

CLEVERSON VIEIRA PIRES

**DINÂMICA HÍDRICA DE UMA SEQUÊNCIA LATOSSÓLICA
SOB PASTAGEM EM BACIA HIDROGRÁFICA DA ZONA DA
MATA MINEIRA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

**VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2016**

CLEVERSON VIEIRA PIRES

**DINÂMICA HÍDRICA DE UMA SEQUÊNCIA LATOSSÓLICA
SOB PASTAGEM EM BACIA HIDROGRÁFICA DA ZONA DA
MATA MINEIRA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 25 de novembro de 2016.



Roberto Marques Neto



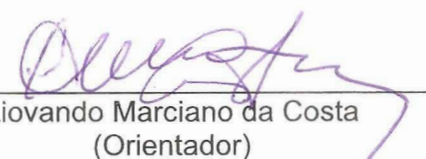
Fábio Soares de Oliveira



Márcio Rocha Francelino



Raphael Bragança Alves Fernandes
(Coorientador)



Liovando Márciano da Costa
(Orientador)

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

P667d Pires, Cleverson Vieira, 1980-
2016 Dinâmica hídrica de uma sequência latossólica sob
pastagem em bacia hidrográfica da Zona da Mata Mineira /
Cleverson Vieira Pires. – Viçosa, MG, 2016.
x, 77f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui anexos.

Orientador: Liovando Marciano da Costa.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Bacias hidrográficas - Zona da Mata (MG :
Mesorregião). 2. Água. 3. Sensores. 4. Latossolos.
I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Solos.
Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas.
II. Título.

CDD 22 ed. 551.4838151

*Dedico ao meu querido irmão Aldrin (in
memorian). Você foi muito mais do que um
irmão, foi um grande amigo que sempre
carregarei comigo.
Saudades...*

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me conceder a vida e permitir o convívio com as boas pessoas que tenho encontrado pelo caminho.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Solos (DPS), por me propiciar a estrutura e o apoio necessários para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro sob a forma de concessão de bolsa.

Ao Professor Liovando Marciano da Costa, por ser muito mais do que professor e orientador.

Aos professores Elpídio, Raphael e Márcio, pelas valiosas contribuições para a conclusão deste trabalho.

Aos Professores Roberto e Fábio pelas importantes orientações na conclusão deste trabalho.

A todos do DPS, especialmente à Clara, ao Felipe, Marcelo, Sandro, Martin e Aristides.

A todos os colegas do Labgeo, pelo companheirismo e pela parceria durante o tempo de doutorado.

Aos funcionários do DPS, especialmente à Luciana e ao Nayan, da Secretaria de Pós-graduação e ao Cláudio, do Laboratório de Física do Solo.

A todas as professoras e todos os professores que participaram de minha formação, desde a infância, até hoje.

Aos meus pais, que seguem como exemplo para mim, por toda a vida.

Aos meus irmãos, Aureliano, Christiano e Vanessa pela força e incentivo ao seguir este caminho.

Ao meu irmão Aldrin (*in memoriam*) que sempre me incentivou e apoiou na condução de meus trabalhos, acadêmicos ou não. Me ajudou ainda no planejamento do presente trabalho. Sei o quanto você torceu por mim, meu caro.

À minha filha, Sofia, que me ensinou o que é amor verdadeiro.

BIOGRAFIA

Cleverson Vieira Pires é filho de Israel de Paiva Pires e Maria das Graças Vieira Pires. Nasceu em 24 de dezembro de 1980. É natural de Dores do Turvo – MG, onde cresceu e cursou o 1º Grau na Escola Estadual São Sebastião, hoje Escola Estadual Terezinha Pereira, concluindo-o em 1995.

Em 1996 ingressou no Colégio Universitário – COLUNI, na Universidade Federal de Viçosa, onde cursou o 2º grau, concluindo-o em 1998.

Em 1999 iniciou os estudos no curso de Agronomia da Universidade Federal de Viçosa. Concluiu o curso em julho de 2004.

Após sua formatura desenvolveu diversas atividades, destacando-se a de instrutor de apicultura, pelo Serviço Nacional de Aprendizagem Rural – SENAR-MG, a de auditor pela Associação de Certificação Instituto Biodinâmico – IBD e a de consultor em produção e certificação orgânica.

Em 2009 ingressou-se como estudante de mestrado no Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas pelo Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa e em 2010 defendeu sua dissertação.

Em 2013 ingressou-se como estudante de doutorado no Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas pelo Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa. Defendeu a presente tese em novembro de 2016.

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
Introdução Geral.....	1
Capítulo 1	2
RECARGA HÍDRICA EM UMA SEQUÊNCIA LATOSSÓLICA SOB PASTAGEM DURANTE EVENTOS DE CHUVA.....	2
RESUMO	2
Chapter 1	4
WATER RECHARGE IN A OXISOIL SEQUENCE UNDER PASTURE DURING RAIN EVENTS	4
ABSTRACT	4
1 - Introdução.....	6
2 – Material e métodos	9
2.1 – Área de estudo.....	9
2.2 – Coleta de amostras	11
2.3 – Análises físicas	11
2.4 – Curva de retenção de água no solo.....	12
2.5 – Monitoramento da umidade dos solos.....	13
2.6 – Calibração dos sensores de umidade.	14
2.7 – Cálculo do volume de água no solo.....	14
2.8 – Pluviosidade	15
2.9 – Avaliação da declividade do terreno.....	15
3 – Resultados e discussão	16
4 - Conclusões.....	40
Referências Bibliográficas.....	41
Capítulo 2.....	43
APRIMORAMENTO TÉCNICO DA CALIBRAÇÃO DE SENSORES TDR	43
RESUMO	43
Chapter 2	44
TECHNICAL IMPROVEMENT OF TDR SENSORS CALIBRATION.....	44
ABSTRACT	44
1 - Introdução.....	45
2 - Material e Métodos	49
3 – Resultados e discussão	56
5 - Conclusões.....	65
6 - Referências Bibliográficas	66

Conclusões Gerais.....	67
Anexos	68
Anexo 1	68
Anexo 2	73

RESUMO

PIRES, Cleverson Vieira, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, novembro de 2016. **Dinâmica Hídrica de uma Sequência Latossólica sob Pastagem em Bacia Hidrográfica da Zona da Mata Mineira.** Orientador: Liovando Marciano da Costa. Coorientadores: Raphael Bragança Alves Fernandes e Elpídio Inácio Fernandes Filho.

A água é um recurso indispensável para a vida no planeta. O consumo mundial de água doce gira em torno de $6.000 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, destes, 10% se destinam ao consumo doméstico, 20% ao consumo industrial e 70% ao agrícola, mostrando a importância das áreas agrícolas no que se refere ao uso e conservação da água. O objetivo do trabalho no primeiro capítulo foi avaliar parâmetros hídricos de uma topossequência latossólica sob pastagem, localizada na bacia da Equideocultura, em Viçosa - MG, com vista à estimativa do potencial de contribuição na recarga hídrica do lençol freático em pontos com diferentes cotas durante cinco eventos de chuva. O experimento foi montado em cinco pontos de uma topossequência latossólica, escolhidos de acordo com a posição na paisagem, conforme se segue: Ponto 1 – topo do morro; Ponto 2 – terço médio; Ponto 3 – terço inferior com presença de trilhos de animais; Ponto 4 - terço inferior sem presença de trilhos de animais; Ponto 5 – margem da represa. O perfil topográfico de todos os pontos é o plano inclinado. Foram realizadas análises de porosidade total (PT), macroporosidade (Ma), microporosidade (Mi), densidade do solo (DS), densidade de partículas (DP), textura, argila dispersa em água (ADA), grau de floculação (GF). Não foram encontradas diferenças marcantes entre os solos da topossequência estudada para PT, Ma, Mi e textura. Também foi monitorada a umidade dos solos nos cinco pontos a 5, 10, 20, 40, 60 e 100 cm de profundidade utilizando-se sensores de umidade TDR. A pluviosidade foi monitorada por meio de pluviômetro digital. Os sensores de umidade e o pluviômetro foram acoplados a *data logger*, com configuração para coleta de dados a cada 5 segundos. Foi analisado o volume de água infiltrado em cada um dos pontos durante cinco eventos de chuva. Não foram observadas diferenças no volume médio de água infiltrado nos diferentes ambientes, após os cinco eventos, pelo Teste de Tukey (nível de significância = 5%). Sensores

TDR vêm sendo largamente utilizados em estudos de dinâmica hídrica em solos. Porém, nem sempre é dada a devida atenção à calibração desses sensores para cada ambiente e tipo de solos onde são utilizados. O objetivo do trabalho no primeiro capítulo foi testar um método alternativo de calibração de sensores TDR, que possibilite a obtenção de uma equação de ajuste em um curto período, com a confiança necessária para o processo. No método tradicional de calibração utilizam-se tubos de 100 mm com 35 cm de comprimento e tampão em uma extremidade para a contenção das amostras. O método proposto consiste em utilizar tubos perfurados que possuem cerca de três vezes mais área de perda de umidade e secagem em estufa com circulação de ar forçada, alternando com equilíbrio fora da estufa, em temperatura ambiente. Para os dois métodos foram coletados dados de umidade ($m^3.m^{-3}$) pelo método gravimétrico e período (μs) da onda eletromagnética registrado pelo sensor. Os dados coletados foram utilizados para a obtenção da equação de ajuste de regressão linear para cada amostra utilizada na calibração. A calibração permitiu a obtenção de curvas de ajuste com elevados R^2 para os dois métodos, porém, para o método proposto houve melhor distribuição dos pontos, o que leva a maior confiança no processo. A perda de umidade foi significativamente superior no método proposto, para o período estudado. O método proposto mostrou-se eficaz, permitindo a calibração de sensores TDR com precisão e em um curto período de tempo.

ABSTRACT

PIRES, Cleverson Vieira, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, November, 2016. **Hydric Dynamics of a Latossolic Sequence under Pasture in a Hydrographic Basin of the Zona da Mata Mineira.** Adviser: Liovando Marciano da Costa. Co-advisers: Raphael Bragança Alves Fernandes and Elpídio Inácio Fernandes Filho.

Water is an indispensable resource for life on the planet. The world consumption of fresh water is around 6,000 km³ / year which 10% is for domestic consumption, 20% for industrial consumption and 70% for agriculture, showing the importance of agricultural areas regarding water use and conservation. The purpose of the work in the first chapter was to evaluate the water parameters of an oxisoil toposequence under pasture, located in the watershed where the horse breeding facility of the Federal University of Viçosa works, in the municipality of Viçosa, state of Minas Gerais, in order to estimate the potential contribution of the groundwater recharge in spots with different heights during five rain events. The experiment was set up in five sampling points of an oxisoil toposequence, chosen according to the landscape position as follows: Point 1 - summit; Point 2 - backslope ; Point 3 - footslope with cattle rails presence; Point 4 - footslope without cattle tracks; Point 5 - Dam margin. The topographic profile of all points is the rough inclined plane. The total porosity (TP), macroporosity (Ma), microporosity (Mi), soil density (SD), particle density (PD), texture, clay dispersion (CD), flocculation degree (FG). No striking differences were found between the toposequence soils studied for TP, Ma, Mi and texture. Soil moisture was also monitored at 5, 10, 20, 40, 60 and 100 cm depths using time domain reflectometry (TDR) moisture sensors. The rainfall was monitored by means of a digital rain gauge. The moisture sensors and the rain gauge were coupled to a datalogger configured to collect data for every 5 seconds. The volume of water infiltrated at each point during five rain events was analyzed. There were no differences in mean volume of water infiltrated in the different environments, after the five events, by the Tukey test (significance level = 5%). Time-domain reflectometry (TDR) sensors have been widely used in water dynamics studies in soils. However, the appropriate attention is not always given to the calibration of these sensors

for each environment and type of soil where they are used. The purpose of the work in the first chapter was to test an alternative calibration method of TDR sensors, which allows to obtain an adjustment equation in a short period, with the necessary confidence for the process. In the traditional calibration method, 100 mm tubes with a length of 35 cm and a buffer at one end are used to contain the samples. The proposed method consists in using cracked tubes that have about three times more area of moisture loss and oven drying with forced air circulation, alternating with equilibrium outside the oven at room temperature. For both methods, moisture data ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) by the gravimetric method and period (μs) were collected of the electromagnetic wave recorded by the sensor. The data collected were used to obtain the linear regression adjustment equation for each sample used in the calibration. The calibration allowed to obtain adjustment curves with high R^2 for the two methods, however, for the proposed method there was better distribution of the points, which leads to greater confidence in the process. The moisture loss was significantly higher in the proposed method, for the studied period. The proposed method proved to be effective, allowing the calibration of TDR sensors with precision and in a short period of time.

Introdução Geral

A água é um recurso natural indispensável para a existência da vida no planeta e desde tempos remotos o homem se preocupou com sua preservação, tendo criado as primeiras leis visando sua conservação há cerca de 4.000 anos a.C.. Há registros de códigos que regulavam o uso das águas, escritas pelos sumérios (VICTORINO, 2007).

Cerca de 70% da superfície do planeta Terra é coberta por água, reforçando sua importância. Aproximadamente 60% da população mundial vive nas zonas costeiras, em uma faixa de 60 km de distância dos oceanos (VICTORINO, 2007). Do total de água que se estima existir no mundo, cerca de 1,3 bilhões de km³ menos que 3% é água doce e, desta, apenas 0,014% está prontamente disponível (EROL; RANDHIR, 2013).

Com o uso agrícola sendo responsável pelo consumo mundial de 70% da água doce, de um total de 6.000 km³.ano⁻¹ (REBOUÇAS, 2003), nota-se claramente a importância de estudos visando a otimização do uso e a conservação da água em áreas agrícolas.

O estado de Minas Gerais possui área de pastagem de 18.217.880 ha. A Região da Zona da Mata conta com cerca de 2.663.698 ha de pastagens, sendo que deste total, 42,5% encontram-se fortemente degradadas, 28,8% moderadamente degradadas, 23,1% levemente degradada e apenas 5,6% não degradadas (INAES, 2015).

O perfil apresentado acima revela a importância do melhor entendimento da dinâmica hídrica em áreas de pastagens.

Assim, a tese foi dividida em dois capítulos, com os seguintes objetivos:

Capítulo 1 - avaliar parâmetros hídricos de uma sequência latossólica sob pastagem, localizada em bacia hidrográfica em Viçosa, Zona da Mata de MG, com vista à estimativa do potencial de contribuição na recarga hídrica do lençol freático em pontos com diferentes cotas.

Capítulo 2 – aprimorar a técnica de um método de calibração de sensores TDR, que possibilite a obtenção de uma equação de ajuste em um curto período, com a confiança necessária para o processo.

