaram mudanças significativas na condutividade hidráulica, carboidrato ou características microbianas depois da aplicação de 5 anos de efluente de tratamento terciário (MAGESAN et al., 2000; SCHIPPER et al., 1996).

O efeito mais significativo do efluente na redução na condutividade hidráulica vem certamente do excesso de sódio, responsável pela modificação na distribuição do tamanho dos poros devido à expansão e dispersão das partículas de argila. Este último processo pode ser resultado de valores elevados de Razão de Adsorção de Sódio (RAS) combinado com a presença de substâncias húmicas oriundas do efluente (TARCHITZKY et al. 1999). Ocorre que os valores de RAS (equação 1) do efluente são geralmente elevados se comparados aos valores da água potável, e, como resultado, a Porcentagem de Sódio Trocável (PST) dos solos irrigados com efluentes aumenta.

$$\text{RAS} = [\text{Na}^+] / ([\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}])^{1/2} \quad (1)$$

onde,

$[\text{X}]$ = concentração da espécie iônica X em mmol.L^{-1}

A expansão e dispersão das argilas mudam a geometria dos poros e, portanto, afetam a condutividade hidráulica (SHAINBERG; LETEY, 1984). A dispersão tipicamente reduz a infiltração e a drenagem pelo bloqueio dos poros com partículas finas de argila (SO; AYLMORE, 1993). Essa diminuição da infiltração na superfície do solo pela dispersão é largamente irreversível, devido a desproporcional quebra da estrutura da argila nesta zona (SUMNER, 1993). A remoção de sódio pelas culturas é desprezível comparado às quantidades que são tipicamente adicionadas pela irrigação com efluente (RENGASAMY; OLSSON, 1993).

Cook et al. (1994) relataram diminuição de 50% na taxa de infiltração em Whakarewarewa depois de 32 meses de irrigação com o mesmo efluente medindo a condutividade hidráulica na condição saturada de um grande bloco de solo “in situ”. Este método mede a condutividade hidráulica sob condições alagadas. Os autores mediram a condutividade hidráulica sob condições não saturada a -40KPa em colunas pequenas. O decréscimo na condutividade hidráulica foi explicado pelo decréscimo dos poros superiores à 0,750 mm. Nestes solos das localidades de Whakarewarewa e Waitarere, que possuem livre drenagem, alagamento e fluxo em condições saturadas são eventos raros.

Segundo Bagarello et al. (2005), nos últimos 50 anos, diversos estudos foram realizados sobre o efeito do sódio na condutividade hidráulica do solo. Entretanto, a maioria das avaliações

dos efeitos de sodicidade nas propriedades físicas e hídricas do solo é baseada em resultados obtidos em laboratório, com solo seco remanejado em colunas (CHAUDHARI; SOMAWANSHI, 2004; FRENKEL; GOERTZEN; RHOADES, 1978; MELO; COELHO; FERREIRA, 1988; SCOTTER, 1985; SHAINBERG et al., 2001), ou com amostras indeformadas (BAGARELLO et al., 2005), saturadas com soluções salinas. Nessas condições o solo é muito susceptível aos efeitos da salinidade e da sodicidade, evidenciando geralmente o pior cenário (McINTYRE, 1979; SHAINBERG; LETEY, 1984; LEVY; SHAINBERG; MILLER, 1998). Além disso, essas condições não prevalecem no campo, aonde, dificilmente ocorre saturação do solo, e sua estrutura que geralmente determina a amplitude da $K(\theta)$ e a sua resposta em condições salinas (CASS; SUMNER, 1982a, 1982b, SHAW; COUGHLAN; BELL, 1998).

Quando se fala de irrigação com efluente de esgoto, os trabalhos realizados sobre as mudanças das propriedades hidrodinâmicas de solos são, na maioria dos casos, focalizados no estudo da K_{sat} , em laboratório com colunas de solo (MAGESAN et al., 1999; MEENNER; McLAY; LEE, 2001; TARCHITZKY et al., 1999), com amostras indeformadas (MAGESAN et al., 2000; JNAD et al., 2001) ou in situ (BALKS; BOND; SMITH, 1998; MEENNER; McLAY; LEE, 2001). Alguns pesquisadores já avaliaram as alterações da condutividade hidráulica do solo não saturado no campo, mas sempre se limitaram à determinação de $K(\theta)$ com apenas alguns valores de potenciais mátricos (MAGESAN et al., 1999 ($h=-0,04$ m), MEENNER; McLAY; LEE, 2001 ($h=-0,12$; $-0,04$; $-0,01$ m)).

Neste sentido, estudos completos sobre condutividade hidráulica sob condições não saturadas in situ parecem necessários para avaliar o real comportamento da água em solo irrigado com efluente uma vez que nos dias atuais, com a importância cada vez maior do cuidado com a questão da água, faltam estudos de larga escala em situação real em que se possa ter uma previsão coerente dos riscos do reuso.

2.2.2 Material e Métodos

Os trabalhos de campo foram conduzidos no município de Lins (49°50'W e 22°21'S), situado a 600 km da cidade de São Paulo. O clima da região é caracterizado como mesotérmico de inverno seco, segundo a classificação de Koppen. A temperatura média varia entre 18°C e 22° C e a precipitação anual entre 1100 e 1300 mm. A área experimental está situada próximo a

um sistema de lagoas de estabilização operado pela Sociedade de Saneamento Básico do Estado de São Paulo - SABESP. A totalidade do esgoto gerado pelo município, que possui cerca de 67.000 habitantes, é tratado por esta Estação de Tratamento de Esgoto (ETE), que é composta por 6 lagoas, sendo 3 anaeróbias (tratamento primário) e 3 facultativas (tratamento secundário) com capacidade de 55.522 m³ e 23.227 m³, respectivamente. O primeiro conjunto de lagoas (construída em cota mais elevada) fornece o efluente que é aplicado nas culturas através de um sistema de irrigação por gotejamento. O efluente gerado pelos outros dois conjuntos ainda é lançado no córrego.

O solo da área é classificado como latossolo vermelho distrófico típico. Na tabela 1, estão apresentadas as porcentagens de areia, silte e argila, nas oito camadas estudadas, onde se observa o aumento de argila com a profundidade.

Tabela 1 – Distribuição granulométrica do solo em estudo

Prof. (m)	Areia grossa	Areia fina	Areia muito fina	Areia total	Silte	Argila
	%					
0,125	2,24	47,38	18,87	68,27	19,04	12,70
0,375	2,17	50,34	23,70	78,21	9,07	14,73
0,625	1,88	45,28	22,10	69,24	10,18	20,8
0,875	1,45	45,15	23,32	69,92	9,53	20,56
1,125	1,38	44,45	23,49	69,32	10,28	20,41
1,375	1,87	45,89	22,34	70,10	9,95	19,96
1,875	1,95	45,58	22,87	70,40	9,99	19,82

Para avaliar o efeito da aplicação de efluente sobre as propriedades físicas e hídricas do solo, três parcelas foram selecionadas, parcela Testemunha (T), parcela Efluente (E) e parcela Água (A). A primeira (parcela T), apenas com grama, não sofreu quaisquer tipos de cultivo e irrigação. Suas propriedades físicas e hídricas foram consideradas como referência para comparação com as outras duas parcelas, que foram cultivadas com milho e girassol alternadamente durante 2 anos (4 ciclos), sendo uma delas irrigada com efluente (parcela E) e a outra com água de abastecimento (parcela A). O sistema de irrigação utilizado foi gotejamento e as lâminas aplicadas estão apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2 - Lâmina total irrigada ($L_{\text{total ciclo}}$), lâmina média diária ($L_{\text{média diária}}$) e lâmina de chuva (L_{chuva}), em mm, aplicadas durante os ciclos de culturas, nos anos de 2002 e 2003

Parcelas	2002					
	Milho			Girassol		
	L_{total}	$L_{\text{diária}}$	L_{precip}	L_{total}	$L_{\text{diária}}$	L_{precip}
	Mm					
A	585	8	95	371	4	80
E	585	8	95	371	4	80
T	0	0	95	0	0	80

Parcelas	2003					
	Milho			Girassol		
	L_{total}	$L_{\text{diária}}$	L_{precip}	L_{total}	$L_{\text{diária}}$	L_{precip}
	Mm					
A	603	5,6	180	245	3	353
E	638	5,9	180	261	3,2	353
T	0	0	180	0	0	353

Foram realizados três experimentos de determinação das funções $K(\theta)$, sendo um em cada uma das três parcelas. Aplicou-se o método do perfil instantâneo em campo (WATSON, 1966). Utilizou-se uma estrutura de chapa galvanizada, 1,20 m de altura e 2,5 m de raio, introduzida no solo até 1,0 m de profundidade a fim de evitar qualquer fluxo lateral de água. A área destinada ao experimento foi preparada de forma a ficar plana e livre de vegetação previamente à instalação dos equipamentos. Os tensiômetros foram instalados de 12,5 cm a 187,5 cm, a cada 25 cm (8 profundidades, 3 repetições). Foram coletadas amostras de solo indeformadas em cada profundidade (3 repetições) para determinação das curvas de retenção da água no solo em laboratório, as quais foram ajustadas à equação 2 (Van Genuchten, 1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m} \quad (2)$$

sendo,

θ – conteúdo de água volumétrico ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

θ_r - conteúdo de água volumétrico residual ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

θ_s - conteúdo de água volumétrico saturação ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

h - potencial mátrico (m.c.a.);

α , m , n – parâmetros empíricos da equação.

Os valores de conteúdo de água foram obtidos a partir destas curvas e das leituras dos tensiômetros. A saturação do perfil do solo foi iniciada colocando-se água de abastecimento nas parcelas a partir de caminhões pipa. Terminada essa operação (potencial mátrico, $\psi_m=0$), as parcelas foram cobertas com uma capa plástica para evitar evaporação e com capim seco para diminuir o aquecimento (Figura 1a). Este foi considerado o tempo zero de redistribuição. Utilizou-se o método de Hillel et al. (1972) para a determinação das equações de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água, $K(\theta)$. Primeiramente, a partir dos valores de ψ_m lidos com um tensímetro, e considerando a referência gravitacional na superfície do solo, foram calculados os valores de potencial total Φ_t . As equações de segundo grau $\Phi_t=f(z)$, sendo z a profundidade, foram derivadas para obter, para cada tempo, os gradientes de potencial total, $d\Phi_t/dz$, que entra como denominador na equação 3. Com base nas curvas de retenção $\theta(\psi_m)$, calcularam-se os valores de conteúdo de água θ em $z=L$ e de conteúdo de água médio θ_m , de 0 a $z=L$. Derivando-se θ_m em função do tempo (equação de terceiro grau), obteve-se o fluxo de água $L.d\theta/dt$, que corresponde ao numerador da equação 3,

$$K(\theta) = - \frac{L d\theta_m}{dt} \bigg/ \frac{d\Phi_t}{dz} \quad (3)$$

em que:

$K(\theta)$ - condutividade hidráulica em meio não saturado ($m.h^{-1}$);

θ_m - conteúdo de água médio, ($m^3.m^{-3}$);

L - profundidade da camada de solo estudada, (m);

Φ_t - potencial total (m.c.a.)

As equações $K(\theta)$ foram então ajustadas à função exponencial a seguir (equação 4),

$$\ln K = a\theta + b \quad (4)$$

sendo a e b parâmetros empíricos.

Os resultados das análises dos efluentes provenientes da estação de tratamento de lagoas de estabilização e da água de abastecimento utilizados na irrigação das culturas encontram-se na Tabela 3, sendo a característica mais marcante o elevado conteúdo em sódio. A concentração em sódio é maior no efluente, entretanto, o valor de RAS da água supera o do efluente. Isso é devido às baixas concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} na água, que provocam o aumento do valor da RAS. Outra característica do efluente é sua elevada concentração em carbono orgânico dissolvido (COD) e amônio (NH_4^+).

Tabela 3 - Composição química do efluente e da água utilizados na irrigação das culturas de milho e girassol. Médias de 6 amostragens

Parâmetros	Efluente	Água
pH	7,76	9,50
CE ($\mu\text{S}, \text{cm}^{-1}$)	736	408
RAS	10,4	19,6
Na^+ (mg, L^{-1})	128	102
K^+ (mg, L^{-1})	12,6	0,73
Ca^{2+} (mg, L^{-1})	7,81	1,47
Mg^{2+} (mg, L^{-1})	2,44	0,25
Cl^- (mg, L^{-1})	43,9	6,13
SO_4^{2-} (mg, L^{-1})	18,0	13,6
NO_3^- (mg, L^{-1})	3,90	1,59
NH_4^+ (mg, L^{-1})	17,1	0,005
COD(mg, L^{-1})	22,2	2,41

Para determinar a condutividade hidráulica do solo saturado em laboratório, 72 amostras com estrutura preservada foram coletadas em cilindros de 7 cm de diâmetro e 7 cm de altura. As coletas foram feitas utilizando-se um extrator do tipo Uhland nas parcelas A, E e T, sendo 3 repetições em cada profundidade (as mesmas do experimento anterior). Utilizou-se o permeâmetro de carga decrescente (Figura 1b) para as determinações.

Figura 1 – a) Experimento de $K(\theta)$ em campo pelo método do perfil instantâneo (HILLEL, 1972);
b) Experimento de K_{sat} em laboratório utilizando-se o permeâmetro de carga decrescente (LIBARDI, 2005)

Este método é mais adequado para solos com K_{sat} baixo ($K_{sat} < 7,2 \cdot 10^{-3} \text{ m.h}^{-1}$). O procedimento de saturação da amostra foi realizado de baixo para cima com o cilindro já no permeâmetro, com cautela, tendo a amostra sido seca ao ar durante 15 dias. Após a saturação, conectou-se um funil de haste longa transparente ao cilindro onde foram marcados o potencial total H_1 e H_2 .

Foram então medidos os valores de potencial total (cargas H_1 a H_2 nos tempos t_1 e t_2 , respectivamente). Deduzindo a fórmula da condutividade hidráulica do solo saturado por este método (equação 5), no qual a carga hidráulica no topo da coluna decresce, tem-se que (LIBARDI, 2005):

$$K_{sat} = \frac{aL}{A(\Delta t)} \ln \left(\frac{H_1}{H_2} \right) \quad (5)$$

sendo:

$\Delta t = t_2 - t_1$ - intervalo de tempo para o potencial total diminuir de H_1 para H_2 ;

A - área da secção transversal da amostra de solo;

L - comprimento da amostra de solo;

a - área da secção transversal do tubo de vidro (haste do funil) onde se mede H.

Para comparação dos resultados de $K(\theta)$, procedeu-se ao teste t, ao nível de 5% de probabilidade, utilizando-se o programa STATISTICA. Os resultados referentes ao K_{sat} foram analisados por meio do procedimento GLM do programa SAS, utilizando um modelo de parcelas sub-dividas no espaço (8 profundidades=8sub-parcelas). Esse modelo foi escolhido após determinação dos coeficientes de correlação parciais entre as profundidades. Num total de 24 observações, houve somente 3 correlações significativas, indicando a inter-dependência das sub-parcelas. Uma transformação logarítmica foi necessária para normalizar a distribuição, homogeneizar a variância e eliminar “outliers”.

2.2.3 Resultados e Discussão

Os valores dos parâmetros da equação (2) estão apresentados na Tabela 4 e correspondem àqueles que forneceram o melhor ajuste ao modelo, para cada profundidade. Em relação aos valores de conteúdo de água residual (θ_r), pode-se notar que eles foram quase sempre maiores nas parcelas A e E do que na parcela T. O mesmo ocorreu com a umidade à saturação (θ_s), mostrando que tanto a água de irrigação como o efluente interferiram na retenção da água no solo.

A Figura 2 apresenta os valores de potencial mátrico (h) ao longo do tempo (t) durante o teste do perfil instantâneo nas três parcelas. Pode-se observar claramente a maior dispersão dos dados nas parcelas A e E em relação à T. Os valores de r^2 dos polinômios $h(t)$ traduzem esta dispersão. No gráfico da parcela T, $r^2=0,80$ e $0,90$ nas profundidades $0,125$ e $0,375m$, respectivamente, enquanto que, para a mesma situação, o r^2 das parcelas A e E são inferiores a $0,65$. Isso é um indicativo de baixa drenagem e má redistribuição da água no perfil do solo nas parcelas irrigadas, o que confirma a maior capacidade em reter água já observada nestas parcelas. Os resultados concordam com os de Cook et al. (1994) que notaram um decréscimo de 50% na taxa de infiltração depois 32 meses de irrigação com efluente.

Tabela 4. Parâmetros do modelo de ajuste aos dados de retenção de água no solo (equação 1) para os três locais nas oito profundidades; r^2 =coeficiente de ajuste

Profundidade (m)	θ_r	θ_s	α	M	n	r^2
Testemunha						
0,125	0,100	0,399	1,206	0,862	0,754	0,999
0,375	0,111	0,369	4,417	1,576	0,239	0,998
0,625	0,135	0,389	3,359	1,255	0,408	0,998
0,875	0,104	0,408	4,222	1,348	0,269	0,998
1,125	0,124	0,409	1,348	0,974	0,648	0,998
1,375	0,118	0,408	0,611	0,879	0,953	0,999
1,625	0,076	0,437	4,031	1,522	0,224	0,997
1,875	0,108	0,449	3,694	1,438	0,337	0,999
Água						
0,125	0,170	0,391	2,206	0,761	0,683	0,999
0,375	0,162	0,416	0,012	0,460	4,264	0,999
0,625	0,180	0,401	2,206	0,761	0,683	0,999
0,875	0,167	0,389	2,682	1,015	0,418	0,996
1,125	0,119	0,439	6,233	1,629	0,212	0,999
1,375	0,119	0,450	9,544	1,722	0,182	0,999
1,625	0,109	0,500	8,036	1,080	0,320	0,999
1,875	0,098	0,490	6,914	1,201	0,265	1,000
Efluente						
0,125	0,196	0,390	0,239	0,705	1,431	1,000
0,375	0,116	0,388	2,504	1,007	0,385	0,997
0,625	0,121	0,419	6,780	1,605	0,214	0,999
0,875	0,141	0,450	11,003	1,854	0,166	0,999
1,125	0,115	0,430	6,311	1,150	0,273	0,999
1,375	0,160	0,410	0,120	0,761	3,412	1,000
1,625	0,130	0,469	4,068	1,122	0,431	0,998
1,875	0,161	0,438	1,135	0,894	0,877	0,998

Figura 2 - Potencial mátrico em função do tempo durante o teste do perfil instantâneo nas parcelas T, A e E, a 0,125 e 0,375 m

É importante ressaltar que a água de abastecimento da cidade de Lins, a qual foi utilizada não só nas irrigações como também para a inundação dos testes do perfil instantâneo possui características peculiares (Tabela 3), sendo extremamente rica em sódio. Sendo assim, os problemas de redistribuição observados na parcela irrigada com água não são surpreendentes, uma vez que o sódio em excesso é conhecido por seu efeito negativo nas propriedades hidráulicas do solo (BALKS; BOND; SMITH, 1998; HALLIWELL; BARLOW; NASH, 2001). Estes resultados estariam ligados aos elevados teores de sódio, trazendo como conseqüências a mudança na estrutura e na porosidade do solo (discutido no capítulo 3). Outros problemas específicos ao efluente podem ter causado a perturbação dos fluxos no solo: formação de um filme biológico microbiano (KRISTIANSEN, 1981; BALKS; McLAY; HARFOOT, 1997), entupimento biológico por resíduos orgânicos (THOMAS; SCWATZ; BENEDIXEN, 1966; McAULIFFE et al., 1982; KAWANISHI et al., 1990; TAYLOR; JAFF, 1990), colapso da estrutura do solo devido à degradação da matéria orgânica (NEVO; MITCHEL, 1967; VANDEVIVERE; BAVEYE, 1992; LIEFFERING; McLAY, 1996).

Para determinação da condutividade hidráulica, os conjuntos (K , θ) foram então calculados pelo procedimento de Hillel a partir dos pares de dados (h , θ). Para cada parcela, obtiveram-se três conjuntos (K_1 , θ_1), (K_2 , θ_2) e (K_3 , θ_3) com as três baterias de tensiômetros disponíveis. Para cada conjunto de dados (K_x , θ_x), os valores de conteúdo de água foram calculados por meio das curvas de retenção construídas com as médias (h , θ) das três repetições. Os valores de θ_x em função do tempo foram ajustados a uma curva de terceiro grau, para cada profundidade. O r^2 destes ajustes variou de 0,69 a 0,89; 0,46 a 0,70 e 0,37 a 0,63 para as parcelas T, A e E, respectivamente.

