

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS PROGRAMA DE  
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA  
CURSO DE MESTRADO**

**HIDRODINÂMICA EM SOLOS TÍPICOS DOS TABULEIROS  
COSTEIROS NO RECÔNCAVO DA BAHIA**

**Maria Magali Mota dos Santos**

**CRUZ DAS ALMAS – BAHIA**

**2018**

# **HIDRODINÂMICA EM SOLOS TÍPICOS DOS TABULEIROS COSTEIROS NO RECÔNCAVO DA BAHIA**

**Maria Magali Mota dos Santos**

Engenheira Agrônoma

Universidade Federal do Recôncavo da Bahia – UFRB, 2016

Dissertação submetida ao colegiado de Curso do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Agrícola, Área de Concentração: Agricultura Irrigada e Recursos Hídricos.

**Orientador:** Prof. Dr. Francisco Adriano de Carvalho Pereira

**CRUZ DAS ALMAS – BAHIA  
2017**

## FICHA CATALOGRÁFICA

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA  
CURSO DE MESTRADO**

**HIDRODINÂMICA EM SOLOS TÍPICOS DOS TABULEIROS COSTEIROS NO  
RECÔNCAVO DA BAHIA**

Comissão examinadora da defesa de dissertação de  
Maria Magali Mota dos Santos

Aprovada em: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

---

Prof. Dr. Francisco Adriano de Carvalho Pereira  
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia  
(Orientador)

---

Prof. Dr. Alisson Jadavi Pereira da Silva  
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia  
(Examinador interno)

---

Prof. Dr. José Fernandes de Melo Filho  
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia  
(Examinador externo)

## **DEDICATÓRIA**

Dedico este trabalho a minha grande fonte de luz e inspiração, minha família, em especial a minha Mãe Deonice da Silva Mota e ao meu Pai Minelvino dos Santos, que foram capazes de cultivar em mim o desejo pelo conhecimento.

Aos meus irmãos Edmilson Mota dos Santos e Zenildo Mota dos Santos por serem a referência de amor em família.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus, por Dele ser filha!

Às minhas cunhadas Maiara Magalhães e Taiane Santos pelos momentos de risos.

Ao meu companheiro e amigo Valdomiro Vicente Victor Junior, que por vezes me incentivou a progredir acadêmica e espiritualmente, sou grata.

Aos meus amigos, Ancelmo Cazusa, Filipe Lima e amigas Bruna Codorna, Uira Sousa que passaram muitas fases comigo, desde o período da graduação.

Aos amigos do Neas, Juliana, Rogério, Vitor, Edmilson (Boi) e Gerlange pela parceria e apoio na condução do experimento.

Ao Laboratório de Física do Solo da UFRB, pelo apoio na realização dos testes.

Ao Professor Luciano da Silva Souza, por sua amizade e por ceder o espaço para instalação do experimento e a Emanuela Barbosa e Felipe pelo apoio em campo.

À Universidade Federal do Recôncavo da Bahia (UFRB), junto ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola/Núcleo de Engenharia de Água e Solo (NEAS) pela oportunidade de realizar mais essa etapa acadêmica.

À Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado da Bahia (FAPESB) pela concessão da Bolsa.

Ao Professor Dr. Francisco Adriano de Carvalho Pereira pela confiança depositada em mim, orientação, contribuições e por todo o incentivo para concretização deste trabalho.

Ao Professor Dr. José Fernandes de Melo Filho pela amizade e confiança, sou imensamente grata.

## **HIDRODINÂMICA EM SOLOS TÍPICOS DOS TABULEIROS COSTEIROS NO RECÔNCAVO DA BAHIA**

**RESUMO:** A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade cuja quantificação é essencial para qualquer estudo que envolva o movimento da água no solo. Sendo um dos parâmetros hidráulicos mais importante para o fluxo e transporte de água relacionado aos fenômenos no solo. No entanto, existe uma preocupação decorrente da adequação, eficiência e facilidade de aplicação dos diferentes métodos de determinação, dada a sua alta variabilidade no espaço e no tempo, além de variar com a umidade, detecta-se alta variabilidade espacial da condutividade hidráulica no solo, tanto em determinações no campo como no laboratório. Neste trabalho, foram testados os métodos de campo e de laboratório mais usuais na pesquisa, a fim de verificar a condutividade hidráulica em dois tipos de solo, Latossolo Amarelo distrocoeso e Argissolo Amarelo em Tabuleiro Costeiro do município de Cruz das Almas. O experimento foi dividido em três partes, uma para cada método testado e, desenvolvido no Campo experimental da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas - Bahia. O método do “poço seco” foi realizado no campo, em um Latossolo Amarelo em 10 pontos dispersos na área sob uso de pastagem em estágio de degradação, na mesma área foram coletadas três amostras nas profundidades 0-0,15; 0,15-0,30; 0,30-0,45 m em 40 pontos dispersos na área, totalizando 360 amostras, para a determinação da condutividade hidráulica em laboratório por meio do permeâmetro de carga constante. Na terceira parte do experimento, o perfil instantâneo foi instalado na área experimental de Micrometeorologia do Núcleo de Engenharia de Água e Solo, onde o solo foi descrito como Argissolo Amarelo, foram instaladas 10 sondas de TDR a cada 0,1 m de profundidade, com a finalidade de avaliar a umidade do solo e drenagem interna do perfil por 131 dias. Os resultados do método de campo e laboratório demonstraram o elevado coeficiente de variação para a condutividade hidráulica do solo, sendo que o primeiro obteve valores de condutividade superiores ao segundo. O método do perfil instantâneo, demonstrou adequada aplicação para os solos de Tabuleiros Costeiros, sendo capaz de detectar a redução da umidade nas camadas indicativas de adensamento. Todos os métodos foram capazes de discriminar a variação da condutividade hidráulica do solo, sendo que a melhor escolha de aplicação do método depende do tipo requerido e da precisão da medida da condutividade hidráulica, do tipo de solo, custo e restrições práticas sobre a sua aplicação.

**Palavras-chave:** drenagem, perfil instantâneo, condutividade hidráulica

## HYDRODYNAMICS OF A TYPICAL LATOSOL OF COASTAL TABLELANDS

RESUMO: The hydraulic conductivity of the soil is a property whose quantification is essential for any study that involves the movement of water in the soil. It is one of the most important hydraulic parameters for flow and transport related to phenomena in the soil. However, there is a concern about the appropriateness, efficiency and ease of application of the different methods of determination, given their high variability in space and time. In addition to varying with moisture, high spatial variability of hydraulic conductivity is detected in soil, both in field and laboratory determinations. In this work, the most common field and laboratory methods were tested in order to verify hydraulic conductivity in two types of soils: Yellow Latosol and Yellow Argisol in coastal tableland of the city of Cruz das Almas, Bahia. The experiment was divided in three parts, one for each method tested, and developed in the experimental field of the Federal University of the Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas, Bahia State, Brazil. The "dry pit" method was carried out in the field, in a Yellow Latosol, at 10 points dispersed in the area under grazing use in degradation stage. In the same area, three samples were collected at depths 0-0.15; 0.15-0.30; 0.30-0.45 m in dispersed points in the area, totaling 360 samples, for the determination of the hydraulic conductivity in the laboratory by means of the constant charge permeameter. In the third part of the experiment, the instantaneous profile was installed in the experimental area of micrometeorology of the Nucleus of Water and Soil Engineering (NEAS), where the soil was described as Yellow Argisol. Ten TDR probes were installed at each 0.1 m depth, in order to evaluate soil moisture and internal profile drainage for 131 days. The results of the field and laboratory methods demonstrated the high coefficient of variation for the hydraulic conductivity of the soil, and the first method obtained values of conductivity higher than the second. The instantaneous profile method showed adequate application to the coastal tableland soils, being able to detect the reduction of the moisture in the layers of density. All methods were able to discriminate the variation of soil hydraulic conductivity. The best choice of method application depends on the type required and the accuracy of the hydraulic conductivity measurement, soil type, cost and practical restrictions on its application.

**Palavras-chave:** drainage, instantaneous profile, hydraulic conductivity.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Foto de VANT da área de coleta de amostras de solo e teste do método "poço seco". (Imagem de Valdomiro Jr., 2017).....21
- Figura 2. Mapa da distribuição dos pontos de coleta de amostras para o teste pelo método do permeâmetro de carga constante. ....22
- Figura 3. a) Vista do tanque reabastecedor de 200 L, juntamente com o frasco de Marriott de acrílico. b) Furo no solo com a mangueira reabastecedora e termômetro. ....24
- Figura 4. Foto aérea da área experimental de Micrometeorologia do NEAS, onde foi instalada a estrutura do método do perfil instantâneo (Imagem de Valdomiro Jr., 2017).....24
- Figura 5. Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0-0,15 m. ....36
- Figura 6. Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,15-0,30 m. ....36
- Figura 7. Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,30-0,45 m. ....36
- Figura 8. Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0-0,15m.....37
- Figura 9. Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,15-0,30 m. ....38
- Figura 10. Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,30-0,45m. ....38
- Figura 11. Curva de retenção de água no solo para todas as profundidades no perfil de Argissolo Amarelo. Cruz das Almas, BA. ....45
- Figura 12. Dados de precipitação no período de 01 de janeiro de 2017 a 30 de junho de 2017. (Fonte: INMET, 2017). ....46

Figura 13. Curvas dos valores médios da velocidade de infiltração e infiltração acumulada medidos pelo infiltrômetro simples de anel para um Argissolo Amarelo em Argissolo Amarelo, sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> no município de Cruz das Almas, Bahia.....	48
Figura 14. Curva de umedecimento obtida em um perfil instantâneo por meio de sondas de TDR, para um Argissolo Amarelo, sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> área experimental 2. ....	49
Figura 15. Umidade do solo ao longo do tempo para todas as profundidades em um perfil de Argissolo Amarelo, sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> área experimental 2. ....	50
Figura 16. Relação do Potencial matricial ao longo do tempo de observação no perfil instantâneo em um Argissolo Amarelo na área 2 de estudo.....	51
Figura 17. Relação de $\ln K$ ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) versus a $\theta$ $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ no perfil instantâneo em um Argissolo Amarelo, para as 9 profundidades avaliadas por 131 dias, conjuntamente com as equações de ajustes. ....	52
Figura 18. Condutividade hidráulica em função da umidade estimada no perfil instantâneo em um Argissolo Amarelo, para as nove profundidades avaliadas por 131 dias, conjuntamente com equação exponencial ajustada. ....	54

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação da Velocidade de Infiltração Básica (VIB).....	12
Tabela 2. Análise granulométrica do LatossoloAmarelo sob uso de pastagem degradada da área 1 de estudo, Cruz das Almas – BA. ....	30
Tabela 3. Análise estatística descritiva das características físicas do LatossoloAmarelo da área 1, sob uso de pastagem degradada, no município de Cruz das Almas - BA. ....	32
Tabela 4. Estatística descritiva para condutividade hidráulica saturada em LatossoloAmarelo coeso sob uso de pastagem degradada.....	33
Tabela 5. Estatística descritiva sem “outliers” para condutividade hidráulica saturada em LatossoloAmarelo coeso sob uso de pastagem degradada.....	37
Tabela 6. Estatística descritiva para condutividade hidráulica saturada em LatossoloAmarelo coeso, determinada por meio do método do "poço seco" para um solo sob uso de pastagem degradada. ....	40
Tabela 7. Análise granulométrica do Argissolo Amarelo área 2. ....	42
Tabela 8. Valores médios para Macroporosidade; Microporosidade; Porosidade total e Densidade do solo para o Argissolo Amarelo em Argissolo Amarelo, sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> da área, experimental 2.....	43
Tabela 9. Estatística descritiva para características físicas Argissolo Amarelo, sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> área experimental 2.....	44
Tabela 10. Caracterização hídrica obtida por meio da curva de retenção do Argissolo Amarelo sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> área experimental 2. ....	44
Tabela 11. Parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten (1980), para um Argissolo Amarelo, sob uso de <i>Brachiaria decumbens</i> área experimental 2. ....	49
Tabela 12. Parâmetros da função $K(\theta)$ ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) obtidas regressão $\ln K$ versus $\theta$ em cada profundidade avaliada para o método de Hillel et al., (1972). ....	53

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	8
<b>ABSTRACT</b> .....	2
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	7
<b>2. REVISÃO</b> .....	8
2.1 Solo.....	8
2.2 Tabuleiros Costeiros.....	8
2.3 Dinâmica de água no solo de Tabuleiros Costeiros.....	9
2.4 Dinâmica de água em pastagens.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
2.5 Infiltração de água no solo de Tabuleiros Costeiros.....	11
2.6 Condutividade hidráulica do solo.....	12
2.7 Métodos de determinação da condutividade hidráulica.....	16
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	19
3.1 Caracterização da área experimental.....	19
3.2 Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_0$ ) em laboratório no permeâmetro de carga constante.....	22
3.3 Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado em campo por meio do permeâmetro tipo auger-hole inverso (poço seco).....	23
3.4 Perfil instantâneo.....	25
3.5 Sondas de TDR (Reflectometria no Domínio do Tempo).....	27
3.6 Infiltração de água no solo:.....	27
3.7 Retenção de água:.....	28
3.8 Análise estatística dos dados:.....	29
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	29
4.1 ÁREA 1.....	29
4.2 Condutividade hidráulica pelo método do permeâmetro de carga constante.....	33
4.3 Condutividade hidráulica do solo saturado pelo método do “poço seco”.....	38
4.4 ÁREA 2.....	41
4.4.1 Infiltração de água no solo.....	46
4.4.2 Condutividade hidráulica do solo não saturado.....	48
<b>5. CONCLUSÕES</b> .....	54
<b>6. REFERÊNCIAS</b> .....	55

## 1. INTRODUÇÃO

A condutividade hidráulica do solo é de fundamental importância para os estudos relacionados ao manejo da irrigação, drenagem, lixiviação de nutrientes e de poluentes. De forma que, o gerenciamento eficiente dos recursos hídricos, assim como o manejo adequado da irrigação e drenagem em uma área produtiva, requer o conhecimento das características hidrodinâmicas do solo e propriedades do solo que quantifiquem a condução de água ao longo do perfil.

As alterações promovidas pela ação antrópica podem causar variações nos atributos físicos do solo, comprometendo a movimentação e retenção da água no solo. Tais variações podem interferir na qualidade e no desenvolvimento das culturas, tendo em vista que os atributos físico-hídricos são fortemente alterados pelos sistemas de manejo. Dentre os atributos físico-hídricos a condutividade hidráulica se caracteriza como um dos melhores indicadores físicos da qualidade do solo, no que se refere ao movimento e condução da água no perfil do solo. Outros atributos como: densidade do solo, macro e microporosidade, estrutura e conteúdo de matéria orgânica no solo influenciam indiretamente os valores de condutividade hidráulica.

Atualmente, várias técnicas experimentais vêm sendo realizadas para determinar as características hidrodinâmicas do solo diretamente no campo, como também em laboratório, buscando obter respostas para um manejo melhor do solo. Todavia, a complexidade, os custos elevados e o tempo de execução dessas técnicas são fatores limitantes na obtenção da caracterização hidrodinâmica do solo.

Normalmente, para se realizar inferências sobre o valor verdadeiro de uma propriedade do solo no campo, é necessário coletar um grande número de informações o que onera os custos. Assim, faz-se necessário o desenvolvimento de pesquisas que visem caracterizar a hidrodinâmica do solo e determinar a variabilidade da condutividade hidráulica por meio do uso de métodos que sejam confiáveis e que possam ser reproduzidos por produtores, facilitando o manejo da irrigação nas culturas agrícolas. Diante do exposto, o presente trabalho tem como objetivo determinar a variação da condutividade hidráulica saturada por meio do método de campo e laboratório, e determinar a condutividade hidráulica não saturada por meio do método do perfil instantâneo.

## **Objetivos específicos**

- Comparar a variação estatísticas da condutividade hidráulica saturada determinada pelo método de campo e pelo método de laboratório;
- Determinar a condutividade hidráulica do solo não saturado em condições de campo por meio do método do perfil instantâneo.

## **2. REVISÃO**

### **2.1 Solo**

O solo é um recurso natural e dinâmico, cuja qualidade é definida com base em sua capacidade para funcionar no atendimento de suas variadas funções para a manutenção das atividades biológicas e na promoção de condições físicas e químicas adequadas ao desenvolvimento radicular e crescimento de plantas em ecossistemas naturais ou manejados, sendo fortemente influenciada pelas práticas de manejo agrícola (ARAÚJO & MONTEIRO, 2007). Hillel (1970) relata que a quantidade de água absorvida pelas plantas não depende apenas do conteúdo ou do potencial total da água no solo, mas também, da capacidade de deste em transmitir água para as plantas.

### **2.2 Tabuleiros Costeiros**

Os solos dos Tabuleiros Costeiros são formações terciárias, profundos, porém com um horizonte coeso próximo à superfície, encontrados normalmente entre 0,30 e 0,70 m de profundidade, com consistência muito dura a extremamente dura, quando secos, passando a friável ou firme, quando umedecidos (REZENDE, 2000; RAMOS et al., 2013). Esta camada coesa imprime alta resistência à penetração das raízes e modifica a dinâmica da água no perfil do solo. A unidade de paisagem dos Tabuleiros Costeiros acompanha todo o litoral, desde o Amapá até o Rio de Janeiro, ocupando 10 milhões de hectares apenas no litoral do Nordeste brasileiro, apresenta topografia plana a suave ondulada, baixa fertilidade natural e elevada profundidade do solo (SOUZA et al., 2008; CINTRA & LIBARDI, 1998), onde se desenvolve inúmeras atividades agrícolas, justificando a necessidade de estudos que caracterizem as suas propriedades e capacidade de transmitir e armazenar água.

O processo de formação do horizonte com caráter coeso ainda é discutido entre os pesquisadores, não estando completamente esclarecida (DANTAS et al., 2014;

RESENDE, 2013). No entanto, algumas indicações, implicam que a formação natural pode estar associada a diversos processos, tais como obstrução dos poros por argila, presença de compostos orgânicos, adensamento promovido pelos ciclos de umedecimento e secagem. O horizonte coeso ocorre tanto nas áreas sob floresta como nas áreas sob cultivo agrícola, de forma que se pode considerar este fenômeno como processo de transformação do material de origem e não pelo manejo do solo (RIBEIRO, 1991 apud PAIVA *et al.*, 2000).

### **2.3 Dinâmica de água no solo de Tabuleiros Costeiros**

O solo é um reservatório natural de água e nutrientes para as plantas, por isso a necessidade de quantificar a capacidade de armazenamento desse reservatório, como também os fluxos que ocorrem tanto na superfície, quanto em profundidade do solo. Estes fluxos, são correspondente a redistribuição de água no solo, sendo importante no aumento da umidade de camadas mais profundas do perfil do solo (LOYOLA & PREVEDELLO, 2003).

A dinâmica de água no solo é dependente de inúmeros fatores associados as características do solo, tais como heterogeneidade do perfil, cultura agrícola e as condições atmosféricas, de forma que o gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica, assim como o manejo adequado da irrigação e drenagem de uma área agrícola requerem o conhecimento das características hidrodinâmicas do solo, tais como a curva de retenção da água no solo, infiltração, porosidade e condutividade hidráulica do solo (SOUZA *et al.*, 2014).

A determinação do processo de redistribuição da água no solo, em condições de campo, exige uma demanda considerável de tempo e elevado custo, pois as propriedades físico-hídricas do solo sofrem grande variabilidade espacial, demandando grande número de amostras para ter uma resposta representativa da área (GUIMARÃES *et al.*, 2010).