Capítulo 1

RECARGA HÍDRICA EM UMA SEQUÊNCIA LATOSSÓLICA SOB PASTAGEM DURANTE EVENTOS DE CHUVA

RESUMO

A água é um recurso indispensável para a vida no planeta. O consumo mundial de água doce gira em torno de 6.000 km³.ano⁻¹, destes, 10% se destinam ao consumo doméstico, 20% ao consumo industrial e 70% ao agrícola, mostrando a importância das áreas agrícolas no que se refere ao uso e conservação da água. O objetivo do presente trabalho foi avaliar parâmetros hídricos de uma topossequência latossólica sob pastagem, localizada na bacia da Equideocultura, em Viçosa - MG, com vista à estimativa do potencial de contribuição na recarga hídrica do lençol freático em pontos com diferentes cotas durante cinco eventos de chuva. O experimento foi montado em cinco pontos de uma topossequência latossólica, escolhidos de acordo com a posição na paisagem, conforme se segue: Ponto 1 – topo do morro; Ponto 2 – terço médio; Ponto 3 – terço inferior com presença de trilhos de animais; Ponto 4 - terço inferior sem presença de trilhos de animais; Ponto 5 – margem da represa. O perfil topográfico de todos os pontos é o plano inclinado. Foram realizadas análises de porosidade total (PT), macroporosidade (Ma), microporosidade (Mi), densidade do solo (DS), densidade de partículas (DP), textura, argila dispersa em água (ADA), grau de flocculação (GF). Não foram encontradas diferenças marcantes entre os solos da topossequência estudada para PT, Ma, Mi e textura. Também foi monitorada a umidade dos solos nos cinco pontos a 5, 10, 20, 40, 60 e 100 cm de profundidade utilizando-se sensores de umidade TDR. A pluviosidade foi monitorada por meio de pluviômetro digital. Os sensores de umidade e o pluviômetro foram acoplados a datalogger, com configuração para coleta de dados a cada 5 segundos. Foi analisado o volume de água infiltrado em cada um dos pontos durante cinco eventos de chuva. Não foram observadas

diferenças no volume médio de água infiltrado nos diferentes ambientes, após os cinco eventos, pelo Teste de Tukey (nível de significância = 5%).

Palavras chave: Bacia hidrográfica; Infiltração de água no solo; Água no solo.

Chapter 1

WATER RECHARGE IN A OXISOIL SEQUENCE UNDER PASTURE DURING RAIN EVENTS

ABSTRACT

Water is an indispensable resource for life on the planet. The world consumption of fresh water is around $6,000 \text{ km}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ which 10% is for domestic consumption, 20% for industrial consumption and 70% for agriculture, showing the importance of agricultural areas regarding water use and conservation. The objective of the present work was to evaluate the water parameters of an oxisoil toposequence under pasture, located in the watershed where the horse breeding facility of the Federal University of Viçosa works, in the municipality of Viçosa, state of Minas Gerais, in order to estimate the potential contribution of the groundwater recharge in spots with different heights during five rain events. The experiment was set up in five sampling points of an oxisoil toposequence, chosen according to the landscape position as follows: Point 1 - summit; Point 2 - backslope ; Point 3 - footslope with cattle rails presence; Point 4 - footslope without cattle tracks; Point 5 - Dam margin. The topographic profile of all points is the rough inclined plane. The total porosity (TP), macroporosity (Ma), microporosity (Mi), soil density (SD), particle density (PD), texture, clay dispersion (CD), flocculation degree (FG). No striking differences were found between the toposequence soils studied for TP, Ma, Mi and texture. Soil moisture was also monitored at 5, 10, 20, 40, 60 and 100 cm depths using time domain reflectometry (TDR) moisture sensors. The rainfall was monitored by means of a digital rain gauge. The moisture sensors and the rain gauge were coupled to a datalogger configured to collect data for every 5 seconds. The volume of water infiltrated at each point during five rain events was analyzed. There were no differences in mean volume of

water infiltrated in the different environments, after the five events, by the Tukey test (significance level = 5%).

Keywords: Watershed basin, Soil water infiltration, Soil water.

1 - Introdução

O perfil da distribuição e do consumo da água mostra a importância das áreas agrícolas no que se refere ao uso e conservação da água. A água é um recurso indispensável para a vida no planeta. O consumo mundial de água doce gira em torno de $6.000 \text{ km}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, destes, 10% se destinam ao consumo doméstico, 20% ao consumo industrial e 70% ao agrícola (REBOUÇAS, 2003), mostrando a importância das áreas agrícolas no que se refere ao uso e conservação da água. Para tanto, entende-se como conservação não só a preservação e melhoria de suas características físicas (como estrutura e porosidade), químicas e microbiológicas, mas também a manutenção e, quando possível, até o aumento da quantidade da água. Porém, tratada muitas vezes apenas como mais um dos diversos insumos para a agricultura e indústria, o perfil de seu uso bem como do uso e ocupação dos solos no entorno das nascentes e cursos d'água, tem levado a um elevado risco de escassez e contaminação da água.

Em um recente estudo sobre a influência do uso dos solos de bacias hidrográficas na qualidade da água do Lago Egirdir, na Turquia, Erol & Randhir (2013) afirmam que as alterações de uso da terra ameaçam as bacias hidrográficas e que existe uma necessidade crítica de estudar a ligação entre o perfil de uso e ocupação dos solos e aspectos qualitativos e quantitativos de lagos ligados a essas bacias hidrográficas. Os autores concluíram que as alterações no uso da terra, com destaque para a retirada de florestas e urbanização, levaram a diversas alterações, diminuindo a infiltração, aumentando o escoamento superficial e, conseqüentemente, reduzindo o fluxo de água no lago. Eles ressaltaram, ainda, que a redução da evapotranspiração é um ponto chave, o que pode ser alcançado promovendo-se alterações na composição florestal a partir de planos de manejo da biodiversidade.

Segundo Chen et al. (2007), a dinâmica de água no solo é afetada por vários fatores, dentre eles, topografia, propriedades físicas do solo, cobertura vegetal, precipitação e condições meteorológicas. Dessa forma, além do uso e ocupação dos solos, as próprias características inerentes à natureza dos

solos devem ser consideradas. Solos bem estruturados, com maior porosidade e baixa argila dispersa em água, como os latossolos, tendem a sofrer menor erosão e permitir maior infiltração de água do que solos que apresentam estrutura pouco evoluída como cambissolos, ou impedimentos à infiltração por menor permeabilidade, como os argissolos. Com comportamentos hídricos diferenciados, espera-se que solos de diferentes classes tenham papéis também diferenciados nos diversos processos de conservação e degradação de corpos d'água, como recarga de lençóis freáticos e assoreamento de rios e lagos. Apesar de estas serem informações consolidadas entre os cientistas de solos, poucos trabalhos avaliam a relação entre a infiltração de água e as classes de solos, como Fiori; Campos; Almeida (2010); Gomes et al. (2012); Miranda (1998).

A porosidade dos solos é um dos fatores que mais influenciam no comportamento hídrico do solo. Os microporos são associados com a retenção de água no solo, enquanto os macroporos o são com a infiltração e drenagem de água. Dessa forma, uma boa distribuição dos tamanhos dos poros é necessária para que o solo seja favorável ao desenvolvimento das plantas (FERREIRA, 2010).

A porosidade do solo será influenciada diretamente pela matéria orgânica, ambas desempenhando, juntas, um importante papel na hidrologia dos solos, não podendo ser considerados isoladamente. Diferentes composições de matéria orgânica podem estabilizar poros de diferentes tamanhos e influenciar sua persistência no solo. As características dos poros, por sua vez, alteram a dinâmica da matéria orgânica, através do seu impacto sobre o habitat de organismos (equilíbrio entre teores de ar e água nos poros, a proteção contra a predação e a acessibilidade dos substratos), que estão envolvidos na decomposição de compostos orgânicos (KAY; VANDENBYGAART, 2002).

Para Manns; Berg (2014), o conteúdo de matéria orgânica do solo pode, por si só, ser um forte indicador da estrutura superficial dos solos, influenciando diretamente no comportamento hídrico dos solos. Sob maiores potenciais mátricos, a matéria orgânica pode influenciar a retenção de água no solo principalmente por promover alterações estruturais no solo. Já sob menores potenciais mátricos a capacidade de adsorção de água pela própria

matéria orgânica influencia diretamente a retenção de água no solo (YANG et al., 2014).

Juhász et al. (2006) estudaram a dinâmica físico-hídrica em uma topossequência sob floresta nativa (cerradão) em Assis, SP. A área de estudo possui as seguintes classes de solos, de montante a jusante: Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo e Gleissolo Háplico. O estudo mostrou que ao longo da topossequência o comportamento hídrico é diferenciado, influenciado pela textura e pelo relevo. Os autores concluem que o estudo de topossequências é eficaz na compreensão das condições de drenagem e das relações solo-planta.

Um estudo recente realizado pelo Instituto Antônio Ernesto de Salvo (INAES, 2015) mostra que a Zona da Mata do estado de Minas Gerais é ocupada com 2.663.698 ha de pastagens e que 42,5% dessa área encontra-se fortemente degradada, 28,8% moderadamente degradada, 23,1% levemente degradada e apenas 5,6% não degradadas. Áreas de pastagem são importantes fontes de renda para os produtores, porém, quando degradadas podem trazer prejuízos ao meio ambiente. O estudo dessas áreas é importante para melhor entendimento da dinâmica hídrica em bacias hidrográficas.

Diante desse contexto, o objetivo do presente trabalho foi avaliar parâmetros hídricos de uma topossequência latossólica sob pastagem, localizada na bacia da Equideocultura, em Viçosa - MG, com vista à estimativa do potencial de contribuição na recarga hídrica do lençol freático em pontos com diferentes cotas.

2 – Material e métodos

2.1 – Área de estudo

O trabalho foi realizado na bacia da Equideocultura, no Campus da Universidade Federal de Viçosa, município de Viçosa, na Região da Zona da Mata de Minas Gerais (20°44'S, 42°51' W). A altitude na bacia varia de 640 a 800 m, com média de 721,83 m. A área total da bacia é de 112 ha, com uso predominante de pastagem e os solos predominantes são Latossolos, Argissolos e Cambissolos (Soares, 2006).

O local escolhido para montagem do experimento trata-se de cinco pontos, em uma topossequência latossólica, escolhidos de acordo com a posição na paisagem. Os pontos são: Ponto 1 – topo do morro; Ponto 2 – terço médio; Ponto 3 – terço inferior com presença de trilhos de animais; Ponto 4 - terço inferior sem presença de trilhos de animais; Ponto 5 – margem da represa. O perfil topográfico de todos os pontos é o plano inclinado. Os solos da área de estudo foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013).

A Figura 1 apresenta imagem de satélite e a Figura 2 apresenta o mapa da bacia, com a localização dos pontos de estudo na topossequência e curvas de nível a cada 10 metros. A Tabela 1 descreve as características dos pontos estudados e o Anexo 1 apresenta a descrição detalhada dos perfis dos pontos estudados, bem como a sua classificação, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013).



Figura 1: Localização dos pontos na topossequência (Fonte: Google Earth Pro).

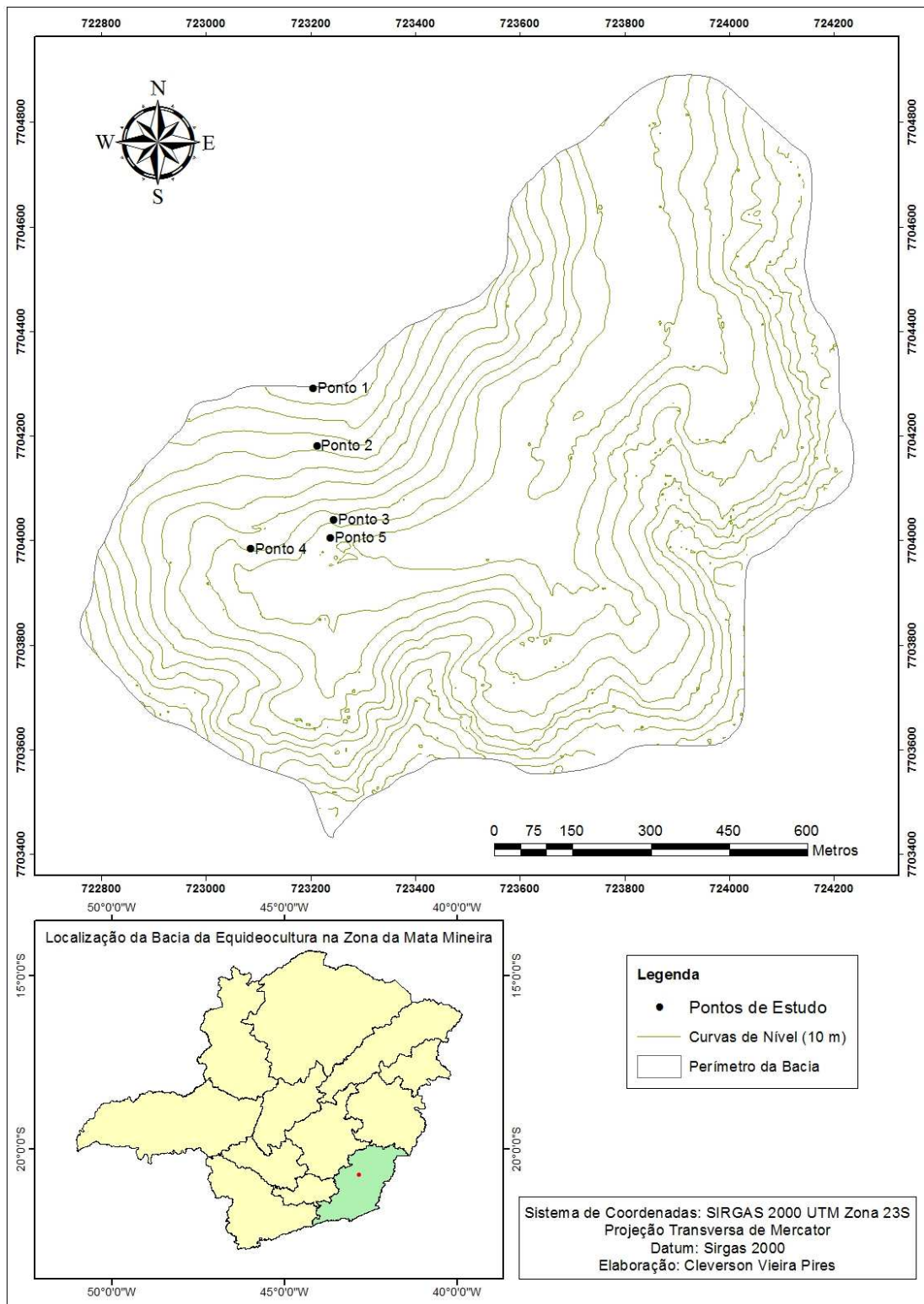


Figura 2: Mapa da bacia da Equideocultura com a localização dos pontos na topossequência.

Tabela 1: Descrição dos sítios estudados.

Ponto	Coordenadas ¹	Altitude (m)	Posição na Paisagem	Declividade (%)
Ponto 1	723204,854 7704291,732	764,75	Topo do morro	13,3
Ponto 2	723212,356 7704181,724	732,51	Terço médio da encosta	29,3
Ponto 3	723244,667 7704040,082	684,79	Terço inferior com presença de trilhos de animais, com 3,2 % de inclinação.	53,3
Ponto 4	723086,348 7703983,992	690,75	Terço inferior, sem presença de trilhos de animais	26,5
Ponto 5	723238,523 7704005,324	671,82	Margem da represa	17,4

1 - UTM – Zona 23S, Datum Sirgas 2000.