Sendo assim, os valores finais (K , θ), apresentados nas figuras 3, 4, 5, 6, 7 e 8 correspondem à média dos três pares (K_x , θ_x). Procedeu-se à análise de regressão e observou-se que o ajuste dos pares (K , θ) a uma função linear sempre foi significativo ($p < 0,001$), indicando que a variância de K é explicada pelo modelo escolhido. Por outro lado, os coeficientes de determinação foram baixos, principalmente nas parcelas A e E. Na parcela T, os r^2 foram sempre superiores a 0,73, sendo que quatro das oito curvas, apresentaram r^2 superior a 0,80. Os valores de r^2 nas parcelas A e E foram todos inferiores a 0,60, indicando, notadamente na parcela E, que ocorreu algum tipo de interferência na redistribuição da água no perfil do solo.

Figura 3 – Condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ) na parcela T para as profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875 m

Figura 4 – Condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ) na parcela T para as profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875 m

Figura 5 – Condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ) na parcela A para as profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875 m

Figura 6 – Condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ) na parcela A para as profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875 m

Figura 7 – Condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ) na parcela E para as profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875 m

Figura 8 – Condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ) na parcela E para as profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875 m

Constata-se que as faixas de conteúdo de água referentes à parcela T são estreitas, principalmente no segundo metro de solo, o que pode ser devido à rápida drenagem no início do teste, fenômeno constatado em latossolo por Klein e Libardi (2002). No caso das parcelas A e E, a despeito da maior dispersão dos dados, observaram-se no início do experimento conteúdos de água mais elevados do que na parcela T, além da dificuldade na drenagem. Na profundidade 1,625m, o primeiro valor de conteúdo de água foi superior a $0,47 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, enquanto que para a mesma situação, obteve-se $0,37 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ na parcela T. Segundo Klein e Libardi (2002), o procedimento experimental tradicional do método do perfil instantâneo a campo não permite avaliar corretamente a função $K(\theta)$ para conteúdos de água do solo próximo à saturação. Isso pode ser explicado pelo aumento da capacidade de retenção de água em solo irrigado com água salina, corroborando com os resultados de Jnad et al (2001).

Nas Tabelas 5 e 6, estão apresentados os parâmetros empíricos do ajuste de K em função de θ (equação 4) nas três parcelas e nas oito profundidades. Nas duas primeiras e na última profundidade, não houve diferenças significativas entre os tratamentos. Nas demais, os parâmetros obtidos nas parcelas irrigadas diferem significativamente dos da parcela T. Isso prova que as curvas são de fato diferentes, e que existe alteração de $K(\theta)$ com a irrigação. O coeficiente angular é maior na parcela T do que nas outras, exceto nas profundidades 0,125; 0,375 e 1,875 m. Isso indica que a condutividade hidráulica decresce mais rapidamente com o conteúdo de água na parcela T, ou seja, tudo indica existir uma atenuação do efeito da θ na K após a irrigação.

Resultados sobre decréscimo do coeficiente angular com irrigação de água sódica e efluente não foram encontrados na literatura. Entretanto, isso coincide com resultados obtidos de vários pesquisadores sobre o decréscimo de K_{sat} (JNAD et al., 2001; BALKS; BOND; SMITH, 1998), ou de $K(\theta)$ perto da saturação (MEENNER; McLAY; LEE, 2001), pois, para um valor fixo de condutividade hidráulica referente ao conteúdo de água residual, o decréscimo do coeficiente angular significa a diminuição dos valores de $K(\theta)$ nos conteúdos de água elevados.

Tabela 5 - Comparação entre os coeficientes angulares das curvas $K(\theta)$ nas parcelas T, A e E. Os valores seguidos da mesma letra na mesma linha não diferem significativamente ao nível de 5% de probabilidade

Profundidade	Coeficiente angular das curvas $K(\theta)$		
	T	A	E
0,125	89,2 a	74,0 a	193,9 a
0,375	100,1 a	89,1 a	102,6 a
0,625	113,6 a	74,6 b	79,7 b
0,875	129,0 a	67,9 b	71,7 b
1,125	125,3 a	39,7 b	71,1 c
1,375	114,4 a	41,7 b	66,1 c
1,625	90,7 a	42,7 b	31,2 b
1,875	77,3 a	47,2 a	36,2 a

Tabela 6 - Comparação entre os coeficientes lineares das curvas $K(\theta)$ nas parcelas T, A e E. Os valores seguidos da mesma letra na mesma linha não diferem significativamente ao nível de 5% de probabilidade

Profundidade	Coeficiente linear das curvas $K(\theta)$		
	T	A	E
0,125	-38,2 a	-35,4 a	-80,0 a
0,375	-40,1 a	-41,1 a	-41,4 a
0,625	-40,1 a	-35,0 ab	-35,0 b
0,875	-48,5 a	-32,5 ab	-33,0 b
1,125	-43,6 a	-23,5 b	-31,0 c
1,375	-45,1 a	-22,2 b	-29,9 c
1,625	-37,2 a	-23,8 b	-17,9 b
1,875	-31,7 a	-25,2 a	-18,8 a

Nas Figuras 9 e 10, observa-se a comparação das curvas teóricas de $K(\theta)$ entre as parcelas T e A, e nas Figuras 11 e 12, entre T e E. Efetuou-se o teste t ao nível de 5% de probabilidade entre as médias dos valores de condutividade hidráulica das três parcelas, para a faixa de conteúdo de água entre 0,25 e 0,35 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, com um intervalo de 0,01 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Foi escolhido este intervalo de conteúdo de água, pois os valores de K nos conteúdos de água mais baixos e mais elevados são valores extrapolados a partir da equação $K(\theta)$ que não representam a realidade física em campo.

Figura 9 – Comparação entre as curvas teóricas $\ln K(\theta)$ obtidas pelo método do perfil instantâneo nas parcelas T e A, para as profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875m. Não há diferença significativa na zona hachurada ao nível de 5% de probabilidade

Figura 10 – Comparação entre as curvas teóricas $\ln K(\theta)$ obtidas pelo método do perfil instantâneo nas parcelas T e A, para as profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875m. Não há diferença significativa na zona hachurada ao nível de 5% de probabilidade

Figura 11 – Comparação entre as curvas teóricas $\ln K(\theta)$ obtidas pelo método do perfil instantâneo nas parcelas T e E, para as profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875m. Não há diferença significativa na zona hachurada ao nível de 5% de probabilidade

Figura 12 – Comparação entre as curvas teóricas $\ln K(\theta)$ obtidas pelo método do perfil instantâneo nas parcelas T e E, para as profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875m. Não há diferença significativa na zona hachurada ao nível de 5% de probabilidade

Nota-se que para conteúdos de água baixos a intermediários, não existiu diferença significativa entre os valores de $K(\theta)$ nas parcelas A e T. A partir de um valor de conteúdo de água que varia de $0,25 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ (0,375 m) a $0,34 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ (1,375 m), a condutividade hidráulica sempre tem valores menores na parcela A que na parcela T. Por outro lado, no segundo metro de solo observa-se que nos conteúdos de água baixos, a $K(\theta)$ na parcela A é significativamente maior do que na parcela T, de uma maneira geral, o que pode ser notado visualmente. Desta

forma, os valores de $K(\theta)$ não possuem diferença significativa apenas numa faixa intermediária de conteúdo de água: 0,27 a 0,30 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (1,125 m); 0,28 a 0,34 (1,375 m) e 0,26 a 0,30 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (1,625 m).

Nas Figuras 11 e 12, que dizem respeito às comparações das curvas teóricas de $K(\theta)$ entre as parcelas E e T, observa-se que, de uma maneira geral, a faixa de conteúdo de água na qual não houve diferença significativa é mais ampla do que para a parcela A. Em alguns casos, houve um pequeno aumento da condutividade hidráulica nos conteúdos de água baixos na parcela E em relação à parcela T. Esse aumento foi significativo nas profundidades 0,625, 0,875 e 1,125 m. O decréscimo de K próximo à saturação em geral não foi significativo.

Esses resultados corroboram com estudos semelhantes realizados sobre a condutividade hidráulica saturada em solos irrigados com efluente. Tarchitzky et al. (1999) também em experimento no laboratório de determinação da condutividade hidráulica com uma solução eletrolítica quimicamente similar à do efluente, mostraram que K_{sat} exibiu um decréscimo de 20% em relação ao valor inicial. Magesan et al. (1999), em estudo de laboratório sobre condutividade hidráulica realizado em colunas pequenas, notou o decréscimo de K_{sat} devido ao decréscimo dos poros superiores a 750 μm . Meenner et al. (2001) chegaram à mesma conclusão em condições próximas à saturação.

Por outro lado, houve aumento significativo de K nas parcelas A e E para valores baixos de conteúdo de água. Isto pode ser explicado pela mudança estrutural do solo. Em solos apresentando uma porcentagem de sódio trocável (PST) é inferior a 15, ocorre o processo de dispersão dos agregados. Por outro, em solos com $\text{PST} > 25$ (valores observados no presente estudo), há expansão dos agregados devido ao fenômeno de “demixing”. (SHAINBERG; SHALHEVET, 1984; SUMNER, 1993). O aumento do volume intra-agregados (criptoporosidade) traria como consequência o aumento de K nos conteúdos de água mais baixos.

Objetivando agora quantificar estas diferenças, foram calculadas $(K_A - K_T)$ e $(K_E - K_T)$ e os resultados estão apresentados nas Figuras 13 e 14. Como foram utilizados os valores K e não $\ln K$, apareceram novas tendências.

Figura 13 – Variações em m.h⁻¹ entre K nas parcelas A e E em relação à parcela T, em função do conteúdo de água, para as profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875m

Figura 14 – Variações em m.h^{-1} entre a condutividade hidráulica K nas parcelas A e E em relação à parcela T, em função do conteúdo de água, para as profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875m

Para valores de conteúdo de água mais baixos (até 30%), não houve diferenças entre K_T e K_A e entre K_T e K_E . Isto vem do fato que os valores de condutividade hidráulica são extremamente baixos nessa faixa de conteúdo de água. Por exemplo, a 1,125m, com $\theta = 0,20 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, $K_A = 8,3.10^{-7} \text{ m.h}^{-1}$ e $K_T = 2,8.10^{-10} \text{ m.h}^{-1}$. Isso significa que K_A é aproximadamente 3000 vezes maior que K_T . Porém, o valor absoluto de K_A é muito baixo e a diferença entre os dois valores de condutividade hidráulica é de aproximadamente $8,3.10^{-7} \text{ m.h}^{-1}$, ou seja, não há praticamente nenhum efeito nos fluxos de água no solo. Ao contrário, nos conteúdos de água maiores, as diferenças são muito grandes. De fato, devido ao modelo empregado (Gardner), a diferença entre a condutividade hidráulica na parcela T e nas parcelas irrigadas cresce exponencialmente com o conteúdo de água.

Na figura 15, estão mostradas as variações de condutividade hidráulica entre as parcelas E e A em relação à parcela T, em função da profundidade, para os conteúdos de água 20% e 32%. O valor de 32% é o menor valor de conteúdo de água à saturação observado (amostra de parcela T a 0,625 m). No conteúdo de água menor (20%), não se observa tendência ao longo do perfil do solo, as variações sendo sempre inferiores a 0,01 mm.h⁻¹.

Figura 15 – Variações em mm.h⁻¹ entre a condutividade hidráulica K nas parcelas A e E em relação à parcela T, em função da profundidade, nos teores de água 20 e 32%

Por outro lado, as variações calculadas para 32% de conteúdo de água são muitos maiores, chegando a mais de 30 mm.h⁻¹ (diferença entre as parcelas A e T, a 1,125 m). Pode também se observar que o decréscimo de K nas parcelas A e E aumenta com a profundidade, até 1,125 m, diminuindo de novo no segundo metro de solo e evidenciando a maior alteração de K nas camadas sub-superficiais. Isso pode ser explicado pela lixiviação do sódio (Na⁺), que se concentra nas águas de percolação durante a absorção de água pelas plantas. Nesse estudo, o limite da lâmina de lixiviação foi de aproximadamente 0,60 a 0,80 m. O efeito danificador seria então maior nessa profundidade, onde tem menos cátions bivalentes (cálcio e magnésio) no complexo de troca iônico do solo.

Como todos os resultados evidenciam a diminuição de K nas umidades maiores, tudo indicava que houvesse alterações da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) durante a irrigação com efluente. Na tabela 7, estão mostrados os valores médios e os desvios padrões de K_{sat} obtidos

nas três parcelas e nas 8 profundidades. Como não houve efeito da interação entre Tratamento e Profundidade, pôde-se comparar somente as médias dos oito valores de K_{sat} de cada parcela. Primeiramente, pode-se observar uma grande variabilidade nos valores de K_{sat} , o que é representado pelo alto coeficiente de variação (CV). Isso é uma característica do solo que já foi identificada por outros pesquisadores.

Em experimento de K_{sat} utilizando permeâmetro de carga constante feito por Magesan et al. (1999), observou-se que o aumento do número de repetições não diminuiu o CV. Por exemplo, obtiveram um CV de 41% com 3 repetições, mas um CV de até 115% com 9 repetições. Os autores explicam que esses valores estão dentro da faixa de variabilidade aceitável para esse parâmetro (WARRICK; NIELSEN, 1980). Bagarello et al. (2005) também observaram coeficientes de variação muito elevados para K_{sat} , de 483% num solo argiloso (11 repetições) e de 98% num solo arenoso (9 repetições).

Tabela 7 – Valores médios e coeficientes de variação da condutividade hidráulica do solo saturado nas parcelas T, A e E para as 8 profundidades. Valores seguidos da mesma letra numa linha não diferem significativamente ao nível de 5% de probabilidade

Prof. (m)	T		A		E	
	Média (mm.h ⁻¹)	Coeficiente de variação (%)	Média (mm.h ⁻¹)	Coeficiente de variação (%)	Média (mm.h ⁻¹)	Coeficiente de variação (%)
0,125	9,7	179	1,0	36	5,9	107
0,375	35,8	67	24,8	56	17,1	54
0,625	54,8	36	27,9	33	18,2	44
0,875	63,6	58	25,6	118	33,3	85
1,125	42,8	69	23,9	31	55,6	47
1,375	51,9	36	35,7	24	42,0	31
1,625	37,1	69	28,9	37	35,7	38
1,875	49,5	59	21,0	62	20,4	9
média	43,15 a	72	23,59 b	50	28,53 c	52

Observa-se que para todas as profundidades, os valores de K_{sat} nas parcelas A e E são inferiores aos da parcela T. Entretanto, devido à alta variabilidade do K_{sat} já comentada, não foi observado o efeito da interação entre Tratamento e Profundidade. O maior decréscimo de K_{sat} foi identificado a 0,125 m entre as parcelas A e T (aproximadamente 10 vezes menor na parcela A). O efeito do Tratamento foi significativo. Observou-se diminuição significativa dos valores médios de K_{sat} nas parcelas A e E em relação à parcela T, de 45 e 34%, respectivamente.

Outro resultado é a diferença significativa entre as parcelas A e E, com um valor de K_{sat} 21% menor na parcela A. Isso é explicado pelo valor de RAS duas vezes maior na água do que no efluente ($19,6 \pm 1$ e 10 ± 1 , respectivamente), devido às concentrações baixas de Ca^{2+} e Mg^{2+} na água. Isso teria provocado maior dispersão das argilas e, por consequência, a diminuição de K_{sat} .

As variações observadas foram maiores que as encontradas por Jnad et al. (2001), em estudo sobre a disposição de efluente de fossa séptica em pastagem. Os autores relatam decréscimo moderado de K_{sat} , após aplicação de uma lâmina de 4000 mm, com valores sempre superiores a 50% do valor inicial de K_{sat} . No presente estudo, após uma lâmina de apenas 1800 mm, 7 dos 16 valores de K_{sat} nas parcelas A e E foram inferiores a 50% do valor na parcela Testemunha. Uma explicação plausível é que as culturas de milho e girassol absorvem menos sódio do que o capim usado no estudo de Jnad et al. (2001).

Uma característica comum às três parcelas foi o aumento de K_{sat} com a profundidade. Na parcela T, o valor máximo de K_{sat} foi identificado a 0,875 m. Na parcela E, houve aumento até 1,125m. Na parcela A, o valor de K_{sat} na primeira profundidade foi bem inferior (mais de 20 vezes) às outras profundidades. Esses valores menores de K_{sat} na superfície são atribuídos à compactação da camada superficial do solo.

Na Figura 16, estão apresentadas as diferenças (ΔK_{sat}) entre os valores de K_{sat} da parcela T e as parcelas irrigadas. Os valores obtidos foram parecidos com os calculados a partir das equações de $K(\theta)$ para um conteúdo de água de 32% (figura 15). Houve um nítido aumento das diferenças com a profundidade até 0,875 m para ΔK_{sat} entre as parcelas A e T e 0,625 m para ΔK_{sat} entre E e T. Isso confirma os resultados obtidos com $K(\theta)$ (Figura 15), e mostra a maior alteração de K_{sat} nos horizontes sub-superficiais (até 1m).

Figura 16 – Variações em $m.h^{-1}$ entre K_{sat} nas parcelas A e E em relação à K_{sat} da T, em função da profundidade

2.3 Conclusões

- 1) Houve alterações da condutividade hidráulica do solo em ambas as parcelas irrigadas, com água e com efluente, em relação à parcela tomada como referência (não irrigada e não cultivada), mostrando que não só o efluente, mas também a irrigação convencional deve ser feita com precauções na região em estudo (Lins-SP);
- 2) As parcelas irrigadas apresentaram diminuição significativa de $K(\theta)$ em relação à parcela T nos conteúdos de água elevados; por outro lado, o $K(\theta)$ aumentou nas parcelas irrigadas nos conteúdos de água baixos, o que sugere uma mudança na estrutura e na porosidade do solo;
- 3) Observou-se diminuição significativa de K_{sat} nas parcelas A e E em relação à parcela T, de 47 e 36%, respectivamente. Outro resultado é a diferença significativa entre as parcelas A e E, com um valor de K_{sat} 17% menor na parcela A.
- 4) A diminuição de $K(\theta)$ e de K_{sat} com a irrigação foi mais acentuada no meio do perfil estudado (entre 0,75 m e 1 m).

Referências

BAGARELLO, V.; IOVINO, M.; PALAZZOLO, E.; PANNO, M.; REYNOLDS, W.D. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. **Geoderma**, Amsterdam, 2005, In press.

BALKS M.R.; BOND, W.J.; SMITH, C.J. Effects of sodium accumulation on soil physical properties under an effluent-irrigated plantation. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 36, p. 821-830, 1998.

BALKS, M.R.; McLAY, C.D.A.; HARFOOT, C.G. Determination of the progression in soil microbial response, and changes in soil permeability, following application of meat processing effluent to soil. **Applied Soil Ecology**, Amsterdam, v. 6, 109-16, 1997.

BEREND, J.E. An analytical approach to the clogging effect of suspended matter. **Bulletin International Association of Hydrology**, Madison, v.12, p. 42-55, 1967.

BOWER H.; CHANEY R.L. Land treatment of wastewater. **Advances in Agronomy**, Estados Unidos, v. 26, 133-176, 1974.

CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo em campo**: as simplificações do método do perfil instantâneo. 2002. 86 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

CASS, A.; SUMNER, M.E. Soil pore structural stability and irrigation water quality: I. Empirical sodium stability model. **Soil Science of America Journal**, Madison, v. 46, 503-507, 1982a.

CASS, A. SUMNER, M.E. Soil pore structural stability and irrigation water quality: II. Stability data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 46, p. 507-512, 1982b.

CHAUDHARI, S.K.; SOMAWANSHI, R.B. Unsaturated flow of different quality irrigation waters through clay, clay loam and silt loam soils and its dependence on soil and solution parameters. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, n.64, p. 69-90, 2004.

CLANTON, C. J.; SLACK, D.C. Hydraulic properties of soils as affected by surface application of wastewater. **Transactions of American Society of Agricultural Engineering**, Madison, v. 30, n.3, p. 683-687, 1987.