Os processos de drenagem e redistribuição de água no solo envolvem uma série de fatores tais como, densidade do solo e distribuição dos poros. Nos solos que apresentam horizonte coeso, a dinâmica de água assume características peculiares, a presença da camada coesa funciona como um impedimento à infiltração da água (SOUZA & PAIVA, 2001). Melo Filho *et al.* (2009) avaliaram que Latossolo Amarelo Coeso sob manejo tradicional de citros apresenta limitações quanto a resistência à penetração e baixa permeabilidade, o que dificulta o aprofundamento do sistema

radicular das plantas, a redistribuição e armazenamento de água no solo. Ao analisarem o solo sob floresta natural, os mesmos autores, sugeriram que para a produção agrícola em solos de Tabuleiros Costeiros, deve-se melhorar a capacidade de retenção e armazenamento de água.

Fonsêca et al. (2007) avaliando o uso de propriedades físico-hídricas do solo na identificação de camadas adensadas nos Tabuleiros Costeiros no Estado de Sergipe, verificaram que a retenção de água no solo e a condutividade hidráulica são atributos adequados para a identificação das camadas coesas do solo.

O movimento da água no solo é resultante do gradiente de potencial total, o qual ocorre no sentido do potencial total decrescente e, cuja intensidade, é controlada pelo meio físico (REICHARDT & TIMM, 2004). A equação que melhor rege o movimento de água em solos não saturados, equação de Darcy-Buchingham, representada por  $q = -K(\theta) \text{ grad } \psi_t$ , estabelece que a densidade de fluxo ( $q$ ) é função da condutividade hidráulica ( $K(\theta)$ ) e do gradiente de potencial total ( $\text{grad } \Psi_t$ ). Por envolver o conhecimento da permeabilidade intrínseca relacionada ao volume total e distribuição do tamanho dos poros, além da tortuosidade e das características do fluido, a condutividade hidráulica pode ser definida como o “coeficiente que expressa a facilidade com que um líquido é transportado através do meio poroso e que depende tanto das propriedades do meio como das do líquido” (LIBARDI, 1995).

O censo agropecuário de 2006 revelou que a área total de pastagens (naturais e plantadas) no Brasil é de 172,3 milhões de hectares (IBGE, 2006). Deste total, supõem-se que 50% estejam fortemente degradadas, o que se caracteriza como um processo evolutivo de perda de vigor, produtividade e capacidade de recuperação natural (SILVA et al., 2015). Avaliando os efeitos de preparação e adubação de um Latossolo Amarelo Distrocoeso de Tabuleiro Costeiro no sistema radicular de *Brachiaria decumbens*, Silva et al. (2015) verificaram que este solo quando manejado com subsolagem, guarda os efeitos benéficos por até dois anos, o que melhorou as características de densidade, porosidade e resistência do solo à penetração radicular, possibilitando também, melhoria na capacidade de armazenamento e redistribuição de água no solo.

Para o entendimento dos processos de retenção e dinâmica da água e de sua absorção pelas plantas, é imprescindível o conhecimento do seu movimento no solo, a começar pelos processos de infiltração e redistribuição de água no solo



## 2.4 Infiltração de água no solo de Tabuleiros Costeiros

Infiltração é o processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo. A água infiltrada, determinará o balanço hídrico próximo ao sistema radicular das culturas, sendo este, fator essencial para o planejamento e manejo da agricultura irrigada, assim como, para o manejo dos sistemas de produção e conservação do solo.

Inicialmente a entrada de água é determinada pelo gradiente potencial mátrico ( $\Psi_m$ ), que está associado a umidade do solo, ao mesmo tempo, esta entrada depende também da geometria porosa do meio. Por isso, inicialmente a infiltração é elevada, respondendo ao gradiente de  $\Psi_m$  e com o passar do tempo, diminui até se tornar constante, momento de saturação do solo, passando ser função da macroporosidade do solo, sendo assim denominada de infiltração básica (REICHARDT & TIMM, 2004).

A infiltração pode ser afetada por diversos fatores relacionados ao solo e ao seu preparo e manejo, tais como: textura, massa específica, teor de matéria orgânica, porosidade, tipo de argila e teor de umidade, capacidade de retenção e condutividade hidráulica (FAGUNDES et al., 2012). No entanto, a caracterização dessas variáveis demanda tempo e recurso, pois ainda não há a descrição da intensidade com que algumas variáveis influenciam o processo (CECÍLIO et al., 2013).

Em solos com características de camadas coesas, esse processo de infiltração pode ser dificultado ainda mais, podendo ocorrer água excedente na camada coesa, que ascende e promove escoamento superficial do solo carreando argilas suspensas, o que auxilia no processo de empobrecimento do solo (CINTRA et al., 2007). A qualidade física do solo está associada à boa infiltração, retenção e disponibilidade de água para as plantas, a taxa de infiltração de água é considerada, portanto, um bom indicativo desta qualidade (BERTOL et al., 2000).

A quantificação da infiltração é de grande importância, devido seu uso para definir técnicas de conservação do solo, planejar e delinear sistemas de irrigação e drenagem, bem como auxiliar na composição de uma imagem mais real da retenção da água e aeração no solo (CECÍLIO et al., 2013).

Para se quantificar a movimentação de água no solo é necessário analisar certas condições, tais como: não deve ocorrer rearranjo de partículas do solo durante o período de teste de infiltração, mantendo o solo na sua condição mais natural possível; o movimento de ar não deve influenciar o movimento de água; deve-se manter as propriedades da água, viscosidade e densidade, constantes ao longo de toda a

avaliação; as condições experimentais devem ser isotérmicas (REICHARDT & TIMM, 2004). A velocidade de infiltração básica (VIB) pode ser classificada conforme a Tabela 1.

**Tabela 1.** Classificação da Velocidade de Infiltração Básica (VIB).

<b>Classificação de velocidades</b>	<b>Parâmetros</b>
Baixa	$VIB < 5 \text{ mm.h}^{-1}$
Média	$5 < VIB < 15 \text{ mm.h}^{-1}$
Alta	$15 < VIB < 30 \text{ mm.h}^{-1}$
Muito alta	$VIB > 30 \text{ mm.h}^{-1}$

Fonte: Adaptada de Carvalho & Silva, (2006).

Esta variação da VIB, depende diretamente da textura e da estrutura dos solos, sendo que as variações do perfil têm grande influência na velocidade de infiltração de água no solo (CUNHA et al., 2009).

Em um teste com a velocidade de infiltração de água em um Latossolo Amarelo, submetido ao sistema de manejo aplicado e a diferentes modelos matemáticos, Cunha et al. (2011) verificaram que o sistema de cultivo mínimo proporcionou altas taxas de infiltração de água no solo,  $167 \text{ mm.h}^{-1}$ , considerada muito alta, atribuindo o resultado a continuidade dos poros, dados a pouca desestruturação do solo. O mesmo estudo verificou que para o método do infiltrômetro de anel o modelo de Kostiaikov é o que melhor se ajusta.

## **2.5 Condutividade hidráulica do solo**

A condutividade hidráulica do solo pode ser descrita como a funcionalidade do sistema poroso, que engloba a quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros do solo (ELLIES et al., 1997). A distribuição de poros condiciona o comportamento físico-hídrico do solo, influenciando a potencialidade agrícola dos solos. Dado a sua influência, as propriedades físico-hídricas do solo são importantes indicadores no desenvolvimento das plantas, pois implica nas condições de adensamento, compactação, infiltração da água e suscetibilidade do solo à erosão (AGUIAR, 2008; RIBEIRO et al., 2007).

Em estudos sobre a dinâmica de água em meios porosos, a primeira equação de fluxo foi apresentada por Henry Darcy em 1856, quando trabalhou com colunas de areia saturada, como o líquido utilizado foi água, ele nomeou de condutividade hidráulica.

O experimento de Henry Darcy foi desenvolvido em condições de saturação, no entanto, o solo, em sua condição natural apresenta-se não saturado (MELO FILHO, 2002). Por isto, Buckingham quantificou o movimento da água em solo não saturado, introduzindo uma relação funcional entre condutividade hidráulica e conteúdo de água no solo e, igualmente, entre o potencial mátrico e umidade do solo (GONÇALVES & LIBARDI, 2013). De acordo com Libardi (2000), a equação, proposta por Buckingham tem a seguinte forma:

$$q = -K(\theta)\phi_m(\theta) \quad (1)$$

Onde:  $\mathbf{q}$  a densidade de fluxo da solução;  $\mathbf{K}(\theta)$  a função condutividade hidráulica;  $\phi_m(\theta)$  a função potencial mátrico e  $\theta$  a umidade volumétrica do solo.

Esta equação de Buckingham apresenta uma limitação quanto a direção do fluxo, é válida apenas para o movimento horizontal ou para casos onde o efeito da gravidade seja desprezível. Foi Richards (1928) que combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade, definindo o potencial total,  $\phi_t$ , como resultante da soma potencial capilar de Buckingham e o potencial gravitacional  $\phi_z$ , de forma que, a equação do movimento da solução para solos não saturados foi descrita como:

$$q = -K(\theta)\nabla\phi_t \quad (2)$$

A condutividade hidráulica do solo saturada ( $K_0$ ) pode informar sobre a capacidade de transporte de água, solutos e substâncias químicas no solo, sua caracterização deve ser bem-feita, pois de um modo geral, seu valor é usado nos cálculos de fluxos no solo (MESQUITA & MORAES, 2004). Que apesar de ser um indicador de alta variação, pode auxiliar na identificação de alterações da qualidade do solo promovidas pelos sistemas de manejo (COQUET et al., 2005). Em solos com baixa condutividade hidráulica, a água disponível é insuficiente para suprir as necessidades hídricas da planta, levando-a ao murchamento (CUNHA et al., 2015).

A condutividade hidráulica, tem seu valor máximo no solo saturado, sendo altamente dependente da umidade ( $\theta$ ), pois seu valor decresce acentuadamente com a diminuição da  $\theta$ . Portanto, a  $K_0$  pode ser expressa em função de  $\theta$  ( $K(\theta)$ ), como também em função do potencial matricial  $\Psi$  ( $K(\psi)$ ) (HURTADO et al., 2005).

Em 1980, van Genuchten propôs a seguinte equação para descrever a umidade em função do potencial matricial do solo:

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

Onde  $\theta_r$  é a umidade volumétrica residual ( $\text{m}^3.\text{m}^3$ );  $\theta_s$  é a umidade volumétrica de saturação ( $\text{m}^3.\text{m}^3$ );  $\Psi_m$  é o potencial matricial (m);  $\alpha$  ( $\text{m}^{-1}$ );  $n$  e  $m$  são parâmetros independentes que devem ser estimados por ajuste dos dados observados, ou ainda pode ser estimado pelo produto da inclinação da curva ( $d\theta/dh$ ) e o potencial matricial  $\Psi_m$ .

Para determinar a condutividade hidráulica em função da umidade  $k(\theta)$ , van Genuchten fez uma combinação com o modelo de Mualen (1976) considerando  $m = 1 - 1/n$ :

$$K(\theta) = K_0 \omega^l [1 - (1 - \omega^{1/m})^m]^2 \quad (4)$$

Sendo, 
$$\omega = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Onde,  $\omega$  é a saturação efetiva,  $K_0$  é a condutividade hidráulica do solo saturado, e  $l$  é um parâmetro empírico estimado por Mualen (1976) em 0,5 para a maioria dos solos (HURTADO, 2004).

No entanto, a condutividade hidráulica do solo é um atributo de difícil determinação, uma vez que seus valores podem ser estimados erroneamente devido à grande variabilidade espacial e temporal. Pois este é um atributo dependente da forma e continuidade do sistema poroso, variando fortemente de um local a outro, além de revelar distinções entre os diferentes usos do solo (SANTOS, 2011; COQUET et al., 2005; GREGO & VIEIRA, 2005; GUEDES FILHO, 2009; BARRETO et al., 2001; LATORRE et al., 2015).

A elevada variabilidade dos dados de  $K_0$  pode ser atribuída, à heterogeneidade da textura e estrutura do solo, bem como a presença de raízes de plantas, à atividade microbiana, e a rachaduras no solo oriundas das épocas de estiagens. Em estudo sobre a variabilidade da  $K_0$ , Hurtado (2004), encontrou coeficientes de variação da ordem de 100%, na camada superficial de um Latossolo Vermelho Amarelo. Em determinações de laboratório, Lima et al. (2006) obtiveram coeficiente de variação entre 112% e 248%.

A medida da  $K_0$  pode ser obtida em condições de saturação do solo, onde todos os poros estão preenchidos com água, ou com o conteúdo menor de água, solo não saturado (ALMEIDA et al., 2017).

A sua determinação pode ser realizada por métodos de laboratório e de campo. Sendo que cada método apresenta suas vantagens e limitações, devendo-se atentar

para as condições experimentais assumidas, principalmente para as condições de laboratório, que apesar de ter um controle maior sobre as condições experimentais, trabalha-se com uma menor área representativa do solo, o que pode não ser ideal indicador das condições de campo. Por outro lado, a determinação realizada em condições de campo, apresenta maior grau de complexidade, mas reduz as perturbações promovidas nas amostragens e explicita as condições naturais do solo (MELO FILHO, 2002).

Os valores de  $K_0$  obtidos por amostras não perturbadas corresponde à direção em que a amostra foi retirada, geralmente a coleta é realizada na vertical. Para as avaliações realizadas diretamente em campo, o valor de  $K_0$  é obtido para todas as direções, vertical e horizontal, representando a condição real de campo. No entanto, os métodos de determinação direta da condutividade hidráulica do solo saturado são muito difíceis, laboriosos e dispendiosos, tanto em condições de campo como de laboratório, e até mesmo pouco praticáveis (IBRAHIM & ALIYU, 2016).

A condutividade hidráulica em função a umidade do solo ( $K(\theta)$ ) pode ser determinada em condições de campo e laboratório. No campo, o método proposto por Hillel et al. (1972), o perfil instantâneo, permite o cálculo da  $K(\theta)$  em um processo de drenagem interna sem que haja fluxo na superfície do solo. Os métodos indiretos para determinação da  $K(\theta)$ , permitem a análise teórica do cálculo da função  $K(\theta)$  com base na curva de retenção de água no solo obtidos em laboratório (SILVA & COELHO, 2014).

Cada método apresentado assume diferentes pressupostos, simplificações e procedimentos experimentais, que podem afetar os resultados obtidos (GHIBERTO & MORAES, 2011). Outra forma alternativa de estimar a  $K_0$ , são os métodos empíricos, fórmulas baseadas na geometria porosa do solo. É sugerido que as fórmulas empíricas sejam usadas estritamente dentro de seus domínios de aplicabilidade, dado a variação dos mapas de solo de cada região (IBRAHIM & ALIYU, 2016).

Dentre os métodos de determinação da condutividade hidráulica do solo, pode-se citar os seguintes: Permeâmetro de carga constante; Permeâmetro de carga decrescente; Infiltrômetro de tensão; Método do furo do trado (poço seco), Permeâmetro Guelph e o Método do perfil instantâneo. Além dos indiretos, baseadas em equações empíricas derivadas de dados experimentais e outras são oriundas de modelos físicos relacionados a umidade ou ao potencial matricial do solo. A escolha do método depende da disponibilidade de equipamentos, tempo, recurso, dentre outros fatores.

## **2.6 Métodos de determinação da condutividade hidráulica**

### **Laboratório: Permeâmetro de carga constante**

O método é a própria experiência de Darcy e deve ser executado, quando se utilizam amostras com estrutura indeformada (LIBARDI, 2005). O ensaio com o permeâmetro de carga constante é indicado para solos arenosos e consiste na manutenção de carga hidráulica sobre a amostra de solo e medição do volume da água percolado e do tempo de percolação correspondente, com esses dados mais as características geométricas da amostra é calculado o coeficiente da condutividade hidráulica (RODRIGUEZ et al., 2015). Ainda segundo os autores, ao analisarem a permeabilidade de um solo Laterítico por meio de diferentes métodos, verificaram que os valores médios obtidos para a condutividade como o permeâmetro de carga constante, apresentaram-se com valores inferiores aos demais ensaios com infiltrômetro e permeâmetro de carga variável.

Pereira et al. (2015) analisando solos sob pastagens, verificaram que o método utilizando foi sensível em detectar vestígios de compactação nas camadas superficiais analisadas. Trevisan et al. (2009) em estudo comparando os métodos de determinação da condutividade hidráulica com o permeâmetro de carga constante e permeâmetro de Guelph, verificaram que houve diminuição da condutividade como aumento da profundidade no sistema de cultivo avaliado, também devido a compactação superficial, concluíram que não há diferenças estatísticas significantes entre os métodos de determinação da  $K_0$ .

### **Campo: Método do poço seco**

Os métodos de campo avaliam um maior volume de solo e preservam mais a estrutura do solo. A variabilidade espacial da condutividade hidráulica mostra a necessidade do desenvolvimento de métodos de campo para a sua avaliação (VILLAGRA et al., 1994).

Os métodos de determinação da  $K_0$  com base na infiltração podem ser divididos em método de estado estacionário e estado instável. O método do furo do trado com “poço seco” é de estado estacionário, pela carga hidráulica constante, foi desenvolvido para determinar a condutividade hidráulica na ausência do lençol freático. Baseia-se na infiltração da água no solo, por meio da aplicação contínua de água no solo, mantendo uma coluna constante, abaixo da qual ocorre a infiltração (IBRAHIM & ALIYU, 2016).

Segundo Conde & Fuertes (2010) o uso desse método não altera o solo durante o fluxo de água, pois o fluxo é lento permitindo medidas mais exatas, só requerendo muita atenção ao recipiente de água. Barreto et al. (2001), utilizaram esse método para determinar a condutividade em um solo aluvial de perímetro irrigado, verificaram com a metodologia grandes variações espaciais, horizontal e vertical, nos dados obtidos demonstrando a eficiência do uso do método.

Este método não leva em consideração as mudanças estruturais no perfil do solo, assumindo que o solo poroso é isotrópico e homogêneo (DANIEL, 2016). O mesmo autor, avaliando o movimento de água e lixiviação de fósforo em uma área sob o cultivo de grama, detectou que o resultado obtido com o método do poço seco é altamente variável e em grande parte não informativo das condições de campo, necessitando de transformação logarítmica.

A medida que a taxa de infiltração se torna constante, avalia-se que o solo já está saturado, determina-se assim, a  $K_0$ . A vantagem deste método é o volume de solo amostrado, quando comparado aos de laboratório, no entanto, apesar do grande da manutenção das características naturais ainda é possível encontrar uma grande variação nas medidas, de um lugar para outro. Outra desvantagem é o volume de água consumida no teste, e o transporte dos materiais necessários para a avaliação. De forma que, este é um teste mais frequentemente usado para objetivos de pesquisa, do que para rotina de avaliação em grande escala (IBRAHIM & ALIYU, 2016).

### **Método do perfil instantâneo**

A determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado requer a predeterminação de propriedades hidráulicas do solo, tais como a curva de retenção e umidade volumétrica. O que gera uma demanda trabalhosa de determinações, tempo e dinheiro. Apesar destas limitações, essa propriedade tem sido utilizada no cálculo do balanço hídrico e na quantificação de nutrientes perdidos por lixiviação da zona radicular (GHIBERTO & MORAES, 2011).

No método do perfil instantâneo a condutividade hidráulica é determinada em função do conteúdo de umidade de água no solo. Dentre as vantagens deste método, pode-se citar a obtenção de medidas diretas no campo, com mínima perturbação do solo, apresentando assim, valores mais realísticos de condutividade hidráulica, quando comparados aos métodos de laboratório (GONÇALVES et al., 2013). Dentre os métodos de campo empregados, o mais notório é o do perfil instantâneo, sua medição é

fundamentada em experimentos de drenagem interna, baseando-se na análise dos componentes da equação de Richards em perfis de potenciais e fluxos transientes durante a drenagem vertical que ocorre após a saturação do solo por uma chuva ou irrigação (HURTADO et al., 2005).

Uma desvantagem está no alto investimento de tempo e mão-de-obra, especialmente em solo com camadas mais adensadas, onde o processo de redistribuição e drenagem é muito lento. É por este fato que há poucos relatos sobre a determinação de  $K(\theta)$  pelo método de perfil instantâneo com número maior de repetições (GONÇALVES & LIBARDI, 2013).