2.2 – Coleta de amostras

Amostras indeformadas foram coletadas com o uso de anéis volumétricos com cerca de 5 cm de altura por 5 cm de diâmetro. As amostras foram coletadas nas profundidades de 5, 10, 20, 40, 60 e 100 cm, com três repetições cada. Para a obtenção das amostras nas referidas profundidades, considerou-se a medida central do anel.

Além das amostras indeformadas, foram coletadas amostras deformadas utilizando-se o trado sonda nas mesmas profundidades, também com três repetições.

2.3 – Análises físicas

As análises das características físicas dos solos estudados foram realizadas segundo Embrapa (2011).

A análise da textura do solo foi realizada a partir das amostras deformadas, pelo método da tamisagem e da pipeta, utilizando-se NaOH 0,01 mol.L-1 como dispersante e agitação mecânica por 16 horas a 50 RPM em agitador orbital tipo Wagner. Foram quantificados os teores de argila, silte, areia fina e areia grossa.

Os valores de argila dispersa em água (ADA) foram obtidos a partir das amostras deformadas, pelo método da pipeta, similar à análise textural, usando-se apenas água destilada.

O grau de flocculação foi calculado a partir dos teores de argila e argila dispersa em água, pela Equação 1.

$$GF = \frac{(\text{Argila-ADA})}{\text{Argila}} \cdot 100 \quad (\text{Equação 1})$$

A densidade do solo (DS) foi determinada pelo método do anel volumétrico a partir das amostras indeformadas.

Para a determinação da densidade de partículas (DP) foi usado o método do balão volumétrico, utilizando-se álcool etílico como líquido penetrante nas amostras deformadas.

A porosidade total (PT) foi calculada a partir da densidade do solo (DS) e da densidade de partículas (DP), pela Equação 2.

$$PT = 1 - (DS/DP) \quad (\text{Equação 2})$$

A microporosidade foi obtida a partir da quantidade de água retida nas amostras indeformadas submetidas à tensão de -6 kPa na mesa de tensão e a macroporosidade (Ma) pela diferença entre porosidade total (PT) e microporosidade (Mi), conforme a Equação 3.

$$Ma = PT - Mi \quad (\text{Equação 3})$$

2.4 – Curva de retenção de água no solo

Para a elaboração da curva de retenção de água no solo (CRA), as amostras indeformadas foram submetidas aos potenciais de -1, -3, -6 e -10

kPa em mesa de tensão (TOPP; ZEBHUKY, 1979) e em seguida destorroadas e submetidas às tensões de -30, -100, -500 e -1500 kPa em câmara de pressão (Klute, 1986). Para o ajuste da CRA foi usado o modelo proposto por van Genuchten (1980), com o auxílio do programa computacional SWRC 2.0 (*Soil Water Retention Curve*), desenvolvido por Dourado Neto et al. (2000).

2.5 – Monitoramento da umidade dos solos

A umidade dos solos em campo foi monitorada utilizando-se sensores de umidade do tipo TDR, modelo CS616, da marca *Campbell Scientific Inc.*, nas profundidades de 5, 10, 20, 40, 60 e 100 cm, que foram instalados nas paredes de trincheiras previamente abertas, em cada um dos cinco pontos estudados na topossequência. Como a distância mínima entre os sensores deve ser de 9 polegadas (22,86 cm), a fim de evitar medições errôneas, segundo o fabricante, os mesmos não puderam ser instalados linearmente. Assim, a instalação foi feita mantendo a distância do sensor à superfície e distanciando um sensor do outro lateralmente, alternando em ziguezague. Os sensores foram conectados em *dataloggers* modelo CR1000 (*Campbell Scientific, Inc.*).

A Figura 3 ilustra a instalação dos sensores e do *datalogger*. Os equipamentos foram acondicionados em balde plástico com tampa, instalado no interior de cada trincheira, a fim de diminuir riscos de furto. A tampa do balde foi devidamente vedada a fim de se evitar a entrada de água e danificação dos equipamentos. Foi feita uma abertura circular de 40 mm de diâmetro na base do vasilhame a fim de permitir a saída de água que eventualmente possa entrar pela tampa e, também, os cabos dos sensores ligados ao *datalogger*. Logo abaixo do vasilhame foi feito um fosso para permitir que possíveis excessos de água de chuva possam infiltrar sem o risco de inundar os equipamentos.

Os equipamentos foram configurados para realizar leitura a cada cinco segundos durante o período das chuvas, entre os meses de fevereiro e março do ano de 2016, a fim de se estudar com detalhes cada evento de chuva e a infiltração da água em cada ponto estudado.

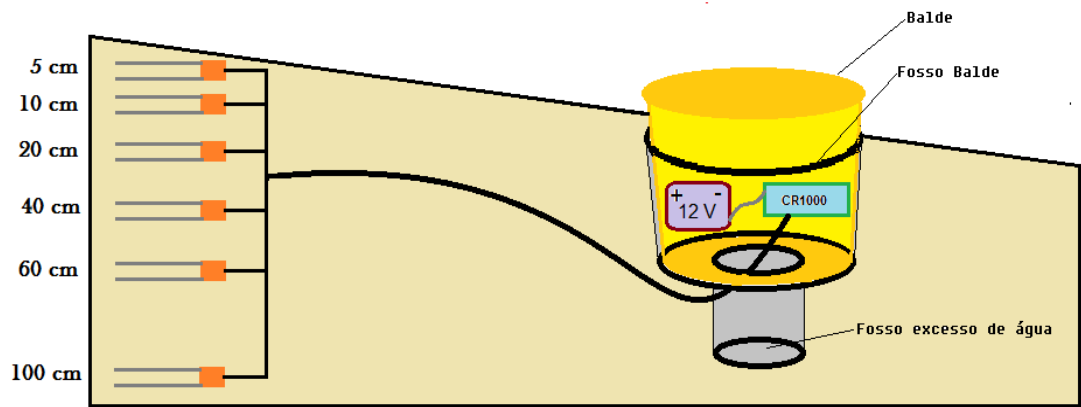


Figura 3: Esquema de instalação dos sensores de umidade conectados ao *Datalogger*.

2.6 – Calibração dos sensores de umidade.

Os sensores de umidade utilizados no presente trabalho foram calibrados segundo do método proposto no Capítulo 2 da presente Tese.

2.7 – Cálculo do volume de água no solo

O volume de água no solo foi calculado para cada ponto antes e depois de cinco eventos de chuva, ocorridos nas datas de 11/02/2016 (Evento 1), 11/03/2016 (Evento 2), 13/03/2016 (Evento 3) e 14/03/2016 (Evento 4 e Evento 5). Os dados referentes ao Evento 1 foram utilizados para a confecção de gráficos onde se pode analisar com detalhes a infiltração da água no solo durante o evento de chuva. Para se obter o volume total de cada ponto, calculou-se inicialmente o volume de água nas camadas de cada ponto onde foram instalados os sensores. Como cada sensor mede a umidade apenas na profundidade onde está instalado, foi considerada uma faixa de profundidade antes e depois da instalação dos mesmos, dividindo ao meio a distância entre dois sensores e considerando a metade para o sensor acima e a outra metade para o sensor de baixo. Assim, para cada sensor foi encontrada a altura total para a qual a umidade foi considerada. Abaixo encontram-se a faixa e a altura utilizada para fins de cálculo para cada sensor.

- Sensor a 5 cm: 0 a 7,5 cm (altura total de 7,5 cm)
- Sensor a 10 cm: 7,5 a 15 cm (altura total de 7,5 cm)
- Sensor a 20 cm: 15 a 30 cm (altura total de 15 cm)
- Sensor a 40 cm: 30 a 50 cm (altura total de 20 cm)
- Sensor a 60 cm: 50 a 80 cm (altura total de 30 cm)
- Sensor a 100 cm: 80 a 100 cm (altura total de 20 cm)

Para fins de cálculo do volume total da água no solo foi considerado 100 cm como profundidade máxima, onde se instalou o sensor mais profundo. Para calcular o volume de água em uma área de 1 m² para cada uma das camadas, foi multiplicada sua altura, em metros, pelo valor de umidade (m³.m⁻³). O volume total de água em 1 m³ de solo, foi obtido pelo somatório de todas camadas.

2.8 – Pluviosidade

Os dados relativos à pluviosidade foram coletados utilizando-se pluviômetro modelo TB4 da marca *Campbell Scientific, Inc.*, conectado em *datalogger* CR1000, do mesmo fabricante, instalado na bacia, em local central onde foram instalados os sensores. O pluviômetro foi configurado para registrar dados de pluviosidade a cada 5 segundos, sincronizado com os sensores de umidade.

2.9 – Avaliação da declividade do terreno

A declividade do terreno foi medida a partir do uso de nível topográfico. Para cada ponto tomou-se três cotas, sendo a primeira a cinco metros acima do local de instalação dos sensores, a segunda no local exato de instalação e a terceira a cinco metros abaixo. Para os trilhos de gado, foram tomados os trilhos logo acima e logo abaixo do local de instalação dos sensores do Ponto 3. A declividade é obtida dividindo-se a diferença de nível (Dn) pela distância (E) e multiplicando-se o resultado por 100, conforme Equação 4.

$$\text{Dec} = (\text{Dn} / \text{E}) * 100 \quad (\text{Equação 4})$$

3 – Resultados e discussão

Para os principais atributos físicos analisados não apresentaram grandes variações. A Tabela 2 apresenta a densidade do solo (DS), a densidade de partículas (DP), a classificação textural, a argila dispersa em água (ADA) e o grau de floculação (GF) e a Figura 4 apresenta os gráficos com os teores de areia, silte e argila.

A densidade de partículas foi o atributo com menor variação, estando entre 2,26 e 2,55 kg.dm⁻³. Os teores de argila foram sempre elevados, sendo que dezoito amostras apresentaram classificação textural Muito Argilosa, nove amostras apresentaram classificação textural Argila e apenas três apresentaram classificação textural Argilo Arenosa. Os teores de areia e silte foram quase sempre baixos, porém, é importante notar que as camadas mais superficiais (5 e 10 cm) no Ponto 4 apresentaram maiores teores de areia e classificação Argilo Arenosa, fator que pode auxiliar na maior permeabilidade de água, conforme resultados apresentados por Juhász et al. (2006), que encontraram elevadas taxas de drenagem em solos (Latosolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo) cujas camadas apresentavam altos teores de areia, associados à estrutura grumosa ou granular.

A argila dispersa em água (ADA) foi baixa para vinte e três das amostras, variando entre 0,131 e 0,247 kg.kg⁻¹, com grau de floculação (GF) entre 62,58% e 72,99%. Para sete amostras a ADA foi muito baixa, entre 0,009 e 0,020 kg.kg⁻¹, com GF entre 97,17% e 98,72%. Os sete valores mais baixos de ADA e mais altos de GF foram encontrados para as camadas mais profundas, sendo a profundidade de 40 cm do Ponto 2, 60 cm dos Pontos 1 e 2 e profundidades de 100 cm dos Pontos 1, 2, 3 e 4. Baixos teores de ADA e elevados valores para GF são esperados para sub-horizontais nos Latossolos, evidenciando baixa mobilidade de argila e grande resistência à dispersão (EMBRAPA, 2013). As maiores variações foram encontradas para densidade do solo, que ficaram entre

0,97 e 1,54 kg.dm⁻³, sendo que em todos os pontos as camadas mais superficiais apresentaram os maiores valores.

Tabela 2: Atributos físicos dos solos estudados na bacia da Equideocultura.

Ponto	Profundidade (cm)	Textura	DS (kg.dm ⁻³)	DP (kg.dm ⁻³)	ADA (kg.kg ⁻¹)	GF (%)
Ponto 1	5	Muito Argilosa	1,30 ± 0,02	2,41 ± 0,04	0,204 ± 0,004	67,31
	10	Muito Argilosa	1,30 ± 0,01	2,42 ± 0,04	0,194 ± 0,011	70,40
	20	Muito Argilosa	1,41 ± 0,26	2,41 ± 0,06	0,159 ± 0,004	75,92
	40	Muito Argilosa	1,17 ± 0,07	2,45 ± 0,01	0,136 ± 0,021	80,78
	60	Muito Argilosa	1,07 ± 0,01	2,55 ± 0,02	0,012 ± 0,006	98,35
	100	Muito Argilosa	1,14 ± 0,05	2,46 ± 0,00	0,010 ± 0,006	98,66
Ponto 2	5	Muito Argilosa	1,41 ± 0,25	2,46 ± 0,07	0,168 ± 0,021	72,54
	10	Muito Argilosa	1,32 ± 0,02	2,49 ± 0,03	0,170 ± 0,034	72,80
	20	Muito Argilosa	1,09 ± 0,01	2,40 ± 0,18	0,163 ± 0,004	75,38
	40	Muito Argilosa	1,02 ± 0,01	2,41 ± 0,05	0,014 ± 0,009	98,10
	60	Muito Argilosa	0,97 ± 0,01	2,48 ± 0,11	0,016 ± 0,004	97,70
	100	Muito Argilosa	1,13 ± 0,03	2,48 ± 0,05	0,020 ± 0,011	97,17
Ponto 3	5	Argila	1,41 ± 0,00	2,40 ± 0,11	0,168 ± 0,007	70,36
	10	Argila	1,37 ± 0,02	2,45 ± 0,05	0,204 ± 0,021	62,43
	20	Argila	1,28 ± 0,00	2,26 ± 0,20	0,205 ± 0,022	63,89
	40	Muito Argilosa	1,29 ± 0,03	2,34 ± 0,20	0,214 ± 0,010	64,71
	60	Muito Argilosa	1,20 ± 0,03	2,44 ± 0,01	0,230 ± 0,006	64,17
	100	Muito Argilosa	1,24 ± 0,05	2,50 ± 0,10	0,009 ± 0,005	98,72
Ponto 4	5	Argilo Arenosa	1,37 ± 0,01	2,47 ± 0,02	0,131 ± 0,002	72,99
	10	Argilo Arenosa	1,37 ± 0,04	2,40 ± 0,02	0,149 ± 0,007	72,81
	20	Argila	1,32 ± 0,02	2,41 ± 0,20	0,201 ± 0,041	65,70
	40	Muito Argilosa	1,27 ± 0,03	2,46 ± 0,08	0,218 ± 0,027	66,05
	60	Muito Argilosa	1,19 ± 0,09	2,42 ± 0,00	0,247 ± 0,003	62,58
	100	Muito Argilosa	1,36 ± 0,30	2,50 ± 0,01	0,010 ± 0,008	98,47
Ponto 5	5	Argila	1,35 ± 0,06	2,43 ± 0,05	0,189 ± 0,007	66,04
	10	Argila	1,42 ± 0,05	2,46 ± 0,07	0,185 ± 0,014	65,99
	20	Argila	1,54 ± 0,12	2,50 ± 0,03	0,176 ± 0,030	68,28
	40	Argila	1,43 ± 0,01	2,53 ± 0,02	0,182 ± 0,010	66,66
	60	Argilo Arenosa	1,37 ± 0,02	2,49 ± 0,05	0,149 ± 0,014	72,41
	100	Argila	1,37 ± 0,03	2,49 ± 0,07	0,163 ± 0,002	70,90

Os resultados acima descritos corroboram com os encontrados por Ferreira; Fernandes; Curi (1999), que estudaram sete latossolos do sudeste do Brasil e encontraram, entre eles, as mesmas classes texturais, argila dispersa

em água variando de 0,0 a 0,25 kg.kg⁻¹, e densidade do solo entre de 0,91 e 1,55 kg.dm⁻³ entre os solos estudados.