COOK, F.J.; KELLIHER, F.M.; McMAHON, S.D. Changes in infiltration during wastewater irrigation of a highly permeable soil. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 23, p. 476-482, 1994.

DE VRIES, J. Soil infiltration of wastewater effluent and the mechanisms of pore clogging. **Journal of Water Pollution Control Federation**, Washington, v. 44, p. 565-573, 1972.

FEIGIN, A.; RAVINA, I.; SHALHEVET, J. **Irrigation with treated sewage effluent: management for environmental protection**. Berlin: Springer-Verlag, 1991. 224p.

FRENKEL, H.; GOERTZEN, J.O.; RHOADES, J.D. Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 42, p. 32-39, 1978.

HALLIWELL, D.J.; BARLOW, K.M.; NASH, D.M. A review of the effects of wastewater sodium on soil physical properties and their implications for irrigation systems. **Australian Journal Soil Research**, Sidney, v. 39, p.1259-1267, 2001.

HILLEL, D. **Solo e água: fenômenos e princípios físicos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1970. 231 p.

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

JARVIS, N.J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.59, p.27-34, 1995.

JNAD, I.; LESIKAR, B.; KENIMER, A.; SABBAGH, G. Subsurface drip dispersal of residential effluent: II. Soil hydraulic characteristics. **Transactions of the ASAE**, Saint-Joseph, v.44, n. 5, p. 1159-1165, 2001.

JONES, A. J.; WAGENET, R.J. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. **Water Resources Research**, Washington, v. 20, n. 11, p.1620-1626, 1984.

JONG van LIER, Q.; LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p.1005-1014, 1999.

KAWANISHI T.; KAWASHIMA, H.; CHIHARA K.; SUZUKI, M. Effect of biological clogging on infiltration rate in soil treatment systems. **Water Science and Technology**, Londres, v. 22, 101-108, 1990.

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

KRISTIANSEN, R. Sand-filter trenches for purification of septic tank effluent: I. The clogging mechanism and soil physical environment. **Journal of Environmental Quality**, v.10, p. 353-357, 1981.

LANCE, J.C.; RICE, R.C.; GILBERT, R.G. Renovation of wastewater by soil columns flooded with primary effluent. **Journal of Water Pollution Control Federation**, Washington, v. 52, p. 381-388, 1980.

LEVY, G.J.; SHAINBERG, I.; MILLER, W.P. Physical properties of sodic soils. In SUMNER, M.E.; NAIDU, R. (Ed.). **Sodic soils**. Oxford: Oxford University Press, 1998. p. 77-94.

LIBARDI, P. L. . Dinâmica da Água no Solo. São Paulo: EDUSP - Editora da Universidade de São Paulo, 2005, v. 1. 344 p.

LIEFFERING, R.E.; McLAY C.D.A. The effects of strong hydroxide solutions on the stability of aggregates and hydraulic conductivity of soil. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 47, p. 43-50, 1996.

LOEHR, R.C.; JEWELL, W.J.; NOVAK, J.D.; CLARKSON, W.W.; FRIEDMAN, G.S. **Land application of wastes**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1979.

MAGESAN, G.N.; WILLIAMSON, J.C.; SPARLING, G.P.; SCHIPPER, L.A., LLOYD-JONES, A.R. Hydraulic conductivity in soils irrigated with wastewaters of differing strengths: Field and laboratory studies. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 37, p. 391-402, 1999.

MAGESAN, G.N.; WILLIAMSON, J. C.; YEATES, G.W.; LLOYD-JONES, A.R. Wastewater C:N ratio effects on soil hydraulic conductivity and potential mechanisms for recovery. **Bioresource Technology**, Oxford, v.71, p.21-27, 2000

MARTIN, J.P.; RICHARDS, S.J.; PRATT, P.F. Relationship of exchangeable Na percentage at different soil pH levels to hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v.28, p. 620-622, 1964.

MATHAN, K.K. Studies on the influence of long-term municipal sewage-effluent irrigation on soil physical properties. **Bioresource Technology**, Oxford, v.48, 275-276, 1994.

McAULIFFE, K.W.; SCOTTER, D.R.; MCGREGOR A.N., EARL, K.D. Casein whey wastewater effects on soil permeability. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.11, p. 31-34, 1982.

McINTYRE, D.S. Exchangeable sodium, subplasticity and hydraulic conductivity of some Australian soils. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 17, p 115-120, 1979

MEENNER, J.C.; McLAY, C.D.A.; LEE, R. Effects of sodium-contaminated wastewater on soil permeability of two New Zealand soils. **Australian Journal of Soil Research**, Sydney, v.39, p.877-891, 2001.

MELO, F.B.; COELHO, M.A.; FERREIRA, F.F. Efeitos do gesso e da concentração salina na condutibilidade hidráulica do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.12, n.2, p. 89-92, 1988.

NEVO, Z.; MITCHELL K. Factors affecting biological clogging of sand associated with groundwater recharge. **Water Research**, Oxford, v. 1, p. 231-236, 1967.

PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O. Determinação da condutividade hidráulica a partir da curva de retenção de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.12, p.189-195, 1988.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1990. 188 p.

RENGASAMY, P.; OLSSON, K.A. Irrigation and sodicity. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 31, p. 821-837, 1993.

RICE, R.C. Soil clogging during infiltration of secondary effluent. **Journal of Water Pollution Control Federation**, Washington, v. 46, p. 708-716, 1974.

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

SCHIPPER, L.A., WILLIAMSON, J.C., KETTLES, H.A.; SPEIR, T.W. Impact of land-applied tertiary-treated effluent on soil biochemical properties. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.25, p.1073-1077, 1996.

SCOTTER, D. R. The effect of electrolyte solutions on the unsaturated hydraulic conductivity of a sodic clay soil. **Australian Journal Soil Research**, Sidney, v. 23, p 301-307, 1985

SHAINBERG I.; SHALHEVET, J. **Soil salinity under irrigation. Processes and Management**. New York: Springer-Verlag, 1984. 349 p.

SHAINBERG I.; LETEY J. Response of soils to sodic and saline conditions. **Hilgardia**, Riverside, v. 52, p. 1-57, 1984.

SHAINBERG, I.; LEVY, G.J.; GOLDSTEIN, D.; MAMEDOV, A.I.; LETEY, J. prewetting rate and sodicity effects on the hydraulic conductivity of soils. **Australian Journal Soil Research**, Sidney, v.39, p. 1279-1291, 2001

SHAW, R.J.; COUGHLAN, K.J.; BELL, L.C. Root zone sodicity. In: SUMNER, M.E.; NAIDU, R. **Sodic Soils**. Oxford: Oxford University Press, 1998, p.95-106.

SIEGRIST, R.L. Soil clogging during subsurface wastewater infiltration as affected by effluent composition and loading rate. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.16, p. 181-187, 1987.

SO, H. B.; AYLMORE, L.A.G. How do sodic soils behave? The effects of sodicity on soil physical behaviour. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 31, 761-777, 1993.

SUMNER, M.E. Sodic soils: new perspectives. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.31, p. 683-750, 1993.

TARCHITZKY, J.; GOLOBATI, Y.; KEREN, R.; CHEN, Y. Wastewater effects on montmorillonite suspensions and hydraulic properties of sandy soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.63, p. 554-560, 1999.

TAYLOR, S.W.; JAFFE, P.R. Biofilm growth and related changes in the physical properties of a porous medium. 1. Experimental investigation. **Water Resources Research**, Washington, v. 26, p. 2153-2169, 1990.

THOMAS, R.E.; SCWATZ, W.A.; BENEDIXEN, T.W. Soil chemical changes and infiltration rate reduction under sewerage spreading. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 30, p. 641-646, 1966.

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

VANDEVIVERE P.; BAVEYE, P. Saturated hydraulic conductivity reduction caused by aerobic bacteria in sand columns. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, p.1-13, 1992.

VINTEN, A.J.A.; MINELGRIN, U.; YARON, B. The effect of suspended solids in wastewater on soil hydraulic conductivity: II. Vertical distribution of suspended solids. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, p. 408-412, 1983.

WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic Press, 1980, p. 319-344.

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

3 AVALIAÇÃO DE UM MÉTODO DE LABORATÓRIO (WIND) PARA DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM SOLO IRRIGADO COM EFLUENTE DE ESGOTO TRATADO

Resumo

No método de campo do perfil instantâneo, somente consegue-se fazer medidas de condutividade hidráulica numa faixa de umidade relativamente elevada, ou seja, entre a condição de saturação e a capacidade de campo; de fato, o movimento muito lento de redistribuição que ocorre em umidades inferiores não pode ser detectado. Experimentos com evaporação podem ser realizados para obter valores de condutividade hidráulica em valores menores de umidade. Sendo assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar o sistema de determinação de condutividade hidráulica não saturada em laboratório Wind, comparando-o com o método do perfil instantâneo em campo nesta situação de irrigação com efluente. No campo, a parcela controle (C) foi uma pastagem que não sofreu quaisquer tipos de cultivo e irrigação. As outras duas áreas foram cultivadas com milho e girassol alternadamente durante 2 anos (4 ciclos), sendo uma delas irrigada com efluente (parcela E) e a outra com água tratada (parcela A). Foi realizada uma determinação das funções $K(\theta)$ em cada parcela, aplicando-se o método do perfil instantâneo. Para as determinações de $K(\theta)$ em laboratório, foram coletadas 2 amostras indeformadas em cada parcela, a 0,125 e 0,375 m. Os resultados demonstraram que a determinação de $K(\theta)$ em laboratório através do sistema Wind baseado na evaporação das amostras, apresentou várias vantagens: além de ser obtida simultaneamente à curva $K(\theta)$, a curva de retenção é construída com o número de pontos desejados; o método baseado na evaporação mostrou-se mais adaptado a solos irrigados com águas sódicas do que o método baseado na drenagem. Observou-se diminuição da condutividade hidráulica nas parcelas A e E utilizando os dois métodos. Os dados obtidos pelo sistema Wind não tiveram bom ajuste ao modelo de Gardner (exponencial), que superestimou os valores de K nas umidades muito baixas e muito altas, sendo melhores ajustados pelo modelo de Mualem-Van Genuchten.

Palavras-chave: Condutividade hidráulica; Efluente; Irrigação; Drenagem; Evaporação.

EVALUATION OF A LABORATORY METHOD (WIND) FOR DETERMINING THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN SOIL IRRIGATED WITH TREATED SEWAGE EFFLUENT

Abstract

By using the instantaneous profile field method, the hydraulic conductivity can only be measured over a range of relatively high water content, that is, between the saturation condition and the water retention capacity of soil. Indeed, the very slow redistribution movement that occurs at lower water content cannot be detected. Evaporation experiments can be performed in order to obtain the hydraulic conductivity from lower moisture values. Thus, the objective of this work was to evaluate the laboratory Wind system of determination of unsaturated hydraulic conductivity, comparing it to the instantaneous profile method in field for a situation of effluent irrigation. In the field, the control area (C) consists of pasture area that did not suffer any types of cultivation and irrigation. The other two areas were cultivated with corn alternated with sunflower for two years (four seasons) and irrigated with effluent (WW) and with potable water (W). The determination of $K(\theta)$ functions was performed by means of the instantaneous profile method in each area. To determine $K(\theta)$ under laboratory conditions, undisturbed soil cores were collected in each area, at 0.125 and 0.375 m deep. The results showed that the determination of $K(\theta)$ under laboratory conditions by using the Wind system, which is based on evaporation, presented several advantages: besides obtaining $h(\theta)$ and $K(\theta)$ curve simultaneously, the retention curve is obtained with the desired number of points. The method based on the evaporation showed to be more adapted to soils irrigated with Na-rich effluent than that based on drainage. A decrease in the hydraulic conductivity was observed in the W and WW area using both the methods. Data obtained by the Wind method was not well adjusted to the Gardner model (exponential), which overestimated the K values at very low and very high water content, presented a better adjustment to the Mualem-Van Genuchten model.

Keywords: Hydraulic conductivity; Effluent; Irrigation; Drainage; Evaporation.

3.1 Introdução

Bacchi et al. (1991) comentam que, após os trabalhos de Richards, em 1931, vários métodos foram desenvolvidos, em laboratório e em campo, para a determinação da condutividade hidráulica em solo não saturado e que a maioria deles baseia-se, em última análise, nas soluções da equação de Richards.

O método do perfil instantâneo é um método de campo que foi inicialmente desenvolvido por Watson (1966), melhorado em 1972 por Hillel et al. e simplificado por Libardi et al. (1980). A principal vantagem do método é a obtenção de medidas diretas no local de estudo, apresentando maior exatidão dos valores de condutividade hidráulica, quando comparados com os de laboratório. No entanto, o método possui limitações em algumas circunstâncias. Um problema mencionado por Baker et al. (1974) e Paige e Hillel (1993) é a dificuldade da drenagem interna quando se encontra água subterrânea relativamente próxima a superfície; além disso, os autores relataram que a redistribuição de água não é uniforme em perfis de solos heterogêneos, pois a presença de camadas menos permeáveis impede o fluxo de água ou permite o fluxo lateral de água.

Outra limitação do método é o fato de ele permitir somente a medida da condutividade numa faixa de umidade relativamente elevada, ou seja, entre a condição de saturação e a capacidade de campo; assim, o movimento muito lento de redistribuição que ocorre em umidades inferiores não pode ser detectado (BOUMA, 1983; PAIGE; HILLEL, 1993).

Experimentos com evaporação podem ser realizados para obter os valores de condutividade hidráulica em valores menores de umidade (QUEIROZ et al., 1999). O método de laboratório de Wind (1968) baseia-se na evaporação e permite determinar simultaneamente as propriedades potencial mátrico em função da umidade, $h(\theta)$; condutividade hidráulica em função da umidade, $K(\theta)$ e condutividade hidráulica em função do potencial mátrico, $K(h)$.

O método apresenta alta confiabilidade, com condições de medidas controladas e boa adaptação a solos que apresentam baixa condutividade hidráulica. Ele consiste em submeter um cilindro de solo inicialmente saturado a um dessecamento progressivo e analisa: (i) a variação temporal da massa de solo $m(t)$ no cilindro para determinação da perda de água por evaporação e da umidade média do solo e, (ii) a evolução do potencial mátrico $h(z,t)$ da água no solo, a diferentes profundidades em função do tempo. A amostra de solo no cilindro é acoplada a

microtensiômetros, os quais são conectados a um computador, com o qual, por meio de programas, determinam-se as relações acima citadas.

Tendo em vista o exposto, é objetivo deste trabalho avaliar o método Wind de determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado em amostras no laboratório, provenientes de parcelas no campo irrigadas com água de abastecimento e efluente de esgoto tratado, comparando-o com o método do perfil instantâneo em campo sob as mesmas condições de irrigação.

3.2 Desenvolvimento

3.2.1 Revisão Bibliográfica

O método do perfil instantâneo é um método de campo que foi inicialmente desenvolvido por Watson (1966), melhorado em 1972 por Hillel et al. e simplificado por Libardi et al. (1980). A principal vantagem do método é a obtenção de medidas diretas no local de estudo, apresentando maior exatidão dos valores de condutividade hidráulica, quando comparados com os de laboratório. Há possibilidade de se medir diretamente no campo os parâmetros hidráulicos, sem a necessidade de se aguardar o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico. Em contrapartida, é um método trabalhoso, com consumo elevado de tempo e principalmente mão-de-obra, desde a instalação até a manutenção, o que pode ser dificultado ainda mais se o solo apresentar algum tipo de impedimento físico.

Klute (1972) menciona que o método do perfil instantâneo foi aplicado pela primeira vez em laboratório, utilizando-se colunas de solo, por Richards e Weeks, em 1953, e, em campo, por Richards e colaboradores, em 1956. Hillel et al. (1972), comentam que o método do perfil instantâneo é prontamente aplicável para a determinação, in situ, da condutividade hidráulica do solo não saturado e que este método não é limitado a perfis homogêneos. Saunders et al. (1978) relatam que Nielsen et al. (1973) e Libardi e Reichardt (1974) obtiveram sucesso na determinação da condutividade hidráulica do solo não-saturado usando o método descrito por Hillel et al. (1972); no entanto, sugerem cuidados especiais nessa determinação por causa da grande variabilidade desse parâmetro.

O método do perfil instantâneo possui limitações em algumas circunstâncias. Um problema mencionado por Baker et al. (1974) e Paige e Hillel (1993) é a dificuldade da drenagem interna quando se encontra água subterrânea relativamente próxima a superfície; além disso, os autores relataram que a redistribuição de água não é uniforme em perfis de solos heterogêneos, pois a presença de camadas menos permeáveis impede o fluxo de água ou permite o fluxo lateral de água. Um outro problema encontrado no campo são os solos com declividade relativamente elevada para não permitir a inundação e a drenagem vertical homogênea. Entretanto, Shouse et al. (1992) aplicaram o método do perfil instantâneo em um perfil verticalmente heterogêneo e obtiveram bons resultados.

Outra limitação do método é o fato de ele permitir somente a medida da condutividade numa faixa de umidade relativamente elevada, ou seja, entre a condição de saturação e a capacidade de campo; assim, o movimento muito lento de redistribuição que ocorre em umidades inferiores não pode ser detectado (BOUMA, 1983; PAIGE; HILLEL, 1993). Experimentos com evaporação no campo podem ser realizados para obter os valores de condutividade hidráulica para valores menores de umidade (QUEIROZ et al., 1999).

Outras desvantagens do método do perfil instantâneo na análise dos dados foram ressaltadas por Jong van Lier (2001). O autor estima que a análise gráfica dos gradientes de umidade pelo tempo e do potencial pela profundidade, feita muitas vezes visualmente, é subjetiva, e por conseqüente, susceptível a erros. Com o objetivo de minimizar esses erros, Jong van Lier e Libardi (1999) utilizaram técnicas computacionais de regressão para o cálculo da umidade em função do tempo ($\theta \times t$) e do potencial total da água no solo em função da profundidade ($h \times z$). Ainda assim, o problema dessa técnica é o uso de apenas uma função exponencial para expressar a relação $K(\theta)$, que pode não resultar nos melhores ajustes para essa relação.

No caso de solos irrigados com águas salinas e sódicas, já é conhecido que o sódio tem um efeito prejudicial nas propriedades hidrodinâmicas do solo. Cook et al. (1997) mostraram uma diminuição da taxa de infiltração e da drenagem após 32 meses de irrigação. Jnad et al. (2001) observaram aumento da capacidade de retenção de água no solo. De maneira geral, vários autores já relataram decréscimo da condutividade hidráulica em solos irrigados com água salinas (BAGARELLO et al., 2005; BALKS; BOND; SMITH, 1998; FRENKEL; GOERTZEN; RHOADES, 1978; HALLIWELL; BARLOW; NASH, 2001) ou com efluente (JNAD et al., 2001; MAGESAN et al., 1999; MAGESAN et al., 2000; MEENER; McLAY; LEE, 2001).

Portanto, esses fenômenos são susceptíveis de dificultar a determinação de $K(\theta)$ no campo, uma vez que os métodos empregados são geralmente baseados na drenagem da água.

Wind (1968) desenvolveu um método simples para determinar as propriedades hidráulicas de amostras de solo com estrutura não deformada no laboratório, sob condições de evaporação. O próprio princípio do método elimina quaisquer problemas relacionados à infiltração e drenagem da água no solo. Tamari et al. (1993) ressaltaram que os valores das propriedades hidráulicas determinadas com este método estão de acordo com aqueles obtidos com um método de referência no campo que requeresse os perfis de umidade e gradientes de potencial total.

Wendroth et al. (1993) avaliaram o procedimento de cálculo do método para propriedades hidráulicas com simulações numéricas e confirmaram a teoria e as limitações do método em umidades perto da saturação. Bruckler et al. (2002), num experimento de adaptação do método Wind para condições de infiltração, concluíram que, assim como nas condições de evaporação, a variância da condutividade hidráulica estimada aumenta com a umidade, devido à diminuição dos gradientes de potencial. Ndiaye et al. (2004) utilizaram o método Wind em solos cultivados com faixa de umidade similar a ocorrida durante o cultivo e obtiveram bons resultados.