Se aplica a condições em que o lençol freático está ausente ou bem profundo de modo a não afetar o fluxo do solo, indicado também para perfis heterogêneos de solo e não saturados (LIBARDI, 2005). Este método atende a faixa de água no solo que se estende da saturação até o limite de funcionamento dos tensiômetros (-100 kPa), que corresponde à faixa de interesse agrônômico. Devendo-se considerar algumas premissas durante o monitoramento do estado transiente: processo isotérmico; o perfil esteja inicialmente saturado de forma uniforme; o fluxo seja unidimensional e que não ocorra histerese (BIASSUSI, 2001).

A área de implantação do perfil instantâneo deve ser preparada com instrumentos para medida do conteúdo de água no solo e do potencial mátrico (Sondas TDR e Tensiômetros) dispostos nas profundidades de interesse. Após a saturação da área, cobre-se a superfície do solo com uma lona plástica, para evitar as perdas por evaporação. Então, ocorre a redistribuição da água contida no solo, pelo processo de drenagem interna, que deve ser acompanhada de medidas periódicas de conteúdo de água no solo, assim como descrito em Libardi (2005).

Embora possa ocorrer dificuldade na redistribuição de água de forma uniforme, devido a camadas de baixa permeabilidade em solos heterogêneos, favorecendo o fluxo lateral (GONÇALVES & LIBARDI, 2013), é possível utilizar este método para solos que possuem camadas adensadas.

As determinações no campo têm a vantagem de estimar as propriedades hidráulicas *in situ*, o método do perfil instantâneo (HILLEL et al., 1972) permite calcular a função  $K(\theta)$  no campo, a partir da evolução temporal da umidade, num processo de drenagem interna no qual o fluxo na superfície do solo é zero (GHIBERTO & MORAES, 2011).



O fluxo assumido é vertical para baixo, condições isotérmicas, ausência do lençol freático (REICHARDT & TIMM, 2004; LIBARDI, 2005), o que permite, assim, a utilização da equação de Richards para o cálculo. A equação de Richards, apresentada a seguir, mostra o movimento da água na direção vertical, que por meio de medidas simultâneas do conteúdo de água ao longo do perfil de solo durante o tempo de redistribuição da água, determina-se a condutividade hidráulica do solo em função da umidade, em condições transientes:

$$K(\theta)|_z = \frac{-\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial \theta}{\partial z}|_z} \quad (5)$$

Onde:  $\theta$  ( $m^3m^{-3}$ ) é a umidade volumétrica;  $t$  (h) é o tempo;  $K(\theta, \Psi_m)$  ( $m.h^{-1}$ ) é a condutividade hidráulica em função da umidade ou potencial matricial; e  $z$  (m) é a coordenada vertical de posição.

Como alguns trabalhos apresentam a  $K(\theta)$  como tendo uma relação exponencial com a umidade, a equação pode ser expressa da seguinte forma:

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (6)$$

Onde  $\gamma$  é uma constante adimensional e  $K_0$  ( $m.h^{-1}$ ) e  $\theta_0$  ( $m^3m^{-3}$ ) são valores de  $K$  e  $\theta$  no tempo zero de redistribuição, respectivamente.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Caracterização da área experimental

O trabalho foi composto de dois experimentos instalados em áreas diferentes, mas ambos conduzidos na Universidade Federal do Recôncavo da Bahia. Altitude de 225 m acima do nível do mar em torno das coordenadas geográficas de 12° 44' 39" de latitude sul e 39° 06' 23" de longitude oeste de Greenwich. O clima de acordo com a classificação de Köppen é do tipo Aw e Am, tropical quente e úmido. Com pluviosidade média anual da região é de 1244 mm com dois a três meses de seca ao ano (EMBRAPA, 1997). Distribuída em 63% no período úmido (março a agosto) e 37% no período seco (setembro a fevereiro), com temperatura média anual de 24,2°C (ALMEIDA, 1999).

Foram realizadas análises físicas das duas áreas experimentais, nas quais ocorreram as seguintes etapas:

✓ Para as análises físicas foram coletadas amostras deformadas e indeformadas do solo. A amostragem foi realizada com o auxílio do trado holandês (amostras deformadas) e amostrador de Uhland em anéis volumétricos (amostras indeformadas). Após a secagem ao ar, as amostras deformadas foram beneficiadas para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA).

✓ **A análise granulométrica** foi realizada pelo método da pipeta (DONAGEMA, 2011), usando como dispersante hidróxido de sódio (NaOH 1 mol L).

✓ **A densidade de partículas** foi determinada pelo método do balão volumétrico (DONAGEMA, 2011).

✓ **A distribuição de poros** por tamanho foi determinada pelo método da mesa de tensão, utilizou-se cilindros metálicos com cerca de 100 cm<sup>3</sup> de volume. Onde a macroporosidade foi representada pela umidade volumétrica entre a amostra saturada e a amostra submetida à tensão de 60 cm de coluna de água, enquanto a microporosidade foi representada pela umidade volumétrica entre a amostra após tensão e a amostra seca a 105 C°, da soma das duas resultou-se a porosidade total determinada.

$$MP = \frac{(a-b)}{c} \quad (7)$$

Onde: **a** – peso da amostra após ser submetida a uma tensão de 60 cm de coluna de água; **b** – peso da amostra seca a 105 °C (g); **c** – volume do cilindro.

✓ **Densidade do solo:** Foi determinada pelo método do anel volumétrico descrito por (DONAGEMA,2011). Com amostras de solo com estrutura indeformada por meio de anéis volumétricos de 100 cm<sup>3</sup>, levadas à estufa 105°C por 48 horas. Conforme a equação:

$$ds = \frac{a}{b} \quad (8)$$

Onde: **ds** – Densidade do solo, em g.cm<sup>3</sup>, **a** – Peso da amostra seca a 105°C (g); **b** – Volume do anel ou cilindro (cm<sup>3</sup>).

### **Área experimental 1:**

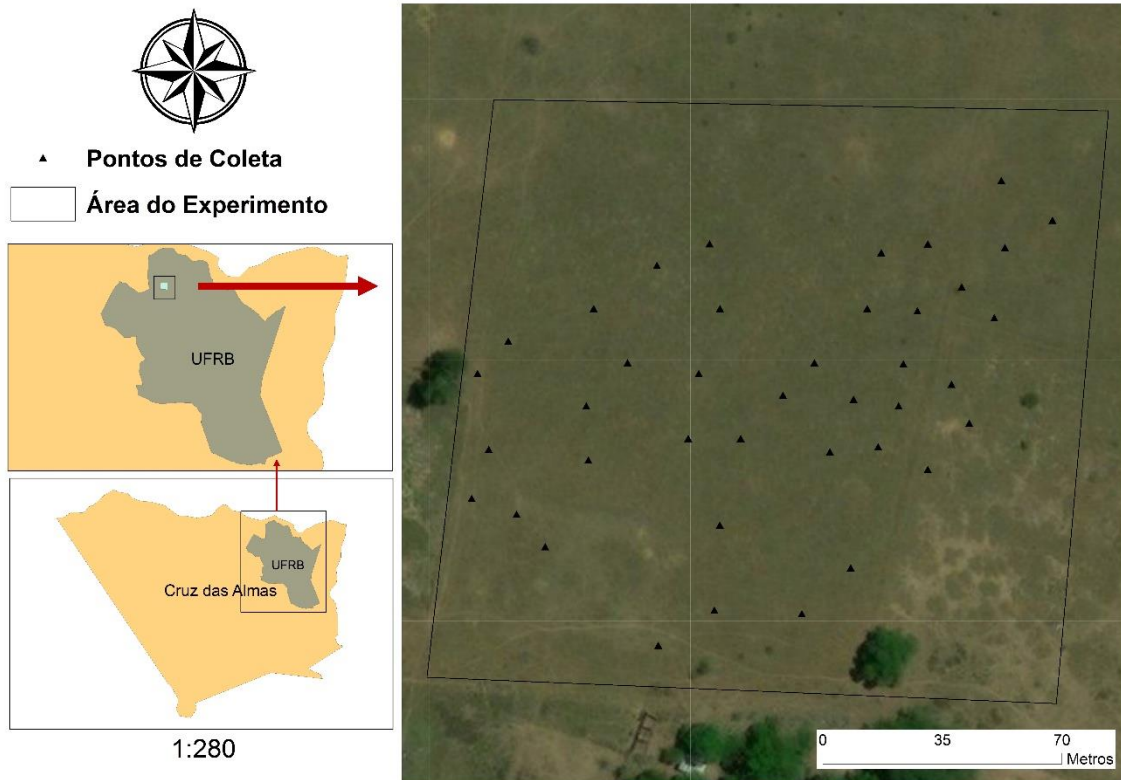
A área experimental encontra-se sob uso de pastagem, sem sinais de manutenção e com pastoreio do gado, onde foram realizados os testes pelo método “poço seco” e coletadas amostras para o teste com o permeâmetro de carga constante.



**Figura 1.** Área de coleta de amostras de solo e teste do método "poço seco". (Imagem de Valdomiro Jr., 2017).

**Pontos de amostragem:** A coleta de amostras de solo para determinação da condutividade hidráulica em laboratório ocorreu entre os meses de janeiro e fevereiro de 2017. Os pontos de amostragens foram alocados de forma dispersa na área, com espaçamento mínimo de 12 m. Em cada ponto foram coletas 9 amostras indeformadas em anéis volumétricos de 100 cm<sup>3</sup>, sendo 3 em cada profundidade, 0-0,15; 0,15-0,30; 0,30-0,45 m com o auxílio de um coletor de solo.

## ÁREA 1 Localizada no campo experimental do Núcleo de Engenharia de Água e Solo



**Figura 2.** Mapa da distribuição dos pontos de coleta de amostras para o teste pelo método do permeâmetro de carga constante.

### 3.2 Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_0$ ) em laboratório no permeâmetro de carga constante:

A condutividade hidráulica saturada foi determinada por meio do permeâmetro de carga constante. Para tanto, manteve-se carga hidráulica constante de 2 cm utilizando-se do frasco de Mariotte. O volume de água coletado foi medido com proveta em intervalos de tempo determinados; quando de três a cinco medições consecutivas de vazão apresentaram resultados semelhantes, considerou-se que o fluxo era estacionário, o que ocorria após 6 horas de avaliação. Conhecidos os volumes, a área de secção transversal dos cilindros e comprimento do corpo de prova, foi calculado o valor da condutividade,  $K_0$ , por meio da equação analítica:

$$K_0 = \frac{q \times L}{A \times h \times t} \quad (9)$$

Onde:  $K_0$  – condutividade hidráulica do solo saturados em  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ;  $q$  – volume de água medida na proveta ( $\text{cm}^3$ );  $A$  – área de secção transversal da amostra ( $\text{cm}^2$ );  $L$  –

comprimento da amostra medido no sentido do fluxo (cm); **h** – altura da lâmina de água (cm); **t** – tempo de percolação (h).

### 3.3 Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado em campo por meio do método “poço seco”:

Para as avaliações da condutividade saturada em campo, foi utilizado o método do poço seco que consiste em abrir um orifício no solo enchê-lo parcialmente de água e medir a velocidade de rebaixamento do nível da água dentro do tanque reabastecedor. Com o auxílio de um trado foi aberto um furo no solo, em cada ponto de amostragem, na profundidade de 0,40 m, um total de 10 pontos. Nesse espaço aberto, foi mantido uma altura constante de água, até que a infiltração se tornasse constante. Foi utilizado um cilindro repositior de água com capacidade 200 litros, equipado com uma escala numerada para leitura direta do consumo de água. Foi determinado que a distância vertical entre o nível da água no poço e camada impermeável do solo era superior a 3 vezes o valor da profundidade do poço. Permitindo o uso da seguinte equação para calcular a condutividade hidráulica:

$$K_0 = \left( \frac{\left[ \ln \left( \frac{h}{r} + \sqrt{\left( \frac{h}{r} \right)^2 - 1} \right) - 1 \right] Q}{2\pi h^2} \right) \quad (10)$$

Onde: **K<sub>0</sub>** = condutividade hidráulica (cm.h<sup>-1</sup>); **h** = altura da água no poço (cm); **r** = raio do poço (cm); **Q**= consumo de água ou vazão após a infiltração se estabilizar (cm<sup>3</sup>.h<sup>-1</sup>).

A condutividade hidráulica além de ser fortemente influenciada pelas propriedades do solo, também influenciada pelas propriedades do fluido, como viscosidade e temperatura (DEB & SHUKLA, 2012). Com base nesta informação, a cada leitura de volume infiltrado, foi tomada a medida da temperatura em graus Celsius.





**Figura 3.** a) Vista do tanque reabastecedor de 200 L, juntamente com o frasco de Mariott de acrílico. b) Furo no solo com a mangueira reabastecedora e termômetro.

O segundo experimento, instalado no Campus da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, na área experimental de Micrometeorologia do Núcleo de Engenharia de Água e Solo (NEAS), sob uso de pastagem com capim *Brachiaria decumbens*, onde foi instalado a estrutura para realizar o método do perfil instantâneo. Próximo ao local, foi aberta uma trincheira para descrição pedológica do solo e para a retirada de amostras para as determinações físicas do solo.



**Figura 4.** Foto aérea da área experimental de Micrometeorologia do NEAS, onde foi instalada a estrutura do método do perfil instantâneo (Imagem de Valdomiro Jr., 2017).

As análises físicas desta área foram realizadas seguindo os mesmos procedimentos descritos para a área 1.

### 3.4 Perfil instantâneo

A estrutura para o perfil instantâneo foi montada com uma chapa galvanizada de 3 m de diâmetro que foi cravada no solo na profundidade de 0,80 m. Dentro da área do perfil instantâneo foi instalado 10 tensiômetros, com coluna de mercúrio, espaçados de 0,50 m e com profundidade variável de 0,10 até 1,10 m. Paralelo aos tensiômetros foram instaladas sondas de TDR a fim de monitorar a umidade do solo nas mesmas profundidades que os tensiômetros. Após a saturação do perfil, o mesmo foi coberto com duas camadas de lona plástica, a fim de evitar evaporação ou entrada de água por precipitação. O experimento foi instalado dia 17 de janeiro de 2017 e foram realizadas duas leituras semanais até o dia 05 de junho. A drenagem interna foi observada por meio das leituras dos tensiômetros e das sondas de TDR, quando foram suspensas devido às reduzidas variações. As leituras foram realizadas entre as 7:00 h e 9:00 h, quando os instrumentos são submetidos às condições térmicas mais estáveis.

Houve uma falha nos tensiômetros, entrada de ar, e tiveram que ser fluxionados por diversas vezes, inviabilizando os dados de potencial matricial gerados a partir deles. Sendo necessário construir a curva de retenção de água no solo em laboratório e pela equação de van Genuchten (1980) isolar o valor do potencial matricial, como apresentado a seguir:

$$\Psi_m = \frac{\left[ \left( \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha} \quad (11)$$

Onde:  $\Psi_m$  – potencial matricial;  $\theta_s$  - umidade de saturação;  $\theta$  - umidade residual;  $m$  e  $n$  – parâmetros empíricos da equação de van Genuchten (1980).

Para tanto, foi necessário a calibração das sondas de TDR a cada 0,20 m de profundidade, sendo ajustada pela equação proposta por Topp et al. (1980).

O ensaio do movimento de água no perfil do solo foi realizado com a coleta de dados no sistema de aquisição consistente em um gerador de impulsos (TDR100 Campbell Scientific).

O gradiente de potencial total em (profundidade)  $z$  foi calculado pela seguinte equação:

$$grad \varphi_t = \frac{\varphi_{t1} - \varphi_{t2}}{z_1 - z_2} \quad (12)$$

Com base na variação do potencial total de água no solo para cada tempo e profundidade monitorada, pode-se calcular o gradiente de potencial para cada profundidade, possibilitando o entendimento da função  $K(\theta)$ . Os valores de  $K(\theta)$  foram expressos exponencialmente pela seguinte equação:

$$K(\theta) = K_0 e^{Y(\theta-\theta_0)} \quad (13)$$

Onde:  $K_0$  - condutividade hidráulica quando no tempo inicial de redistribuição ( $m \cdot h^{-1}$ );  $Y$  - coeficiente angular da reta  $\ln K$  versus  $\theta$ ;  $\theta_0$  - umidade no tempo inicial ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ).

O método de Hillel et al. (1972) exige que algumas premissas sejam seguidas no tratamento dos dados para determinar a condutividade hidráulica em função da umidade, sendo necessário realizar os seguintes procedimentos para a determinação da condutividade hidráulica não saturada do solo:

No software Excel foram tabulados os dados de umidade ( $m^3 m^{-3}$ ) e tempo (h) de observação, posteriormente traçou-se a variação volumétrica do teor de umidade com o tempo para cada profundidade;

1. Calculou-se o fluxo de umidade do solo através de cada incremento de profundidade, integrando a curva umidade-tempo em relação à profundidade. A inclinação  $d\theta/dt$  é medida em pontos específicos no tempo;
2. Traçou-se a variação de potencial matricial com o tempo para cada profundidade, com base na equação de van Genuchten
3. Calculou-se e traçar os perfis hidráulicos do potencial adicionando potencial matricial à profundidade para cada leitura no tensiômetros;
4. Calculou-se a condutividade hidráulica em cada profundidade e para diferentes teores de umidade dividindo os fluxos pelos valores de gradiente hidráulico correspondentes;
5. Traçou-se a condutividade hidráulica contra o teor de umidade volumétrica e verificando as curvas de melhor ajuste para as diferentes camadas ( $\log K$  versus  $\theta$ );
6. Avaliou-se se todo o perfil poderia ser caracterizado por uma única curva;
7. Finalmente verificou-se a dependência funcional de  $K$  sobre a  $\theta$ .



### 3.5 Sondas de TDR (Reflectometria no Domínio do Tempo)

As sondas foram construídas em formato padrão com três hastes de aço inoxidável com comprimento de 10 cm, com cabos de 180 cm de comprimento e uma camada de resina de poliéster na ponta das hastes (SILVA & COELHO, 2014). Foi utilizada para aquisição dos dados de constante dielétrica do solo, as sondas de TDR, que foram conectadas ao sistema gerador de impulsos (TDR100 Campbell Scientific). Os valores de constante dielétrica foram transformados em umidade volumétrica com base na equação de calibração gerado em laboratório por meio da umidade gravimétrica. Os valores de potencial matricial foram determinados a partir das leituras dos tensiômetros de mercúrio. Assim, calculamos a função  $K(\theta)$  seguindo os critérios propostos por Hillel et al. (1972).

As leituras das sondas de TDR foram realizadas sempre no mesmo horário, para evitar alterações causadas por variações de temperatura que influenciassem a determinação dos conteúdos hídricos.

### 3.6 Infiltração de água no solo:

O método adotado para medir a infiltração, da água no solo, foi adaptado do modelo clássico do infiltrômetro de anéis concêntricos descrita por Bernardo et al. (2006). Utilizou-se apenas um cilindro de menor diâmetro, tendo como cilindro externo a própria estrutura do perfil instantâneo com diâmetro de 3 m, uma adaptação. O cilindro menor foi introduzido no solo a uma profundidade de 15 cm, para uma altura de 5 cm.

A leitura foi realizada apenas no cilindro interno, pois o externo foi utilizado apenas para neutralizar o efeito da infiltração lateral. Ao se iniciar a adição de água no anel externo, o interno foi forrado com um filme plástico, para evitar a entrada de água antes do disparo do cronômetro. A partir da leitura inicial da altura da água, realizada em uma régua graduada, retirou-se o filme plástico e iniciou-se a contagem de tempo de infiltração, a água foi repostada constantemente a fim de manter uma carga de 4 cm sobre a superfície do solo. As leituras foram realizadas até que a infiltração se tornar constante.