Altos valores de densidade do solo, comprometendo a infiltração e drenagem de água no solo, são esperados nas camadas mais superficiais em áreas de pastagem, devido à compactação provocada pelo pisoteio dos animais, o que também foi observado por Gomes et al. (2012), que estudaram aspectos hidrológicos na bacia Hidrográfica dos Araújos, em Viçosa – MG.

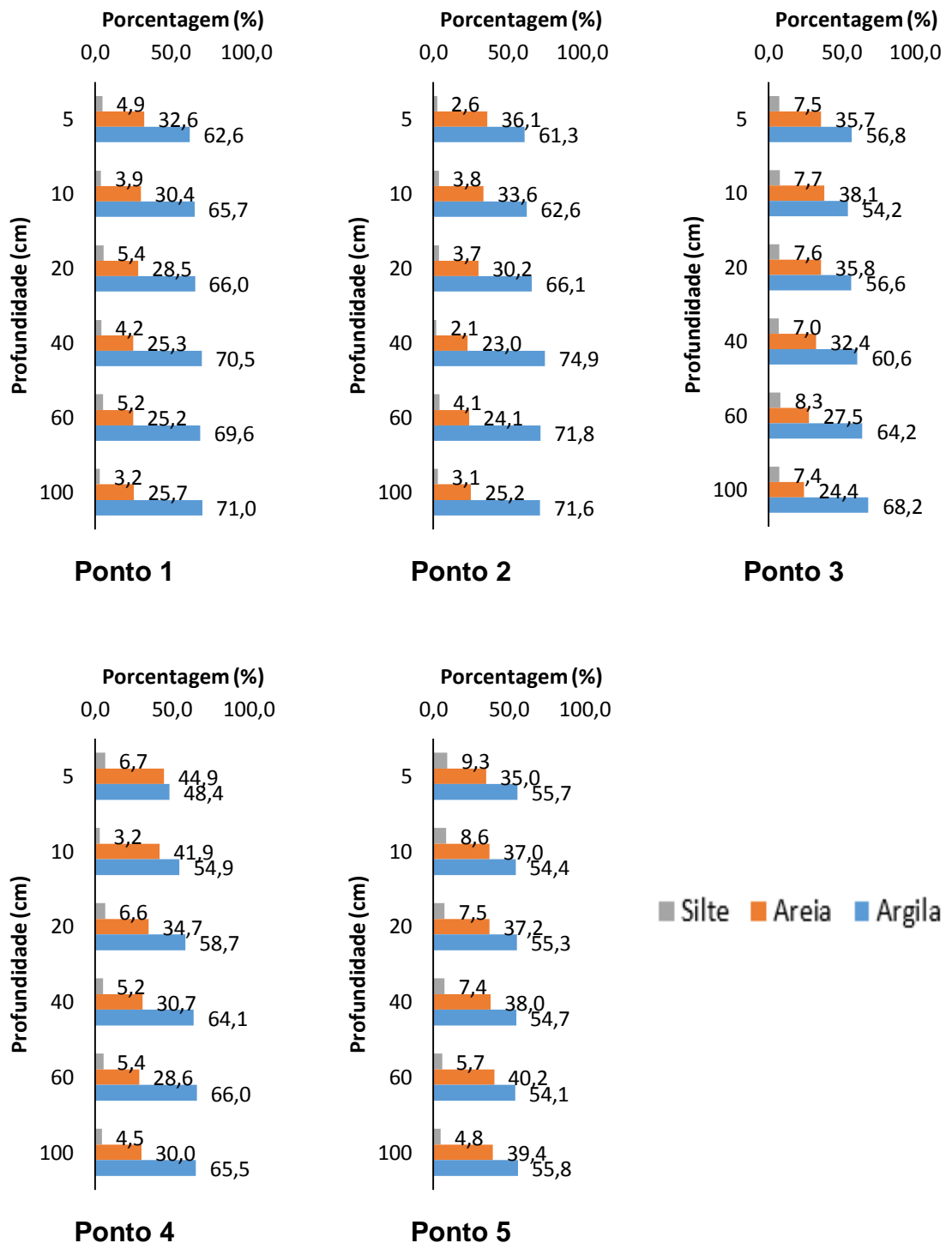


FIGURA 4: Teores de silte, areia e argila nos solos dos pontos estudados na bacia da Equideocultura.

Os valores de porosidade total (PT), macroporosidade (Ma) e microporosidade (Mi) (Tabela 3), apresentaram tendência de baixa variação entre os pontos estudados. Ao se comparar a variação da porosidade de uma mesma profundidade entre os pontos estudados da topossequência, foram encontrados pequenos valores para desvio padrão e coeficiente de variação (CV) o que reforça a tendência de baixa variação.

O desvio padrão variou entre 0,1 e 0,3 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ em todas as profundidades, para PT, Mi e Ma.

Quanto ao CV, para a porosidade total, o menor valor encontrado foi de 1,36%, na profundidade de 100 cm e o maior foi de 3,28%, na profundidade de 20 cm. Para a microporosidade, o CV variou entre 2,55%, a 5 cm de profundidade e 7,23%, a 100 cm de profundidade. As maiores variações quanto ao volume de poros foram observadas para os macroporos, com CV alcançando valores de até 15,69% a 20 cm, mas com pequena variação a 5 cm de profundidade, 5,69%. Esses resultados corroboram com estudo realizado por Costa et al. (2003), que compararam atributos físicos de um Latossolo Bruno submetido a dois sistemas de cultivo de longo prazo (21 anos), plantio direto e plantio convencional e não encontraram diferenças significativas para porosidade total, macroporosidade e microporosidade, mesmo sendo estes dois sistemas tão distintos quanto ao manejo do solo, principalmente no que diz respeito às características físicas.

Resultados como esses reforçam uma característica típica dos latossolos, que é a elevada estabilidade dos agregados, embora o presente estudo não tenha analisado tal característica. A principal diferença entre os pontos estudados é a sua posição na paisagem, encontrando-se todos em áreas com mesmo uso, que é o de pastagem. Apenas o Ponto 3 difere dos demais, além da posição na paisagem, em um quesito importante, que é a presença marcante de trilhos de animais, que poderiam levar à compactação devido ao pisoteio contínuo. A presença de trilho no Ponto 3 pode justificar a menor macroporosidade a 5 cm de profundidade (0,17 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) quando comparada ao Ponto 4 (0,19 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) e aos Pontos 1, 2 e 5 (0,20 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para os Pontos 1, 2 e 5 na mesma profundidade.

É importante notar que para o cálculo da porosidade, P_T , M_a e M_i , utiliza-se de anéis volumétricos com cerca de 5 cm de altura, sendo, portanto, esta a altura mínima representada pela análise. Estudos da composição da porosidade nas camadas mais superficiais, como até 2 cm, poderiam ajudar a elucidar pontos importantes em relação à infiltração de água no solo, pois trata-se da primeira camada à qual a água deve atravessar ao infiltrar no solo e qualquer impedimento pode dificultar a entrada e aumentar o escoamento superficial. Brandão et al. (2007) mostraram que até mesmo as gotas de chuva de maior intensidade podem promover a formação de crostas na superfície do solo. Tais crostas podem comprometer a manutenção da permeabilidade natural desses solos. Assim, além do volume de poros, estudado no presente trabalho, o estudo da disposição dos poros por meio de análise micromorfológica, seria um importante complemento ao presente estudo, permitindo analisar a efetiva permeabilidade dos poros presentes, a partir de sua disposição, principalmente nas camadas mais superficiais dos solos estudados.

Tabela 3: Porosidade total, microporosidade e macroporosidade nos solos dos cinco pontos estudados.

Porosidade Total - PT (m³.m⁻³)							
Profundidade (cm)	PT1	PT2	PT3	PT4	PT5	DP¹	CV² (%)
5	0,60	0,59	0,58	0,61	0,60	0,01	1,86
10	0,60	0,62	0,60	0,59	0,60	0,01	1,87
20	0,57	0,59	0,55	0,60	0,59	0,02	3,28
40	0,61	0,59	0,58	0,61	0,62	0,02	3,19
60	0,62	0,59	0,61	0,60	0,62	0,01	1,94
100	0,61	0,61	0,62	0,60	0,62	0,01	1,36

Microporosidade - Mi (m³.m⁻³)							
Profundidade (cm)	PT1	PT2	PT3	PT4	PT5	DP¹	CV² (%)
5	0,40	0,40	0,41	0,42	0,40	0,01	2,55
10	0,41	0,39	0,39	0,42	0,40	0,01	2,90
20	0,38	0,35	0,38	0,41	0,42	0,03	6,77
40	0,40	0,36	0,41	0,42	0,41	0,02	5,87
60	0,38	0,36	0,41	0,41	0,43	0,03	7,20
100	0,38	0,38	0,45	0,39	0,42	0,03	7,23

Macroporosidade - Ma (m³.m⁻³)							
Profundidade (cm)	PT1	PT2	PT3	PT4	PT5	DP¹	CV² (%)
5	0,20	0,20	0,17	0,19	0,20	0,01	5,69
10	0,19	0,23	0,22	0,17	0,20	0,02	10,53
20	0,18	0,24	0,17	0,19	0,17	0,03	15,69
40	0,21	0,23	0,16	0,19	0,21	0,03	12,71
60	0,24	0,23	0,20	0,20	0,18	0,02	11,69
100	0,23	0,23	0,17	0,21	0,20	0,02	11,18

1: Desvio Padrão; 2: Coeficiente de Variação

Foram elaboradas curvas de retenção de água (CRA) para cada amostra coletada e todas as equações de ajuste das CRAs foram obtidas com elevados valores de R^2 , entre 0,96 e 1,00. Para melhor visualização e comparação das CRAs das diferentes amostras, foram elaborados gráficos com as CRAs para os diferentes pontos em cada profundidade (Figura 5).

As CRAs mostram comportamento distintos entre os diferentes pontos, apesar de os mesmos apresentarem grande homogeneidade entre os atributos físicos discutidos até o momento. Para a profundidade de 5 cm ocorreram as maiores diferenças entre os pontos, sendo que os Pontos 2 e 4 apresentaram, para essa profundidade, maior capacidade de retenção de água a baixas tensões (< -6 kPa), em detrimento às demais profundidades. Nesses pontos, na medida em que se aumenta a tensão (até -1500 kPa) ocorre a inversão da curva e observa-se maior capacidade de retenção de água a de 100 cm de profundidade. O Ponto 1 apresenta comportamento semelhante, porém, a 10 cm ocorre maior retenção de umidade, quando comparado à profundidade de 5 cm, a baixas tensões.

Para a profundidade de 100 cm foi observado o inverso, ou seja, quando a amostra foi submetida a baixas tensões (-6 kPa), a retenção de água nessa profundidade foi menor quando comparada às demais profundidades e passou a ser maior com o aumento da tensão, sendo a profundidade com maior capacidade de reter água a altas tensões. Esses resultados sugerem que nos Pontos 1, 2 e 4 há maior macroporosidade (LIBARDI, 2010) nas camadas superficiais, porém, as análises de porosidade (Tabela 3), não indicaram esses valores, mas sim que outros fatores não analisados no presente estudo podem estar influenciando a retenção de água nesses solos.

O Ponto 1 apresenta maior retenção de água a baixas tensões (< -6 kPa) para a profundidade de 10 cm, o que indicaria que a essa profundidade a macroporosidade é maior, no Ponto 1, quando comparada com outras profundidades do mesmo ponto. Porém, como ocorreu com os Pontos 1, 2 e 4, tal fato não é observado nos valores de porosidade (Tabela 3).

A CRA dos Pontos 3 e 5 apresentaram comportamentos bem distintos das demais. Para o Ponto 3, observa-se maior capacidade de retenção de água a 60 e a 100 cm e menor nas camadas mais superficiais, entre 5 e 20 cm, sendo que a 40 cm observa-se capacidade de retenção de água intermediária. Mais uma vez, os valores de porosidade obtidos em laboratório (Tabela 3) não são consistentes com a CRA. Porém, os valores encontrados são esperados, uma vez que o Ponto 3 está situado em trilho de animais e o pisoteio dos animais pode comprometer a dinâmica hídrica, reduzindo a capacidade de retenção de água e a permeabilidade (RICHART et al., 2005).

Já para o Ponto 5 não se observa grande diferença entre as profundidades, indicando que a distribuição de poros segue padrão similar ao longo do perfil. Tal homogeneidade é observada na Tabela 3.

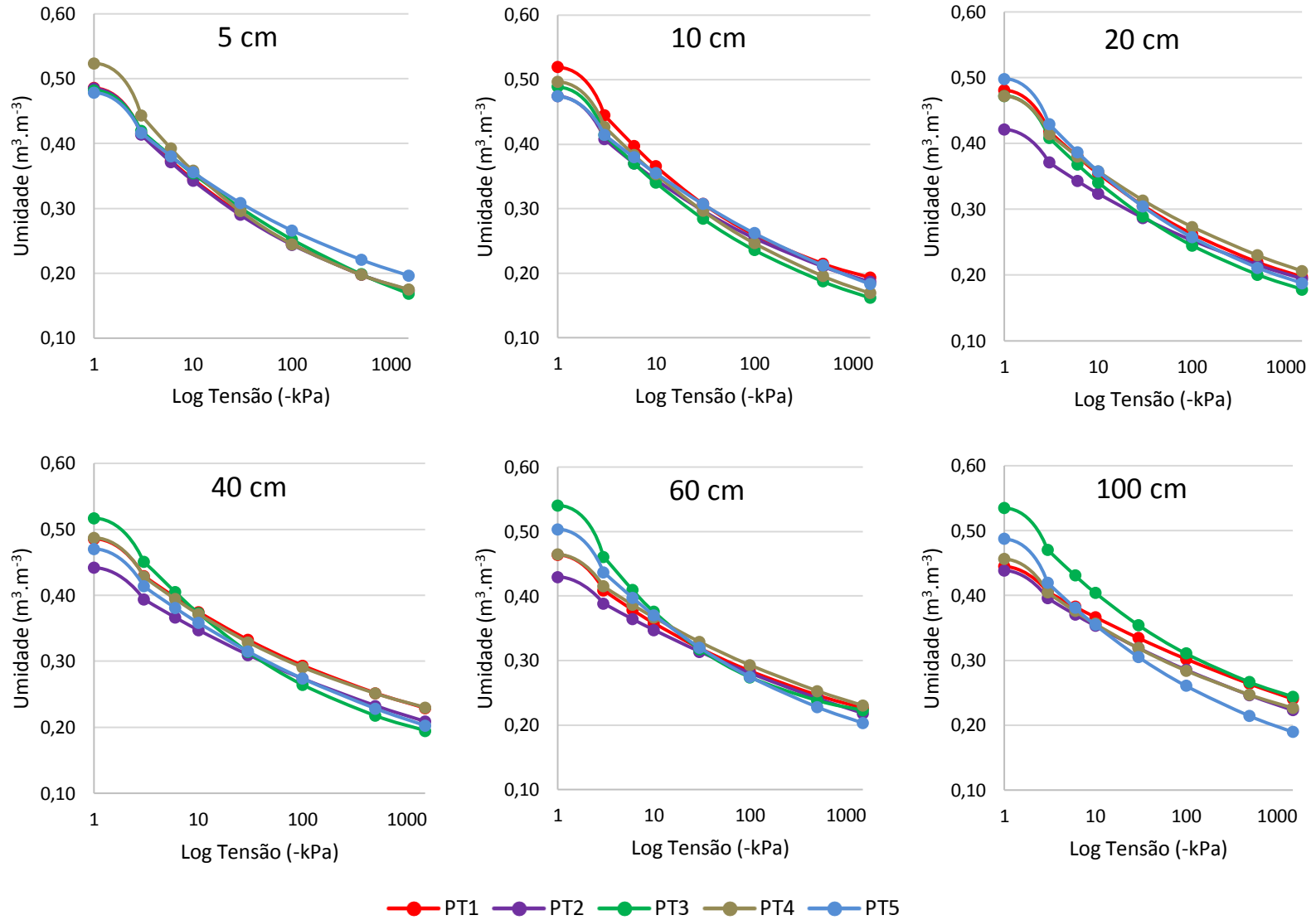


FIGURA 5: Curvas de retenção de água das profundidades estudadas na bacia da Equideocultura.