A estimativa das curvas de retenção da água usando os algoritmos de Wind (1968) não é muito sensível aos erros experimentais quando os dados contêm pequenos erros devido à posição ou a calibração, mas erros de medidas tensiométricas podem ter uma influência grande nos valores da condutividade hidráulica em condições de proximidade da saturação (TAMARI et al., 1993; MOHRATH et al., 1997). Isto realça a necessidade da calibração e das medidas de posição precisas dos microtensiômetros, bem como do descarte dos valores perto da saturação.

Dentre os diversos métodos que foram desenvolvidos para estimar propriedades hidráulicas do solo (STOLTE et al., 1994; ANGULO-JARAMILLO et al. 1996), o método de Wind apresenta as seguintes vantagens: (i) em qualquer tempo de medida, somente a umidade média da amostra de solo é necessária, (ii) as curvas $h(\theta)$ e $K(\theta)$ podem ser estimadas simultaneamente, e (iii) como os valores discretos de umidade e de condutividade hidráulica são calculados, não é preciso inferir sobre um modelo matemático de ajuste da curva $K(\theta)$.

3.2.2 Material e Métodos

O campo experimental situa-se no município de Lins, SP (49°50'W; 22°21'S) e está situado próximo a um sistema de lagoas de estabilização, as quais fornecem o efluente que é aplicado nas culturas. O clima da região é caracterizado como mesotérmico de inverno seco, segundo a classificação de Koppen. A temperatura média varia entre 18°C e 22° C, a precipitação anual entre 1100 e 1300 mm e o solo da área é classificado como latossolo vermelho distrófico típico.

Para avaliar o sistema de determinação de condutividade hidráulica do solo não saturado Wind e compará-lo com método de campo (perfil instantâneo), foram selecionadas três parcelas. A primeira, apenas com grama, não sofreu quaisquer tipos de cultivo e irrigação. Suas propriedades físicas e hídricas foram consideradas como referência para comparação com as outras duas, as quais foram cultivadas com milho e girassol alternadamente durante 2 anos (4 ciclos), sendo uma delas irrigada com efluente (parcela E) e a outra com água de abastecimento (parcela A).

Para as determinações de $K(\theta)$ em laboratório pelo sistema Wind (Figura 1b), foram abertas trincheiras e coletadas 2 amostras em cada uma das três parcelas, apenas nas profundidades 0,125 e 0,375 m (Figura 1a). Os cilindros utilizados para a coleta possuem aproximadamente 0,15m de diâmetro, 0,07m de altura e 6 furos de 4 mm de diâmetro ao longo de sua altura.

Figura 1 – a) Coleta das amostras em campo; b) Determinação em laboratório (sistema Wind)

Para a instalação do sistema, o cilindro com a amostra foi primeiramente pesado para que sua massa inicial fosse conhecida. Foi então colocado para saturar.

O dispositivo de medida do potencial de água destinado ao funcionamento do método Wind é constituído de um conjunto de seis microtensiômetros. Cada um dos microtensiômetros é formado por uma cerâmica porosa, ligada a um sensor de pressão por meio de um tubo em nylon. Os sensores de pressão são mantidos mecanicamente numa caixa hermética contendo meios de condicionamento e de conexões elétricas.

A cerâmica porosa utilizada, de 0,02m de comprimento e 0,0022m de diâmetro, é constituída de um corpo cilíndrico prolongado e uma ponta cônica, no interior da qual existe uma pequena cavidade cilíndrica axial de aproximadamente 0,0005m de diâmetro. A pressão de entrada de ar (pressão necessária à passagem de ar através da cerâmica porosa saturada de água) que caracteriza a porosidade da cerâmica é da ordem de 15 m.c.a.

O sensor de pressão utilizado é um sensor diferencial, com pressão de serviço de 10 m.c.a. e precisão de 0,1%. O sensor de pressão utiliza um princípio piezoresistivo (variação da condutividade elétrica de um material submetido a uma força mecânica). O corpo de prova, de pequenas dimensões (em torno de 3mm x 3mm), é constituído de um monólito de silício micro-usinado comportando uma rede de forças difundidas, formando uma ponte de Wheatstone. Esta tecnologia permite eliminar os efeitos de histerese ligados às heterogeneidades estruturais do sensor. O silício monocristalino possui excelentes propriedades de elasticidade.

O preenchimento do circuito hidráulico é uma operação delicada, tendo sido feito em três etapas: (i) preenchimento da cerâmica porosa e do capilar, (ii) preenchimento do sensor de pressão, (iii) conexão do capilar ao sensor de pressão. Toda água utilizada foi degazeificada. Qualquer introdução de bolhas de ar no circuito hidráulico contribui para aumentar seu tempo de resposta, portanto não se deve deixar entrar ar no sistema.

Após a pesagem, o cilindro de solo foi colocado sobre uma placa de plástico rígido e vedado com pasta silicone para evitar qualquer vazamento por drenagem. O cilindro foi disposto sobre a caixa de sensores, e o conjunto foi colocado sobre uma balança de precisão. Introduziu-se em seguida a cerâmica porosa e o capilar em cada furo do cilindro. Com uma pasta silicone, a entrada do capilar sobre o cilindro foi vedada. Antes do início das medidas propriamente ditas, os microtensiômetros foram estabilizados no solo.

Os sensores de pressão foram conectados a um multiplexador, associado a uma central de aquisição de dados CR10X. Um sensor de temperatura (parte interna da caixa de sensores de pressão) e um sensor de temperatura e umidade relativa do ar foram também conectados ao multiplexador. Esses sensores permitiram corrigir os erros de leituras de potencial mátrico devidos às flutuações de umidade e temperatura interna e externa.

O sistema todo foi ligado ao computador. O software LoggerNet foi utilizado para controle da aquisição dos dados, tendo sido programado para registrar os sinais dos sensores e da balança a cada 20 minutos.

Após a parte experimental de laboratório, os dados foram tratados pelo software ESPAS. As condições iniciais do tratamento dos dados são a umidade média da amostra (θ_{real}) e os valores de potencial mátrico. Os algoritmos combinam: i) um procedimento de ajuste não linear para determinação dos parâmetros de Van Genuchten (1980) da curva de retenção; isso permite reconstituir o perfil de umidade teórica média a cada passo de tempo; a condição de parada do algoritmo é relacionada à minimização de $(\theta_{\text{teórico}} - \theta_{\text{real}})$; ii) um método direto para o cálculo dos valores de condutividade hidráulica, seguido de um procedimento de ajuste para determinação dos parâmetros da função da condutividade hidráulica escolhida, também baseado na minimização de $(K_{\text{teórico}} - K_{\text{real}})$.

No campo, foram realizados três experimentos de determinação das funções $K(\theta)$ nas três parcelas, T, E e A. Aplicou-se o método do perfil instantâneo. Ao mesmo tempo, foram coletadas amostras de solo indeformadas em cada profundidade (3 repetições) para determinação das curvas de retenção da água no solo em laboratório, que foram ajustadas ao modelo de Van Genuchten (1980). Os valores de umidade foram obtidos a partir destas curvas e das leituras dos tensiômetros. A saturação do perfil do solo foi iniciada colocando-se água de abastecimento nas parcelas a partir de caminhões pipa. Terminada essa operação (potencial mátrico, $\psi_m=0$), as parcelas foram cobertas com uma capa plástica para evitar evaporação e com capim seco para diminuir o aquecimento. Este foi considerado o tempo zero de redistribuição. Utilizou-se o método de Hillel et al. (1972) para a determinação das equações de condutividade hidráulica em função da umidade, $K(\theta)$.

3.2.3 Resultados e Discussão

A figura 2 resume as principais curvas otimizadas e fornecidas pelo software ESPAS. Esses resultados correspondem à análise da amostra da parcela E, profundidade 0,375 m. O primeiro gráfico (a) da figura 2 mostra os valores brutos de potencial mátrico para os seis microtensiômetros com o tempo. Pode-se observar a regularidade e continuidade dos dados ao longo da secagem da amostra. Isso ilustra uma das principais vantagens da determinação de $K(\theta)$ em laboratório em comparação à determinação no campo, isto é, o controle das condições de operação e dos fatores externos.

No campo, a irregularidade dos dados pode ser causada por mudança de temperatura, fluxos preferenciais, evaporação, fauna do solo, etc. Outra característica da determinação de $K(\theta)$ em laboratório é o número de medidas, muito superior em relação a outros métodos. A utilização de um sistema automatizado permite uma aquisição freqüente de dados, no caso a cada 20 minutos. As curvas dos gráficos da figura 2 foram construídas com no mínimo 266 valores de h (Efluente 0,375m) e no máximo 621 valores (Testemunha 0,125m).

Devido à sua regularidade, a única filtragem dos dados consiste geralmente em eliminar os valores após entrada de ar no sistema, em geral quando $h > 10$ m.c.a, visualizado pela quebra da curva no gráfico 2a, nos tensiômetros 1 e 2, (os valores de h passam de -10 a 0 m). Também são eliminados os valores no início e no final do experimento, quando os gradientes de potencial (Δh) são muito baixos (ver no gráfico 2a, $\Delta h_2 < \Delta h_1$).

Figura 2 – a) Valores brutos de potencial mátrico para os seis microtensiômetros com o tempo na parcela E, 0,375m; b) Curvas $\theta_{\text{teórica}} \times \theta_{\text{medida}}$; c) Curvas de retenção, $h(\theta)$; d) Condutividade hidráulica em função da umidade, $K(\theta)$ e e) Condutividade hidráulica em função do potencial mátrico, $K(h)$ gerada pelo software ESPAS durante o processamento dos dados. Os pontos “1” correspondem à profundidade 2 cm; “2” a 3cm e “3” a 4cm

A segunda parte do tratamento é a escolha dos modelos: (i) da distribuição da umidade no perfil do solo $\theta(z)$: modelo de Van Genuchten (equação 1) ou modelo polinomial (equação 2) e, (ii) das curvas $K(\theta)$ e $K(h)$: modelo de Mualem-Van Genuchten (equação 3) ou modelo de Gardner (equação 4).

$$\theta = (\theta_{\text{sup}} - \theta_{\text{inf}}) \cdot \left(\frac{1}{1 + (a \cdot z)^n} \right)^{1 - \frac{1}{n}} + \theta_{\text{inf}} \quad (1)$$

em que,

θ_{sup} - umidade na borda superior do cilindro ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

θ_{inf} - umidade na borda inferior do cilindro ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

z - profundidade (m);

a e n - parâmetros empíricos ajustados.

$$\theta = a_0 + a_1 \cdot z + a_2 \cdot z^2 + a_3 \cdot z^3 \quad (2)$$

sendo,

a_0, a_1, a_2 , e a_3 - parâmetros empíricos ajustados

$$K(\theta) = K_s \Theta^\tau \cdot (1 - (1 - \Theta^{1/m})^m)^2 \quad (3)$$

onde,

Θ - saturação efetiva = $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$;

θ_s - umidade de saturação ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

θ_r - umidade residual ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

K_s - condutividade hidráulica saturada estimada;

τ - fator de tortuosidade.

$$K(\theta) = a_0 \cdot \exp(a_1 \theta) \quad (4)$$

em que,

a_0 e a_1 - parâmetros empíricos ajustados.

Finalmente, foi necessário fazer os ajustes a seguir, o que permitiu melhorar os coeficientes de determinação das curvas: escolha dos tensiômetros cujos dados fossem os mais regulares, da faixa de tempo levada em consideração nos cálculos, das profundidades de cálculo e dos parâmetros de iteração dos algoritmos. Além disso, várias opções são disponíveis, como a introdução de demais valores: K_{sat} , θ_{sat} , tortuosidade, expansão do solo e gradiente mínimo considerado.

Os gráficos (b), (c), (d) e (e) da Figura 2 correspondem aos resultados após o processamento dos dados pelos algoritmos do programa ESPAS. Eles apresentam os valores teóricos (calculados) e os valores reais (medidos) das funções hidráulicas $h(\theta)$, $K(\theta)$ e $K(h)$. De uma maneira geral, os valores de θ se ajustaram bem à equação (1), com r^2 entre $\theta_{teórica}$ e θ_{medida} de 0,999 para as 6 amostras. Contudo, para se obter resultados mais próximos da realidade, os valores de θ_{sat} foram fixados antes do processamento.

A curva de retenção é apresentada no gráfico (c). O ajuste das curvas $K(\theta)$ e $K(h)$ é mais delicado, devido à sensibilidade da condutividade hidráulica aos pequenos erros de medidas dos potenciais mátricos pelos sensores de pressão. Essa característica é ressaltada por Tamari et al. (1993). Estes erros podem vir de uma ligeira modificação da calibração dos sensores durante o experimento, da sensibilidade da balança ou da medida da altura das cerâmicas porosas dos microtensiômetros. Além disso, a dispersão dos valores de condutividade aumenta quando o cálculo é baseado em gradientes de potencial “fracos”, o que ocorre no início e final do experimento, ($\Delta h_2 < \Delta h_1$, figura 2a). Os gráficos (d) e (e) mostram as curvas $K(\theta)$ e $K(h)$, cujos coeficientes de ajuste foram de 94 e 95%, respectivamente.

Nos gráficos da figura 3 estão apresentados a evolução dos valores de potencial mátrico em função do tempo das 6 amostras analisadas. Verifica-se a regularidade das curvas construídas através das leituras feitas a cada 20 minutos. Nota-se que a diminuição do potencial mátrico nas amostras das parcelas A e E é mais rápida do que na amostra da parcela T. Isso significa o maior efeito de capilaridade nas primeiras, o que pode ser atribuído a uma porosidade mais fina. É também interessante observar a quebra na inclinação das curvas, mostrando que, enquanto o processo de secagem é constante (ajuste de $\theta(t)$ a uma função linear), a diminuição do potencial mátrico do solo ocorre em duas fases distintas. Esta quebra, porém, ocorre em potenciais menores nas amostras das parcelas A e E (em torno de -1 m.c.a.) do que na T, em torno de -3 a -4 m.c.a.

Figura 3 – Evolução dos potenciais mátricos a 4 cm de profundidade durante a evaporação no método WIND, para as amostras 0,125 e 0,375 m das parcelas T, A e E

A escolha dos modelos é o passo mais importante e depende das propriedades intrínsecas do solo. Nesse trabalho, ela foi baseada nos valores do coeficiente de ajuste das curvas $\theta_{\text{teórica}} = \theta_{\text{medida}}$, $K(\theta)_{\text{teórica}} = K(\theta)_{\text{medida}}$ e $K(h)_{\text{teórica}} = K(h)_{\text{medida}}$. Os resultados do ajuste dos parâmetros aos diferentes modelos para a amostra da parcela E na profundidade 0,375 m estão apresentados na tabela 1. O modelo de Mualem-Van Genuchten mostrou-se o mais apropriado, as equações sendo baseadas em realidades físicas, tais como, forma de distribuição de tamanho de poros e tortuosidade. Com relação à distribuição da umidade no perfil do solo, observou-se que a curva polinomial (equação 2) forneceu resultados melhores do que a aproximação de $\theta(z)$ pela equação (1). Isso foi confirmado para todas as amostras.

Tabela 1 - Parâmetros ajustados aos diversos modelos fornecidos pelo software ESPAS, para a profundidade 0,375 m (parcela E), referente às equações 1, 2, 3 e 4

	Modelo K(θ)								
	Mualem Van Genuchten			Gardner			Polinomial		
	Com modelo $\theta(z)$			Com modelo $\theta(z)$			Com modelo $\theta(z)$		
	Polinomial x^3	Polinomial x^2	Van Genuchten $a=500$	Polinomial x^3	Polinomial x^2	Van Genuchten $a=500$	Polinomial x^3	Polinomial x^2	Van Genuchten $a=500$
<i>Parâmetros de K(θ)</i>									
r^2	0,9371	0,9311	0,8622	0,9028	0,9007	0,7625	0,9314	0,9180	0,8612
θ_s	0,345	0,330	0,390						
θ_r	0,043	0,098	0,160						
Ksat (m, s^{-1})	3,55E-07	7,03E-08	1,51E-07						
n	1,449	1,935	3,232						
τ (tortuosidade)	0,5	0,5	0,5						
a0 – Gardner				6,63E-14	5,25E-14	5,77E-15			
a1 – Gardner				42,562	43,306	51,092			
a0 – Polinomial							-13,086	-12,522	-62,787
a1 – Polinomial							11,898	6,608	574,450
a2 – Polinomial							52,695	62,104	-2037,600
a3 – Polinomial							-107,630	-100,210	2441,300
<i>Parâmetros de K(h)</i>									
r^2	0,9270	0,9240	0,8602	0,7672	0,7439	0,8516	n,d,	n,d,	0,8642
α	2,759	2,625	0,632						
n	1,103	1,125	2,771						
Ksat	6,33E-06	3,69E-06	1,64E-08						
a0 – Gardner				-19,163	-19,348	-17,857			
a1 – Gardner				-0,023	-0,023	-0,074			
a0 – Polinomial							1,726	1,726	-7,418
a1 – Polinomial							1,173	1,173	0,933
a2 – Polinomial							1,09E-06	1,09E-06	0,0358
a3 – Polinomial							-9999	-9999	0,0012

Os gráficos das figuras 4 a 12 mostram as curvas de $\ln K(\theta)$, $K(\theta)_{\text{teórica}}$ vs. $K(\theta)_{\text{medida}}$ e $(K(\theta)_{\text{medida}} - K(\theta)_{\text{teórica}})$ vs. θ das 6 amostras. Observa-se que os dados se ajustam bem ao modelo escolhido. O modelo acompanha bem a queda rápida de $K(\theta)$ nas umidades baixas, o que é bem claro na amostra da parcela E a 0,125m. Também modela bem a atenuação do aumento de $K(\theta)$ com o aumento da umidade, o que não faz um modelo exponencial (equação $\ln K(\theta)$ linear). As faixas de umidades foram sempre menores na profundidade 0,375m que na profundidade 0,125, sugerindo uma diferença na porosidade total da amostra. Nos gráficos $K(\theta)_{\text{teórica}}$ vs. $K(\theta)_{\text{medida}}$, os altos valores de r^2 indicam a precisão do modelo. O pior ajuste foi encontrado nas amostras da parcela Água, nas duas profundidades. Nas demais parcelas, os r^2 foram relativamente altos (0,8).

Os resíduos do modelo foram medidos pela diferença entre a $K(\theta)$ medida e a $K(\theta)$ teórica (figuras 6, 9 e 12). Os resíduos sempre foram menores do que $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.h}^{-1}$. As médias dos resíduos, calculadas em % do valor de $K(\theta)$ medido, foram as seguintes: 10, -3, -8, -5, 9 e 2% nas amostras T-0,125; T-0,375; A-0,125; A 0,375; E-0,125 e E-0,375, respectivamente. Observa-se o aumento dos resíduos com o aumento da umidade, para todas as amostras. Isso indica que o modelo é mais preciso nas umidades baixas, corroborando com as conclusões de Wendroth et al. (1993) que expõem as limitações do método em umidades perto da saturação. Os parâmetros ajustados ao modelo de Mualem - Van Genuchten (equação 3) estão apresentados na tabela 2.

Tabela 2 – Parâmetros do modelo de Mualem-Van Genuchten (equação 3) para as amostras Testemunha, Água e Efluente a 0,125 e 0,375m

Parâmetros ajustados		0,125 m		
		Testemunha	Água	Efluente
$\theta_s (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$		0,399	0,386	0,392
$\theta_r (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$		0,108	0,176	0,196
$K_{\text{sat}} (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$		$1,65 \cdot 10^{-8}$	$1,54 \cdot 10^{-8}$	$1,31 \cdot 10^{-7}$
N		4,43	4,67	7,83
T		$2,90 \cdot 10^{-4}$	$5,08 \cdot 10^{-5}$	$2,32 \cdot 10^{-5}$
$m=1-1/n$		0,77	0,79	0,87
		0,375 m		
		Testemunha	Água	Efluente
$\theta_s (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$		0,375	0,408	0,39
$\theta_r (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$		0,13	0,166	0,143
$K_{\text{sat}} (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$		$1,89 \cdot 10^{-7}$	$3,49 \cdot 10^{-8}$	$4,32 \cdot 10^{-8}$
N		3,02	3,43	2,41
T		0,868	0,297	$9,94 \cdot 10^{-3}$
$m=1-1/n$		0,67	0,71	0,59

Figura 4 - Curvas de condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ para a parcela T a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b).