A velocidade de infiltração é dada pela variação entre duas leituras consecutivas, de acordo com o intervalo de tempo entre as mesmas (NUNES et al., 2012). Sendo representada pela equação de infiltração acumulada ajustada pela expressão potencial, seguindo o modelo de Kostiakov (1932):

$$I = a T^n \quad (14)$$

Onde: **I** - infiltração acumulada, em cm; **a** - constante dependente do solo; **T** - tempo de infiltração, em minutos; **n** - constante dependente do solo, variando de 0 a 1.

A equação de velocidade foi determinada por meio da seguinte expressão:

$$VI = 60 a T^{n-1} \quad (15)$$

Onde: **VI** - velocidade de infiltração, em mm. h<sup>-1</sup>; **a** - constante dependente do solo; **T** - tempo de infiltração, em minutos; **n** - constante dependente do solo, variando de 0 a 1.

Para determinar a velocidade básica de infiltração (**VIB**), utilizou-se a seguinte equação:

$$VIB = 60 a n \left[ \frac{-0,01}{60 a n(n-1)} \right]^{\frac{(n-1)}{(n-2)}} \quad (16)$$

Onde: **VIB** - velocidade de infiltração básica em mm.h<sup>-1</sup>; **a** - constante dependente do solo; **n** - constante dependente do solo, variando de 0 a 1.

### 3.7 Retenção de água:

Para elaboração da curva de retenção seguiu-se a metodologia descrita em Donagema (2011). Para tanto, amostras indeformadas, foram coletadas em anéis volumétricos com aproximadamente 100 cm<sup>3</sup> de volume, foram saturadas por capilaridade por 24 horas, colocadas em placas porosas e submetidas às pressões de 10; 33; 100; 300; 500; 1000; 1500 kPa no aparelho extrator de Richards. Após atingir o equilíbrio, as amostras foram pesadas e secas em estufa a 105°C, para a obtenção da umidade correspondente a cada pressão. Os dados obtidos foram ajustados ao modelo matemático proposto por van Genuchten (1980). O conteúdo de água foi obtido gravimetricamente e convertido para conteúdo de água volumétrico, usando a densidade do solo correspondente a cada camada. Os dados foram ajustados à equação 4 (van Genuchten, 1980), utilizando-se o programa SWRC (Dourado Neto et al., 1990). Para o ajuste considerou-se o parâmetro  $\theta_s$  igual ao conteúdo de água amostra, não havendo extrapolação pelo programa. As curvas foram ajustadas levando-se em conta a restrição  $m = 1-1/n$  (MUALEM, 1976).

### 3.8. Análise estatística dos dados:

Os resultados foram submetidos à análise estatística descritiva exploratória, determinando-se as seguintes medidas estatísticas: média, mediana, moda, desvio-padrão, coeficiente de variação, valores máximo e mínimo, amplitude total, primeiro quartil, terceiro quartil, amplitude interquartil, assimetria e curtose.

A identificação dos valores extremos foi realizada segundo as indicações de Libardi et al. (1996), segundo a qual o limite crítico para os valores extremos é definido a partir da dispersão interquartil (DQ), sendo o limite superior definido por  $(Q3 + (1,5 \times DQ))$  e o inferior por  $(Q1 - (1,5 \times DQ))$ , em que Q1 e Q3 são o primeiro e o terceiro quartil, respectivamente.

Os valores do coeficiente de variação foram classificados de acordo com Warrick; Nielsen (1980), os quais sugerem as seguintes classes: baixa =  $CV < 12\%$ , média =  $12 < CV < 62\%$  e alta =  $CV > 62\%$ . Na sequência foi realizada a verificação da normalidade da distribuição dos dados, procedimento realizado com base nos valores da média, moda e mediana, coeficientes de assimetria e curtose, análise visual da reta de probabilidade de Henry e confirmada pelo teste de Shapiro-Wilk's (W).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 ÁREA 1.

#### Características físicas

O solo da **Área 1** foi descrito como Latossolo Amarelo distrocoeso na análise granulométrica verificou-se que ocorreu um incremento de argila em profundidade, variando de franco argilo arenoso nos horizontes sub e superficiais e argilo arenosa em profundidade, com coesão moderada nos horizontes BA e B1, conforme descrito em Pereira et al., (2016) e apresentado na Tabela 2. A classe textural franco-argilo arenoso, nos horizontes coesos, coincide com o aumento proporcional dos teores de argila.

**Tabela 2.** Composição granulométrica do Latossolo Amarelo distrocoeso sob uso de pastagem degradada da área 1 de estudo, Cruz das Almas – BA.

<b>Latossolo Amarelo (LA)</b>				
<b>Horizonte</b>	<b>AT</b>	<b>Silte</b>	<b>Argila</b>	<b>Classe textural</b>
	%			
A1 (0 – 12 cm)	73,51	2,84	23,66	Franco Argilo Arenoso
AB (12 – 23 cm)	63,75	6,30	29,96	Franco Argilo Arenoso
BA (23 – 49 cm)	69,47	2,06	28,48	Franco Argilo Arenoso
B1 (49 – 71 cm)	67,40	2,22	30,37	Franco Argilo Arenoso
B2 (71 – 96 cm)	62,81	2,43	34,76	Argilo Arenoso
B3 (96 – 130 +)	58,72	4,04	37,24	Argilo Arenoso

AT- Areia total.

A densidade do solo é um atributo muito utilizado para caracterizar fisicamente a estrutura do solo, constituindo um indicador de sua compactação. Os resultados sumarizados na Tabela 3 caracterizam que a densidade do solo se manteve constante nas duas primeiras profundidades avaliadas, o que pode estar relacionado com a classe textural do solo e a falta de manejo e interferência direta do pisoteio do gado na área.

No entanto, a média dos valores da densidade do solo estão próximos ao valor de restrição para o crescimento radicular, tal valor situa-se em torno de 1,65 g.cm<sup>3</sup>, muito próximo do avaliado neste estudo. Valores altos de densidade do solo associados ao estado elevado de compactação do solo, podem oferecer riscos de restrição ao crescimento radicular e redução da porosidade do solo, influenciando nos processos de redistribuição de água. O excesso de carga animal ocasionado por diferentes lotações sobre as pastagens pode afetar algumas propriedades do solo, aumentando a suscetibilidade à erosão hídrica e diminuindo sua capacidade produtiva (BERTOL et al., 2000).

Os valores obtidos para densidade do solo estão próximos aos encontrados por Souza (2016) ao avaliar um solo típico de Tabuleiro Costeiro sob uso de pastagem 1,59; 1,53 e 1,55 g.cm<sup>3</sup> nas profundidades 0,20 m; 0,40 m; 0,60 m, respectivamente. Com a análise descritiva, verificou-se a distribuição normal dos dados, tendo a média e mediana com valores próximos, confirmado pelo teste de Shapiro – Wilk's. O coeficiente de variação para este atributo foi classificado como baixo, de acordo a classificação de Warrick & Nielsen (1980).

Cintra et al., (2009) verificaram elevação da densidade do solo e redução da macroporosidade nas camadas de 0,20 – 0,40 m, em Argissolo Amarelo cultivado com coqueiro-anão, atribuindo o resultado a característica natural de solos de Tabuleiros Costeiros que apresentam uma camada coesa a esta profundidade. Tal característica, pode dificultar o suprimento de água para a cultura, tanto pelo ligeiro ressecamento da camada superficial do solo, quanto pela dificuldade de ascensão capilar da umidade presente em camada mais abaixo.

Os valores de macroporosidade estão abaixo do mínimo necessário para as trocas líquidas e gasosas entre o ambiente externo e o solo, que deve ser maior do que 10%, valor crítico para o crescimento das raízes da maioria das culturas (REICHERT et al., 2007; CUNHA et al., 2011). Na camada de 0-0.15 m o coeficiente de variação (CV (%)) foi classificado como alto, enquanto nas demais profundidades, o CV (%) teve média variação.

Como reflexo do aumento da densidade do solo, a microporosidade aumentou em profundidade, atingindo valores de 22,63; 25,43 e 27,83 % para as profundidades 1, 2 e 3, respectivamente. O CV (%) para este atributo foi médio em todas as profundidades.

A intensificação do uso dos solos nos sistemas agrícolas comumente tem efeito sobre suas características e atributos químicos e físicos, principalmente no que se refere a redução da macroporosidade do solo, pois a redução nos espaços entre partículas aumenta a coesão do solo e dificulta seu preparo (FONTANA et al., 2016). Esta área sofre com o pastejo inadequado do gado, onde não existe práticas de conservação ou melhoria da pastagem.

**Tabela 3.** Análise estatística descritiva das características físicas do Latossolo Amarelo da área 1, sob uso de pastagem degradada, no município de Cruz das Almas - BA.

<b>Profundidade 1. 0 - 0,15 m</b>											
<b>Variáveis</b>	<b>n</b>	<b>Méd.</b>	<b>Md.</b>	<b>Máx.</b>	<b>Mín.</b>	<b>Am.</b>	<b>1º</b>	<b>3º</b>	<b>CV</b>	<b>Curt.</b>	<b>P&lt;W</b>
<b>Ds</b>	8	1,624	1,627	1,767	1,472	0,295	1,559	1,690	5,760	1,481	0,991
<b>Macro</b>	8	8,773	7,629	19,445	2,139	17,306	3,484	13,186	69,354	-0,459	0,931
<b>Micro</b>	8	22,638	22,205	33,552	16,776	16,776	19,684	23,499	22,414	3,481	0,866
<b>Profundidade 2. 0,15 - 0,30 m</b>											
<b>Ds</b>	8	1,621	1,622	1,712	1,495	0,217	1,593	1,665	4,038	1,481	0,961
<b>Macro</b>	8	7,217	6,132	11,317	5,236	6,081	5,577	8,882	30,896	-0,152	0,846
<b>Micro</b>	8	25,434	21,752	42,536	18,864	23,672	20,800	28,485	30,617	3,387	0,776
<b>Profundidade 3. 0,30 - 0,45 m</b>											
<b>Ds</b>	8	1,640	1,650	1,721	1,548	0,173	1,586	1,721	4,054	1,587	0,925
<b>Macro</b>	8	5,027	5,062	8,128	1,528	6,600	3,484	6,590	42,037	0,544	0,970
<b>Micro</b>	8	27,867	26,901	47,762	17,601	30,161	20,912	29,458	34,746	3,636	0,844

Ds – Densidade do solo (g.cm<sup>3</sup>); Micro – microporosidade do solo (%); Macro – macroporosidade do solo (%); Méd – média; Md – mediana; Máx – máximo; Mín – mínimo; Amp – amplitude; CV – coeficiente de variação (%); Curt. – curtose; P<W – teste de Shapiro-Wilk's.

## 4.2 Condutividade hidráulica pelo método do permeâmetro de carga constante

Os resultados sumarizados na Tabela 4 apresentam os valores de condutividade hidráulica saturada ( $K_0$ ) determinados em laboratório por meio do permeâmetro de carga constante para cada profundidade avaliada.

**Tabela 4.** Estatística descritiva para condutividade hidráulica saturada em Latossolo Amarelo coeso distrófico sob uso de pastagem degradada.

Camada	n	Méd.	Md.	Máx.	Mín.	Am, Total	1º Quartil	3º Quartil	CV	DP	P < W	Curt.
m	-	cm,h <sup>-1</sup>							%			
0 - 0,15	40	9,54	8,01	36,37	0,54	35,83	4,21	12,98	81,12	7,74	0,877	2,993
0,15 -0,30	40	6,74	5,64	22,25	0,29	21,96	2,13	9,10	85,35	5,75	0,874	0,835
0,30 - 0,45	40	8,04	5,84	29,22	0,26	28,96	2,77	10,87	87,33	7,02	0,845	2,605

Méd – média; Md – mediana; Máx – máximo; Mín – mínimo; Amp – amplitude; CV – coeficiente de variação (%); DP – desvio padrão; Curt. – curtose; P<W – teste de Shapiro-Wilk's.

A  $K_0$  apesar de ser um atributo de alta variação, até mesmo em uma mesma área experimental, é muito utilizada para caracterizar a qualidade estrutural do solo, dada a sua alta relação com a distribuição de poros do solo. Ao comparar os valores de média e mediana da condutividade hidráulica verifica-se que a primeira é sempre maior, dada a sua sensibilidade a valores extremos.

Para os conjuntos de dados analisados neste trabalho foram encontrados valores extremos, “outliers”, sendo o limite superior 26,14; 19,55 e 23,03 cm.h<sup>-1</sup> para as profundidades 0-0,15; 0,15-0,30 e 0,30-0,45 m, respectivamente. É importante ressaltar que os pontos de coleta das amostras foram dispersos no campo, onde existe pastoreio setorizado, o gado fica amarrado em piquetes e faz a pastoreio em círculos ao redor deste piquete, o que aumenta o pisoteio em uma única área, tornando-os locais de maior influência nas características físicas e hídricas do solo. Sendo estes valores extremos, provavelmente decorrentes destes pontos.

O valor médio da  $K_0$  observado para as profundidades avaliadas foram de: 9,544; 6,744; 8,040 cm.h<sup>-1</sup>, consideradas moderadas de acordo com a classificação Soil Survey Staff (1993) adaptada por Beutler et al. (2001). O valor máximo de 36,378 cm.h<sup>-1</sup>, 22,253 cm.h<sup>-1</sup>; 29,224 cm.h<sup>-1</sup> e mínimo de 0,546 cm.h<sup>-1</sup>; 0,291 cm.h<sup>-1</sup>; 0,268 cm.h<sup>-1</sup>, para as

profundidades 1, 2 e 3, respectivamente, mostram uma elevada variação entre os pontos amostrados para uma mesma profundidade neste tipo de solo sob uso de pastagem.

Na profundidade 1 (0-1,15 m), observou-se que apenas 25% dos valores estão acima de 12,98 cm.h<sup>-1</sup>, conseqüentemente 75% estão abaixo deste valor. Para a profundidade 2 (0,15-0,30 m) 25% estão acima de 9,103 cm.h<sup>-1</sup> e 75%, abaixo deste. Na profundidade 3 (0,30-0,45 m), 25% dos valores estão acima de 10,87 cm.h<sup>-1</sup> e 75% abaixo deste. Com base na divisão de quartil, a condutividade hidráulica saturada deste solo pode ser considerada lenta a moderada de acordo a classificação Soil Survey Staff (1993) adaptada por Beutler et al. (2001).

A redução da macroporosidade aumentou o coeficiente de variação da condutividade hidráulica do solo saturado. O mesmo foi verificado por Beutler et al. (2001), os quais demonstraram que o aumento da compactação, conseqüente redução na macroporosidade, reduzia a condutividade hidráulica do solo, nas profundidades de 0,8 e 0,15 m. O fluxo de água em solo saturado ocorre preferencialmente nos macroporos (volume de poros de diâmetro maior que 50 µm), portanto, espera-se correlação entre a condutividade hidráulica do solo saturado e a macroporosidade (MESQUITA & MORAES, 2004).

Estes resultados também são corroborados por Vasconcelos et al. (2014) que ao avaliarem a qualidade física de um Latossolo Amarelo de Tabuleiros Costeiros, verificaram que a condutividade hidráulica apresentou redução em resposta à compactação do solo, provocada pelo cultivo intensivo de cana-de-açúcar, atribuindo este comportamento à reorganização do sistema poroso, aumento da densidade do solo e a não continuidade vertical dos poros.

Fontana et al. (2016) verificaram a existência de um gradiente de  $K_0$  entre as camadas do perfil de solo, enquanto a camada superficial apresentou maiores valores de  $K_0$ , dado a ocorrência de meios porosos com alta permeabilidade, nas camadas de 0,20 e 0,40 m os valores foram classificados como de permeabilidade intermediária. Verificaram também que o uso do solo, influencia nos valores de  $K_0$ . Sendo significativamente menores na superfície dos solos sob algodão e feijão, enquanto a área sob plantio direto de soja apresentou valores intermediários, e as áreas de cerrado, os maiores valores.

O efeito promovido pelo uso do solo em suas características físicas, também foi verificado por Lima et al. (2014), o que o solo cultivado apresentou aumento da densidade do solo e redução da macroporosidade, quando comparados a área de mata



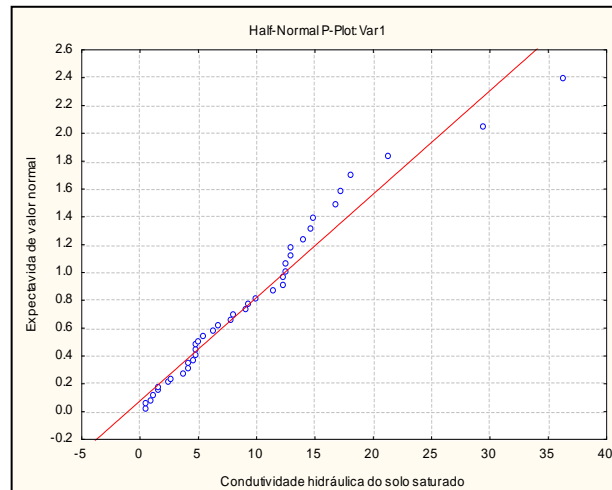
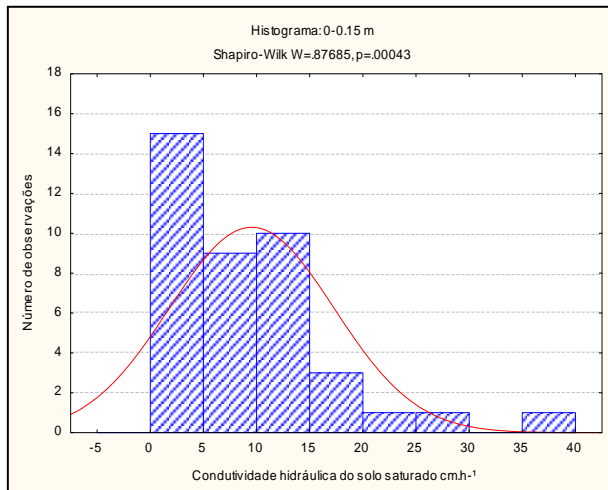
nativa, implicando na redução da condutividade hidráulica, proporcionando uma mudança no comportamento hidrodinâmico desses solos.

Os valores de medidas de posição, média e mediana para as três profundidades de avaliação foram diferentes, indicando que a distribuição da condutividade hidráulica do solo saturado tende a não normalidade, com certo grau de assimetria, positiva, dado que a média é maior que a mediana. O coeficiente de curtose foi positivo para as três avaliações. Baseando-se nestes critérios e no teste de Shapiro- Wilk's verificou-se que a distribuição da condutividade hidráulica se apresentou diferente da normal em todas as profundidades, sendo as médias não representativas do conjunto de dados (Figuras 6, 7 e 8).