Como as alterações nas curvas de retenção de água não puderam ser correlacionadas com variações na porosidade (PT, Ma e Mi), densidade do solo ou outros atributos analisados no presente trabalho, pode-se concluir que outros atributos poderiam ser analisados a fim de esclarecer o comportamento diferenciado dos diferentes solos. Uma possível alternativa seria avaliar a micromorfologia desses solos, a fim de visualizar a posição e distribuição dos poros em cada ponto.

Uma informação chama à atenção ao analisar os dados que geraram a CRA para cada um dos solos. Trata-se do parâmetro α (alfa) da equação de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980), que é inversamente proporcional à umidade encontrada na CRA para cada tensão, por se localizar no denominador da equação, assim como os parâmetros “m” e “n”. A Figura 6 apresenta o gráfico com o parâmetro “ α ” dos solos estudados. Foi observada grande variação para “ α ” entre os diferentes pontos, porém, não foram encontrados trabalhos que explicassem o motivo de tal variação. Foi encontrado apenas um trabalho que fez alusão a variações nos parâmetros da equação por motivos de variações nas características físicas dos solos. Para Ndiaye et al. (2007), o parâmetro “ α ” está ligado à macroporosidade do solo e o parâmetro “n” depende da textura do solo, estando relacionado à distribuição do tamanho de partículas nos solos. Porém, tal autor não aprofunda a discussão deixando apenas uma vaga informação a respeito da variação dos parâmetros da equação de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980).

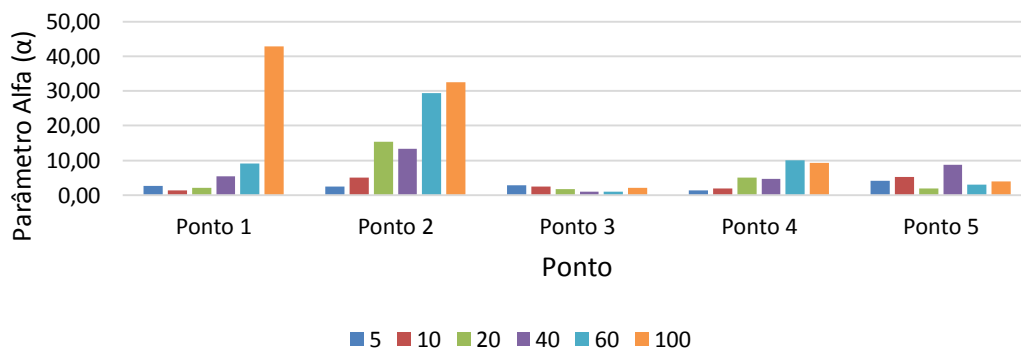


Figura 6: Parâmetro α da equação de van Genuchten para os solos estudados na bacia da Equideocultura.

Para a análise da infiltração da água nos solos estudados foram utilizados os dados de umidade do solo coletados pelos sensores TDR instalados em cada ponto e os dados de pluviosidade em cinco eventos de chuva, ocorridos nas datas de 11/02/2016 (Evento 1), 11/03/2016 (Evento 2), 13/03/2016 (Evento 3) e 14/03/2016 (Evento 4 e Evento 5).

Os dados referentes ao Evento 1, ocorrido no dia 11/02/2016, entre 19h30min e 23h40min, foram utilizados para a confecção de gráficos (Figuras 7, 8, 9, 10 e 11) onde se analisou com detalhes a infiltração da água no solo durante o evento de chuva. A pluviosidade total no referido evento foi de 22,352 mm, o que corresponde a 22,352 L.m⁻². Os valores foram plotados em gráficos (Figuras 6, 7, 8, 9 e 10). Para auxiliar no melhor entendimento dos dados, a Figura 12 apresenta o gráfico de precipitação diária e precipitação acumulada para o município de Viçosa – MG, entre os dias 01/01/2016 e 10/02/2016. Como o pluviômetro iniciou a coleta de dados apenas no dia 11 de fevereiro de 2016, os dados utilizados para gerar o gráfico foram obtidos no site do Instituto Nacional de Meteorologia e Climatologia – INMET (INMET, 2016). A precipitação acumulada no período foi de 406,4 mm, sendo que 368,4 mm foi o acumulado até o dia 21/01 e a maior concentração ocorreu entre 12/01 e 21/01, com 205 mm de chuva acumulados. Durante os últimos dias que antecederam o Evento 1, a precipitação acumulada foi de apenas 38 mm, sendo a maior parte destes (36,8 mm) distribuída até o dia 03/02.

O ponto de murcha permanente (PMP) foi considerado como o valor de umidade obtido nas CRA a 1500 kPa e a capacidade de campo (CC) como sendo o valor de umidade obtido na CRA a 10 kPa.

Antes do início do evento de chuva, a umidade se encontrava muito acima do PMP em todos os pontos, mesmo nas camadas mais superficiais. Já para a CC, observou-se maiores variações, sendo que as camadas mais superficiais apresentavam umidade abaixo da CC nos Pontos 1, 3 e 4 e acima da CC somente nos Pontos 2 e 5.

O Ponto 1 (Figura 7) apresentava umidade inferior à CC em quase todas as profundidades, sendo que apenas a 40 cm a umidade encontrava-se na CC.

Como o Ponto 1 encontra-se no topo, pode-se atribuir as baixas umidades a uma maior evapotranspiração aliada ao fato de que tal região não recebe aporte de nenhuma outra região acima, senão apenas das chuvas. Já o Ponto 2 (Figura 8) encontrava-se com a umidade acima da CC a 5, 10 e 20 cm, antes mesmo do início do evento de chuva, indicando que nesse ponto o aporte por escoamento subsuperficial, proveniente das regiões acima, tendem a ser maiores, mantendo a umidade por certo período após o recebimento do aporte promovido pela chuva.

No Ponto 3 (Figura 9) apenas a 60 e 100 cm de profundidade observou-se umidade acima da capacidade de campo, estando as camadas mais superficiais abaixo da CC. Nem mesmo após a chuva a umidade a 5 cm e a 20 cm alcançaram a CC nesse Ponto. No Ponto 4 (Figura 10) são observados valores de umidade acima da CC a 20, 40 e 100 cm de profundidade. Já no Ponto 5 (Figura 11) apenas a 10 cm a umidade estava ligeiramente abaixo da CC, por ser esse ponto o mais baixo, encontrando-se em cota mais próxima à do lençol freático e por receber umidade das regiões adjacentes acima.

Como o Evento 1 foi relativamente rápido, as principais mudanças nos teores de umidade foram observadas nas profundidades de 5, 10 e 20 cm. O gráfico do Ponto 1 mostra que a umidade a 10 cm elevou-se primeiro, seguida pela de 20 cm e só depois observou-se incremento na umidade a 5 cm. No Ponto 2 ocorreu situação similar, com incremento de umidade a 20 cm antes de observar-se tal comportamento a 5 e a 10 cm. Esse padrão de umedecimento foge ao esperado, que seria de que as camadas mais superficiais receberiam a água, a absorveriam, ao menos em parte e só então ela percorreria até camadas mais profundas. Assim, os dados no gráfico do Ponto 1 indicam que o fluxo da água ao longo do perfil ocorre de várias maneiras ao mesmo tempo, infiltrando para camadas mais profundas e sendo absorvido ao longo do perfil ao mesmo tempo. Elevados teores de matéria orgânica poderiam levar a esse comportamento, devido ao seu caráter hidrofóbico (CANELLAS; SANTOS, 2005; SILVA; MENDONÇA, 2007), fazendo com que a água repelida na primeira camada infiltrasse diretamente para camadas mais profundas. Para Manns; Berg (2014), o conteúdo de matéria orgânica do solo pode, por si só, ser um forte

indicador da estrutura superficial dos solos, influenciando diretamente no comportamento hídrico dos solos. Ao final da chuva, a profundidade de maior umidade no Ponto 1 foi a de 10 cm, corroborando com o gráfico de CRA para o mesmo local, que mostra que a 10 cm de profundidade é onde se tem a maior capacidade de retenção de água no Ponto 1.

Nos Pontos 3 e 4, que se encontram em cota e posição na paisagem similares, porém apresentam situações distintas, com a presença marcante de trilhos de animais no Ponto 3, observou-se comportamento bem distinto. Nos dois casos a umidade elevou-se na profundidade de 5 cm primeiro, seguida da profundidade de 10 cm e posteriormente a 20 cm, seguindo o padrão esperado. Pode-se notar no gráfico do Ponto 3 que, antes do início da chuva, a umidade encontrava-se a patamares bem inferiores, quando comparada ao Ponto 4. Tal umidade não teve a mesma evolução após o início da chuva, pois no Ponto 4 alcançou valores próximos de $0,45 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, enquanto que no Ponto 3 os valores ficaram próximos de $0,35 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. O motivo de tal evolução diferenciada é esperado ao se comparar esses dois sítios, pois a presença de trilhos de animais no Ponto 3 tende a prejudicar a infiltração da água. Mesmo que não houvessem sido observadas grandes diferenças de porosidade entre os dois locais, espera-se conformação diferenciada nos poros do Ponto 3. As alterações de umidade nos dois locais também seguiram o comportamento esperado a partir da análise da CRA de cada um deles, principalmente para o Ponto 3, que apresenta maior capacidade de retenção de água nas camadas mais profundas e foi o sítio que apresentou as maiores variações nas curvas de umidade para 40 e 60 cm.

Para o Ponto 5, as alterações nas curvas são bem menos acentuadas, por serem estes solos situados próximo à represa e já apresentar níveis de umidade elevados no momento em que se iniciou a chuva. Não foram observadas grandes alterações de umidade nas profundidades de 40, 60 e 100 cm em nenhum dos ambientes, corroborando com resultados de Juhász et al., 2006, que estudaram a dinâmica físico-hídrica em uma topossequência de solos (Latosolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo) sob cerradão em Assis, SP, e encontraram variação da umidade do solo intimamente ligada com

os eventos chuvosos na superfície, mas não observaram o mesmo em subsuperfície, onde o efeito foi menos pronunciado e deslocado no tempo.

É importante ressaltar que trabalhos que monitoram a infiltração de água de chuva em tempo real não foram encontrados, mas apenas aqueles que monitoraram o acumulado de infiltração até determinada profundidade utilizando simuladores de chuva (BIASSUSI, 2001; CASSOL et al., 2011; COSTA et al., 1999; PANACHUKI et al., 2011) ou estimando indiretamente a infiltração a partir da medição do escoamento superficial da água de chuva natural (BESKOW et al., 2009; BEUTLER et al., 2003; CARVALHO et al., 2009).

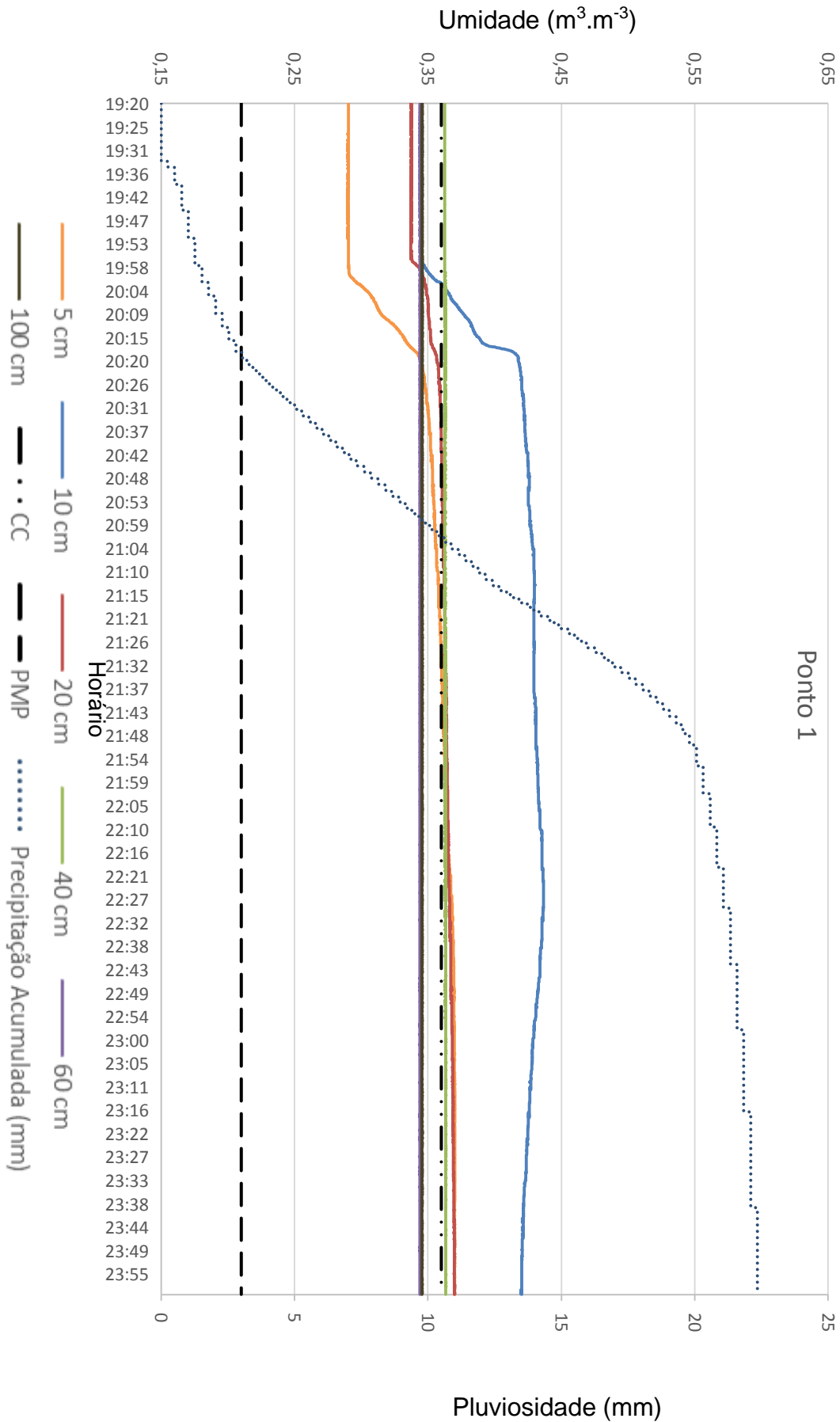


Figura 7: Infiltração da água de chuva ocorrida no dia 11/02/2016 (Evento 1) para o Ponto 1.