Figura 5 – Relação entre a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ medida e teórica para a parcela T a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 6 – Resíduos do modelo de Van Genuchten em função da umidade para a parcela T a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 7 – Curvas de condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ para a parcela A a 0,125m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 8 – Relação entre a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ medida e teórica para a parcela A a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 9 – Resíduos do modelo de Van Genuchten em função da umidade para a parcela A a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 10 – Curvas de condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ para a parcela E a 0,125m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 11 – Relação entre a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ medida e teórica para a parcela E a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b)

Figura 12 – Resíduos do modelo de Van Genuchten em função da umidade para a parcela E a 0,125 m (a) e a 0,375 m (b)

Estão ilustradas nas figuras 13 e 14 as seis curvas $K(\theta)$ das três parcelas ajustadas aos modelos de Mualem-Van Genuchten e de Gardner. De maneira geral, o modelo de Gardner superestima os valores de condutividade hidráulica tanto em condições úmidas quanto em condições secas. Foram então calculadas as variações em % entre as condutividades hidráulicas estimadas pelos modelos de Gardner e de Mualem-Van Genuchten. Os gráficos da figura 15 mostram estas variações em função da umidade. Observa-se que as curvas divergem rapidamente nas umidades extremas, principalmente nas umidades baixas. As variações rapidamente superam 500%, pois o modelo de Gardner não estima a queda de $K(\theta)$ em baixas umidades. Por outro lado, as variações são mínimas na faixa de umidade intermediária. Conclui-se que o modelo de Gardner adapta-se melhor numa faixa estreita de umidade (0,20 a 0,25 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), enquanto o modelo de Mualem-Van Genuchten é válido na faixa inteira da umidade estudada.

Voltando na figura 13, observa-se que as amostras da parcela A têm $K(\theta)$ menor que as amostras da parcela E e T, o que é explicado pelo efeito do sódio nas propriedades físicas do solo, cuja concentração na água é igual à no efluente. Como o efluente contém outros cátions que compensam o efeito do sódio e diminuem o valor da RAS (indicador de salinidade), não há diminuição de $K(\theta)$, mostrando ao contrário valores maiores que na T profundidade 0,125m.

Essas hipóteses não foram estudadas estatisticamente pois não houve repetições, uma vez que o foco do capítulo é a avaliação do método.

Figura 13 - Curvas de $\ln K(\theta)$ teóricas ajustadas ao modelo de Gardner e de Mualem-Van Genuchten nas profundidades 12,5cm e 37,5cm nas parcelas T, A e E

Figura 14 – Relação entre K estimada pelo modelo de Gardner e K estimada pelo modelo de Mualem-Van Genuchten

Figura 15 - Diferenças entre os valores de K estimadas pelo modelo de Gardner (K_1) e pelo modelo de Mualem-Van Genuchten (K_2), expressas em %, em função da umidade

Paralelamente a este estudo no laboratório, foram determinadas as curvas $K(\theta)$ no campo com o método do perfil instantâneo, usando o modelo exponencial. Nessas condições, para avaliar o método de determinação da condutividade hidráulica no laboratório em relação à determinação no campo, utilizou-se o modelo de Gardner, pois é o modelo exponencial comparável ao modelo usado no campo. Foram escolhidos os coeficientes de determinação das curvas já descritas anteriormente e ressaltadas abaixo:

$$\ln K = a\theta + b \quad (5)$$

$$K_{teórica} = K_{real} \quad (6)$$

$$\theta = a_0 + a_1(\ln t) + a_2(\ln t)^2 + a_3(\ln t)^3 \quad (7)$$

$$\theta_{teórica} = \theta_{real} \quad (8)$$

Na tabela 3, estão apresentados os valores de r^2 das equações 5, 6, 7 e 8 determinadas no campo, e no laboratório para as 6 amostras, a 0,125 e a 0,375m. Nota-se que a estimativa da umidade apresentou bons resultados tanto pela determinação das curvas de retenção pelo método convencional (panela pressão de Richards) quanto pelo método Wind, sendo ligeiramente melhores no segundo se os valores θ_s e θ_r forem estimados.

Os inconvenientes da determinação de $h(\theta)$ por evaporação são: (i) a curva de retenção no método convencional permite obter valores de umidade numa faixa de potencial mátrico mais ampla (0-150 m.c.a) do que por evaporação (0-7 m.c.a), (ii) os parâmetros θ_r e θ_s do modelo de Van Genuchten obtidos por evaporação não representam a realidade (ver resultados na tabela 2), pois eles são estimados e não medidos como no método convencional (θ_r a -150 m.c.a. e θ_s a saturação).

As vantagens do método Wind são: (i) o estabelecimento da curva de retenção por evaporação representa melhor a situação real, cobrindo uma faixa de potencial relativamente similar à observada no campo (0-7m.c.a.), (ii) a curva de retenção é obtida no método Wind com mais de 1000 valores, enquanto somente 9 valores foram usados no método convencional, (iii) a curva de retenção e a curva de condutividade hidráulica são construídas simultaneamente, isto é, para cada valor de K na curva $\ln K(\theta)$, o valor θ correspondente é um valor real medido.

Tabela 3 - Coeficientes de determinação referentes às equações (i) $\ln K = a\theta + b$, (ii) $\theta = a_0 + a_1(\ln t) + a_2(\ln t)^2 + a_3(\ln t)^3$, e, (iii) curva de retenção, obtidos pelo método do perfil instantâneo e pelo método Wind nas três parcelas nas profundidades 0,125 e 0,375m

Parcela	$r^2 \ln K(\theta)$	$r^2 \theta (\ln t)$	$r^2 h(\theta)$		θ_r	θ_s		
Profundidade 0,125 m								
<u>Método do perfil instantâneo</u>								
T	0,8178	0,8796	0,9906		0,399	0,108		
A	0,6939	0,6559	0,9989		0,386	0,176		
E	0,4073	0,5365	0,9986		0,392	0,196		
<u>Método Wind</u>								
T	0,8856**	0,9991**	0,9993*	0,9861**	0,389*	0,399**	0,175*	0,108**
A	0,7392**	0,9992**	0,9994*	0,9838**	0,347*	0,386**	0,191*	0,176**
E	0,9089**	0,9992**	0,9995*	0,9582**	0,342*	0,392**	0,122*	0,196**
Profundidade 0,375 m								
<u>Método do perfil instantâneo</u>								
T	0,7769	0,7680	0,9981		0,375	0,130		
A	0,5685	0,5743	0,9977		0,408	0,166		
E	0,4156	0,5159	0,9951		0,390	0,143		
<u>Método Wind</u>								
T	0,9371**	0,9984**	0,9997*	0,9979**	0,518*	0,375**	0,140*	0,130**
A	0,8717**	0,9946**	0,9995*	0,9953**	0,769*	0,408**	0,198*	0,166**
E	0,9401**	0,9989**	0,9995*	0,995**	0,614*	0,390**	0,180*	0,143**

* valores de θ_s e θ_r estimados pelo programa ESPAS

** valores de θ_s e θ_r medidos e fornecidos ao programa ESPAS

Pode-se observar que os dados experimentais dos conjuntos $(\theta, \ln t)$ se ajustaram muito bem à função polinomial (7) no experimento de laboratório (r^2 entre 0,9946 a 0,9992), ao contrário do experimento no campo (r^2 entre 0,5159 a 0,8796). Isso é devido à diminuição regular e controlada da umidade pelo método Wind, enquanto a grande variabilidade temporal da umidade pode ser explicada pela presença de fluxos de água preferenciais, variação de temperatura, heterogeneidade do solo, raízes, formigueiros, precipitação, etc... Entretanto, esses fatores não bastam para explicar os maus ajustes obtidos; diversos indícios levam a pensar que o sódio contido no efluente e na água modificou a estrutura do solo e diminuiu drasticamente a infiltração e a drenagem, tornando difícil a determinação de $K(\theta)$ pelo método do perfil instantâneo, que é baseado na drenagem.

Por outro lado, como o método Wind é baseado na evaporação, os problemas de infiltração causados pelo sódio não interferiram na determinação de $K(\theta)$. A redução da umidade com o tempo foi regular, conseqüentemente, o ajuste dos pares de dados (K, θ) a uma função exponencial foi melhor no experimento de laboratório (r^2 de 0,7392 e 0,9401) do que em campo (r^2 de 0,4073 a 0,8178). No caso do método Wind, onde se podem controlar os fatores externos, o

fato de obter valores de r^2 relativamente baixos apesar da regularidade dos dados de potenciais mátricos, indica que o modelo não descreve exatamente os processos observados, e principalmente porque o modelo superestima valores de K nas umidades elevadas.

Finalmente, nota-se que a estimativa dos valores de θ_r e θ_s não é satisfatória, uma vez que a amostra começa a ser analisada após 24h de drenagem (a amostra inicial de solo, totalmente saturada, inviabiliza as medidas pela demora da secagem). Da mesma forma, o experimento termina com um potencial mátrico total de aproximadamente -8 m.c.a., sendo que a umidade residual é obtida com $h = -150$ m.c.a. Esses dados não permitem a extrapolação da curva a valores de umidade elevados ($h = 0$ m.c.a) ou baixos ($h = -150$ m.c.a.). Recomenda-se por esta razão a determinação em paralelo de θ_r e θ_s com a câmara de pressão de Richards, e a introdução desses valores no modelo escolhido no programa.

3.3 Conclusões

- 1) No sistema Wind, além de ser obtida simultaneamente à curva $K(\theta)$, a curva de retenção é construída com o número de pontos desejados. Nesse trabalho, escolheu-se 20 minutos como tempo de aquisição, perfazendo um número mínimo de 266 pares de dados (θ, h).
- 2) Os métodos de laboratório (Wind) e de campo (perfil instantâneo) abrangem faixas de umidade complementares: o método de campo é válido na faixa de umidade da saturação à capacidade de campo, sendo que o método de laboratório se aplica mais nas umidades inferiores à capacidade de campo.
- 3) O método baseado na evaporação mostrou-se mais adaptado a solos irrigados com águas sódicas do que o método baseado na redistribuição de água (drenagem). Em relação ao método do perfil instantâneo, o Wind apresentou resultados de $K(\theta)$ mais ajustados ao modelo exponencial, para todas as amostras. Em condições naturais (parcela não irrigada), o método de laboratório também forneceu melhores resultados, apenas com menor diferença.
- 4) Bem como na determinação em campo, observou-se diminuição da condutividade hidráulica nas parcelas irrigadas com efluente e água em relação à parcela testemunha.
- 5) Os dados obtidos pelo sistema Wind não tiveram bom ajuste ao modelo de Gardner (exponencial), tendo sido melhor ajustados ao modelo de Mualem-Van Genuchten. O

modelo de Gardner superestimou os valores de K nas umidades muito baixas e muito altas.

Referências

ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J.P.; THONY, J.L.; VAUCLIN, M. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.60, p.710–715, 1996.

BACCHI, O.O.S.; CORRENTE, J.E.; REICHARDT, K. Análise comparativa de dois métodos simplificados de determinação da condutividade hidráulica de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.15, p. 249-252, 1991.

BAGARELLO, V.; IOVINO, M.; PALAZZOLO, E.; PANNO, M.; REYNOLDS, W.D. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. **Geoderma**, Amsterdam, 2005. In press.

BAKER, F.G.; VENEMAN, P.L.M.; BOUMA, J. Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Proceedings**. V.38, p.885-888, 1974.

BALKS, M.R.; BOND, W.J.; SMITH, C.J. Effects of sodium accumulation on soil physical properties under an effluent-irrigated plantation. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 36, p.821-830, 1998.

BOUMA, J. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. **Agricultural and Water Management**, Amsterdam, v. 6, p. 177-190, 1983.

BRUCKLER, L.; BERTUZZI, P. ; ANGULO-JARAMILLO, R.; RUY, S. Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.66, p. 384-395, 2002.

COOK, F.J.; KELLIHER, F.M.; McMAHON, S.D. Changes in infiltration during wastewater irrigation of a highly permeable soil. **Journal of Environmental Quality** v. 23, 476-82, 1994.

FRENKEL, H.; GOERTZEN, J.O.; RHOADES, J.D. Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 42, p. 32-39, 1978.

HALLIWELL, D.J.; BARLOW, K.M.; NASH, D.M. A review of the effects of wastewater sodium on soil physical properties and their implications for irrigation systems. **Australian Journal Soil Research**, Sidney, v. 39, p.1259-1267, 2001.

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

JNAD, I.; LESIKAR, B.; KENIMER, A.; SABBAGH, G. Subsurface drip dispersal of residential effluent: II. Soil hydraulic characteristics. **Transactions of the ASAE**, Saint-Joseph, v.44, n. 5, p. 1159-1165, 2001.

JONG van LIER, Q. Oxigenação do sistema radicular: uma abordagem física. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.25, p. 233-238, 2001.

JONG van LIER, Q.; LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.23, p.1005-1014, 1999.

KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. **Soil Science**, v.113, p.264-276, 1972.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Características hídricas de 5 (cinco) solos do Estado de São Paulo: II. Curvas de retenção e condutividade hidráulica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 14., 1973, Santa Maria. **Anais**: Santa Maria: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p.140-148, 1974.

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

MAGESAN, G.N.; WILLIAMSON, J.C.; SPARLING, G.P.; SCHIPPER, L.A.; LLOYD-JONES, A.R. Hydraulic conductivity in soils irrigated with wastewaters of differing strengths: Field and laboratory studies. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 37, p. 391-402, 1999.

MAGESAN, G.N.; WILLIAMSON, J. C.; YEATES, G.W.; LLOYD-JONES, A.R. Wastewater C:N ratio effects on soil hydraulic conductivity and potential mechanisms for recovery. **Bioresource Technology**, Oxford, v.71, p.21-27, 2000

MEENNER, J.C.; McLAY, C.D.A.; LEE, R. Effects of sodium-contaminated wastewater on soil permeability of two New Zealand soils. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.39, p.877-891, 2001

MOHRATH, D.; BRUCKLER, L.; BERTUZZI, P.; GAUDU, J.C.; BOURLET, M. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 61, p.725-735, 1997.

NDIAYE, B.; ESTEVES, M.; LAPETITE, J.M.; VANDERVAERE, J.P.; VAUCLIN, M. Evaporation method to estimate hydrodynamic properties in cultivated soils. **Journal des Sciences Pour l'Ingénieur**, v. 4, p. 23-29, 2004.

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; ERH, K.T. Spatial variability of field measured soil water properties. **Hilgardia**, Riverside, v.42, n.7, p.215-259, 1973.

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

QUEIROZ, M.M.F.; RUSTEBERG, B.; GHEYI, H.R.; GUERRA, H.O.C. Estudo da condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.3, n.2, p. 161-166, 1999.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous medium. **Physics**, New York, v.1, p.318-333, 1931.

RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v.20, p. 310-314, 1956.

RICHARDS, S.J.; WEEKS, L.V. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v.17, p.206-208, 1953.

SAUNDERS, L.C.U.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Condutividade hidráulica da Terra roxa estruturada em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 2, p. 164-167, 1978.

SHOUSE, P.J.; SISSON, J.B.; ELLSWORTH, T.R.; JOBES, J.A. Estimating in situ unsaturated hydraulic properties of vertically heterogeneous soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.56, p.1673-1679, 1992.

STOLTE, J.; FREIJER, J.L.; BOUTEN, W.; DIRKSEN, C.; HALBERTSMA, J.M.; VAN DAM, J.C.; VAN DEN BERG, J.A.; VEERMAN, G.J.; WOSTEN, J.H.M. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 58, p.1596-1603, 1994.

TAMARI, S.; BRUCKLER, L.; HALBERTSMA, J.; CHADOEUF, J. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, p. 642-651, 1993.

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

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

WENDROTH, O.; EHLERS, W.; HOPMANS, J.W.; KAGE, H.; HALBERTSMA, J.; WÖSTEN, J.H. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, p.1436-1443, 1993.

WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P.E.; WASSINK, A. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**. Gentbrugge: Int. Assoc. Scientific Hydrology, v.1, p. 181-191, 1968.

4 ALTERAÇÕES NA POROSIDADE DE UM SOLO IRRIGADO COM EFLUENTE DE ESGOTO TRATADO

Resumo

Diversos autores já mostraram o impacto da aplicação de efluentes nas propriedades físicas e hídricas do solo, como por exemplo velocidade de infiltração básica, permeabilidade, capacidade de retenção de água, condutividade hidráulica pelas modificações na porosidade do solo. A porosidade é a fração volumétrica do solo representada pelo espaço poroso onde circulam a solução (água e nutrientes) e o ar. A distribuição do diâmetro dos poros condiciona o seu comportamento físico-hídrico. Com base na importância do conhecimento detalhado da distribuição do diâmetro dos poros em um solo irrigado com efluente, objetivou-se neste capítulo verificar e procurar respostas para possíveis alterações desta distribuição advindas dessa prática. O experimento foi dividido em três parcelas: Efluente (E), Água (A) e Testemunha (T). Coletaram-se amostras indeformadas para a determinação das curvas de retenção nas três parcelas em estudo, em 8 profundidades. A partir das curvas de retenção, analisou-se a distribuição dos diâmetros dos poros do solo mediante as curvas diferenciais para todas as profundidades. Chegou-se à conclusão que a irrigação com efluente e com água (águas sódicas) levou à diminuição da microporosidade, isto é, a classe de poros de diâmetro entre 0,2 μm e 50 μm . Por outro lado o aumento significativo da criptoporosidade ($<0,2 \mu\text{m}$) foi identificado em todo o perfil de solo estudado. Houve boa correlação entre os volumes de microporos e criptoporos, a argila dispersa em água (ADA) e o Na^+ , o que confirmou a ocorrência dos processos de dispersão e expansão devido à presença de Na^+ . A dispersão de argilas aumentou com a profundidade nas parcelas irrigadas em relação à Testemunha, até aproximadamente 1 m.

Palavras-chave: Porosidade; Distribuição de poros; Efluente; Irrigação.

ALTERATION OF POROSITY IN A SOIL IRRIGATED WITH TREATED SEWAGE EFFLUENT

Abstract

Some authors already reported the impact of effluent application on soil physic and hydraulic properties, such as basic infiltration velocity, permeability, water retention capacity, and hydraulic conductivity due to changes in the soil porosity. The porosity is a soil volumetric fraction represented by the porous space where the soil solution (water and nutrients) and air circulate. The distribution of pores diameters is responsible for the physic-hydraulical behavior. Based on the importance of detailed knowledge about the distribution of pores diameters over a soil irrigated with effluent, this chapter aimed to verify and search for answers for possible changes in this distribution obtained from this practice. The experiment was divided into three plots: Effluent, Water, and Control. Undisturbed core samples were collected in order to determine the water retention curves at 8 depths. The distribution of pores diameters in the soil was analyzed using the differential water retention curve for all the depths. It was concluded that the irrigation using effluent and water (sodium-rich water) led to a decrease in the microporosity, that is, the pores class with diameter between 0.2 μm and 50 μm . On the other hand, the significant increase in criptoporosity ($<0.2 \mu\text{m}$) was identified in the whole soil profile. There was a good correlation among micropores and criptopores volumes, water clay dispersion, and Na^+ , which confirmed that dispersion and expansion processes occurring in Na^+ presence. The clay dispersion increased with depth in the irrigated plots in relation to the Control, until approximately 1m.

Palavras-chave: Porosity; Pore distribution; Effluent; Irrigation.

4.1 Introdução

Embora ainda não esteja bem claro se o solo é o local mais indicado para disposição de resíduos da ação antrópica (CAMERON; DI; McLAREN, 1997), a aplicação no solo e a reutilização de águas residuárias tratadas, têm sido uma solução relativa ao problema de disposição dos efluentes no ambiente (DARWISH et al., 1999). Dentre os principais sistemas de tratamento de águas residuárias no solo (irrigação, infiltração/percolação e escoamento superficial), a irrigação de culturas tem sido o método mais acessível (FEIGIN; RAVINA; SHALHEVET, 1991) e eficiente (DARWISH et al., 1999), particularmente, nos países em desenvolvimento onde não há uma política para o custo de tratamento das águas residuárias (FRIEDEL et al., 2000).