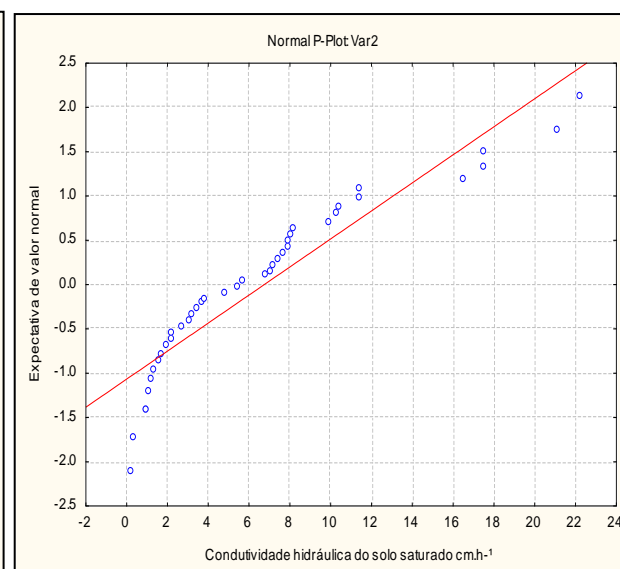
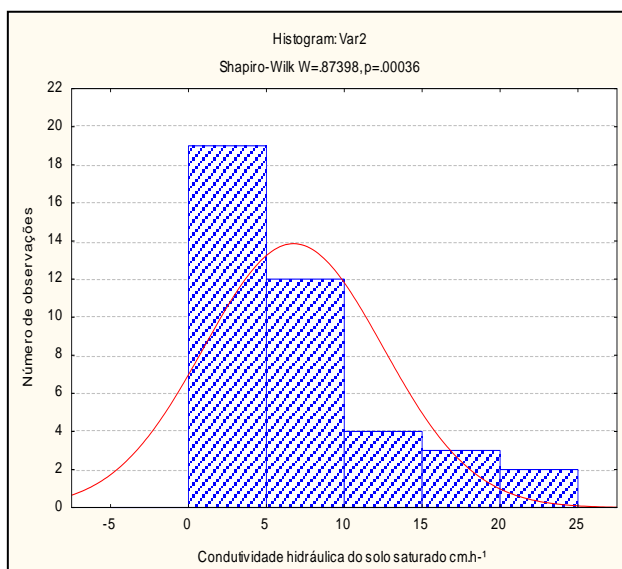
Os valores de dispersão foram crescentes em profundidade, o coeficiente de variação foi de 81,12%; 85,23%; 87,33% para as camadas 1, 2 e 3, respectivamente. Todos considerados altos de acordo a classificação de Warrick e Nielsen (1980). Vale ressaltar que o volume de solo amostrado neste estudo pode ter influência sobre a avaliação, dado que ao avaliar a variabilidade da condutividade hidráulica do solo saturado em um Latossolo Amarelo, mesma área de coleta do presente estudo, usando anéis de diferentes volumes 98 cm<sup>3</sup> e 312 cm<sup>3</sup>, Almeida et al. (2017) verificaram que para a profundidade de 0-0,15 m a condutividade hidráulica determinada no permeâmetro de carga constante e no cilindro de maior volume, o coeficiente de variação foi menor, 54,12% para a profundidade de 0-0,15 m e 54,75% para a profundidade de 0,15-0,30 m. indicando que o volume de solo amostrado influencia na representatividade da amostra, minimizando assim as influências negativas que pequenas amostras exercem na determinação desse parâmetro.

Scherpinski et al. (2010) avaliaram a variabilidade da condutividade hidráulica e encontraram coeficiente de variação de 110,24%, valor muito superior aos encontrados neste estudo. Os autores atribuíram está variação à dependência da condutividade hidráulica com o espaço poroso e as variações estruturais.

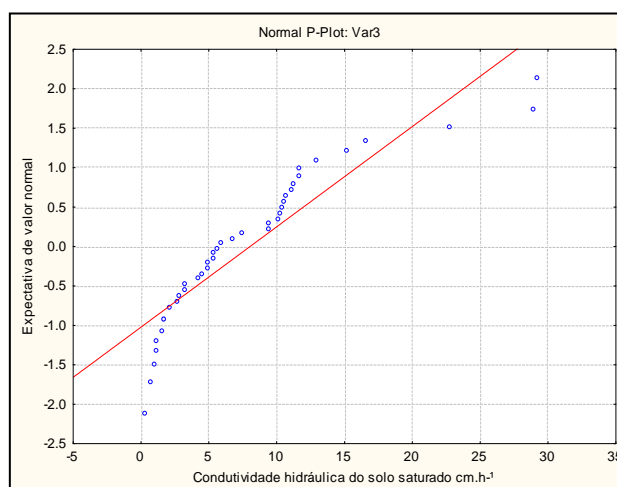
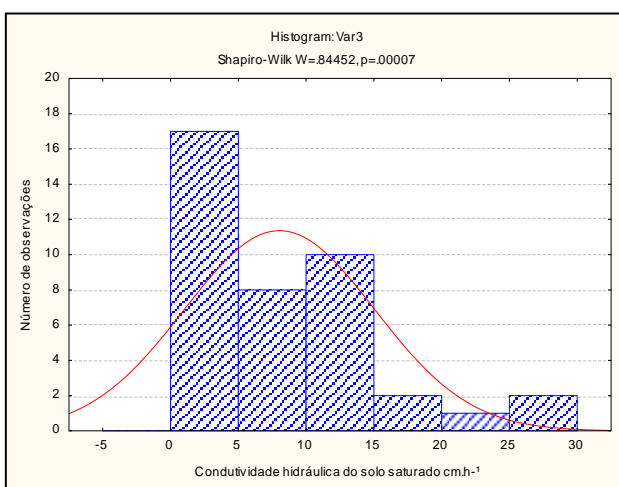
A variação encontrada para a condutividade hidráulica saturada, pode estar condicionada a alta variação das medidas de macroporosidade, como também verificado por Lima et al. (2014). A condutividade hidráulica na condição saturada depende em grande parte da forma e continuidade do sistema poroso, variando fortemente de um local a outro, apresentando valores extremos em determinados locais e podendo diferir também nas distintas orientações do solo (GONÇALVES & LIBARDI, 2013).



**Figura 5.** Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0-0,15 m.



**Figura 6.** Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,15-0,30 m.



**Figura 7.** Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,30-0,45 m.

A identificação e retirada dos valores “outliers” melhorou a qualidade dos dados, principalmente no que se refere as medidas de posição. A média e mediana apresentaram valores mais próximos, principalmente na profundidade 3, que pelo teste de Shapiro Wilk’s passou a apresentar distribuição próxima a normal.

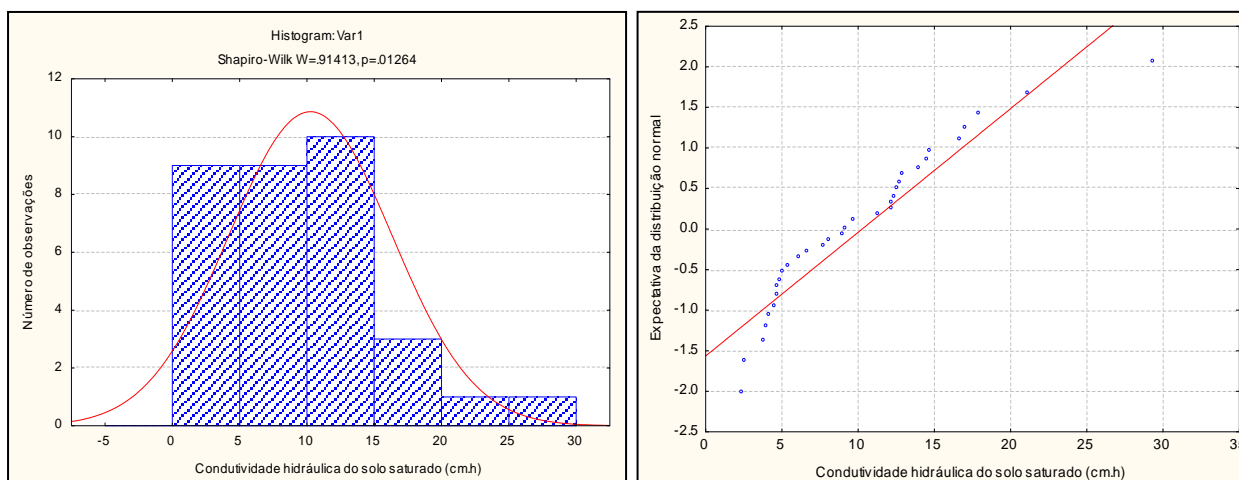
**Tabela 5.** Estatística descritiva sem “outliers” para condutividade hidráulica saturada em Latossolo Amarelo coeso sob uso de pastagem degradada.

Camada	n	Méd.	Md.	Máx.	Mín.	Am. Total	1º Quartil	3º Quartil	CV	DP	Curt.	P < W	
m		cm.h <sup>-1</sup>								%			
0 - 0.15	33	10.26	9.36	29.44	2.44	27.00	4.95	13.05	59.04	6.05	1.628	0.914	
0.15 - 0.30	29	8.12	7.49	21.10	2.23	18.87	3.797	10.299	60.91	4.94	0.725	0.893	
0.30 - 0.45	29	7.97	7.48	16.63	2.09	14.53	4.980	10.671	49.51	3.94	-0.796	0.944	

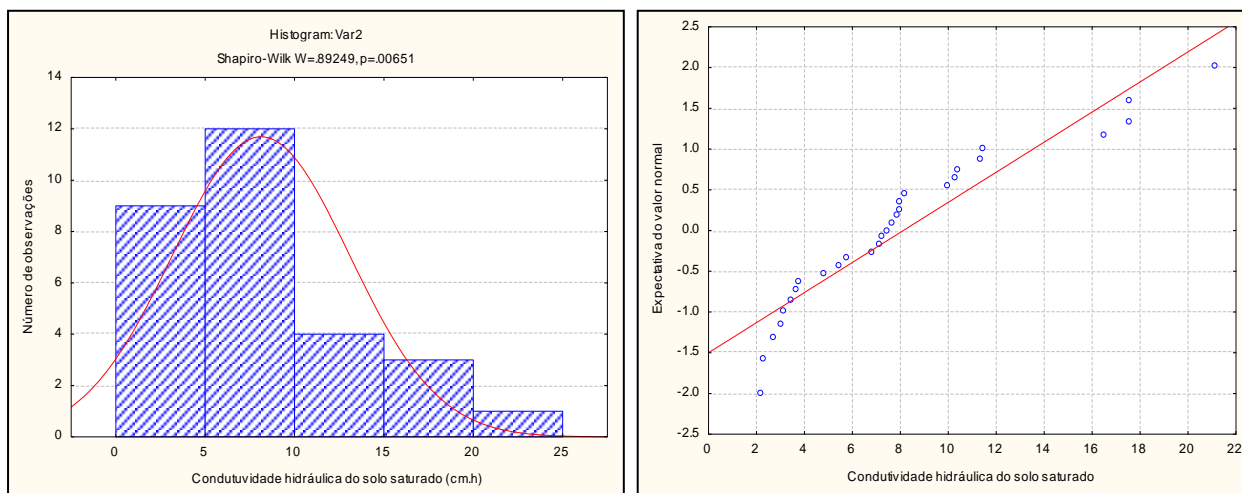
Méd – média; Md – mediana; Máx – máximo; Mín – mínimo; Amp – amplitude; CV – coeficiente de variação (%); DP – desvio padrão; Curt. – curtose; P<W – teste de Shapiro-Wilk’s.

Houve redução nos coeficientes de variação, de forma à serem classificados como média variação em todas as profundidades de acordo com Warrick e Nielsen (1980). As profundidades 1 e 2 continuaram a apresentar distribuição diferente da normal. Enquanto a profundidade 3 passou a ter valor de média e mediana mais próximos e no teste de Shapiro-Wilk’s o W calculado foi superior ao tabelado, possibilitando a aceitação da hipótese de que a distribuição é normal nesta profundidade.

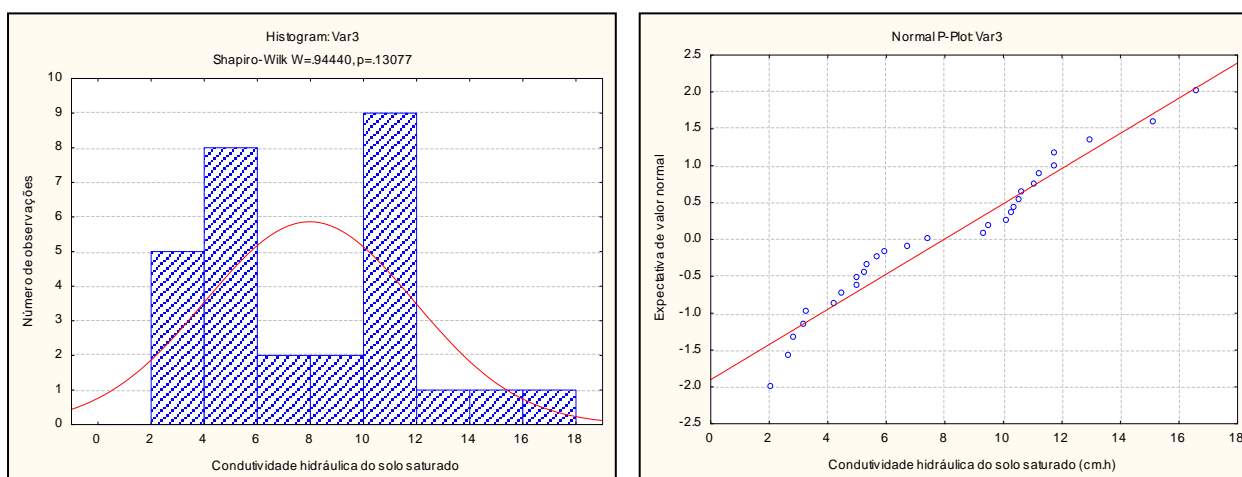
Guimarães et al. (2016) também verificaram valores outliers em suas áreas de estudo, no entanto, mesmo com a retirada destes valores o coeficiente de variação manteve-se alto.



**Figura 8.** Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0-0,15m



**Figura 9.** Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,15-0,30 m.



**Figura 10.** Histograma de frequência e reta de Henry para o atributo condutividade hidráulica do solo saturado pelo método permeâmetro de carga constante para a profundidade 0,30-0,45m.

#### 4.3 Condutividade hidráulica do solo saturado pelo método do “poço seco”

A condutividade hidráulica do solo saturado é numericamente igual à taxa de infiltração (LIMA et al., 2014), sua obtenção acontece em condições de saturação do solo, situação na qual o gradiente de potencial se torna constante e próximo do valor unitário. Desta forma, o método do poço seco, que mede o volume de água infiltrado no solo, pode ser usado para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado.

Os dados sumarizados na Tabela 6 abaixo, descrevem os valores da condutividade hidráulica saturada determinada pelo método do poço seco para a mesma área de estudo do método de laboratório do permeâmetro de carga constante. De forma que as características físicas do solo, são as mesmas que o experimento anteriormente

descrito.

Os resultados obtidos para o método do poço seco apresentaram distribuição diferente da normal, exceto no ponto 9, onde a média, mediana e moda foram próximas, confirmada a distribuição normal dos dados pelo teste de Shapiro-Wilk's. Este mesmo ponto apresentou o menor coeficiente de variação em comparação aos demais pontos avaliados.

A assimetria positiva pode ter ocorrido, provavelmente, pela existência de fatores que interferem no valor da  $K_0$ , tais como, raízes, buracos de minhocas e formigas, tenderem a superestimá-la.

Notavelmente, a condutividade hidráulica medida em campo apresentou coeficiente de variação inferior aos valores obtidos com amostras em laboratório, dado a continuidade do sistema poroso, exceto para os pontos 3 e 5, que apresentaram coeficiente de variação de 105,64% e 154,12 %, respectivamente. A determinação da condutividade hidráulica saturada no campo pode resultar em uma variabilidade muito alta devido à heterogeneidade do solo, ao método de medição, ao número de replicações necessárias para que a amostragem seja representativa da área (VERBIST et al., 2012).

Outra influência para a alta variação da  $K_0$  é o uso da área, com pastagem, pois este atributo é dependente das características do arranjo poroso do solo, que sofre com a ação do pisoteio animal setorizado, promovendo a compactação do solo.

O método do “poço seco” realizado em campo e o método do permeâmetro de carga constante, realizado em laboratório, foram sensíveis em detectar a variação da condutividade hidráulica do solo saturado. No entanto, o coeficiente de variação foi superior no método de campo.

**Tabela 6.** Estatística descritiva para condutividade hidráulica saturada em Latossolo Amarelo coeso, determinada por meio do método do "poço seco" para um solo sob uso de pastagem degradada.

Ponto	n	Méd.	Md.	Moda	Máx.	Mín.	Am. Total	1º Quartil	3º Quartil	DP	CV	Ass.	Curt.	P < W
cm h <sup>-1</sup>											%			
1	17	15,90	15,22	-	40,59	2,17	38,42	8,21	17,40	11,57	72,76	1,12	0,473	0,859
2	14	15,86	13,05	13,05	39,14	6,52	32,62	11,36	14,98	9,00	56,73	1,89	3,095	0,752
3	21	6,95	3,62	-	24,64	1,21	23,44	2,42	7,25	7,34	105,65	1,65	1,688	0,736
4	16	16,72	15,22	14,50	27,54	8,70	18,85	13,05	20,30	5,59	33,42	0,72	-0,261	0,930
5	21	15,29	6,28	-	89,88	1,45	88,43	5,07	10,15	23,56	154,10	2,68	6,460	0,544
6	17	21,56	13,77	28,99	47,84	3,38	44,46	9,18	28,99	15,05	69,80	0,59	-0,971	0,895
7	20	12,41	11,60	18,85	23,19	2,17	21,02	5,80	18,85	7,30	58,82	0,02	-1,493	0,914
8	24	9,88	7,01	4,35	24,64	3,38	21,26	4,95	10,15	7,25	73,41	1,29	0,045	0,732
9	22	28,69	27,54	27,54	49,29	11,60	37,69	21,75	34,79	9,91	34,53	0,35	-0,244	0,966

Méd – média; Md – mediana; Máx – máximo; Mín – mínimo; Amp – amplitude; CV – coeficiente de variação (%); DP – desvio padrão; Ass – assimetria; Curt. – curtose; P<W – teste de Shapiro-Wilk's.

A infiltração determinada pelo método do poço seco ocorre tanto no fundo como nas paredes laterais do poço, enquanto o método do permeâmetro de carga constante o fluxo é apenas vertical, por isso, para que fosse possível comparar os dois testes, embora tenham sido realizados em profundidades diferentes, foi encontrado o valor médio da condutividade hidráulica para o método do permeâmetro de carga constante e comparado ao valor médio dos nove pontos de observação da  $K_0$  determinada por meio do método do “poço seco”, como apresentado na Tabela 7 abaixo.

**Tabela 7.** Valores médios de condutividade obtidos no método do permeâmetro de carga constante e pelo método do poço seco.

Prof. (m)	n	Méd. (cm.h <sup>-1</sup> )	CV (%)	Prof. (m)	Ponto	Obs.	Méd. (cm.h <sup>-1</sup> )	CV (%)
0,15 - 0,30	29	8,12	60,91	0,10 - 0,40	9	19	15,92	73,24
0,30 - 0,45	29	7,97	49,52					
		<b>8,04</b>	<b>55,21</b>					

n- número de repetições em laboratório; obs – número de observações realizadas em campo, até a estabilização das medidas.

O valor médio da  $K_0$  medida em laboratório foi menor do que o medido em campo. Tal resultado, pode ser atribuído à manutenção da condição natural do solo e continuidade dos poros, assim como o fluxo lateral dentro do poço. Diferentemente, Amirataee & Besharat, (2008) ao compararem os dois métodos, verificaram que o método de carga constante em laboratório obteve valores superiores ao de campo, atribuíram o resultado à desestruturação da amostra no momento da coleta e condução ao laboratório, promovendo caminhos preferencias para o fluxo de água.

#### 4.4 ÁREA 2.

O solo da Área 2 foi caracterizado como Argissolo Amarelo, conforme Lima (2017) o qual, foi submetido aos testes de infiltração, e determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado por meio do perfil instantâneo. Os dados obtidos, são apresentados e discutidos a seguir:

## Características físicas

Na Tabela 8 é apresentado a análise granulométrica do Argissolo Amarelo da área 2 de estudo.

**Tabela 8.** Análise granulométrica do Argissolo Amarelo área 2.

Horizonte	Prof. (m)	AREIA	ARGILA	SILTE	Classe Textural
		%			
<b>Ap</b>	0- 13 cm	88,21	10,12	1,67	Areia-franca
<b>AB</b>	13- 26 cm	80,03	13,82	6,15	Franco-arenosa
<b>BA</b>	26 - 60 cm	73,80	17,82	8,38	Franco-arenosa
<b>B1</b>	60 – 121 cm	62,01	32,45	5,54	Franco-argiloarenosa
<b>B2</b>	121 - 140+ cm	53,66	41,02	5,32	Argilo-arenosa

A caracterização do solo indica que a macroporosidade, microporosidade e densidade do solo variaram em profundidade (Tabela 9). Com a densidade do solo, ocorreu acréscimo da camada 0,1 m até 0,6 m de 1,48 para 1,60 g cm<sup>-3</sup>, respectivamente, e decréscimo a partir desta. O que pode ser o indicativo da existência da camada coesa nesta profundidade. Característica também descrita por Fontana et al. (2016) que verificaram que os horizontes transicionais ou subsuperficiais, abaixo de 0,30 m de profundidade, indicam ligeiro aumento da densidade do solo, mesmo em áreas em que não há tráfego de máquinas, o que indica a presença de horizonte genético coeso em condições originais.