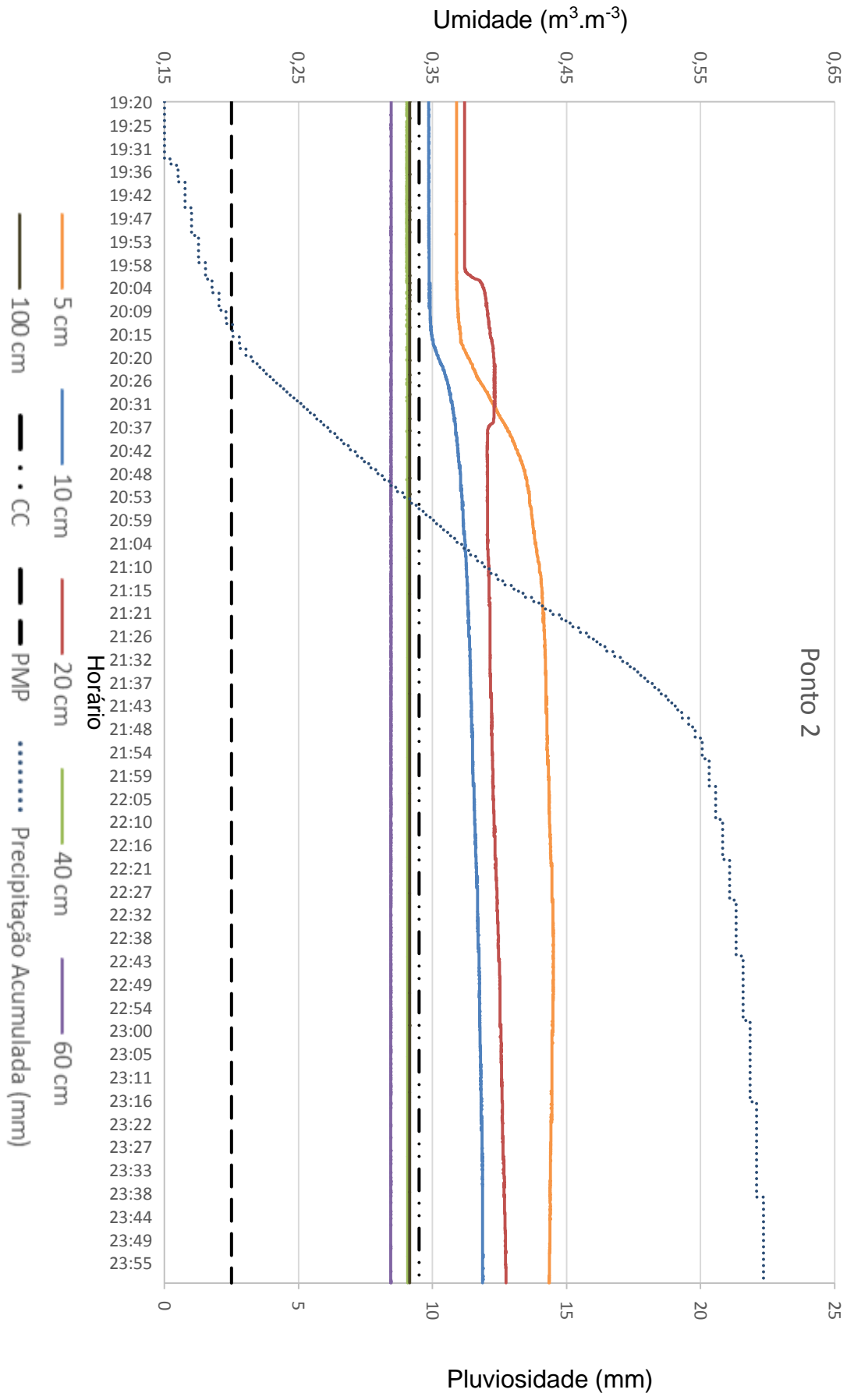


Figura 8: Infiltração da água de chuva ocorrida no dia 11/02/2016 (Evento 1) para o Ponto 2.

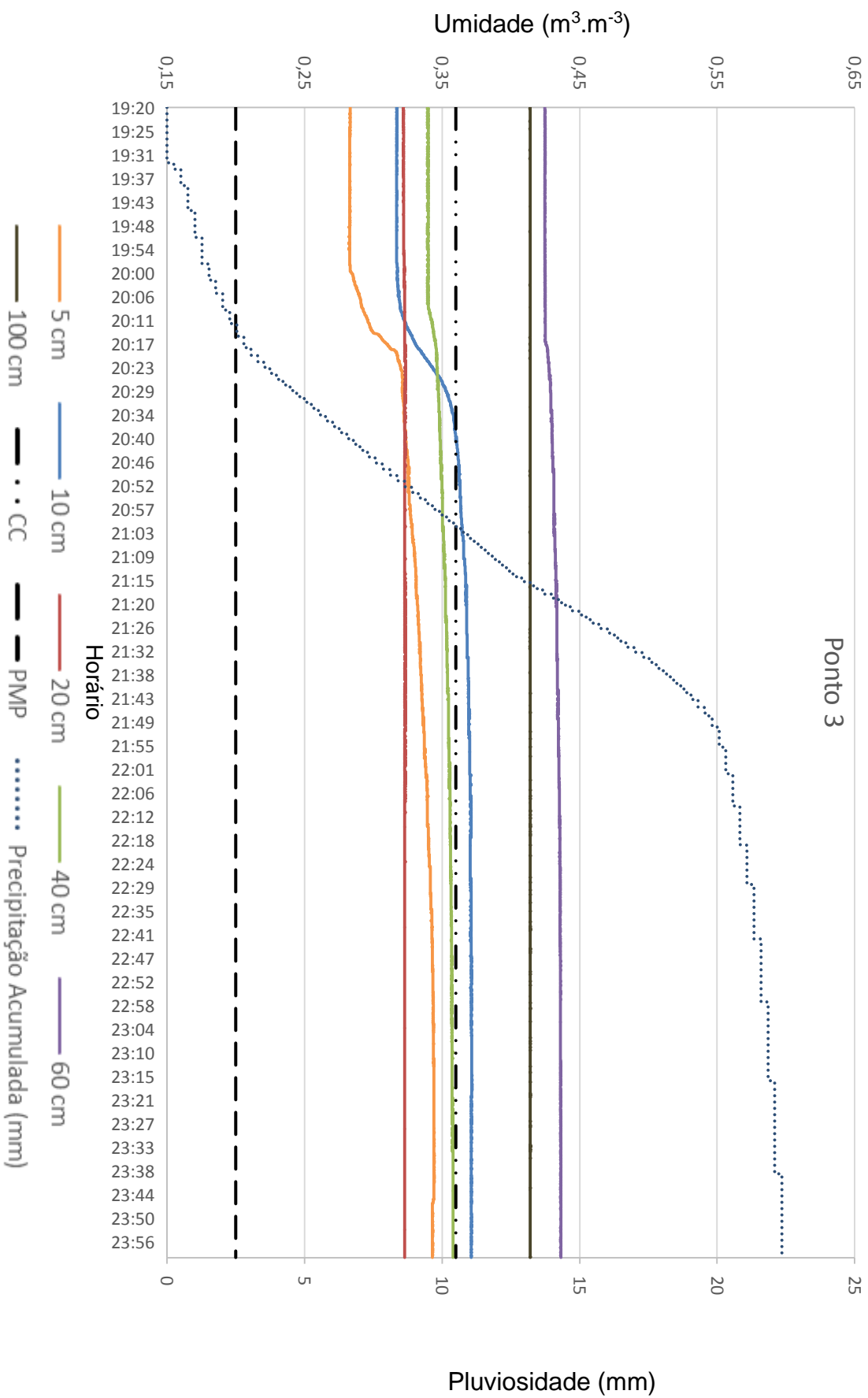


Figura 9: Infiltração da água de chuva ocorrida no dia 11/02/2016 (Evento 1) para o Ponto 3.

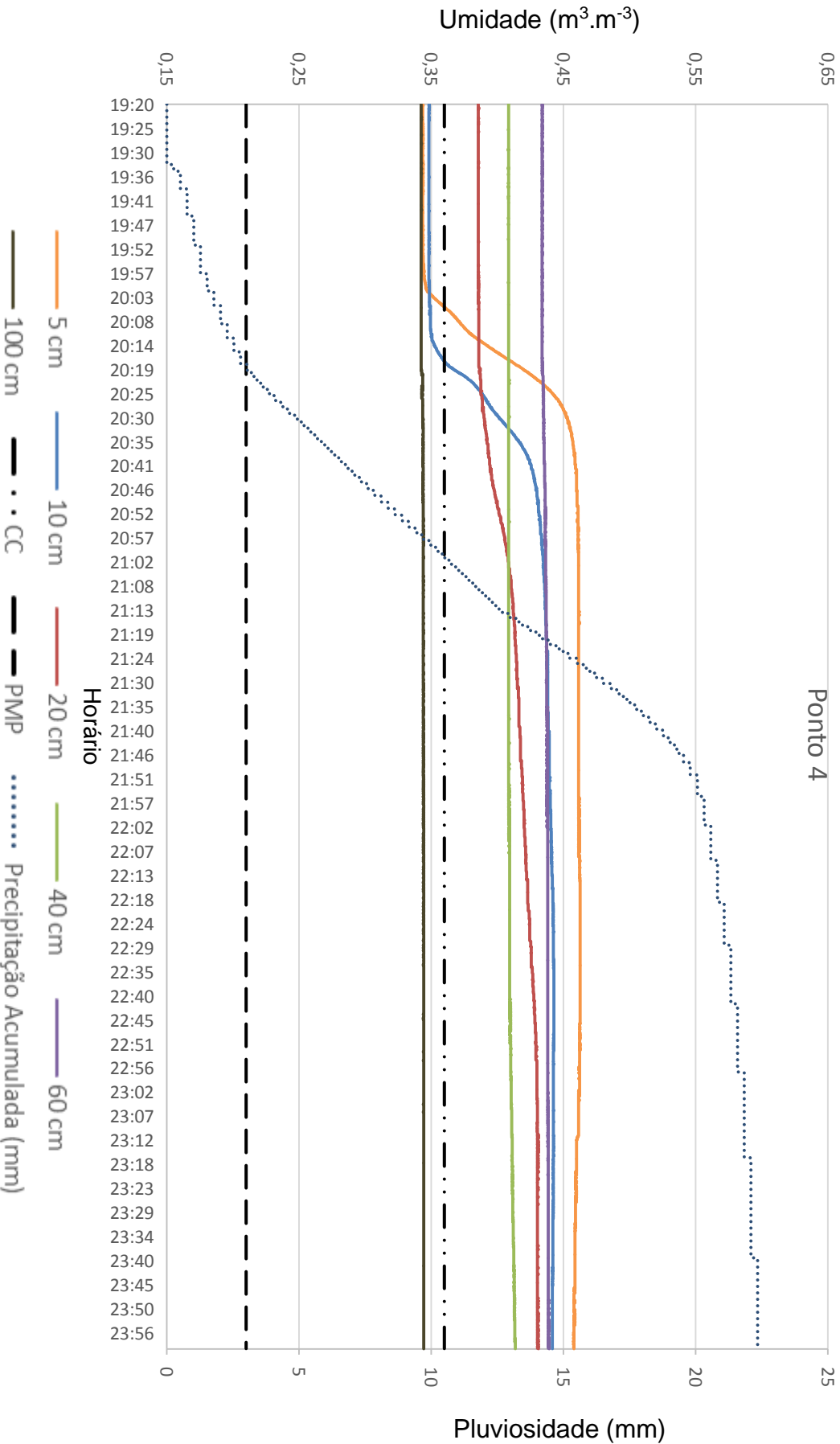


Figura 10: Infiltração da água de chuva ocorrida no dia 11/02/2016 (Evento 1) para o Ponto 4.

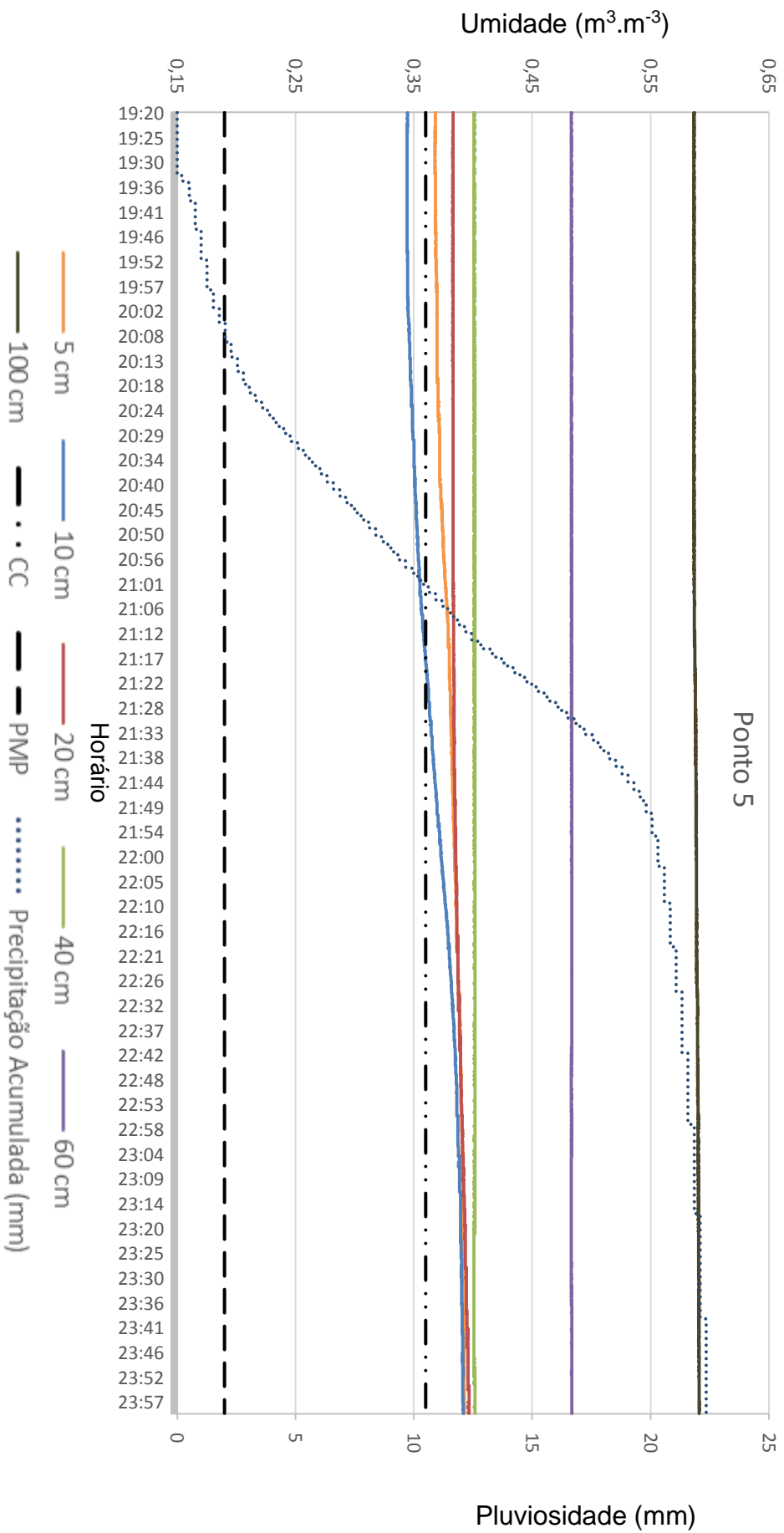


Figura 11: Infiltração da água de chuva ocorrida no dia 11/02/2016 (Evento 1) para o Ponto 5.