Ainda que a irrigação com efluentes possa resolver de imediato o problema da contaminação por nutrientes dos corpos d'água, se mal manejada pode causar problemas. As preocupações dizem respeito às questões de sustentabilidade a longo prazo, incluindo a contaminação por nitrato ou compostos orgânicos, aumento da salinidade, e aumento da sodicidade (BOND, 1998). Vários autores já mostraram o impacto deste último processo nas propriedades físico-hídricas do solo, como por exemplo, infiltração, permeabilidade, capacidade de retenção de água, condutividade hidráulica do solo pelas modificações na porosidade, etc.(BOND 1998, THOMAS; SCWATZ; BENEDIXEN, 1966; CLANTON; SLACK, 1987; BALKS; McLAY; HARFOOT, 1997; TARCHITZKY et al., 1999).

A porosidade é a fração volumétrica do solo representada pelos poros do solo onde circulam a solução (água e nutrientes) e o ar, sendo, portanto, o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos do ar e da solução no solo. A distribuição do diâmetro dos poros condiciona o seu comportamento físico-hídrico, tendo papel preponderante nesse contexto. O estudo da porosidade é, portanto, uma das maneiras de se caracterizar e quantificar essas propriedades do solo.

Inúmeras classificações do diâmetro de poros são citadas na literatura, destacando-se uma mais simplificada que separa os poros em duas classes: macroporos, poros com diâmetro maior do que 0,06 mm, e microporos, poros com diâmetro menor do que 0,06 mm, conforme Kiehl (1979), enquanto Richards (1965) classifica os macroporos como os poros com diâmetro maior do que 0,05 mm e os microporos como aqueles com diâmetro menor do que 0,05 mm.

Uma classificação dos poros baseada na organização dos agregados foi definida por Tognon (1991) e Curmi et al. (1994): (i) a porosidade textural ou residual, relacionada ao tipo de partículas (argila, óxidos), portanto, com pouca variação ao longo do tempo, (ii) os criptoporos de diâmetro inferior a 0,0002 mm, que constituem a porosidade relacionada ao arranjo intra-agregados, e, (iii) os microporos e macroporos que estão relacionados ao arranjo inter-agregados. Microporos e macroporos formam a chamada porosidade estrutural, susceptível de sofrer variação pelos fatores externos (compactação, química da solução no solo, umidade). É a porosidade mais importante a ser definida na irrigação com águas salinas.

Com base na importância do conhecimento detalhado da distribuição do tamanho dos poros em um solo irrigado com efluente, este é o objetivo do presente capítulo, verificando e procurando respostas para possíveis alterações.

4.2 Desenvolvimento

4.2.1 Revisão Bibliográfica

Segundo Brewer e Sleeman (1960), citados por Klein e Libardi (2002), a estrutura do solo é dada pela sua condição física, expressa pela dimensão, forma e arranjo das partículas sólidas e dos poros a elas associados. Estes autores ressaltaram que a fertilidade do solo é altamente influenciada pela presença de uma rede ideal de poros, com ampla variação de diâmetros, e que isso influi na produtividade das culturas, por interferir nas relações entre drenagem, teor de água disponível para as plantas, absorção de nutrientes, penetração de raízes, aeração e temperatura (REZENDE, 1997, citado por Klein e Libardi, 2002). Hillel (1970) afirmou que para o bom desenvolvimento das plantas há necessidade de, no mínimo entre 0,06 e 0,20 m³.m⁻³ de macroporos, dependendo do tipo de solo.

A porosidade é a fração volumétrica do solo representada pelos poros do solo, local onde circulam a solução (água e nutrientes) e o ar, sendo, portanto, o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos do ar e da solução no solo. A distribuição do diâmetro dos poros condiciona o seu comportamento físico-hídrico. O estudo da porosidade é, portanto, uma das maneiras de se caracterizar e quantificar essas propriedades do solo.

Greenland (1981) propôs uma classificação dos poros baseada na funcionalidade dos poros. O autor ressalta que os criptoporos e uma parte dos microporos compõem uma fração muito importante da porosidade por ter uma superfície específica muito elevada. Por exemplo, as partículas de argilas do tipo montmorilonita possuem superfície específica de mais de 800 m²/g. Essa fração da porosidade é então muito reativa com a solução no solo (porosidade residual); porém, esta água permanece retida com energia muito alta, sendo, portanto, indisponível às plantas. É a água que o solo retém quando o seu potencial mátrico se encontra abaixo do ponto de murcha permanente (< -1500 KPa) (KLEIN, 1998). O volume de água disponível para as plantas (água de retenção) localiza-se nos mesoporos que este autor define como estando na faixa de diâmetro entre 0,5 e 50 μm (porosidade de estoque). Os processos de fluxos que atuam nessa faixa de porosidade são a convecção e a difusão (dispersão dos íons). Enfim, os macroporos são responsáveis pelo movimento livre das fases aquosa e gasosa, ou seja, pela drenagem interna. Nessa fração da porosidade ocorre somente o fenômeno de convecção ou fluxo de massa.

O maior efeito do efluente nas propriedades físicas e hidráulicas do solo está relacionado à sua salinidade e sodicidade, que pode causar a diminuição da infiltração da água no solo. A redução na infiltração e na condutividade hidráulica é causada pelo bloqueio dos poros com partículas finas de argila pela sua dispersão (SO; AYLMORE, 1993), ou seja, existe uma mudança na geometria do poro (SHAINBERG; LETEY, 1984).

A diminuição da condutividade hidráulica na superfície do solo ocasionada pela dispersão é irreversível, devido a desproporcional quebra da estrutura da argila nesta zona (SUMNER, 1993). Entretanto, a dispersão não deveria normalmente ocorrer durante a irrigação com efluentes uma vez que a concentração eletrolítica (CE) do efluente permanece acima do valor crítico de coagulação. No entanto a aplicação de água com baixa CE inevitavelmente ocorre, seja pela água da chuva ou por um valor inconsistente na CE do efluente aplicado.

Os efeitos prejudiciais da sodicidade nos solos são explicados por meio de dois fenômenos: expansão e dispersão. As argilas são geralmente partículas de forma achatada com diâmetro $< 0,002\text{mm}$. A estrutura mineralógica das partículas de argila usualmente consiste de um tetraedro sílica-oxigênio e um octaedro hidróxido – alumínio em várias formações. Devido à sua grande área superficial por unidade de massa (área específica), as partículas de argila são quimicamente muito ativas (van OLPHEN, 1977).

A superfície carregada de argila na sua forma pura é determinada pelo pH da solução. Entretanto, em muitos cristais de argila ocorreu substituição isomórfica dos átomos de sílica ou alumínio, resultando em cargas e superfícies negativas permanentes (van OLPHEN, 1977). Uma carga permanente nas partículas de argila resulta na formação de uma dupla camada difusa entre a superfície da argila e a solução em contato com a partícula de argila, caracterizada por um gradiente de íons (de carga oposta à carga de superfície) que neutraliza a carga da superfície (SUMNER, 1993). A distribuição dos íons é exponencial (SUMNER, 1993).

A CE (concentração eletrolítica) da solução no solo ajuda a definir a estrutura da argila. Quando a CE atinge uma concentração crítica (o valor de coagulação), formam-se os agregados de argila. O valor de coagulação para cada sistema de argila depende do tipo de argila e dos íons presentes. Os cátions divalentes são mais efetivos que os cátions monovalentes para estabilização dos agregados devido à sua maior densidade de carga e sua habilidade para formar pontes entre colóides (REID; GOSS; ROBERTSON, 1982; PICCOLO; MBAGWU, 1989), resultando numa menor dupla camada difusa. Os agregados de argila na sua forma simples consistem em camadas de cristais de argilas (folhas) e são chamados de agregados. A distância entre as folhas dentro de um tectóide é aproximadamente 0,9nm (SHAINBERG; LETEY, 1984). Na superfície da folha, carregada negativamente, encontra-se uma camada fina de cátions. A teoria da dupla camada difusa não se aplica entre as folhas nos agregados, mas pode ser aplicada à superfície externa dos agregados se o número de folhas for considerável (BLACKMORE; MILLER, 1961). A formação de agregados reduz drasticamente a área da superfície ativa das argilas por causa da orientação das partículas de argila dos agregados.

Quanto maior a quantidade de sódio da solução no solo, maior a mobilidade dos agregados por electroforese, por causa da expansão da dupla camada em volta dos agregados. Esse processo é chamado de dispersão, que pode provocar entupimento da macroporosidade. Entretanto, os agregados permanecem intactos para valores de PST (porcentagem de sódio trocável) menores que aproximadamente 15-25, por causa do fenômeno de “demixing”. O “demixing” ocorre em sistemas Ca/Na e resulta de uma distribuição não aleatória de Ca e Na nos agregados. Com valores de PST inferiores a 15-25, o Na adsorve preferencialmente na superfície externa dos agregados e a expansão dentro dos agregados não ocorre, apesar de ocorrer dispersão (SUMNER, 1993). Entretanto, se o valor de PST supera 15-25, as folhas constituindo os agregados separam-se devido à formação da dupla camada em volta de cada folha e há subitamente expansão dos

agregados, ou seja um aumento do volume intra-agregados (criptoporosidade). Para valores de $PST > 50$, as distribuições de Ca e Na são uniformes, e a expansão é a mesma que em sistema sódico puro (SUMNER, 1993). Por causa do fenômeno de “demixing”, a dispersão é considerada o processo dominante ocorrendo em valores baixos de PST, enquanto o fenômeno da expansão é restrito em solos com altos valores de PST.

Muitos trabalhos sobre os efeitos da sodicidade e o fenômeno de “demixing” são baseados nos estudos de sistemas de argila pura. Entretanto, os solos podem ter valores de sodicidade e de força iônica idênticos, sem sempre exibir dispersão de argila e características de permeabilidade similares (BALKS; BOND; SMITH, 1998).

Da mesma forma, não há necessariamente dispersão das argilas em solo com alta sodicidade, mesmo quando água com baixa CE é aplicada. Balks et al. (1998) resumiram diversas razões porque isto pode ocorrer, incluindo a textura do solo e a mineralogia, densidade do solo, pH, presença de óxidos de ferro, alumínio e matéria orgânica (agentes ligantes), e estresses mecânicos. Por exemplo, McNeal et al. (1968) relataram que a ação do cimento dos óxidos de ferro preveniram a dispersão num solo tropical havaiano com alta sodicidade.

A remoção de sódio pelas culturas é desprezível quanto às quantidades que são tipicamente adicionadas pela irrigação com efluente (RENGASAMY; OLSSON, 1993).

Em relação à condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}), Silva & Kato (1997) enfatizaram a extrema importância da macroporosidade. Por outro lado, Jarvis e Messing (1995) observaram que maiores valores de K_{sat} foram encontrados nos solos de textura mais fina, notando uma relação inversa entre o conteúdo de areia e K_{sat} , ou seja, os menores valores de K_{sat} foram encontrados em solos de textura arenosa refletindo a importância da distribuição de tamanho de macroporos para fluxo de água próximo à saturação; isto é, o contrário das relações de K_{sat} com textura relatadas na literatura e amplamente aceitas.

Portanto, os tamanhos dos poros simplesmente podem não ser tão relevantes para permitir maior K_{sat} , pois esta propriedade é mais dependente da distribuição de tamanho dos poros e de sua continuidade. Solos muito argilosos podem apresentar-se altamente agregados, dando formação a uma estrutura mais porosa, que permite maiores valores de K_{sat} . A interação entre a textura e a estrutura dos solos é que permitem, então, maior ou menor valor de K_{sat} , a qual é dependente da relação existente entre elas, influenciando o movimento da água no solo.

4.2.2 Material e Métodos

Os trabalhos de campo foram realizados no município de Lins, SP (49°50'W e 22°21'S), onde a precipitação anual varia entre 1100 e 1300 mm e a temperatura média entre 18°C e 22° C. Segundo a classificação de Koppen, o clima da região é caracterizado como mesotérmico de inverno seco.

A área experimental situa-se próximo a um sistema de lagoas de estabilização operado pela Sociedade de Saneamento Básico do Estado de São Paulo - SABESP. O esgoto gerado pelo município, que possui cerca de 67.000 habitantes, é tratado por esta Estação de Tratamento de Esgoto (ETE), que é composta por 6 lagoas e fornecem o efluente que é aplicado nas culturas.

O solo da área é classificado como latossolo vermelho distrófico típico, sendo sua distribuição granulométrica apresentada na Tabela 1.

Tabela 1 – Distribuição granulométrica do solo em estudo

Prof. (m)	Areia grossa	Areia fina	Areia muito fina	Areia total	Silte	Argila
%						
0,125	2,24	47,38	18,87	68,27	19,04	12,70
0,375	2,17	50,34	23,70	78,21	9,07	14,73
0,625	1,88	45,28	22,10	69,24	10,18	20,8
0,875	1,45	45,15	23,32	69,92	9,53	20,56
1,125	1,38	44,45	23,49	69,32	10,28	20,41
1,375	1,87	45,89	22,34	70,10	9,95	19,96
1,875	1,95	45,58	22,87	70,40	9,99	19,82

O estudo foi desenvolvido nos anos de 2002 e 2003, quando se irrigou por gotejamento 4 ciclos de cultura, dois de milho e dois de girassol, rotacionados. Todo o experimento foi dividido em três parcelas: Efluente (E), Água (A) e Testemunha (T). A parcela E recebeu efluente de esgoto não desinfetado durante o período; a parcela A foi irrigada somente com água de abastecimento e a parcela T está inserida numa área que não recebeu irrigação nem foi cultivada, tendo sido, então, suas propriedades físicas e hídricas consideradas como referência para comparação com as outras parcelas.

As curvas de retenção foram determinadas para as três parcelas em estudo, em amostras coletadas utilizando amostrador do tipo Uhland e conjuntos de três anéis (3 repetições), com altura de 2,4 cm cada, nas profundidades, sempre considerando o centro do anel: 0,125; 0,375;

0,625; 0,875; 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875 m. A amostragem foi feita de tal maneira que o plano horizontal que divide o anel central em duas partes iguais ficasse na profundidade de coleta. Utilizaram-se mesa de tensão para determinar a retenção de água nas amostras do solo, nas tensões de 0,1; 0,2 e 0,4 m.c.a., e câmaras de pressão de Richards, nas tensões de 1, 3, 5, 10, 50 e 150 m.c.a. Os pontos experimentais foram ajustados à equação utilizada por Van Genuchten (1980), minimizando a soma dos quadrados dos desvios e, obtendo, assim, os parâmetros empíricos θ_r , θ_s , α , n e m .

A densidade do solo (d_s) foi determinada pela razão entre a massa da amostra seca (m_s) e o volume do cilindro (V), isto é,

$$d_s = m_s / V \quad (1)$$

A partir das curvas de retenção da água no solo, analisou-se a distribuição dos diâmetros dos poros do solo mediante as curvas diferenciais das curvas de retenção para todas as profundidades, considerando o potencial mátrico h_i como variável independente. O raio equivalente r_i dos poros foi calculado pela equação de Jurin (equação 2) a partir dos valores de h_i .

$$h_i = - \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho g r_i} \quad (2)$$

sendo,

σ = tensão superficial;

α = ângulo de contato;

ρ = densidade da água;

g = aceleração da gravidade;

r_i = raio do poro.

A porosidade foi classificada em função do diâmetro dos poros ($2.r_i$). Para esta classificação, chamou-se de “macroporos”, poros com diâmetro maior que 0,05mm (água retida com tensões menores que 6kPa), “microporos” aqueles com diâmetro entre 0,05 e 0,0002mm (tensões entre 6 e 1500kPa) e “criptoporos”, poros com diâmetro menor que 0,0002mm (tensões maiores que 1500kPa). (KLEIN; LIBARDI, 2002).

As curvas de distribuição de poros foram obtidas derivando-se as equações representativas das curvas de retenção médias das 3 amostragens. A partir dos parâmetros das equações otimizados para cada profundidade e cada local, calculou-se a umidade θ a partir dos valores de potencial mátrico h entre 0,1 e 150 m.c.a., sendo $h_{i+1} = h_i \cdot 10^{0,05}$. As variações ($\theta_{i+1} - \theta_i$) foram então calculadas para cada h_i , formando as curvas derivadas $d\theta/dh$. Os potenciais mátricos h_i foram transformados em raio equivalente pela lei de Jurin (equação 2).

A umidade volumétrica à capacidade de campo (θ_{cc}) foi obtida a partir do método do ponto de inflexão da curva $h(\theta)$ (FERREIRA; MARCOS, 1983), adaptado por Mello et al. (2002). Nesse método, o valor de θ_{cc} corresponde ao valor de θ no qual $d^2h(\theta)/d\theta^2=0$, usando regressões polinomiais cúbicas para modelar as curvas $h(\theta)$, diferentemente das curvas $\theta(h)$ que foram ajustadas ao modelo de Van Genuchten. No presente trabalho, o r^2 dos polinômios sempre foi superior a 0,956.

Para determinação da argila dispersa em água (ADA), foram coletadas e analisadas pelo método da pipeta (CAMARGO et al., 1986), 54 amostras, referentes às três parcelas a 6 profundidades.

Análises químicas foram realizadas nas 72 amostras correspondentes às três parcelas, 8 profundidades e três repetições, as mesmas que serviram à determinação de K_{sat} em laboratório (ver capítulo 1). A acidez potencial (H+Al) foi determinada em solução de acetato de cálcio 1 mol.L⁻¹ (pH=7) e titulação com NaOH 0,025 mol.L⁻¹. A determinação do sódio (Na⁺), potássio (K⁺), cálcio (Ca²⁺) e magnésio (Mg²⁺) trocáveis foi realizada por extrato de cloreto de amônio 1 mol.L⁻¹. O Na e K foram analisados por fotometria de emissão atômica e o Ca²⁺ e o Mg²⁺ por espectroscopia de absorção atômica (RAIJ et al., 2001).

As médias entre os tratamentos da densidade do solo, volumes de poros, umidades (residual, à capacidade de campo e à saturação) foram comparadas por meio de análise de variância (procedimento GLM do programa SAS), utilizando um modelo de parcelas sub-dividas no espaço (8 profundidades=8sub-parcelas). Esse modelo foi escolhido após verificação da interdependência entre as profundidades. A transformação das variáveis foi efetuada quando necessária para normalizar os dados, homogeneizar a variância e eliminar “outliers”. Foram calculados coeficientes de correlação de Pearson entre os parâmetros físicos e químicos.

4.2.3 Resultados e Discussão

Na tabela 2 estão mostrados os resultados da densidade do solo (d_s) obtidas nas três parcelas nas profundidades de 0,125 m a 1,875 m. A interação Parcela*Profundidade foi significativa, mas praticamente não houve diferenças entre as três parcelas. As ligeiras variações observadas de d_s não podem ser explicadas pela irrigação, pois elas ocorrem sobretudo nas últimas profundidades. Seriam causadas pela heterogeneidade natural do solo. Magesan et al. (1999) também não observaram mudança da densidade do solo a 0-10 e 10-20 cm, após 7 anos de irrigação com efluente aplicando 3120 mm/ano.

Tabela 2 – Densidade do solo nas três parcelas e nas 8 profundidades em estudo; DP=desvio padrão

Prof. (m)	Densidade do solo (kg,cm^{-3})					
	T		A		E	
	média	DP	média	DP	média	DP
0,125	1,59 a	0,14	1,65 a	0,02	1,61 a	0,06
0,375	1,57 a	0,02	1,6 a	0,02	1,59 a	0,04
0,625	1,54 a	0,00	1,56 a	0,04	1,5 a	0,05
0,875	1,55 ab	0,02	1,62 a	0,05	1,44 b	0,06
1,125	1,54 a	0,04	1,44 a	0,08	1,46 a	0,05
1,375	1,56 a	0,10	1,31 b	0,04	1,54 a	0,03
1,625	1,49 a	0,02	1,34 b	0,08	1,41 ab	0,07
1,875	1,44 a	0,07	1,38 a	0,01	1,5 a	0,04
Média	1,54 ab	0,09	1,49 a	0,06	1,51 b	0,14

As curvas de distribuição dos diâmetros de poro para cada parcela estão mostradas nas Figuras 1 e 2. O limite inferior dos gráficos corresponde a um raio de 0,2 μm (limite dos microporos) e equivale a 150 m.c.a. A porosidade formada pelos poros de menor raio é chamada porosidade residual ou criptoporosidade e calculada a partir da umidade residual. Foram calculadas as diferenças percentuais entre as áreas sob as curvas $d\theta/dh$ (figura 2) das parcelas A e T das parcelas E e T, e os resultados estão apresentados na tabela 3.