Estes resultados são corroborados com os encontrados por Cintra et al. (2004) que ao realizarem a caracterização física e hídrica em solo dos Tabuleiros Costeiros, onde verificaram redução na macroporosidade e aumento na densidade do solo em profundidade, principalmente entre as camadas 0,30 – 0,60 m, onde indica-se a presença do horizonte coeso destes solos.

Paiva et al. (2000) avaliaram um Argissolo Amarelo em topossequência de Tabuleiros Costeiros da Bahia, onde também verificaram a redução da macro e microporosidade em profundidade do perfil, sendo este um reflexo do aspecto coeso que esses horizontes apresentam.



**Tabela 9.** Valores médios para Macroporosidade; Microporosidade; Porosidade total e Densidade do solo para o Argissolo Amarelo em Argissolo Amarelo, sob uso de *Brachiaria decumbens* da área, experimental 2.

<b>Profundidade</b> (m)	<b>Macro</b> -----%-----	<b>Micro</b>	<b>Total</b>	<b>Ds</b> (g.cm <sup>3</sup> )
0,1	14,97	19,24	34,21	1,48
0,2	8,86	21,36	30,22	1,49
0,3	15,79	17,31	33,10	1,50
0,4	14,11	17,29	31,40	1,53
0,5	16,33	16,50	32,83	1,54
0,6	11,33	22,05	33,38	1,62
0,7	13,84	19,02	32,85	1,53
0,8	12,84	21,39	34,23	1,43
0,9	11,06	21,36	32,42	1,60
1	11,83	20,57	32,40	1,51

Macro-macroporosidade; Micro-microporosidade; PT- porosidade total; Ds- densidade do solo

A estatística descritiva de dados permite resumir, descrever e compreender dados de uma distribuição baseado as medidas de posição e dispersão (RODRIGUES et al., 2017). De forma que, a análise estatísticas das características físicas do Argissolo Amarelo da área 2, permite a descrição da variação destes atributos em profundidade no perfil do solo. Este conhecimento é de fundamental importância, pois permite um manejo específico da área, caso seja destinada à agricultura, além do planejamento de planos de amostragem futuras.

As amostras analisadas indicaram distribuição normal para todas as variáveis, com média e mediana próximas e distribuição normal comprovada pelo teste de Shapiro-Wilk's a 5% de probabilidade. Apenas a porosidade total apresentou assimetria negativa, indicando que a maioria dos dados estão abaixo do valor da mediana.

O coeficiente de variação para macroporosidade e microporosidade foi classificado como médio de acordo com Warrick & Nielsen (1980), o que indica grande amplitude deste atributo em profundidade, o que pode ser explicado pelas características originais dos solos de Tabuleiros Costeiros, onde a redução do volume total de poros e, principalmente, de macroporos, é uma das principais manifestações do caráter coeso destes solos (CINTRA et al., 2004).

Para a porosidade total e densidade do solo, o coeficiente de variação foi classificado como baixo de acordo com Warrick & Nielsen (1980), o que indica a homogeneidade dos dados.

**Tabela 10.** Estatística descritiva para características físicas Argissolo Amarelo, sob uso de *Brachiaria decumbens* área experimental 2.

Variáveis	n	Méd.	Md.	Máx.	Mín.	Am.	1º	3º	CV	DP	Curt.	Ass.	P < W
						Total	Quar til	Quar til					
						%							
Macro	20	13,10	12,36	18,37	8,13	10,24	11,21	15,71	23,21	2,87	-0,959	0,090	0,962
Micro	20	19,61	18,94	27,28	15,49	11,79	17,29	20,79	16,79	3,18	0,388	0,967	0,914
PT	20	32,70	32,40	36,40	28,58	7,82	31,17	34,59	6,46	2,09	-0,776	-0,06	0,974
Ds	20	1,52	1,52	1,68	1,39	0,29	1,48	1,55	4,08	0,06	2,082	0,595	0,915

Méd – média; Md – mediana; Máx – máximo; Mín – mínimo; Amp – amplitude; CV – coeficiente de variação (%); DP – desvio padrão; Ass – assimetria; Curt. – curtose; P<W – teste de Shapiro-Wilk's.

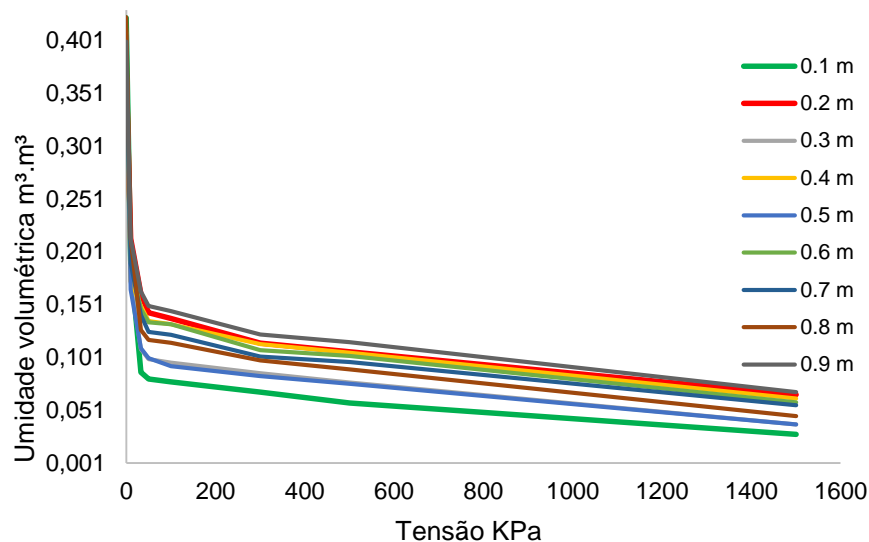
Cintra et al. (2004) ressalta a importância de estudos sobre a caracterização hídrica dos solos dos Tabuleiros Costeiros, dado a característica pedogenética da camada coesa, principalmente no que diz respeito às propriedades de retenção, transmissão e disponibilidade de água no solo. Desta forma, a Tabela 11 apresenta a caracterização hídrica do Argissolo Amarelo da área 2 de estudo. Estando inteiramente relacionada a granulometria do solo, as primeiras profundidades onde o percentual de areia é maior 88,2; 80,03; 73,80% para 0,1; 0,2; 0,3 m, respectivamente, a disponibilidade de água foi inferior as profundidades onde o percentual de areia foi menor em relação ao percentual de argila.

**Tabela 11.** Caracterização hídrica obtida por meio da curva de retenção do Argissolo Amarelo sob uso de *Brachiaria decumbens* área experimental 2.

Profundidade	$\theta_s$	$\theta_{cc}$	$\theta_{PM}$	$\theta_r$	AD
m	cm <sup>3</sup> cm <sup>3</sup>				cm
0,1	0,422	0,1060	0,028	0,028	0,0780
0,2	0,373	0,1612	0,066	0,066	0,0952
0,3	0,409	0,1088	0,038	0,038	0,0708
0,4	0,388	0,1495	0,062	0,062	0,0875
0,5	0,405	0,1096	0,037	0,037	0,0726
0,6	0,412	0,147	0,058	0,058	0,089
0,7	0,406	0,1411	0,056	0,056	0,0851
0,8	0,423	0,1269	0,060	0,060	0,0669
0,9	0,400	0,1633	0,068	0,068	0,0953

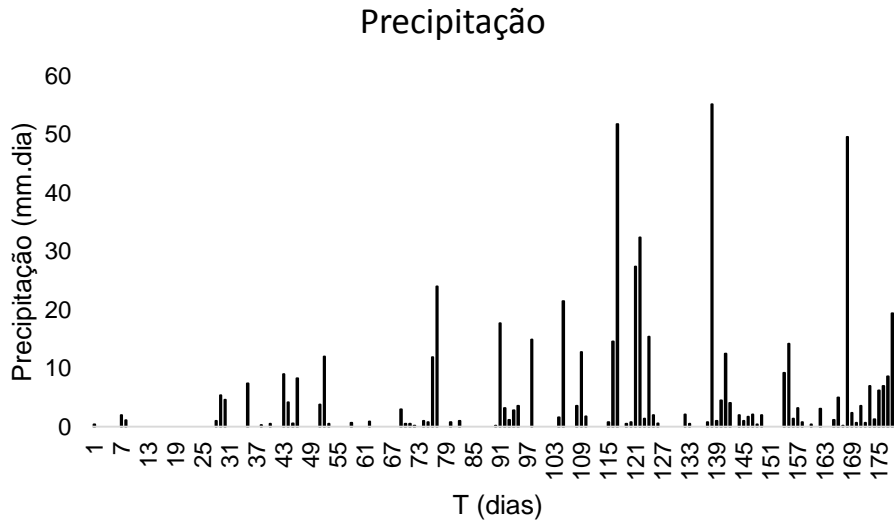
Na Figura 12 são apresentadas as curvas de retenção de água para as profundidades monitoradas no Argissolo Amarelo da área 2 de estudo. A análise das curvas de retenção no perfil do solo possibilitaram constatar maior retenção de água em

profundidade. As curvas apresentam características semelhantes quanto a capacidade de retenção de água nas diferentes tensões aplicadas. A primeira profundidade avaliada, 0,1 m, apresentou menor retenção de água no solo, fato que pode ser atribuído às características granulométricas desta profundidade, que foi de 88,2 % de areia. Relação também encontrada por Cintra et al. (2004) e Fidalski et al., (2013).



**Figura 11.** Curva de retenção de água no solo para todas as profundidades no perfil de Argissolo Amarelo. Cruz das Almas, BA.

Os dados de precipitação ao longo do de avaliação do perfil instantâneo, 131 dias, são apresentados na Figura 13, verificou-se uma baixa precipitação, média de 2,91 mm/dia, sendo que 91 dias foram de estiagem. Esta informação é importante para justificar a variação da umidade no perfil do solo, embora a estrutura do perfil instantâneo tenha sido previamente isolada superficialmente, com duas camadas de lona, matéria seca e, lateralmente com as chapas galvanizadas a 0,80 m de profundidade, é possível que tenha ocorrido entrada de água lateralmente em profundidade ocasionando uma elevação da umidade durante o período de secamento do solo como será verificado na Figura 15.



**Figura 12.** Dados de precipitação no período de 01 de janeiro de 2017 a 30 de junho de 2017. (Fonte: INMET, 2017).

#### 4.4.1 Infiltração de água no solo

Diante dos resultados obtidos em campo, foi possível determinar os parâmetros teóricos originários da infiltração por meio da regressão não linear e o modelo matemático para o teste de infiltração de Kostiaikov, com coeficiente de determinação de 0,961 para a infiltração acumulada ao longo do tempo de observação.

$$I = a T^n$$

$$I = 1,219 T^{0,479}$$

$$VI = 60 a T^{n-1}$$

$$VI = 60 * 1,219 * T^{0,479-1}$$

$$VIB = 60 a n \left[ \frac{-0,01}{60 a n(n-1)} \right]^{\frac{(n-1)}{(n-2)}}$$

$$VIB = 6,63 \text{ cm.h}^{-1}$$

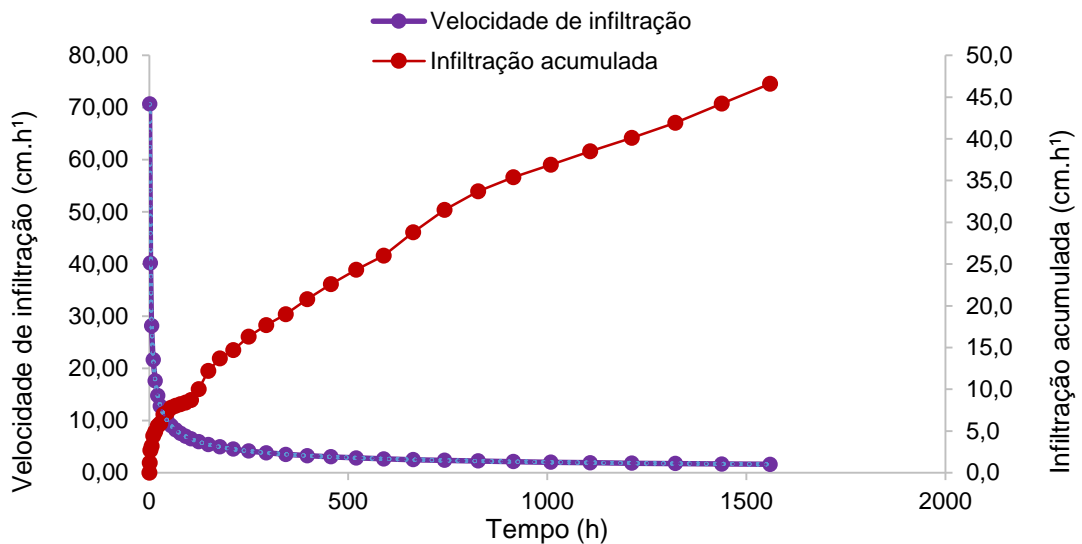
A velocidade de infiltração básica para o Argissolo Amarelo sob cultivo de *Brachiaria decumbens* foi de 6,634 cm.h<sup>-1</sup>, sendo classificada como muito alta. Em uma condição de pastagem degradada Moreira et al. (2017) determinaram uma VIB de 3,82 cm.h<sup>-1</sup>, atribuindo a alta VIB a textura e granulometria do solo estudado.

Conceitualmente, a infiltração de água no solo é o processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo, tendo relação direta com a suas características físicas. Este comportamento pode ser justificado dado a granulometria e porosidade do solo nas camadas superficiais, areia franca e franco arenosa até a profundidade de 0,60 m e

macroporosidade acima de  $0,10 \text{ m}^3\text{m}^3$ , considerada ideal para o fluxo de água no solo (JOSÉ et al., 2013). Os mesmos autores verificaram que ocorreu maior velocidade de infiltração quando há maior volume de macroporos e menor valor de densidade do solo. Também constatado por Bertol et al. (2000), quando avaliaram as propriedades físicas do solo relacionadas a oferta de forragem para pastejo do gado.

Os resultados expressos na Figura 14 apresentam os valores medidos, com a relação das diferentes velocidades com o tempo de infiltração de água no solo. Como já era previsto, à medida que o tempo de observação aumenta os valores tendem a se tornar constantes, onde passa a ser chamada de velocidade de infiltração básica (VIB) do solo, indicando que no começo dos testes as taxas de infiltração eram elevadas e, à medida que o tempo aumentava a infiltração diminuía até atingir valores próximos a VIB. O inverso do comportamento da velocidade de infiltração acontece com a curva de infiltração acumulada de água no solo, onde a estabilização da infiltração ocorre após a saturação do solo (MOREIRA et al., 2017).

A velocidade de infiltração da água no sistema solo é de fundamental importância para definir os métodos de conservação do solo, dimensionamento e o planejamento de sistemas de irrigação e drenagem (CUNHA et al., 2009). Nos solos de tabuleiros, que estão condicionados a horizontes coesos subsuperficiais, pode ocorrer dificuldade na infiltração e circulação de soluções, gerando um lençol de água suspenso, sazonal, promovendo a ascensão da água excedente e escoamento superficial do solo carreando argila dispersas, conseqüentemente, acelerando o processo de empobrecimento do solo (CINTRA et al., 2009). Para a implantação de sistemas de irrigação, a determinação da VIB influencia diretamente na precipitação máxima que poderá ser aplicada no solo.



**Figura 13.** Curvas dos valores médios da velocidade de infiltração e infiltração acumulada medidos pelo infiltrômetro simples de anel para um Argissolo Amarelo em Argissolo Amarelo, sob uso de *Brachiaria decumbens* no município de Cruz das Almas, Bahia.

#### 4.4.2 Condutividade hidráulica do solo não saturado

A condutividade hidráulica do solo em função da sua umidade  $K(\theta)$  foi determinada pelo método de Hillel et al. (1972), também conhecido como perfil instantâneo. Avaliou-se a variação do potencial total da água para cada tempo e em cada profundidade monitorada, expressou-se o gradiente de potencial de água no solo, relacionando-o com a variação de umidade, obtendo-se a condutividade hidráulica não saturado do solo.

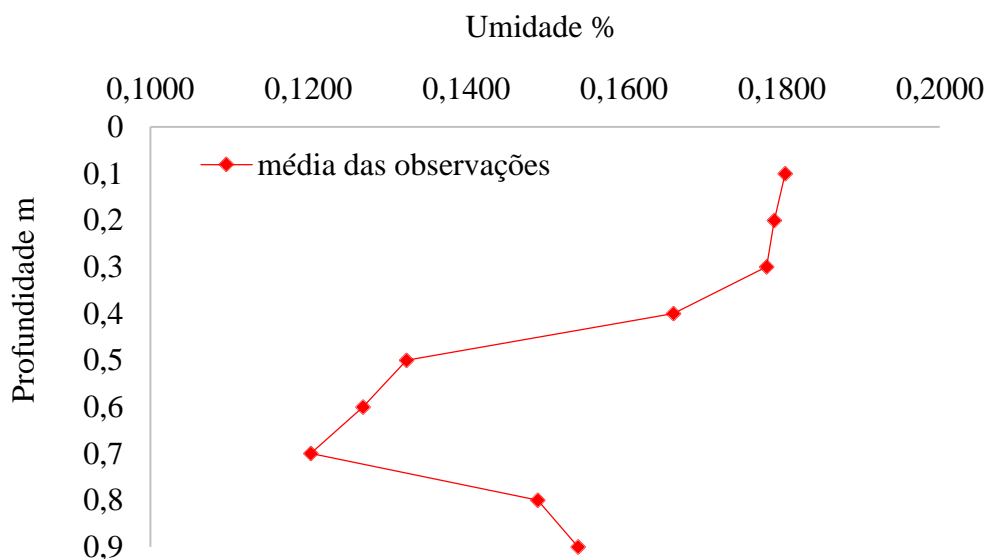
Na Tabela 12 são apresentados os parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten (1980), obtidos por meio da curva de retenção e ajustados no SWRC (Dourado Neto et al., 1990) para cada profundidade monitorada no perfil instantâneo. Os ajustes apresentaram coeficiente de determinação  $R^2$  superiores a 0,986, indicando um bom ajuste aos dados analisados. Significa dizer que, de forma geral, mais de 98% das variáveis dependentes podem ser explicadas pelos ajustes do modelo, caracterizando bem a relação entre o conteúdo volumétrico de água do solo dentro do intervalo das tensões avaliadas (REBOUÇAS, 2016).

**Tabela 12.** Parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten (1980), para um Argissolo Amarelo, sob uso de *Brachiaria decumbens* área experimental 2.