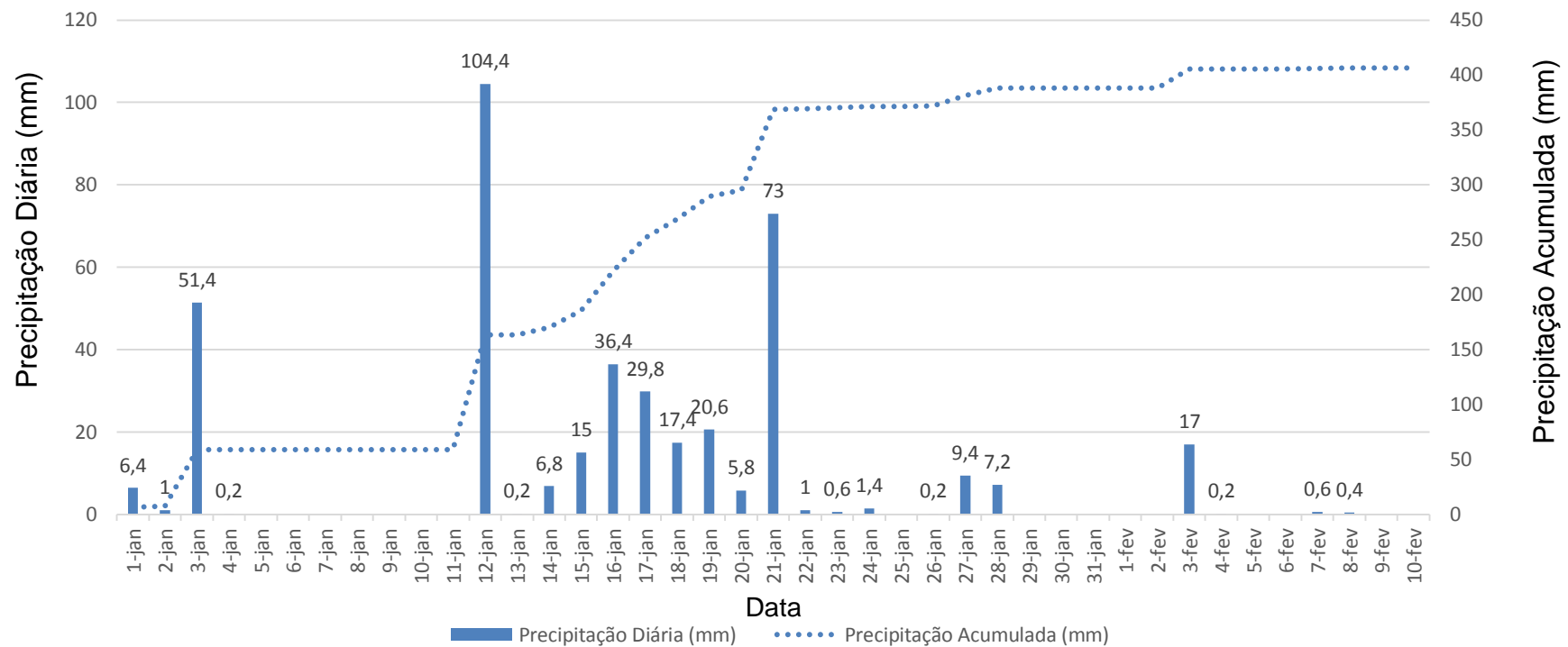


Figura 12: Precipitação no município de Viçosa – MG, entre os dias 01/01/2016 e 10/01/2016 (Dados: INMET, (2016))

Para a avaliação do potencial de contribuição de cada ponto no que se refere à recarga do lençol freático a partir da infiltração da água no solo, foram analisados todos os cinco eventos de chuva, sendo o primeiro ocorrido no dia 11/02/2016, analisado anteriormente, e os demais ocorridos nos dias 11/03/2016, 13/03/2016 e 14/03/2016. A Tabela 4 apresenta os volumes de pluviosidade e de água infiltrada nos diferentes pontos durante cada evento de chuva. O Anexo 2 apresenta os valores de infiltração em cada evento de chuva, detalhados por profundidade, incluindo o percentual infiltrado em relação ao volume de pluviosidade.

Tabela 4: Infiltração de água nos diferentes pontos durante eventos de chuva.

		Volume (L)						
		Evento 1	Evento 2	Evento 3	Evento 4	Evento 5	TOTAL	MÉDIO ²
Eventos de Chuva ¹								
Precipitação		22,35	6,86	15,49	23,88	5,84	74,42	24,81
Infiltração	Ponto 1	16,58	3,21	11,26	9,97	1,98	43,01	8,60 a
	Ponto 2	12,68	4,53	11,11	19,72	0,94	48,98	9,80 a
	Ponto 3	15,93	5,91	8,01	15,54	2,73	48,12	9,62 a
	Ponto 4	25,41	3,72	17,80	28,43	1,92	77,28	15,46 a
	Ponto 5	8,37	7,02	12,77	13,37	2,68	44,20	8,84 a

1: **Evento 1:** 11/02/2016, de 19h30min a 23h40min; **Evento 2:** 11/03/2016, 16h49min a 17h57min; **Evento 3:** 13/03/2016, 12h00min a 12h26min; **Evento 4:** 14/03/2016, 13h25min a 14h30min; **Evento 5:** 21h15min a 21h52min.

2: Médias seguidas de mesma letra não diferiram entre si pelo teste Tukey (nível de significância = 5%).

Em todos os locais foi observado incremento no volume total de água infiltrado (L) em cada evento de chuva, considerando-se, para fins de cálculo, profundidade de 100 cm e área de 1 m². Não houve diferença estatística entre os diferentes pontos pelo Teste Tukey (nível de significância = 5%), porém, para o Ponto 4 observa-se um incremento consideravelmente maior. Neste ponto houve infiltração maior que a pluviosidade nos eventos 1, 3 e 4. O incremento maior que a quantidade de aporte pode ser explicado pelo escoamento superficial de regiões adjacente, que forneceram água adicional a esse ponto.

Deve-se dar atenção especial ao Ponto 3, com volume infiltrado similar aos demais. Esses valores podem ser considerados inesperados, devido ao tipo de situação à qual está submetido tal ponto, em trilho de gado, com pisoteio constante. Porém, ao se analisar a forma e disposição dos trilhos na área percebe-se que os mesmos podem estar desempenhando papel de atenuador do escoamento superficial, pois possuem apenas 3,2 % de declividade e podem estar mantendo a água da chuva por mais tempo em um mesmo local, permitindo que ocorra a infiltração ao invés de escoamento. Além disso, a área adjacente ao trilho não sofre o mesmo pisoteio e parte da água infiltrada nesse local pode estar movimentando-se lateralmente e auxiliando no incremento da umidade em subsuperfície. Os meios como esse processo ocorre, no entanto, precisam ser elucidados a partir de análises físicas não realizadas no presente estudo, como o estudo da micromorfologia. A Figura 13 mostra os trilhos de animais na área experimental durante evento de chuva, quando fica claro o efeito de acúmulo da água em seu percurso.

Analisando-se isoladamente cada evento de chuva, foram observadas diferenças quanto ao volume infiltrado em relação aos diferentes pontos. Nos Eventos 1, 3 e 4, houve maior incremento no Ponto 4. No Evento 2 o Ponto 5 recebeu maior volume infiltrado. Já no Evento 5, a maior infiltração observada foi no Ponto 3. Os motivos para essas diferenças não foram esclarecidos no presente trabalho. Uma possibilidade que deve ser levada em conta é a de ocorrência de chuva em maior intensidade em determinado ponto durante um evento e em outro ponto durante outro evento. Mesmo com o pluviômetro instalado em ponto mais central (Ponto 3) em relação aos demais, a pluviosidade pode ocorrer em diferentes volumes em cada área da bacia, principalmente quando se trata de eventos de chuva de curta duração. Uma forma de sanar esse problema seria a instalação de pluviômetro em cada ponto, porém os custos inviabilizaram a realização de experimento dessa forma durante o presente trabalho.



Figura 13: Trilhos de animais na área experimental durante evento de chuva, mostrando o represamento da água.

4 - Conclusões

Não foram encontradas diferenças marcantes entre os solos da topossequência estudada para porosidade total, macroporosidade, microporosidade e textura.

O valor do parâmetro alfa da equação de van Genuchten variou entre os solos estudados, porém sem associação às características físicas analisadas.

Durante os eventos de chuva estudados, não houve diferença estatística entre os diferentes pontos pelo Teste Tukey (nível de significância = 5%), quanto à infiltração de água no solo.

Referências Bibliográficas

- BESKOW, S. et al. Estimativa do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica com base em modelagem dinâmica e distribuída. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 1, p. 169–178, 2009.
- BEUTLER, J. F. et al. Perdas de solo e água num Latossolo Vermelho aluminoférrico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo sob chuva natural. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 509–517, 2003.
- BIASSUSI, M. Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico. **Ufrgs**, p. 84, 2001.
- BRANDÃO, V. D. S. et al. Perdas de solo e caracterização física e micromorfológica de crostas formadas em solos sob chuva simulada. **Engenharia Agrícola**, v. 27, n. 1, p. 129–138, 2007.
- CANELLAS, L. P.; SANTOS, G. A. **Humosfera : tratado preliminar sobre a química das substâncias húmicas**. Campos dos Goytacazes - RJ: [s.n.].
- CARVALHO, D. F. DE et al. Características da chuva e perdas por erosão sob diferentes práticas de manejo do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 65, p. 3–9, 2009.
- CASSOL, E. A. et al. Perdas De Solo E De Água E Infiltração De Água Em. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 1, p. 1777–1785, 2011.
- CHEN, L. et al. The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. **Catena**, v. 70, n. 2, p. 200–208, 2007.
- COSTA, É. L. DA et al. INFILTRAÇÃO DE ÁGUA EM SOLO, DETERMINADA POR SIMULADOR DE CHUVAS E PELO MÉTODO DOS ANÉIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 3, n. 2, p. 131–134, 1999.
- COSTA, F. S. et al. Propriedades físicas de um Latossolo Bruno afetadas pelos sistemas plantio direto e preparo convencional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 527–535, 2003.
- DOURADO NETO, D. et al. Software to model soil water retention curves (SWRC, version 2.00). **Scientia Agricola**, v. 57, n. n.1, p. 191–192, 2000.
- EMBRAPA, E. B. DE P. A. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 2ª edição ed. Rio de Janeiro - RJ: Embrapa Solos, 2011.
- EMBRAPA, E. B. DE P. A. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. III ed. Brasília - DF: Embrapa, 2013.
- EROL, A.; RANDHIR, T. O. Watershed ecosystem modeling of land-use impacts on water quality. **Ecological Modelling**, v. 270, p. 54–63, 2013.
- FERREIRA, M. M. Caracterização Física do Solo. In: VAN LIER, Q. DE J. (Ed.). **Física do Solo**. Viçosa - MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 298.
- FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURTI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 1, p. 515–524, 1999.
- FIORI, J. P. DE O.; CAMPOS, J. E. G.; ALMEIDA, L. Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solos do estado de Goiás. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 229–235, 2010.
- GOMES, M. A. et al. Solos, manejo e aspectos hidrológicos na bacia hidrográfica do

- Araújos, Viçosa - MG. **Revista Árvore**, v. 36, n. 1, p. 93–102, 2012.
- INAES, I. A. E. DE S. **Estado da Arte das Pastagens em Minas Gerais**. 1. ed. Belo Horizonte: Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 2015.
- INMET. **Instituto Nacional de Meteorologia - INMET**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/sonabra/pg_dspDadosCodigo_sim.php?QTUxMA==>. Acesso em: 7 jun. 2016.
- JUHÁSZ, C. E. P. et al. Dinâmica Físico-Hídrica De Uma Topossequência De Solos Sob Savana Florestada (Cerradão) em Assis, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 1, p. 401–412, 2006.
- KAY, B. D.; VANDENBYGAART, A. J. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. **Soil and Tillage Research**, v. 66, n. 2, p. 107–118, 2002.
- LIBARDI, P. L. Água no Solo. In: VAN LIER, Q. DE J. (Ed.). **Física do Solo**. Viçosa - MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 298.
- MANNIS, H. R.; BERG, A. A. Importance of soil organic carbon on surface soil water content variability among agricultural fields. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 297–303, 2014.
- MIRANDA, J. **Retenção de água e composição química da solução e do deflúvio em solos sob diferentes coberturas vegetais**. [s.l.] Universidade Federal de Viçosa, 1998.
- NDIAYE, B. et al. Effects of agricultural practices on hydraulic properties and water movement in soils in Brittany (France). **Soil and Tillage Research**, v. 93, n. 2, p. 251–263, 2007.
- PANACHUKI, E. et al. Perdas De Solo E De Água E Infiltração De Água Em Latossolo Vermelho Sob Sistemas De Manejo. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 35, n. 1, p. 1777–1785, 2011.
- REBOUÇAS, A. DA C. Água no Brasil : abundância , desperdício e escassez. **Bahia Análise & Dados**, v. 13, n. Especial, p. 341–345, 2003.
- RICHART, A et al. Compactação do solo: causas e efeitos. **Semina: Ciências Agrárias**, v. 26, n. 3, p. 321–344, 2005.
- SILVA, I. R.; MENDONÇA, E. S. Matéria orgânica do solo. In: **Fertilidade do solo**. Viçosa - MG: [s.n.]. p. 275–374.
- TOPP, G. C. ; ZEBHUKY, W. The determination of soil water desorption curves from soil cores. **Canadian Journal Soil Science**, v. 59, p. 19–26, 1979.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Prediccting Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.
- YANG, F. et al. Organic matter controls of soil water retention in an alpine grassland and its significance for hydrological processes. **Journal of Hydrology**, v. 519, n. PD, p. 3010–3027, 2014.