Figura 1 - Distribuição de poros nas profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875 m para as parcelas T, A e E

Figura 2 - Distribuição de poros nas profundidades 1,125; 1,375; 1,625 e 1,875 m para as parcelas T, A e E

Graficamente, observa-se que a distribuição de poros das amostras da parcela T é pouco variável, o que é confirmado pelos valores relativamente constantes de diâmetro de poros correspondente ao pico da curva de distribuição, que se situam numa faixa de poros de 16 a 46 μm (tabela 3). Nas parcelas A e E, as faixas de diâmetro de poros correspondentes ao máximo de volume de poros foram mais amplas. Além disso, vê-se nos gráficos um achatamento da curva nas parcelas A e E em comparação às curvas na parcela T, principalmente no primeiro metro. Isso é traduzido por uma diminuição da área sob as curvas de até 33%, para seis das oito profundidades, significando uma diminuição do volume total de poros.

Tabela 3 – Diferenças entre a área sob as curvas $d\theta/dh$ (figura 2) das parcelas A e T e das parcelas E e T, expressa em %, e diâmetro de poros correspondente ao pico das curvas $d\theta/dh$ de cada parcela. Dp_{max} =diâmetro de poros correspondente ao máximo da curva

Prof. (m)	Δ área (%)		Dp_{max}		
	A	E	A	E	T
0,125	-33	-33	36	12	23
0,375	-8	1	8	26	46
0,625	-22	11	36	73	46
0,875	-27	-6	33	115	41
1,125	5	-4	65	58	23
1,375	-1	-15	102	16	16
1,625	-4	-7	73	51	41
1,875	0	-20	65	26	46

A partir das curvas de distribuição de poros, calculou-se o volume total de poros para cada classe de poros, somando os volumes incrementais obtidos para cada r_i . A Tabela 4 mostra os resultados do volume de macroporos ($> 50 \mu m$; V_{ma}), microporos ($0,2-50 \mu m$; V_{mi}), criptoporos ($<0,2 \mu m$; V_{cri}) e sólidos (V_s). O volume de sólidos corresponde a diferença entre o volume total da amostra ($1 m^3.m^{-3}$) e o volume de poros ($V_{ma} + V_{mi} + V_{cri}$). Para melhor visualização das variações entre os volumes de poros, foram calculadas as diferenças entre as médias de V_s , V_{ma} , V_{mi} e V_{cri} das parcelas E e A e de V_s , V_{ma} , V_{mi} e V_{cri} das amostras T, expressas em porcentagem. Os resultados podem ser vistos nos gráficos da figura 3. A interação Parcela*Profundidade foi significativa para V_s , V_{ma} e V_{cri} .

As variações de V_s foram somente de -10% a 1% entre as amostras E e T, e de -11% a 1% entre as amostras A e T, evidenciando a homogeneidade da textura do solo nas parcelas. Praticamente nenhuma diferença significativa foi observada.

Tabela 4 - Volume de sólidos e de poros em função da classe de porosidade e da profundidade nas parcelas E, A e T ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$). Para cada profundidade, valores seguidos da mesma letra não diferem significativamente entre tratamentos ($p < 0,05$)

Prof. (m)	Volume de sólidos ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)			Volume de macroporos ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) $\varnothing > 50 \mu\text{m}$		
	T	A	E	T	A	E
0,125	0,604 a	0,614 a	0,608 a	0,114 a	0,088 ab	0,058 b
0,375	0,628 a	0,588 a	0,613 a	0,093 a	0,089 a	0,088 a
0,625	0,611 a	0,603 a	0,577 a	0,101 a	0,093 a	0,127 a
0,875	0,594 a	0,608 a	0,555 a	0,099 ab	0,079 a	0,14 b
1,125	0,586 a	0,558 a	0,574 a	0,096 a	0,13 a	0,122 a
1,375	0,591 a	0,552 a	0,596 a	0,091 a	0,167 b	0,09 a
1,625	0,569 a	0,506 a	0,538 a	0,103 a	0,175 b	0,147 ab
1,875	0,56 a	0,508 a	0,566 a	0,11 a	0,154 a	0,106 a
Média	0,593 ab	0,567 a	0,578 b	0,101 ab	0,122 a	0,11 b

Prof. (m)	Volume de microporos ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) $0,2 \mu\text{m} < \varnothing < 50 \mu\text{m}$			Volume de criptoporos ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) $\varnothing < 0,2 \mu\text{m}$		
	T	A	E	T	A	E
0,125	0,207	0,121	0,137	0,087 a	0,177 a	0,197 a
0,375	0,142	0,122	0,153	0,138 a	0,165 a	0,146 a
0,625	0,150	0,113	0,146	0,137 a	0,191 b	0,151 ab
0,875	0,176	0,132	0,128	0,131 a	0,181 b	0,177 ab
1,125	0,200	0,164	0,148	0,119 a	0,149 a	0,156 a
1,375	0,192	0,155	0,155	0,125 a	0,154 a	0,158 a
1,625	0,209	0,174	0,171	0,120 a	0,145 a	0,144 a
1,875	0,209	0,195	0,164	0,122 a	0,143 ab	0,164 b
Média	0,186 ab	0,147 a	0,15 b	0,122 a	0,163 b	0,162 c

Figura 3 - Diferenças entre os volumes de poros nas amostras das parcelas A e E em relação à T, expressas em %, em função das classes de poros e da profundidade. Valores calculados a partir das médias dos três pontos de amostragens

Por outro lado, os valores de porosidade apresentam grandes variações. Em relação ao volume de macroporos, observa-se variações negativas nas profundidades 0,125 e 0,375m e nas profundidades 0,125; 0,375; 0,625 e 0,875 m para as parcelas E e A, respectivamente. A diminuição do volume de macroporos foi mais acentuada na superfície para a parcela E, porém, o aporte de carbono (C) pelo efluente não explica o processo, pois houve diminuição dos valores também na parcela irrigação com água de concentração de C muito baixa. Sort e Alcañiz (1999) não observaram variações de macroporos após aplicação de esgoto não tratado e não sódico no

solo, apesar do grande conteúdo de carbono orgânico aplicado (226 g/Kg esgoto). Isso sugere que o C orgânico não afeta essa classe de poros, e que a causa principal da mudança desses poros poderia ser a expansão das argilas pelo sódio. Por outro lado, houve geralmente aumento de macroporos no segundo metro de solo.

Variações negativas de V_{mi} foram identificadas em quase todas as amostras das parcelas E e A, ou seja, houve diminuição do volume de microporos após irrigação com água ou com efluente, confirmando as observações sobre as curvas de distribuição de poros. Os valores variam entre -27% e +8% para a parcela E (média no perfil do solo: -16%), e entre -30% e 12% para a parcela A (média no perfil do solo: -16%). Essas diminuições de macro e microporos estão relacionadas à diminuição da porosidade inter-agregados, concordando com os resultados de Cook et al. (1994), que observaram decréscimo da macroporosidade depois de 32 meses de irrigação com efluente.

Apesar da diminuição dos valores, não se pôde identificar uma diferença significativa entre as parcelas T e A. Isso se explica pela lentidão do processo de alteração da estrutura do solo, relacionado à difusão do sódio nos agregados do solo (SHAINBERG; KAISERMAN, 1969; SUMNER, 1993) e à conseqüente salinização do solo. Van Hoorn (1997), num experimento de irrigação com água salina durante 6 anos, chegou à conclusão de que o equilíbrio entre o Na^+ da solução no solo e o Na^+ no solo é atingindo depois de 3 anos.

Os resultados de V_{cri} mostraram aumento para todas as amostras, de +6% a +79% (média: 31%) e de +17% e +61% (média: 31%), respectivamente para as parcelas E e A. Esses resultados se mostram semelhantes aos valores de umidade residual da Tabela 5.

Não houve diferença significativa entre as parcelas E e A, confirmando o fato de que o Na^+ é o responsável pelas alterações observadas enquanto o carbono não tem efeito significativo. Os crioporos estão relacionados à porosidade intra-agregados, e o seu aumento é provavelmente associado à expansão dos agregados. A desestruturação dos agregados e a migração das argilas dispersas na porosidade maior provocam a diminuição do volume inter-agregados por entupimento dos microporos e dos macroporos. Nota-se que estas mudanças de porosidade foram maiores no primeiro metro de solo, nas profundidades mais atingidas com os efeitos da irrigação. Contudo, o efeito é visível no perfil inteiro, com variações significativas também a 2 m de profundidade. Isso explica as mudanças de densidade do solo encontradas no solo irrigado.

Tabela 5 - Umidade residual (150 m.c.a. na panela de pressão de Richards) nas três parcelas e 8 profundidades em $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$. Para cada profundidade, valores seguidos da mesma letra não diferem significativamente entre tratamentos ($p < 0,05$). DP=desvio padrão

Prof. (m)	Umidade residual ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)					
	T		A		E	
	Média	DP	média	DP	Média	DP
0,125	0,084 a	0,013	0,176 a	0,042	0,196 a	0,030
0,375	0,130 a	0,005	0,166 a	0,024	0,143 a	0,026
0,625	0,141 a	0,014	0,189 a	0,035	0,148 a	0,003
0,875	0,126 a	0,008	0,178 b	0,024	0,172 ab	0,036
1,125	0,134 a	0,027	0,146 a	0,013	0,154 a	0,022
1,375	0,125 a	0,011	0,146 a	0,026	0,159 a	0,023
1,625	0,115 a	0,001	0,137 a	0,012	0,138 a	0,009
1,875	0,116 a	0,007	0,140 ab	0,007	0,160 b	0,032
Média	0,121 a	0,025	0,160 b	0,030	0,159 c	0,013

Estes resultados referentes ao volume das diferentes classes de poros são muito semelhantes aos de Jnad et al. (2001) que notaram decréscimo dos poros de diâmetro superior a 22 μm após irrigação com efluente de esgoto tratado (1500mm) a 0,15 m de profundidade. Os autores encontraram também um aumento dos poros de diâmetro inferior a 6 μm . Estas alterações foram explicadas por diversos fatores: (i) acumulação de sólidos em suspensão (BOUMA, 1975), (ii) deposição de matéria orgânica na superfície dos poros (SIEGRIST, 1987), e , (iii) aumento do Na^+ no solo e dispersão/expansão das argilas (SHAINBERG; SHALHEVELT, 1984).

Na prática, a mudança da distribuição de volume de poros vai interferir na umidade do solo e então condicionar seu comportamento físico-hídrico. É importante analisar as diferentes umidades tomadas como referência no manejo da irrigação: a umidade residual (θ_r), que corresponde ao ponto de murcha permanente, a capacidade de campo (θ_{cc}), que corresponde à umidade máxima após o processo de drenagem de um solo saturado e a umidade do solo a saturação (θ_s). A relação direta que existe entre a distribuição de porosidade e a umidade do solo é definida da seguinte maneira: os macroporos são os poros responsáveis pela umidade na saturação, os microporos pela umidade a capacidade de campo e os criptoporos correspondem ao valor da umidade residual.

Nas tabelas 5, 6 e 7, estão apresentados os dados dessas três unidades referentes às parcelas T, A e E nas oito profundidades. Pode-se observar que os valores médios de umidade residual foram significativamente maiores nas parcelas irrigadas com água e efluente; esses resultados concordam com Jnad et al. (2001). A diferença entre as duas parcelas A e E foi somente de $0,001 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, mostrando o efeito preponderante do sódio na mudança da umidade residual. Estas alterações foram atribuídas ao aumento do volume de criptoporos.

Tabela 6 – Umidade a saturação nas três parcelas e 8 profundidades ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$). Para cada profundidade, valores seguidos da mesma letra não diferem significativamente entre tratamentos ($p < 0,05$). DP = desvio padrão

Prof. (m)	Umidade a saturação ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)					
	T		A		E	
	média	DP	Média	DP	média	DP
0,125	0,399 a	0,062	0,386 a	0,023	0,392 a	0,011
0,375	0,375 a	0,026	0,408 a	0,051	0,39 a	0,029
0,625	0,392 a	0,015	0,397 a	0,011	0,424 a	0,046
0,875	0,408 a	0,019	0,393 a	0,023	0,446 a	0,016
1,125	0,405 a	0,018	0,444 a	0,017	0,426 a	0,025
1,375	0,409 a	0,038	0,450 a	0,032	0,410 a	0,023
1,625	0,440 a	0,033	0,495 a	0,014	0,465 a	0,023
1,875	0,455 a	0,024	0,491 a	0,012	0,439 a	0,028
Média	0,410 a	0,033	0,433 b	0,011	0,424 a	0,062

Tabela 7 – Umidade à capacidade de campo nas três parcelas e 8 profundidades ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$). Para cada profundidade, valores seguidos da mesma letra não diferem significativamente entre tratamentos ($p < 0,05$). DP = desvio padrão

Prof. (m)	Umidade a capacidade de campo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)					
	T		A		E	
	média	DP	Média	DP	média	DP
0,125	0,242	0,020	0,272	0,033	0,270	0,017
0,375	0,241	0,009	0,267	0,019	0,280	0,033
0,625	0,257	0,015	0,285	0,022	0,250	0,032
0,875	0,252	0,007	0,272	0,026	0,300	0,029
1,125	0,257	0,007	0,281	0,015	0,280	0,030
1,375	0,253	0,015	0,287	0,001	0,270	0,008
1,625	0,262	0,024	0,304	0,020	0,290	0,018
1,875	0,274	0,022	0,298	0,023	0,290	0,009
	0,255 a	0,018	0,283 b	0,017	0,279 c	0,020

Em relação à umidade de saturação, apesar de os valores terem sido sistematicamente maiores nas parcelas A e E do que na parcela T, as diferenças não foram comprovadas pela análise estatística. As umidades à capacidade de campo mostraram as mesmas tendências que no caso da umidade residual, apresentando valores maiores nas parcelas A e E. Isso indica uma capacidade de retenção de água maior nessas parcelas, o que pode ser atribuído à dispersão das argilas e à conseqüente diminuição da infiltração e da drenagem. Esses fenômenos já são comprovados e explicam de forma coerente os resultados obtidos sobre porosidade e umidades inferiores à capacidade de campo.

Devido ao conjunto de evidências que mostram a perturbação da estrutura do solo e, particularmente, dispersão das argilas durante a irrigação com efluente e com água, foram medidas as porcentagens de argila dispersa em água (ADA) em amostras coletadas nas parcelas T, A e E (3 repetições). Nota-se aumento da ADA nas parcelas irrigadas, tanto com água quanto com efluente (Figura 4). Nas três primeiras profundidades, os valores de ADA foram entre 1,8 e 2,6 vezes maiores na parcela E do que na parcela T, e entre 2,5 e 2,8 vezes maiores na parcela A que na parcela T. Nas duas parcelas irrigadas, o maior aumento de ADA em relação à parcela T se situa na profundidade 0,875 m. No segundo metro de solo, os valores de ADA na parcela E decrescem e se aproximam dos valores de ADA na parcela T, enquanto os valores na parcela A

permanecem altos até 1,375 cm, confirmando mais uma vez o maior efeito do sódio na parcela irrigada com água de abastecimento (elevado valor de RAS).

Figura 4 - Argila dispersa em Água (ADA) para as três parcelas e nas oito profundidades.

Os resultados das análises químicas nas 72 amostras que serviram à determinação de K_{sat} em laboratório (ver capítulo 1) estão apresentados na tabela 8. Fica bem claro que as principais alterações químicas dizem respeito ao par de íons monovalentes Na^+/K^+ ; em relação à parcela T, os valores de Na^+ aumentaram de 1,4 a 14,3 vezes durante a irrigação com água e de 3,1 a 16,6 vezes durante a irrigação com efluente. As diferenças entre os tratamentos foram significativas nas 3 primeiras camadas. Os valores não diferiram estatisticamente nas outras profundidades, apesar das diferenças entre tratamentos serem grandes. Isso vem do fato que, como o Na^+ é uma espécie muito móvel no perfil do solo, apresentam assim desvios padrões muito altos. O aumento de Na^+ em solos irrigados com efluente é comumente observado (PAPADOPOULOS; STYLIANOU, 1991; CHAKRABARTI, 1995; JNAD et al., 2001).

O fenômeno inverso se observa para o K^+ , com um decréscimo nas parcelas irrigadas; seu conteúdo no solo é 3,3 a 11,3 vezes menor na parcela A e 3,3 a 8,7 na parcela E do que na parcela T. Isso evidencia a competição entre Na^+ e K^+ e a troca que ocorreu durante a irrigação com água sódica. Como resultado, as razões Na^+/K^+ passaram de uma faixa de 0,25-0,31 (T) a uma faixa de 4-25 (A) e 4-24 (E). Uma outra consequência da irrigação com efluente é o decréscimo da acidez

potencial na superfície (significativo na parcela Efluente, a 0,125 m) e o seu aumento em profundidade, explicado pelo remobilização dos íons Al^{3+} . Os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} foram bem homogêneos e parecem não ter sofrido impacto da irrigação, confirmando os resultados obtidos por Hayes et al. (1990). Por outro lado, Jnad et al. (2001) encontraram diminuição de Ca^{2+} que foi explicada pelo deslocamento de Ca^{2+} pelo Na^+ . No presente estudo, altos conteúdo de bicarbonatos no efluente podem ter precipitado o cálcio na forma de CaCO_3 , impossibilitando lixiviação. A soma de bases, capacidade de troca catiônica e V mostraram valores maiores, principalmente devido à presença de Na^+ , mas as diferenças foram poucas vezes comprovadas pelos testes estatísticos.

Tabela 8 – Parâmetros químicos nas amostras das três parcelas T, A e E, nas oito profundidades. Al+H=acidez potencial, SB=soma das bases, CTC=capacidade de troca iônica e V=saturação por bases. Valores em mmol.dm⁻³, exceto V, em %

Tratamento	Prof. (cm)	Al+H	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SB	CTC	V
Testemunha	12,5	12,4 a	0,9 a	3 a	5,3 a	2,7 a	11,9 a	24,3 a	49,1 a
	37,5	12,7 a	0,7 a	2,5 a	3,6 a	1,3 a	8,1 a	20,8 a	39 a
	62,5	10,5 a	0,9 a	2,9 a	2,4 a	0,4 a	6,6 a	17,2 a	38,6 a
	87,5	8,2 a	1 a	3,7 a	3,4 a	0,6 a	8,6 a	16,9 a	51,1 a
	112,5	6,5 a	0,9 a	3,1 a	3,7 a	0,8 a	8,5 a	15,1 a	56,6 a
	137,5	6,6 a	0,9 a	3,6 a	3,8 a	1,1 a	9,4 a	16 a	58,7 a
	162,5	5,3 a	1,1 a	3,9 a	4,1 a	1 a	10,1 a	15,4 a	65,5 a
	187,5	5,4 a	1,1 a	4,6 a	4,7 a	1,2 a	11,6 a	17,1 a	68,2 a
Água	12,5	8,4 ab	5,2 ab	0,5 b	9,9 ab	6 b	21,6 ab	30 a	72 a
	37,5	8,6 a	9,9 b	0,8 ab	6,8 a	4,9 a	22,3 a	30,9 a	72,3 b
	62,5	9,2 a	12,9 b	0,5 b	3,7 a	0,9 a	17,9 a	27,1 a	66,1 a
	87,5	9 a	8,9 a	1,1 b	5,8 a	1,8 a	17,6 a	26,6 a	66,2 a
	112,5	9,6 a	4,5 a	0,5 b	4,1 a	0,2 a	9,3 a	18,9 a	49,1 a
	137,5	8 a	7,4 a	0,4 b	2,4 a	0,2 a	10,4 a	18,4 a	56,4 a
	162,5	6,7 a	8,1 a	0,3 b	2,3 a	0,3 a	11,1 a	17,8 a	62,4 a
	187,5	7,4 a	1,6 a	0,4 b	1,5 a	1,4 a	4,9 a	12,2 a	39,8 b
Efluente	12,5	7,3 b	10 b	0,5 b	10 b	3,3 a	23,8 b	31,1 a	76,5 a
	37,5	9,4 a	11,5 b	0,6 b	5,3 a	2,3 a	19,7 a	29,1 a	67,6 a
	62,5	10 a	7,1 a	0,9 b	3,1 a	0,9 a	12,1 a	22,1 a	54,6 a
	87,5	10,3 a	3,6 a	0,9 b	2,1 a	0,3 a	6,8 a	17,1 a	39,9 a
	112,5	10 a	2,7 a	0,7 b	1,8 a	0,02 a	5,2 a	15,2 a	34,4 a
	137,5	8,4 a	3 a	0,8 b	2 a	0,05 a	5,8 a	14,2 a	40,9 a
	162,5	7,5 a	3,4 a	0,8 b	1,9 a	0,4 a	6,5 a	14 a	46,5 a
	187,5	8,5 a	4,1 a	0,5 b	1,6 a	0,4 a	6,6 a	15,1 a	43,8 a

Testes de correlações foram realizados entre as variáveis seguintes: concentrações de $\text{Al}+\text{H}$, Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} no solo, CTC, SB e V do solo, $\log K_{\text{sat}}$ (determinado em laboratório, ver capítulo 1), ADA, porcentagens de argila, silte e areia, d_s , θ_r , θ_s , θ_{cc} , V_s , V_{ma} , V_{mi} e V_{cri} (Tabelas 9a e 9b). O coeficiente de correlação entre Na^+ e K^+ foi significativo e negativo (-0,572), confirmando a troca entre os dois elementos na CTC do solo. O Na^+ foi também muito bem correlacionado com SB, CTC e V (coeficiente > 0,6; $p < 0,01$), o que indica o efeito importante do Na^+ na saturação do solo por bases. No entanto, o efeito do Ca^{2+} ainda é preponderante, como mostram as melhores correlações de SB, CTC e V com Ca^{2+} do que com Na^+ .