Parâmetro	Profundidade (m)								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
$\alpha$	0,048	0,001	0,143	0,339	0,172	0,177	0,137	0,156	0,109
$m$	0,152	2,548	0,146	0,118	0,146	0,138	0,149	0,149	0,141
$n$	3,847	0,364	2,685	2,448	2,604	2,432	2,446	2,447	2,430
$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>3</sup> )	0,028	0,066	0,038	0,062	0,037	0,058	0,056	0,060	0,068
$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>3</sup> )	0,422	0,373	0,409	0,388	0,405	0,412	0,406	0,423	0,400
$R^2$	0,990	0,990	0,990	0,985	0,993	0,989	0,991	0,992	0,986

$\theta_r$  umidade residual;  $\theta_s$  umidade de saturação

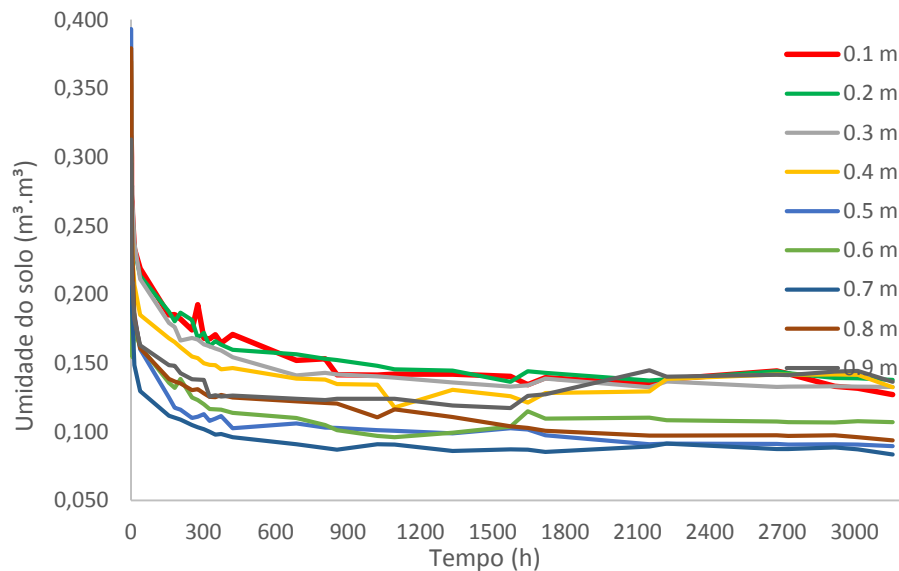
O padrão da curva de umedecimento é o mesmo observado por Cintra et al. (2009), típico de solos de Tabuleiros Costeiros com presença de camadas coesas, onde apresentam baixo nível de umidade nas camadas consideradas de adensamento. Para o solo em estudo, verifica-se três profundidades de ressecamento do solo, estando entre 0,5; 0,6 e 0,7 m, característica que pode estar condicionada ao horizonte coeso. No entanto, as camadas superiores a 0,5 m formam zonas de acumulação de umidade, que podem ser capazes de promover o fornecimento de água para as plantas.



**Figura 14.** Curva de umedecimento obtida em um perfil instantâneo por meio de sondas de TDR, para um Argissolo Amarelo, sob uso de *Brachiaria decumbens* área experimental 2.

Durante o processo de redistribuição de água no solo, no perfil instantâneo, verificou-se uma redução no valor de umidade ao passar do tempo. Os valores de umidade versus tempo no experimento de drenagem interna ajustam-se muito bem, com

coeficiente de determinação acima de 0,78 para todas as profundidades avaliadas, a uma equação potencial, apresentados na Figura 16.



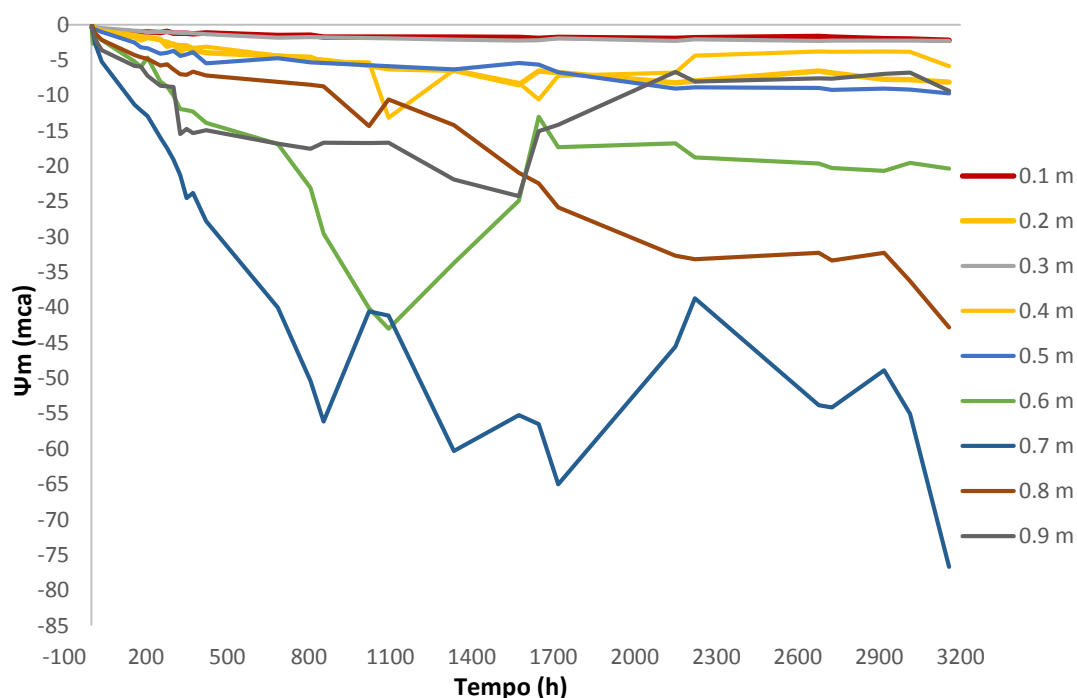
**Figura 15.** Umidade do solo ao longo do tempo para todas as profundidades em um perfil de Argissolo Amarelo, sob uso de *Brachiaria decumbens* área experimental 2.

Verificou-se uma variação do potencial mátrico ( $\Psi_m$ ) no tempo avaliado neste estudo, variaram bruscamente nas camadas subsuperficiais e, mais lentamente, nas camadas superficiais. As camadas superficiais mantiveram-se próximos a capacidade de campo ao longo de todo o período observado, 131 dias. Esta observação pode ser justificada pela presença de indicativo da camada coesa próximo a superfície, na descrição pedológica foi verificada coesão moderada nos horizontes BA e B1 (entre 0,26 – 0,60 m), o que causa a lenta movimentação da água acima desta camada, prejudicando uma redistribuição uniforme da água no perfil.

Os valores mínimos observados de  $\Psi_m$  foi de -21 kPa a 0,10 m (após 3158 h); -82 kPa a 0,20 m (após 2150 h); -22,7 kPa a 0,30 m (após 3158 h); -238 kPa a 0,40 m (após 1166 h); 97,1 kPa a 0,50 m (após 3158 h); 429,9 kPa a 0,60 m (após 1166 h); 645,2 kPa 0,70 m (após 2006); 248,27 kPa a 0,8 m (após 3158 h); 242,67 kPa para 0,90 m (após 1574 h). A mesma observação foi feita por Bernardes (2005) ao avaliar um Cambissolo Háplico Tb Distrófico gleico no município Campos dos Goytacazes – RJ, justificando o fato pela proximidade do lençol freático, o que não ocorre neste estudo. A mesma autora avaliou o método do perfil instantâneo para um Argissolo Amarelo



Distrófico, inserido na zona de Tabuleiros Costeiros, neste, o  $\Psi_m$  decresceu proporcionalmente à profundidade.

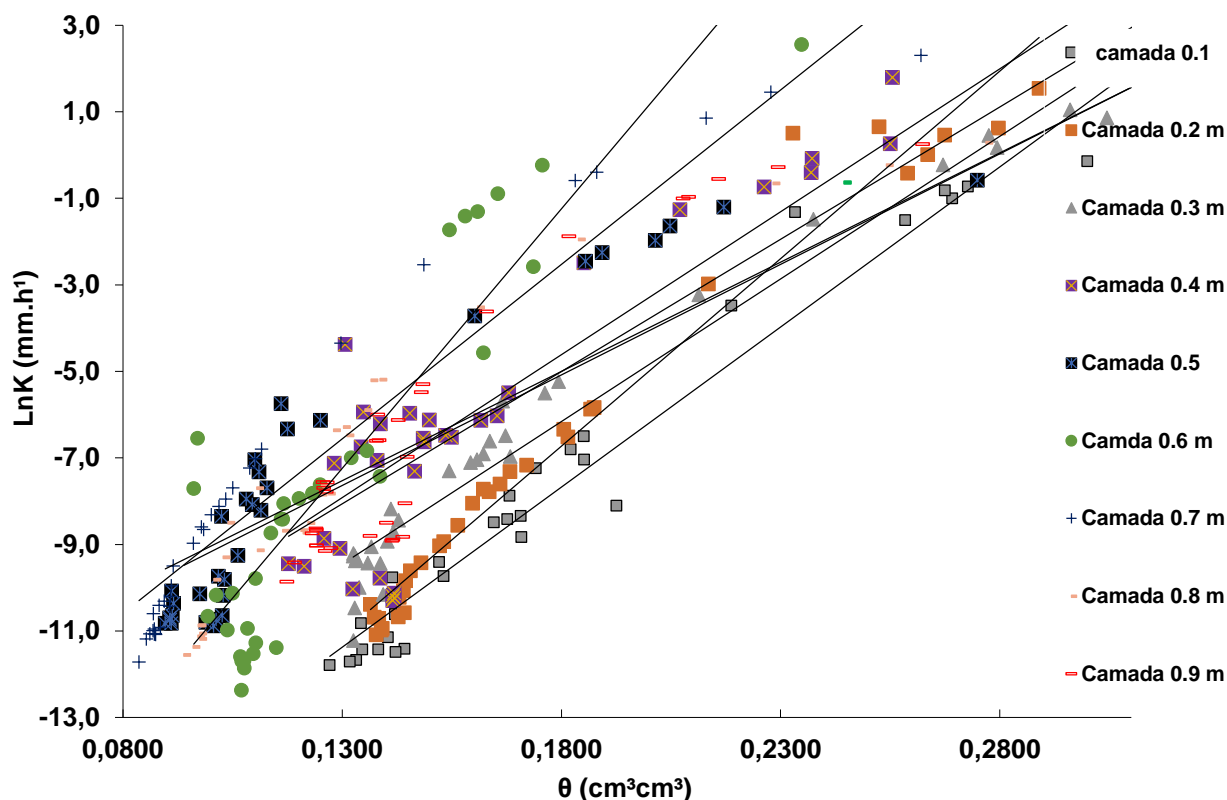


**Figura 16.** Relação do Potencial matricial ao longo do tempo de observação no perfil instantâneo em um Argissolo Amarelo na área 2 de estudo.

Na Figura 18 é apresentado o gráfico da função linear entre  $\ln K$  e  $\theta$  para as nove profundidades avaliadas. Neste gráfico, as linhas que se ajustaram aos pontos experimentais foram obtidas por meio de regressão linear, cujo coeficientes de determinação foram superiores a 0,768 evidenciando a correta descrição do fenômeno.

Ao expressar as equações de ajuste das regressões lineares na forma de  $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$ , obtiveram-se os parâmetros  $\theta_0$ ,  $\gamma$  e  $K_0$  para as 9 profundidades avaliadas, apresentadas na Tabela 13.

Tais parâmetros podem sofrer influência do gradiente de potencial total, como verificado por Gonçalves & Libardi (2013), nos solos por eles avaliados, a influência maior foi sobre o parâmetro  $K_0$ . Embora haja estudos que consideram o gradiente de potencial total unitário (Libardi et al., 1980) é visto que o gradiente varia ao longo do tempo de redistribuição de água no perfil.



**Figura 17.** Relação de  $\ln K$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) versus a  $\theta$   $\text{cm}^3\text{cm}^3$  no perfil instantâneo em um Argissolo Amarelo, para as 9 profundidades avaliadas por 131 dias, conjuntamente com as equações de ajustes.

Na Tabela 13 estão sumarizadas as equações lineares obtidas por meio da regressão entre o  $\ln K$  versus  $\theta$ , para cada profundidade avaliada, com coeficiente de determinação superiores a 0,77.

**Tabela 13.** Equação linear da relação do  $\ln K$  versus a umidade.

Profundidade (m)	Equação	R <sup>2</sup>
0,1	$y=73.987X-20.993$	0,96
0,2	$y=86.706X-22.335$	0,97
0,3	$y=65.9X-18.02$	0,97
0,4	$y=61.17X-16.015$	0,77
0,5	$y=50.501X-14.095$	0,79
0,6	$y=119.98X-22.839$	0,81
0,7	$y=80.676X-17.049$	0,94
0,8	$y=51.119X-14.286$	0,86
0,9	$y=66.054X-16.503$	0,82

Um solo verticalmente não uniforme, que é o caso do solo em estudo, dada a sua origem pedogenética de camada coesa, exige que as funções hidráulicas não saturadas sejam estimadas para cada horizonte (SHOUSE et al., 1991). O ajuste dos valores de K versus  $\theta$  explicitados por meio da equação 13, para as nove profundidades avaliadas, resultou em valores de coeficiente de determinação ( $R^2$ ) altos (Tabela 14). Apenas para as profundidades 0,4 e 0,5 m avaliadas, os coeficientes de ajuste foram menores que de 0,768 e 0,793, respectivamente. Os valores dos parâmetros  $\gamma$  e  $K_0$ , resultantes desses ajustes, mostraram-se variáveis, o que pode estar atribuído a alta variabilidade da  $K(\theta)$  como encontrada por van Lier & Libardi (1999).

Esta relação exponencial explicita que, pequenas variações no conteúdo de água no solo implicam em uma grande variação da condutividade hidráulica (BERNARDES, 2005).

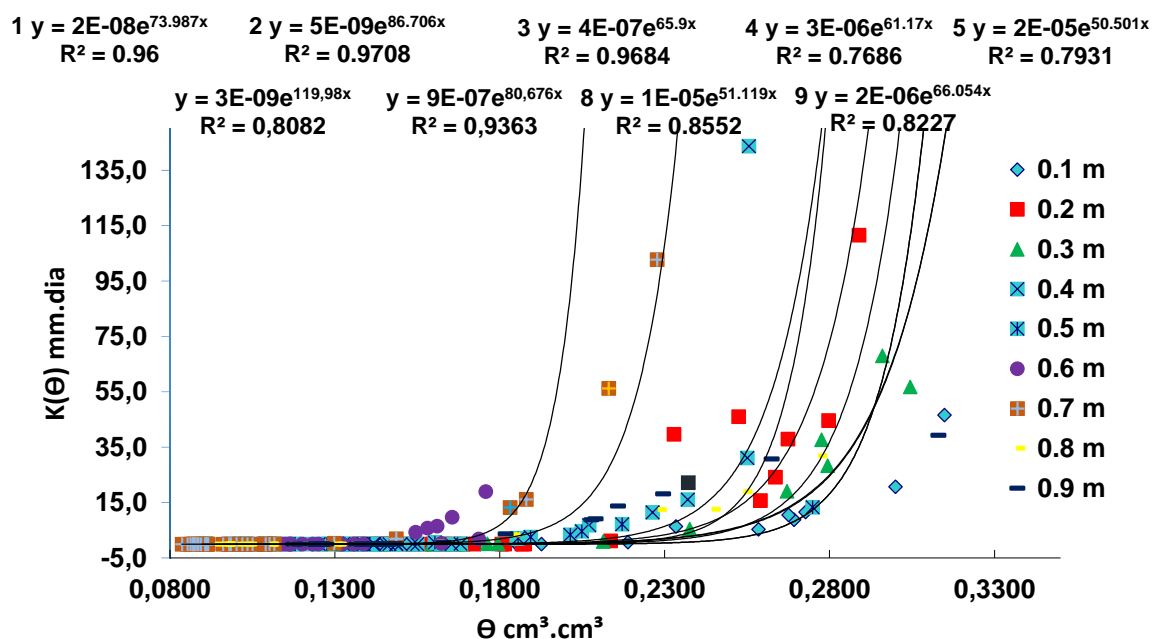
**Tabela 14.** Parâmetros da função  $K(\theta)$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) obtidas regressão  $\ln K$  versus  $\theta$  em cada profundidade avaliada para o método de Hillel et al., (1972).

$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$				
Profundidade	$\theta_0$	Perfil instantâneo		
		$K_0$	$\lambda$	$R^2$
<b>m</b>				
0,1	0,3148	20.993	73.987	0,960
0,2	0,2889	22.335	86.706	0,970
0,3	0,3414	18.020	65.90	0,968
0,4	0,3697	16.015	61.17	0,768
0,5	0,3932	14.095	50.501	0,793
0,6	0,2348	22.839	119.98	0,808
0,7	0,2956	17.049	80.676	0,936
0,8	0,3792	14.286	51.119	0,855
0,9	0,3129	-16.503	66.054	0,822

$K_0$  - condutividade hidráulica;  $\theta_0$  - Conteúdo de água no solo no tempo zero de redistribuição,  $\gamma$  - coeficiente angular da equação linear de  $\ln(K)$  em função de  $\theta$ .

A condutividade hidráulica é tanto maior quanto maior a umidade do solo, atingindo seu valor máximo na saturação. A Figura 19 apresenta a relação entre  $K(\theta)$  e a umidade do solo ( $\theta$ ) em todas as profundidades avaliadas e durante todo o período de avaliação, 131 dias. As equações apresentaram coeficiente de determinação acima de 0,768. É possível verificar que a camada 0,5 m; 0,6 m e 0,7 m apresentaram menor valor de  $K(\theta)$ , o que pode ser atribuído a sua característica de coesão moderada nos horizontes BA e B1 (inicia a 0,26 cm de profundidade) onde ocorreu acréscimo da densidade do solo. Resultado coerente com o encontrado por Fonseca et al. (2007).

A presença da camada adensada na subsuperfície pode ser uma limitação ao método do perfil instantâneo, pois interferem no fluxo de água, ocasionando fluxo lateral, ao invés de vertical (GONÇALVES & LIBARDI, 2013). Tais horizontes coesos podem promover a manutenção da umidade nas camadas acima da sua localização, evitando que ocorra uma drenagem rápida da água infiltrada, garantido por mais tempo a umidade do solo. Assim como, formar uma zona de acumulação de água, proporcionando variadas situações de disponibilidade hídrica para as plantas (FOSÊNCA et al. 2007).



**Figura 18.** Conduktividade hidráulica em função da umidade estimada no perfil instantâneo em um Argissolo Amarelo, para as nove profundidades avaliadas por 131 dias, conjuntamente com equação exponencial ajustada.

## 5. CONCLUSÕES

1. O método do permeâmetro de carga constante permitiu a obtenção de valores de conduktividade hidráulica do solo saturado coerentes com outros atributos físicos do solo (densidade, porosidade total e, principalmente, macroporosidade), apresentando alto coeficiente de variação em todas as profundidades avaliadas. A retirada dos valores considerados “outliers” possibilitou redução no coeficiente de variação da conduktividade hidráulica, passando para média variação.
2. O valor médio da  $K_0$  medida em laboratório foi menor do que o medido em campo, atribui-se este resultado a manutenção das condições naturais da estrutura do solo em campo.

4. No Argissolo Amarelo avaliado constatou-se baixa condutividade hidráulica nas profundidades 0,5; 0,6 e 0,7 m, comprovando a presença do horizonte coeso e de baixa permeabilidade dos solos de Tabuleiros Costeiros no Recôncavo Baiano.

## 6. REFERÊNCIAS

AGUIAR, M. I. **Qualidade física do solo em sistemas agroflorestais**. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2008, 91p.

ALMEIDA, O. A. **Informações meteorológicas do CNP: mandioca e fruticultura tropical. Cruz das Almas**: Embrapa – CNPMF, 1999. 35 p. (Documentos, 34).

ALMEIDA, K. S. S. A.; SOUZA, L. S.; PAZ, V. P. S.; SILVA, F. T. S.; SANTOS, D. N.; PEREIRA, J. S. L. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado em Latossolo Amarelo distrocoeso, no município de Cruz das Almas. *Irriga, Botucatu*, v. 22, n.2, p. 259–274, 2017.

AMIRATAEE, B. & BESHARAT, S. Comparing Hydraulic conductivity through both inverted Auger Hole and constant head methods. **The Canadian Society for Bioengineering**. Written for presentation at the CSBE/SCGAB. Annual Conference Vancouver, British Columbia July 13 - 16, 2008.

ARAÚJO, A. S. F.; MONTEIRO, R. T. R. Indicadores biológicos de qualidade do solo. **Bioscience Journal**, Uberlândia, v. 23, n. 3, p. 66-75, Jul/Set. 2007.

ASSIS, P. C. R.; STONE, L. F.; MEDEIROS, J. C. Atributos físicos do solo em sistemas de integração lavoura-pecuária-floresta. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande - PB. v.19, n.4, p.309-316, 2015.

BARRETO, A. N.; OLIVEIRA, G. R.; NOGUEIRA, L. C.; IVO, W. M. P. Condutividade hidráulica saturada em um solo aluvial do perímetro irrigado de São Gonçalo, PB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande – PB. v.5, n.1, p.152-155, 2001.

BERNARDES, R. S. **Condutividade hidráulica de três solos da região norte fluminense**. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro – UENF, Campos dos Goytacazes – RJ. 2005.

BERTOL, I.; BEUTLER, J. F.; LEITE, D.; BATISTELA, O. Propriedades físicas de um Cambissolo Húmico afetadas pelo tipo de manejo do solo. **Scientia agrícola**, Piracicaba - SP. v. 58, n. 3, p. 555-560, 2001.

BEUTLER, A. N.; SILVA, M. L. N.; CURI, M. M. et al. Resistência à penetração e permeabilidade de Latossolo Vermelho distrófico típico sob sistemas de manejo na região dos Cerrados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.25, p. 167-177, 2001.

BIASSUSI, M. Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico. – Porto Alegre xiii, 84f.:il. (Tese de doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2001.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. Hidrologia. Cap. 5. Infiltração. **Apostila didática**. 2006.

CAMPOS, B.C.; REINERT, D.J.; NICOLODI, R.; RUEDELL, J.; PETRERE, C. Estabilidade estrutural de um Latossolo Vermelho-Escuro distrófico após sete anos de rotação de culturas e sistemas de manejo de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n.19, p. 121-126, 1995.

CECÍLIO, R. A.; MARTINEZ, M. A.; PRSKI, F. F.; SILVA, D. D. Modelo para estimativa da infiltração de água e perfil de umidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n.37, p.411-421, 2013

CINTRA, F. L. D.; LIBARDI, P. L. Caracterização física de uma classe de solo do ecossistema do tabuleiro costeiro. **Scientia Agricola**, Piracicaba – SP. v.55, n.3, p.367-378, 1998.

CINTRA, F. L. D.; PORTELA, J. C.; NOGUEIRA, L. C. Caracterização física e hídrica em solos dos Tabuleiros Costeiros no Distrito de Irrigação Platô de Neópolis. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e ambiental**. v.8, n.1, p. 45-50, 2004.

CINTRA, F. L. D.; LIBARDI, P. L. MORAES, S. O.; MARCIANO, C. R. **Condutividade Hidráulica de Solo Coeso dos Tabuleiros Costeiros Cultivado com Citros**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 22, p. 16788–1961, 2007.

CINTRA, F. L. D.; RESENDE, R. S.; LEAL, M. L. S.; PORTELA, J. C. Efeito de volumes de água de irrigação no regime hídrico de solo coeso dos tabuleiros e na produção de coqueiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa-MG. v. 33, n. 4, p.1041-1051, 2009.

COQUET, Y. Vertical variation of near saturated hydraulic conductivity in three soil profiles. **Geoderma**, v.126, p.181-191, 2005.

CONDE, L.; FUERTES, M. J. Drenaje agrícola. **Área agropecuaria y de recursos naturales renovables**. González Universidad Nacional – Ecuador. p.11, 2010.

CUNHA, E.Q.; STONE, L.F.; MOREIRA, J.A.A. et al. Sistemas de preparo do solo e culturas de cobertura na produção orgânica de feijão e milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa – MG. v. 35, n. 2, p. 589-602, 2011.

D'ANGIOLELLA, G. L. B.; CASTRO NETO, M. T.; COELHO, E. F. Tendências climáticas para os tabuleiros costeiros da região de Cruz das Almas, BA. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 27, 1998, Poços de Caldas. **Anais...** Lavras, SEBEA, 1998, v. 1, p. 43-45.

DANIEL, J. Water movement and phosphorus leaching from managed and unmanaged grass buffer strips. Master's Thesis (Soil Science) Sveriges lantbruksuniversitet Swedish University of Agricultural Sciences Faculty of Natural Resources and Agricultural

Sciences Department of Soil and Environment. Examensarbeten, Institutionen för mark och miljö, SLU, Uppsala 2016.

DANTAS, J. S.; MARQUES JÚNIOR, J.; MARTINS FILHO, M. V.; RESENDE, J. M. A.; CAMARGO, L.A.; BARBOSA, R.S. Gênese de solos coesos do Leste Maranhense: relação solo-paisagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa-MG, v.38, p.1039-1050, 2014.

DEB, S. K. & SHUKLA, M. K. Variability of hydraulic conductivity due to multiple factors. **American Journal of Environmental Science**, New Mexico State University. v.8, n.5, p. 489-502, 2012.

DONAGEMA, G.K.; CAMPOS, D.V.B.; CALDERANO, S.B.; TEIXEIRA, W. G. & VIANA, J.H.M. (Org.). **Manual de métodos de análise do solo**. 2. ed. Rio de Janeiro. 2011. 225p.

DOURADO NETO, D.; JONG van LIER, Q.; BOTREL, T. A. & LIBARDI, P.L. Programa para confecção da curva de retenção de água no solo utilizando o modelo de van Genuchten. **Engenharia Rural**, Piracicaba – SP. v.1, n. 2, p.92-102, 1990.

ELLIES, A.; GREZ, R.; RAMIREZ, C. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. **Agro Sur**, Santiago, v. 25, n. 1, p. 51-56, 1997.

FAGUNDES, E. A. A.; KOETZ, M.; RUDEL, N.; SANTOS, T. S.; PORTO, R. Determinação da infiltração e velocidade de infiltração de água pelo método de infiltrômetro de anel em solo de cerrado no município de Rondonópolis-MT. **Enciclopédia Biosfera**, Centro Científico Conhecer - Goiânia, v.8, n.14; p.369-378, 2012.

FIDALSKI, J.; TORMENA C. A., ALVES, S. J. et al. Influência das frações de areia na retenção e disponibilidade de água em solos das formações Caiuá e Paranavaí. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa – MG. v.37, p. 613-621, 2013.

FONSECA, M. H. P.; GUERRA, H.O. C.; LACERDA, R. D. & BARRETO, A. N. Uso de propriedades físico-hídricas do solo na identificação de camadas adensadas nos Tabuleiros Costeiros, Sergipe. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande – PB. vol.11, n.4, p.368-373. 2007.

FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G.; BALEIRO, F. C. Características e atributos de Latossolos sob diferentes usos na região Oeste do Estado da Bahia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.51, n.9, p.1457-1465, 2016.

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

GHIBERTO, P. J.; LIBARDI, P.L.; BRITO, A.S. & TRIVELIN, P.C.O. Components of the water balance. in: soil with sugarcane crops. **Agricultural Water Management**. v. 102, n. 1, p.1-7, 2011.

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

GREGO, C. R.; VIEIRA, S. R. Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo em uma parcela experimental. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n.29, p.169-177, 2005.

GUEDES FILHO, O. **Variabilidade espacial e temporal de mapas de colheita e atributos do solo em um sistema de semeadura direta**. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical e Subtropical Área de Concentração em Gestão dos Recursos Agroambientais) Campinas: Instituto Agronômico, Campinas, SP, 2009. 97 fls.

GUIMARAES, R.M.L.; GONÇALVES, A.C.A.; TORMENA, C.A.; FOLEGATTI, M.V.; BLAINSKI, E. Variabilidade espacial de propriedades físico-hídricas de um Nitossolo sob a cultura do feijoeiro irrigado. **Engenharia Agrícola**, v.30, n.4, p.657-669, 2010.

GUIMARÃES, W. D.; GRIPP JUNIOR, J.; MARQUES, E. A. G.; SANTOS, N. T.; FERNANDES, R. B. A. Variabilidade espacial de atributos físicos de solos ocupados por pastagens. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza - CE, v. 47, n. 2, p. 247-255, abr-jun, 2016.

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

HURTADO, A. L. B.; CICHOTA, R. & VAN LIER, Q J. Parametrização do método do perfil instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica do solo em experimentos com evaporação. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa – MG, vol. 29, n. 2, p. 301-307, 2005.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Microdados Censos Agropecuários.2006.

IBRAHIM, M. M. & ALIYU, J. Comparison of methods for saturated hydraulic conductivity determination: field, laboratory and empirical measurements. **British Journal of Applied Science & Technology**. v.15, n. 3, p. 1-8, 2016.

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 Ciências do Solo**, Viçosa – MG. v.23, p. 1005-1014, 1999.

JOSÉ, J. V.; RESENDE, R.; MARQUES, P. A. A. determinação da velocidade de infiltração básica de água em dois solos do Noroeste do Estado do Paraná. **Revista em Agronegócios e Meio Ambiente**, Maringá – PR. v.6, n.1, p. 155-170, 2013.

KIEHL, E. J. **Manual de edafologia**. São Paulo, Agronômica Ceres, 1979. 262p.

KOSTIAKOV, A. N. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration Trans. 6th Cong. International. Soil Science, Russian Part A, 17-21, 1932.



LATORRE, B.; PEÑA-SANCHO, C.; ANGULO-JARAMILLO, R. Soil hydraulic properties estimate based on numerical analysis of disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Zaragoza, Spain. **Geophysical Research Abstracts**, v. 17, p. 2015-225-1, 2015.

LEMOS, R.C.; SANTOS, R.D.; SANTOS, H.G.; KER.J. & ANJOS. L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5.ed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo/SNLCS, 2005. 91p.

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

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo, EDUSP, 2005. 329p.

LIBARDI, P. L. & MELO FILHO, J. F. Análise exploratória e variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica, em um experimento de perfil instantâneo. *R. Bras. Ci. Solo*, 30:197-206, 2006.

LIBARDI, P. L. Agua no solo. In: Jong van Lier, Q. **Física do Solo**. Viçosa/MG. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. p. 103-152, 2010.

LIMA, C.L.R.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; SUZUKI, L.E.A.S. & GUBIANI, P.I. Qualidade físico-hídrica e rendimento de soja (*Glycine max L.*) e feijão (*Phaseolus vulgaris L.*) de um Argissolo Vermelho distrófico sob diferentes sistemas de manejo. *Ci. Rural*, 36:1172-1178, 2006.

LIMA, J. R. S.; SOUZA, E.S.; ANTONINO, A. C. D. et al. Atributos físico-hídricos de um Latossolo Amarelo cultivado e sob mata nativa no Brejo Paraibano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife – PE, v. 9, n. 4, p. 599-605, 2014.

Lima, J. G. A. Evapotranspiração de pastagem degradada de capim braquiária na região de Cruz das Almas, Bahia. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas. 130f.; il, 2017.

LISBOA, R. L. **Determinação da condutividade hidráulica não saturada de solos residuais com o permeâmetro Guelph e ensaios de laboratório**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa – MG. 2006, 89 p.

LOYOLA, J. M. T.; PREVEDELLO, C. L. Modelos analíticos para predição do processo da redistribuição da água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 5, p. 783–787, 2003.

MELO FILHO, J. F. Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um Latossolosob condições de campo. - Piracicaba, 2001. 145 p. : il.Tese (doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2002.

MELO FILHO, J. F.; SOUZA, A. L. V. SOUZA, L. S. Determinação do índice de qualidade subsuperficial em um Latossolo Amarelo Coeso dos Tabuleiros Costeiros, sob floresta natural. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa – MG, v. 31, n. 6, p.1599-1608, 2007.

MELO FILHO, J. F.; CARVALHO, L. L.; SILVEIRA, D. C. et al. Índice de qualidade em um Latossolo Amarelo Coeso cultivado com citros. **Revista Brasileira de Fruticultura**, Joticabal – SP. vol.31, n.4, p.1168-1177, 2009.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**. vol.34, n.3, p.963-969, 2004.

MOREIRA, W. K. O.; SILVA, E. G.; LIMA, N. T. et al. Velocidade de infiltração básica da água no solo em diferentes agroecossistemas amazônicos. **Agrarian Academy, Centro Científico Conhecer** - Goiânia, v.4, n.7; p. 463-473, 2017.

NUNES, J. A. S.; SILVEIRA, M. H. D.; SILVA, T. J. A.; NUNES, P. C. M. CARVALHO, K. S. Velocidade de infiltração pelo método do infiltrômetro de anéis concêntricos em Latossolo Vermelho de Cerrado. **Enciclopédia Biosfera**, n. V.8, p. 1685–1692, 2012.

OLIVEIRA, G. C.; SEVERIANO, E. C.; MELLO, C. R. Dinâmica da resistência à penetração de um Latossolo Vermelho da Microrregião de Goiânia, GO. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** [online]. v. 11, n. 3, p. 265-270. 2007.

PAIVA, A. Q.; SOUZA, L. S.; RIBEIRO, A. C.; COSTA, L. M. RESUMO Propriedades físico-hídricas de solos de uma topossequência de tabuleiro do Estado da Bahia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 35, n. 11, p. 2295–2302, 2000.

PEREIRA, M. M.; SILVA, N. D; OLIVEIRA, F. E. R.; VIANA, P. C.; LIMA, R. N.; LIMA, J. G. A. Determinação da condutividade hidráulica saturada em um permeâmetro de carga constante.– Congresso Nacional de Irrigação e Drenagem, 35 CONIRD, UFS - São Cristóvão/SE, novembro de 2015.

RAMOS, B.Z.; PAIS, P.S.M.; FREITAS, W.A. & JUNIOR, M.S.D. Avaliação dos atributos físico-hídricos em um Latossolo Vermelho distroférrico sob diferentes sistemas de manejo-Lavras/Minas Gerais/Brasil. **Revista de Ciências Agrárias**, Lisboa. v. 36, n. 3, p. 440-446, 2013.

REBOUÇAS, C. A. M. Condutividade hidráulica do solo a partir de retenção de laboratório e de campo. – Piracicaba, Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. 62 p. 2016.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri – SP, Manole, 2004, 478p.

REICHERT, J. M.; SUZUKI, L. E. A. S.; REINERT, D. J. Compactação do solo em sistemas agropecuários e florestais: Identificação, efeitos, limites críticos e mitigação. In: CERETTA, C.A.; SILVA, L. S.; REICHERT, J. M. **Tópicos em ciência do solo**. 5.ed. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007. p. 49-134.

REZENDE, J. O. **Solos Coesos dos Tabuleiros Costeiros: limitações agrícolas e manejo**. Série estudos agrícolas, 1. SEAGRI, Brasil, 2000. 117p.

RIBEIRO, K. D; MENEZES, S. M.; MESQUITA, M. G. B. F.; SAMPAIO, F. M. T. Propriedades físicas do solo, influenciadas pela distribuição de poros, de seis classes de solos da região de Lavras-MG. **Ciências Agrotécnicas**. [online]. v. 31, n. 4, p.1167-1175. 2007.

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

RODRIGUES, F. S.; LIMA, F.; BARBOSA, F. T. Importance of using basic statistics adequately in clinical research. **Revista Brasileira Anestesiologia**, Botafogo – RJ. V.67, n.6, p619-625. 2017.

RODRIGUEZ, T. T.; WEISS, L. A.; TEIXEIRA, R. S. Permeabilidade de solo Laterítico por diferentes métodos. **Semina: Ciências Exatas e Tecnológicas**, Londrina, v.36, n.2, p.17-32, jul/dez, 2015.

SANTOS, A. F. E. Condutividade hidráulica em função do tipo e uso de solo e métodos de determinação. 48 f., il. Dissertação (Mestrado em Agronomia) Universidade de Brasília, Brasília, 2011.

SCHERPINSKI, C.; URIBE-OPAZO, M. A.; VILAS BOAS, M. A.; SAMPAIO, S. C. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da infiltração da água no solo da água no solo. **Acta Scientiarum Agronomy**, Maringá-PR. v.32, n.1, p.7-13, 2010.

SCHLINDWEIN, J. A.; ANGHINONI, I. Variabilidade da fertilidade e amostragem do solo no sistema plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa-MG, v.24, p.85 – 91, 2000.

SCHOSSLER, T. R.; ALENCAR, V. S.; SANTOS, I. L. **Condutividade hidráulica em campo e laboratório sob diferentes sistemas de manejo em Latossolo Amarelo**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 34. 2013, Florianópolis-SC.

SHOUSE P. J.; JOBES J. A.; SISSON, J. B. et al. Estimating in situ unsaturated hydraulic properties of vertically heterogeneous soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison. v. 56, n. 6, p. 1673-1679. 1991.

SILVA, A. J. P. & COELHO, E. F. Estimation of Water Percolation By Different Methods Using Tdr. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa - MG, v. 38, n. 1, p. 73–81, 2014.

SILVA, E. J. Subsolagem, calagem e adubação mineral em um Latossolo Amarelo Coeso de Tabuleiro Costeiro e consequências em pastagem degradada de *Brachiaria decumbens*. 88f. (Dissertação de Mestrado) – Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas – Bahia, 2010.

SILVA, M. A. S.; MAFRA, A. L.; ALBUQUERQUE, J. A.; BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Atributos físicos do solo relacionados ao armazenamento de água em um Argissolo Vermelho sob diferentes sistemas de preparo. **Ciência Rural**, n. 35, p.544- 552, 2006.

SILVA, V. R.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Variabilidade espacial da resistência do solo à penetração em plantio direto. **Revista Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.2, p.399-406, mar-abr, 2004.

SILVA, A. J. P.; COELHO, E. F. Estimation of Water Percolation By Different Methods Using Tdr. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa-MG, v. 38, n. 1, p. 73–81, 2014.

SIQUEIRA, G. M. **Variabilidade de atributos físicos do solo determinados por métodos diversos**. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical e Subtropical) – Instituto Agronômico, Campinas – SP, 163p. 2006.

SOUZA, Z. M. & ALVES, M. C. Movimento de água e resistência à penetração em um Latossolo Vermelho distrófico de cerrado, sob diferentes usos e manejos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e ambiental*, Campina Grande –PB, v.7, n.1, p.18-23, 2003.

SOUZA, Z. M.; J. M. JÚNIOR; PEREIRA, G. T.; MONTANARI, R.; CAMPOS, M. C. C. Amostragem de solo para determinação de atributos químicos e físicos em área com variação nas formas do relevo. **Revista Científica, Jaboticabal**, v.34, n.2, p. 2006.

TREVISAN, R. G.; FREDDI, O. S.; WRUCK, F. J. Variabilidade de atributos físicos do solo e do arroz cultivado sob plantas de cobertura em sistema de integração lavoura-pecuária. **Bragantia**, Campinas-SP, v. 76, n. 1, p.145-154, 2017.

TOPP, G.C.; DAVIS, J.L.; ANNAN, A.P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, Washington, v.16, p.574-582, 1980.

van GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison., v.44, n.5, p.892-897, 1980.

VASCONCELOS, R. F. B.; SOUZA, E. R.; CANTALICE, J. R. B.; SILVA, L. S. Qualidade física de Latossolo Amarelo de tabuleiros costeiros em diferentes sistemas de manejo da cana-de-açúcar **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande - PB. v.18, n.4, p.381-386, 2014.

VERBIST, K.M.J.; CORNELIS W.M.; TORFS, S.; GABRIELS, D. Comparing methods to determine hydraulic conductivities on stony soils. **Soil Science Society of America Journal Abstract - Soil Physics**. v.77, p. 25-42. 2013.

VILLAGRA, M. M.; MICHIELS, P. T.; HARTMANN, R.; BACCHII, O. O. S.; REICHARDT, K. Field determined variation of the unsaturated hydraulic conductivity functions using simplified analysis of internal drainage experiments. **Scientia Agrícola**, Piracicaba-SP, v.51, n.1, p.113-122, 1994.

WANG, D.; YATES, S. R.; ERNST, F. F. Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry, and tensiometers. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, v.62, n.2 p. 318-325, 1998.

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, 20-45, 1980.