Os resultados revelam também novas relações entre as variáveis. Assim, ao inverso do esperado, a condutividade hidráulica do solo saturado K_{sat} não foi correlacionada com o conteúdo de Na^+ no solo (-0,222). Por outro lado, identificaram-se correlações de K_{sat} com os cátions bivalentes Ca^{2+} (-0,589; $p < 0,01$) e Mg^{2+} (-0,72; $p < 0,01$), o que mostra, diferentemente dos estudos encontrados sobre irrigação com efluente, a maior dependência de K_{sat} com os íons bivalentes do que com o Na^+ ou com outros parâmetros físicos (volume de macroporos, porcentagem de areia). Os maiores conteúdos de Ca^{2+} e Mg^{2+} na superfície do solo (Tabela 8) são devidos à retenção pela CTC do solo dos íons aplicados através da adubação e do efluente. Por esta razão ocorre a diminuição de Ca^{2+} e Mg com a profundidade. Por outro lado, foi observado aumento de K_{sat} com a profundidade (capítulo 1), explicando assim as correlações negativas identificadas. Conclui-se que essas correlações não são induzidas pela irrigação, uma vez que o aumento de K_{sat} com a profundidade já se observava no solo original.

Os resultados relacionados à estrutura do solo corroboram com observações já feitas anteriormente. A porcentagem de argila dispersa (ADA) foi correlacionada negativamente com o volume de microporos (-0,761; $p < 0,01$), e positivamente com o volume de criptoporos (0,629; $p < 0,01$). O Na^+ mostra correlações similares com os volumes de poros e apresenta uma leve correlação com ADA (0,348; $p < 0,05$). Isso corrobora com a hipótese dos fenômenos de dispersão/expansão dos agregados provocados pelo Na^+ (SUMMER, 1993): aumento do volume de criptoporos enquanto o volume de poros de diâmetros entre 0,2 e 50 μm diminui (V_{mi}).

É interessante observar que as correlações dos volumes de poros com o K^+ são similares às correlações com o Na^+ , mas com sinal inverso (correlação positiva com V_{mi} e negativa com V_{cri}). As umidades residuais e a capacidade de campo foram relacionadas ao V_{cri} : o seu aumento explica o aumento de θ_r e θ_{cc} . Nota-se que o próprio método de determinação de θ_r , θ_s , V_{ma} , e V_{cri}

explica as correlações altas entre θ_r e V_{cri} (0,993) e entre θ_s e V_{ma} (0,801). Houve correlação também entre Na^+ e θ_{cc} (0,487; $p < 0,01$) e θ_r (0,56; $p < 0,01$) confirmando o efeito do Na^+ na capacidade de retenção de água no solo. Pôde-se verificar também a correlação entre densidade do solo e ADA, confirmando o fato de que a dispersão de argila pode interferir na compactação do solo. Conforme o esperado, os volumes de sólidos e macroporos foram correlacionados principalmente devidos à textura, notadamente a porcentagem de areia.

Tabela 9a – Coeficientes de correlação de Pearson entre as variáveis físicas e químicas. SB=soma das bases; CTC=capacidade de troca catiônica; V=percentagem de saturação por base; ADA=argila dispersa em água; θ_r =umidade residual; θ_s =umidade à saturação; θ_{cc} =umidade à capacidade de campo; ds=densidade do solo; Vso=volume de sólidos; Vma=volume de macroporos; Vmi=volume de microporos; Vcri=volume de criptoporos

	Al+H	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SB	CTC	V	logK _{sat}	ADA	% areia
Al+H	1	-0,121	-0,153	-0,136	-0,016	-0,182	0,173	-0,603 **	-0,109	-0,064	0,021
Na ⁺	-0,121	1	-0,572 **	0,288 *	0,229	0,774 **	0,732 **	0,606 **	-0,222	0,348 *	-0,098
K ⁺	-0,153	-0,572 **	1	0,016	-0,048	-0,2	-0,255	0,022	0,312 *	-0,435 **	0,065
Ca ²⁺	-0,136	0,288 *	0,016	1	0,811 **	0,796 **	0,749 **	0,688 **	-0,589 **	0,141	0,141
Mg ²⁺	-0,016	0,229	-0,048	0,811 **	1	0,703 **	0,699 **	0,555 **	-0,72 **	0,181	0,111
SB	-0,182	0,774 **	-0,2	0,796 **	0,703 **	1	0,937 **	0,85 **	-0,489 **	0,255	0,024
CTC	0,173	0,732 **	-0,255	0,749 **	0,699 **	0,937 **	1	0,637 **	-0,528 **	0,233	0,031
V	-0,603 **	0,606 **	0,022	0,688 **	0,555 **	0,85 **	0,637 **	1	-0,284 *	0,217	0,037
logK _{sat}	-0,109	-0,222	0,312 *	-0,589 **	-0,72 **	-0,489 **	-0,528 **	-0,284 *	1	-0,245	-0,093
ADA	-0,064	0,348 *	-0,435 **	0,141	0,181	0,255	0,233	0,217	-0,245	1	0,165
% areia	0,021	-0,098	0,065	0,141	0,111	0,024	0,031	0,037	-0,093	0,165	1
% silte	0,07	0,024	0,033	0,064	0,163	0,086	0,111	0,104	-0,088	0,219	-0,309 *
% argila	-0,079	0,061	-0,083	-0,173	-0,234	-0,095	-0,123	-0,121	0,154	-0,327 *	-0,563 **
θ_r	-0,005	0,56 **	-0,694 **	0,053	0,159	0,312 *	0,311 *	0,234	-0,254	0,621 **	0,036
θ_s	-0,102	0,077	-0,183	-0,251	-0,188	-0,127	-0,164	-0,106	0,196	-0,373 **	-0,408 **
θ_{cc}	-0,062	0,487 **	-0,715 **	-0,077	-0,012	0,164	0,142	0,088	-0,093	0,311 *	-0,184
ds	0,134	0,026	0,055	0,254	0,18	0,173	0,221	0,138	-0,162	0,376 **	0,44 **
Vso	0,101	-0,108	0,227	0,247	0,177	0,11	0,146	0,092	-0,176	0,315 *	0,409 **
Vma	-0,062	-0,033	-0,066	-0,204	-0,127	-0,149	-0,171	-0,144	0,077	-0,21	-0,33 *
Vmi	-0,059	-0,375 **	0,462 **	-0,122	-0,218	-0,269	-0,291 *	-0,176	0,369 **	-0,761 **	-0,199
Vcri	0,001	0,558 **	-0,698 **	0,028	0,139	0,296 *	0,296 *	0,212	-0,253	0,629 **	0,035

* valores significativos a p<0,05

** valores significativos a p<0,01

Tabela 9b – Coeficientes de correlação de Pearson entre os parâmetros estudados

	% silte	% argila	θ_r	θ_s	θ_{cc}	ds	Vso	Vma	Vmi	Vcri
Al+H	0,07	-0,079	-0,005	-0,102	-0,062	0,134	0,101	-0,062	-0,059	0,001
Na ⁺	0,024	0,061	0,56 **	0,077	0,487 **	0,026	-0,108	-0,033	-0,375 **	0,558 **
K ⁺	0,033	-0,083	-0,694 **	-0,183	-0,715 **	0,055	0,227	-0,066	0,462 **	-0,698 **
Ca ²⁺	0,064	-0,173	0,053	-0,251	-0,077	0,254	0,247	-0,204	-0,122	0,028
Mg ²⁺	0,163	-0,234	0,159	-0,188	-0,012	0,18	0,177	-0,127	-0,218	0,139
SB	0,086	-0,095	0,312 *	-0,127	0,164	0,173	0,11	-0,149	-0,269	0,296 *
CTC	0,111	-0,123	0,311 *	-0,164	0,142	0,221	0,146	-0,171	-0,291 *	0,296 *
V	0,104	-0,121	0,234	-0,106	0,088	0,138	0,092	-0,144	-0,176	0,212
logK _{sat}	-0,088	0,154	-0,254	0,196	-0,093	-0,162	-0,176	0,077	0,369 **	-0,253
ADA	0,219	-0,327 *	0,621 **	-0,373 **	0,311 *	0,376 **	0,315 *	-0,21	-0,761 **	0,629 **
% areia	-0,309 *	-0,563 **	0,036	-0,408 **	-0,184	0,44 **	0,409 **	-0,33 *	-0,199	0,035
% silte	1	-0,612 **	-0,025	-0,141	-0,036	0,187	0,125	0,036	-0,138	-0,038
% argila	-0,612 **	1	-0,008	0,462 **	0,185	-0,528 **	-0,449 **	0,243	0,285 *	0,004
θ_r	-0,025	-0,008	1	-0,179	0,515 **	0,273	0,134	-0,356 *	-0,769 **	0,993 **
θ_s	-0,141	0,462 **	-0,179	1	0,58 **	-0,925 **	-0,993 **	0,801 **	0,539 **	-0,145
θ_{cc}	-0,036	0,185	0,515 **	0,58 **	1	-0,422 **	-0,609 **	0,36 **	-0,15	0,545 **
ds	0,187	-0,528 **	0,273	-0,925 **	-0,422 **	1	0,905 **	-0,854 **	-0,472 **	0,229
Vso	0,125	-0,449 **	0,134	-0,993 **	-0,609 **	0,905 **	1	-0,813 **	-0,496 **	0,102
Vma	0,036	0,243	-0,356 *	0,801 **	0,36 **	-0,854 **	-0,813 **	1	0,323 *	-0,32 *
Vmi	-0,138	0,285 *	-0,769 **	0,539 **	-0,15	-0,472 **	-0,496 **	0,323 *	1	-0,772 **
Vcri	-0,038	0,004	0,993 **	-0,145	0,545 **	0,229	0,102	-0,32 *	-0,772 **	1

* valores significativos a p<0,05

** valores significativos a p<0,001

4.3 Conclusões

- 1) A irrigação com efluente e com água (águas sódicas) levou à diminuição da microporosidade, isto é, a classe de poros de diâmetro entre 0,2 μm e 50 μm . Por outro lado o aumento significativo da criptoporosidade foi identificado em todo o perfil de solo estudado; esses resultados se repercutiram no conteúdo de água no solo, notadamente com o aumento das umidades residual e a capacidade de campo. Houve boa correlação entre os volumes de microporos e criptoporos, a porcentagem de argila dispersa (ADA) e o Na^+ , o que resultou na ocorrência dos fenômenos de dispersão e expansão.
- 2) Não se observou diferenças significativas na densidade do solo entre o solo não irrigado e o solo irrigado com efluente ou água;
- 3) A argila dispersa em água (ADA) aumentou em todo o primeiro metro de solo nas áreas irrigadas em relação à Testemunha, tendo ocorrido um pico de dispersão de argila a 0,875 m. Houve uma correlação positiva entre ADA e volume de criptoporos; identificou-se uma correlação entre Na^+ e K^+ significativa e negativa (-0,572), mostrando o efeito competitivo do Na^+ com o K^+ no solo.
- 4) Ao contrário do esperado, a condutividade hidráulica do solo saturado K_{sat} não foi correlacionada com o conteúdo de Na^+ no solo.
- 5) A irrigação não afetou os parâmetros físicos relacionados à textura, bem como o volume de sólidos e o volume de macroporos.

Referências

- BALKS, M.R.; BOND, W.J.; SMITH, C.J. Effects of sodium accumulation on soil physical properties under an effluent-irrigated plantation. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.36, p. 821-830, 1998.
- BALKS, M.R.; McLAY, C.D.A.; HARFOOT, C.G. Determination of the progression in soil microbial response, and changes in soil permeability, following application of meat processing effluent to soil. **Applied Soil Ecology**, Amsterdam, v. 6, p. 109-116, 1997.
- BLACKMORE, A.V.; MILLER, R.D. Tactoid size and osmotic swelling in Ca montmorillonite. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 25, p.169-173, 1961.

BOND, W.J. Effluent irrigation – an environmental challenge for soil science. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.36, p.543-555, 1998.

BOUMA, J. Unsaturated flow during soil treatment of septic tank effluent. **Journal of Environmental Engineering**, p. 967-981, 1975.

BREWER, R.; SLEEMAN, J.R. Soil structure: attempts at its quantitative characterization. **Journal of Soil Science**, n. 11, p. 172-185, 1960.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agronômico, 94p. (Boletim Técnico, 106), 1986.

CAMERON, K.C.; DI, H.J.; McLAREN, R.G. Is soil an appropriate dumping ground for our wastes? **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.35, p.995-1035, 1997.

CHAKRABARTI, C. Residual effects of long-term land application of domestic wastewater. **Environment International**, Oxford, n. 21, v. 3, p. 333-339, 1995.

CLANTON, C. J.; SLACK, D.C. Hydraulic properties of soils as affected by surface application of wastewater. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 30, n.3, p. 683-687, 1987.

COOK, F.J.; KELLIHER, F.M.; McMAHON, S.D. Changes in infiltration during wastewater irrigation of a highly permeable soil. **Journal of Environmental Quality** v. 23, 476-82, 1994.

CURMI, P.; KERTZMAN, F.F.; QUEIROZ NETO, J.P. Degradation of structure and hydraulic properties in a oxisol under cultivation (Brazil). **Developments in Soil Science**, Amsterdam, v. 22, p.569-579, 1994.

DARWISH, M.R.; EL-AWAR, F.A.; SHARARA, M.; HAMDAR, B. Economic-environmental approach for optimum wastewater utilization in irrigation: a case study in Lebanon. **Applied Engineering in Agriculture**, St. Joseph, v.15, p.41-48, 1999.

FEIGIN, A., RAVINA, I., SHALHEVET, J. Irrigation with treated sewage effluent: management for environmental protection. Berlin: Springer-Verlag, 1991. 224p.

FERREIRA, M.M.; MARCOS, Z.Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico e regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. **Ciência e prática**, Lavras, v.7, n.1, p.96-101, 1983.

FRIEDEL, J.K., LANGER, T., SIEBE, C.; STAHR, K. Effects of long-term waste water irrigation on soil organic matter, soil microbial biomass and its activities in Central Mexico. **Biology and Fertility of Soils**, New York, v.31, n. 5, p. 414-421, 2000.

GREENLAND, D.J.; HAYES, M.H.B. **Soil processes**. In: D.J. Greenland and M.H.B. Hayes. **The chemistry of soil processes**. John Wiley, Chichester: 1981. p. 1-36.

HAYES, A.R.; MANCINO, C.F.; PEPPER, I.L. Irrigation of turfgrass with secondary sewage effluent: I. Soil and leachate water quality. **Agronomy Journal**, Madison, n.82, v. 5, p. 938-943, 1990.

HILLEL, D. **Solo e água: fenômenos e princípios físicos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1970. 231 p.

JARVIS, N.J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.59, p.27-34, 1995.

JNAD, I.; LESIKAR, B.; KENIMER, A.; SABBAGH, G. Subsurface drip dispersal of residential effluent: II. Soil hydraulic characteristics. **Transactions of the ASAE**, Saint-Joseph, v.44, n. 5, p. 1159-1165, 2001.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia**. Relações solo-planta. São Paulo: Ceres, 1979. 262 p.

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

KLEIN, V.A. **Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo**. 1998. 150p. Tese (Doutorado em Agronomia), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1998.

MAGESAN, G.N.; WILLIAMSON, J.C.; SPARLING, G.P.; SCHIPPER, L.A.; LLOYD-JONES, A.R. Hydraulic conductivity in soils irrigated with wastewaters of differing strengths: Field and laboratory studies. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 37, p. 391-402, 1999.

McNEAL, B.L.; LAYFIELD, D.A.; NORVELL, W.A.; RHOADES, J.D. Factors influencing hydraulic conductivity of soil in the presence of mixed-salt solutions. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 32, p. 187-190, 1968.

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

PAPADOPOULOS, I.; STYLIANOU, Y. Trickle irrigation of sunflower with municipal wastewater. **Agriculture Water Management**, Amsterdam, n. 19, v. 1, p. 67-75, 1991.

PICCOLO, A.; MBAGWU, J.S.C. Effect of humic substances and surfactants on the stability of soil aggregates. **Soil Science**, Filadélfia, v. 147, p.47-54, 1989.

RAIJ, B. van; ANDRADE, J.C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas, Instituto Agrônomo, 2001. 284p.

REID, J.B.; GOSS, M.J.; ROBERTSON, P.D. Relationship between the decreases in soil stability effected by the growth of maize roots and changes in organically bound iron and aliminium. **Journal of Soil Science**, Madison, v. 33, p. 397-410, 1982.

RENGASAMY, P.; OLSSON, K.A. Irrigation and sodicity. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 31, p. 821-837, 1993.

REZENDE, J.O. Compactação e adensamento do solo, metodologia para avaliação e práticas agrícolas recomendadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26., 1997, Rio de Janeiro. **Anais**: Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1997. 1 CD-ROM.

RICHARDS, L.A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C.A., (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society for Testing and Materials, 1965. Part 1: 770p. (Agronomy, 9)

SHAINBERG, I.; KAISERMAN, A. Kinetics of the formation and breakdown of Ca-montmorillonite tactoids. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 33, p. 547-551, 1969.

SHAINBERG I.; SHALHEVET, J. **Soil salinity under irrigation. Processes and Management**. New York: Springer-Verlag, 1984. 349 p.

SHAINBERG I.; LETEY J. Response of soils to sodic and saline conditions. **Hilgardia**, Riverside, v.52, p.1-57, 1984.

SIEGRIST, R.L. Soil clogging during subsurface wastewater infiltration as affected by effluent composition and loading rate. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.16, p. 181-187, 1987.

SILVA, C.L. da; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.32, n.2, p.213-220, 1997.

SO, H. B.; AYLMORE, L.A.G. How do sodic soils behave? The effects of sodicity on soil physical behaviour. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 31, p. 761-777, 1993.

SORT, X.; ALCANIZ, J.M. Modification of soil porosity after application of sewage sludge. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 49, p.337-345, 1999.

SUMNER, M.E. Sodic soils: new perspectives. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 31, p. 683-750, 1993.

TARCHITZKY, J.; GOLOBATI, Y.; KEREN, R.; CHEN, Y. Wastewater effects on montmorillonite suspensions and hydraulic properties of sandy soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.63, p. 554-560. 1999.

THOMAS, R.E.; SCWATZ, W.A.; BENEDIXEN, T.W. Soil chemical changes and infiltration rate reduction under sewerage spreading. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 30, p. 641-646, 1966.

TOGNON, A.A. **Propriedades físico-hídricas do Latossolo Roxo da região de Guaíra-SP sob diferentes sistemas de cultivo**. 1991. 85p. Dissertação (Mestrado em Agronomia), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1991.

VAN HOORN, J.W.; KATERJI, N.; HAMDY, A. Long-term salinity development in a lysimeter experiment. **Agricultural Water Management**, Amesterdan, n. 34, p. 47-55, 1997.

VAN OLPHEN, H. **An introduction to clay colloid chemistry**. 2nd edn. (John Wiley and Sons: New York), 1977.