Capítulo 2

APRIMORAMENTO TÉCNICO DA CALIBRAÇÃO DE SENSORES TDR

RESUMO

Sensores TDR vêm sendo largamente utilizados em estudos de dinâmica hídrica em solos. Porém, nem sempre é dada a devida atenção à calibração desses sensores para cada ambiente e tipo de solos onde são utilizados. O objetivo do presente trabalho foi testar um método alternativo de calibração de sensores TDR, que possibilite a obtenção de uma equação de ajuste em um curto período, com a confiança necessária para o processo. No método tradicional de calibração utilizam-se tubos de 100 mm com 35 cm de comprimento e tampão em uma extremidade para a contenção das amostras. O método proposto consiste em utilizar tubos perfurados que possuem cerca de três vezes mais área de perda de umidade e secagem em estufa com circulação de ar forçada, alternando com equilíbrio fora da estufa, em temperatura ambiente. Para os dois métodos foram coletados dados de umidade ($m^3.m^{-3}$) pelo método gravimétrico e período (μs) da onda eletromagnética registrado pelo sensor. Os dados coletados foram utilizados para a obtenção da equação de ajuste de regressão linear para cada amostra utilizada na calibração. A calibração permitiu a obtenção de curvas de ajuste com elevados R^2 para os dois métodos, porém, para o método proposto houve melhor distribuição dos pontos, o que leva a maior confiança no processo. A perda de umidade foi significativamente superior no método proposto, para o período estudado. O método proposto mostrou-se eficaz, permitindo a calibração de sensores TDR com precisão e em um curto período de tempo.

Palavras chave: Sensor TDR; Umidade do solo; Água no solo.

Chapter 2

TECHNICAL IMPROVEMENT OF TDR SENSORS CALIBRATION

ABSTRACT

Time-domain reflectometry (TDR) sensors have been widely used in water dynamics studies in soils. However, the appropriate attention is not always given to the calibration of these sensors for each environment and type of soil where they are used. The objective of the present work was to test an alternative calibration method of TDR sensors, which allows to obtain an adjustment equation in a short period, with the necessary confidence for the process. In the traditional calibration method, 100 mm tubes with a length of 35 cm and a buffer at one end are used to contain the samples. The proposed method consists in using cracked tubes that have about three times more area of moisture loss and oven drying with forced air circulation, alternating with equilibrium outside the oven at room temperature. For both methods, moisture data ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$) by the gravimetric method and period (μs) were collected of the electromagnetic wave recorded by the sensor. The data collected were used to obtain the linear regression adjustment equation for each sample used in the calibration. The calibration allowed to obtain adjustment curves with high R^2 for the two methods, however, for the proposed method there was better distribution of the points, which leads to greater confidence in the process. The moisture loss was significantly higher in the proposed method, for the studied period. The proposed method proved to be effective, allowing the calibration of TDR sensors with precision and in a short period of time.

Keywords: TDR sensor, Soil moisture, Soil water.

1 - Introdução

Diante dos problemas ambientais atuais, um que tem merecido especial atenção é a redução na disponibilidade de água doce (BRADEN; JOLEJOLE-FOREMAN; SCHNEIDER, 2014; HOEKSTRA; MEKONNEN, 2012; KUMAR; SINGH, 2005; ZWARTEVEEN, 1997). Estudos que vêm sendo desenvolvidos a fim de buscar entendimento e soluções para tal questão precisam de informações variadas, entre elas o conhecimento da dinâmica do fluxo de água na interface entre a atmosfera e o solo (ALFARO SOTO; KUMAYAMA; CHANG, 2007; MITTELBAACH; LEHNER; SENEVIRATNE, 2012).

Neste contexto, o monitoramento da umidade do solo tem sido utilizado para entender a dinâmica hídrica em solos das mais diferentes classes e sob diferentes usos. Para o monitoramento da umidade diversos métodos têm sido empregados, porém, o *Time Domain Reflectometry* – TDR tem merecido destaque, devido a algumas vantagens, como precisão, rapidez, capacidade de medição por longos períodos, entre outros (ALFARO SOTO; KUMAYAMA; CHANG, 2007; KHAN et al., 2011).

Existem diversos modelos de sensores TDR disponíveis no mercado, entre eles o sensor TDR CS616, Campbell Scientific (CAMPBELL, 2016a), utilizado no presente estudo. O sensor CS616 foi projetado para medir o teor volumétrico de água dos solos ou outros meios porosos. Em tal sensor a informação teor de água é derivado da sensibilidade da sonda com a constante dielétrica do meio que circunda as hastes de sonda (CAMPBELL, 2015).

Apesar das vantagens já mencionadas, os sensores TDR também apresentam desvantagens, como alto custo, quando de boa acurácia (MITTELBAACH; LEHNER; SENEVIRATNE, 2012) e a necessidade de calibração de suas medições para cada situação em que são utilizados (ALFARO SOTO; KUMAYAMA; CHANG, 2007; CAMPBELL, 2015; KHAN et al., 2011; MITTELBAACH; LEHNER; SENEVIRATNE, 2012).

A calibração dos sensores TDR é um processo que merece especial atenção, pois sem a sua realização não se pode afirmar com a confiabilidade devida quais são os teores de umidade presentes nos solos estudados. Isto

porque a constante dielétrica do solo varia não só em função da umidade, mas também é dependente de outros fatores, como salinidade (RHOADES et al., 1989) teores de matéria orgânica e argila, além da densidade do solo (CAMPBELL, 2015).

A metodologia para calibração em laboratório proposta pelo fabricante dos sensores CS616, Campbell Scientific Inc. (CAMPBELL, 2015), consiste em se utilizar tubo de PVC de 100 mm, com 35 cm de comprimento a ser preenchido com amostra de solo de massa conhecida e, de modo a se obter densidade similar à do solo estudado. A umidade da amostra deve ser previamente conhecida e inferior a $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. O conjunto deve receber um tampão em sua base, e na extremidade superior o sensor a ser calibrado. Após preparado o conjunto, deve-se adicionar água na parte superior do tubo e aguardar até alcançar o equilíbrio, com umidade homogênea em toda a amostra, que será verificado quando o período de leitura do sensor (μs) for constante. Então coleta-se uma sub amostra dentro do tubo utilizando-se tubo de volume conhecido, com diâmetro ≥ 1 polegada e comprimento de cerca de 2 polegadas. Feito isso, a amostra contida no referido tubo deve ser colocada para secar em estufa a 105°C por 24 horas, o que permite o cálculo da umidade presente na amostra pelo método gravimétrico. Após a retirada da sub amostra deve-se repor a amostra a fim de se continuar o processo.

As Equações 1, 2 e 3 são utilizadas para os cálculos finais. Primeiramente obtém-se a umidade gravimétrica conforme a Equação 1. Posteriormente, a densidade do solo é calculada segundo a Equação 2 e a umidade volumétrica, por sua vez, pela Equação 3.

O processo é repetido tantas vezes quanto necessárias, de modo a se obterem leituras nos mais diferentes níveis de umidade. Os teores de água encontrados e os respectivos períodos gravados pelo sensor irão compor os pares de dados que deverão ser utilizados para o ajuste da curva de calibração.

$$\theta_g = (m_{um} - m_{sec}) / m_{sec} \quad (\text{Equação 1})$$

$$DS = m_{sec} / V_{cil} \quad (\text{Equação 2})$$

$$\theta_v = \theta_g \times DS \quad (\text{Equação 3})$$

Onde:

θ_g = Umidade gravimétrica;

m_{um} = Massa da amostra úmida;

m_{sec} = Massa da amostra seca;

DS = Densidade do solo;

V_{cil} = Volume do tubo;

θ_v = Umidade volumétrica. (Fonte: Campbell (2015), modificado).

Apesar de sua fundamental importância, o processo de calibração dos sensores TDR não têm sido realizados em alguns estudos nos quais são utilizados, muito embora este fato pode muitas vezes não ser reportado. Um dos motivos da não realização da calibração pode ser o fato de este ser um procedimento moroso. Como exemplo, Angel et al. (2007) necessitaram de cerca de 100 dias e Khan et al. (2011) de 38 dias para obter a calibração de sensores TDR.

Diversos autores têm testado diferentes métodos de calibração de sensores TDR, buscando por métodos mais precisos, práticos e rápidos. Alguns autores calibram os sensores partindo da amostra saturada e fazendo as medições de umidade na medida em que a amostra perde umidade gradualmente (ALFARO SOTO; KUMAYAMA; CHANG, 2007; KHAN et al., 2011; ZANETTI et al., 2015).

Outros testaram métodos variados, como Quinones; Ruelle; Nemeth (2003), que testaram três métodos, sendo dois deles baseados no umedecimento gradual da amostra de solo e outro baseado na introdução gradual e parcial do sensor em amostra previamente umedecida. Segundo estes autores esse método proposto baseia-se na hipótese da integração linear do sinal ao longo das hastes. Assim, os sensores com um comprimento

total L foram introduzidos progressivamente por um comprimento x na amostra de solo com um teor umidade conhecido (θ_1), podendo ser a saturação. Uma umidade equivalente a θ_2 é calculada para um comprimento x do sensor incorporado, podendo ser calculado conforme a Equação 4.

$$\theta_2 = (X / L) \times \theta_1 \quad (\text{Equação 4})$$

Onde:

θ_2 = Umidade volumétrica equivalente para um comprimento do sensor introduzido na amostra;

x = Comprimento do sensor que foi introduzido na amostra;

L = Comprimento total do sensor;

θ_1 = Umidade volumétrica inicial. (Fonte: QUINONES; RUELLE; NEMETH (2003)).

Diante deste contexto, a busca por métodos alternativos de calibração de sensores TDR que demandem um menor tempo e labor, porém que apresentem resultados satisfatórios ainda devem ser buscados. Assim, o objetivo do presente estudo foi aprimorar a técnica de um método de calibração de sensores TDR, que possibilite a obtenção de uma equação de ajuste em um curto período, com a confiança necessária para o processo.

2 - Material e Métodos

2.1 – Amostras

Foram utilizadas seis amostras de solos provenientes de cinco pontos nos quais foram instalados sensores TDR, *Campbell Scientific Inc.* Tais sensores necessitavam de calibração para posterior ajuste das medições de umidade realizada no local de estudo, que se trata de uma topossequência latossólica situada na bacia da Equideocultura, onde nasce pequeno córrego, afluente do Rio Turvo Sujo, no Campus da Universidade Federal de Viçosa, município de Viçosa, estado de Minas Gerais (20°44'S, 42°51' W).

As amostras foram coletadas deformadas, postas para secar ao ar e homogeneizadas para a posterior montagem do experimento. A descrição completa de cada amostra está descrita na Tabela 1.

2.2 – Análises Físicas

A análise textural foi realizada a partir das amostras deformadas, pelo método da tamisagem e da pipeta, utilizando-se NaOH 0,1 mol.L⁻¹ como dispersante e agitação mecânica por 16 horas a 50 RPM em agitador orbital tipo Wagner (DONAGEMA et al., 2011). Foram quantificados os teores de areia, silte e argila.

Para o cálculo de densidade do solo, amostras indeformadas foram coletadas com o uso de anéis volumétricos com cerca de 5 cm de altura por 5 cm de diâmetro. As amostras foram coletadas nas profundidades de 5, 10, 20, 40, 60 e 100 cm, com três repetições cada. A densidade do solo (DS) foi determinada pelo método do anel volumétrico (DONAGEMA et al., 2011) a partir das amostras indeformadas.

Tabela 1: Caracterização das amostras utilizadas e de seus respectivos pontos de amostragem.

Tratamento	Ponto	Profundidade Amostrada (cm)	Posição na Paisagem	Cota (m)	Densidade do Solo (kg.dm⁻³)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
T1/C1	PT_1	5 a 100	Topo do morro.	765	1,23	27,96	4,47	67,57
T2	PT_2	5 a 100	Terço médio da encosta.	733	1,15	28,70	3,24	68,06
T3	PT_3	5 a 100	Terço inferior com presença de trilhos de gado.	685	1,30	32,32	7,57	60,11
T4	PT_4	5 a 100	Terço inferior sem presença de trilhos de gado.	691	1,31	35,13	5,26	59,61
T5	PT_5	5 a 60	Margem da represa.	672	1,44	36,79	8,18	55,03
T6/C2	PT_5	60 a 100	Margem da represa.	672	1,37	39,77	5,26	54,97

2.3 – Equipamentos

Como recipientes para receber as amostras deformadas, para as quais os sensores foram calibrados, foram utilizados tubos de PVC de 100 mm de diâmetro, com 35 cm de comprimento conforme recomendação do fabricante dos sensores, *Campbell Scientific Inc.* (CAMPBELL, 2015).

A fim de se comparar o método recomendado pelo fabricante com o proposto e testado no presente trabalho, em um total de oito amostras, foram testados dois tipos de recipientes, explicados abaixo.

- Recipientes para o método controle:

Tidos como controle, C1 e C2, foram montados conforme recomendação do fabricante, em tubo íntegro e com a base tampada. A única área exposta da amostra e possível para perda de umidade nesses recipientes é a extremidade por onde foi introduzido o sensor. Tal área foi calculada para os recipientes utilizados e corresponde a 73,90 cm². Todo o restante do corpo do recipiente é vedado.

- Recipientes para o método proposto:

Para os outros seis tratamentos (T1, T2, T3, T4, T5 e T6), que utilizaram a metodologia proposta, foi feita modificação dos tubos, de modo a favorecer o processo de perda de umidade e acelerar o processo de calibração. A primeira modificação foi a não utilização de tampão em nenhuma extremidade do tubo, o que já dobra a superfície de contato da amostra com o ar e aumenta a perda de umidade.

Além disso, com o auxílio de uma serra policorte, nesses recipientes foram confeccionadas 20 fendas transversais em quatro fileiras intercaladas, sendo que cada fileira recebeu cinco fendas. As fendas em cada fileira distam 3 cm umas das outras, possuindo comprimento de 8 a 10 cm e largura de cerca de 0,4 cm. Assim, cada fenda possui área de 3,60 cm², o que, somado, representa um total de 72 cm² em todo o corpo do recipiente e aumenta ainda mais a superfície de perda de umidade, deixando, então, amostra exposta em uma área total de 219,8 cm², quase três vezes a área do método controle.

A fim de impedir a perda de solo e permitir a passagem de água, o interior do tubo foi revestido com tecido fino e não absorvente. Tal revestimento extrapolou as extremidades do tubo, onde foram amarrados a fim de conter a amostra. A Figura 1 ilustra a confecção dos tubos perfurados, conforme método proposto.

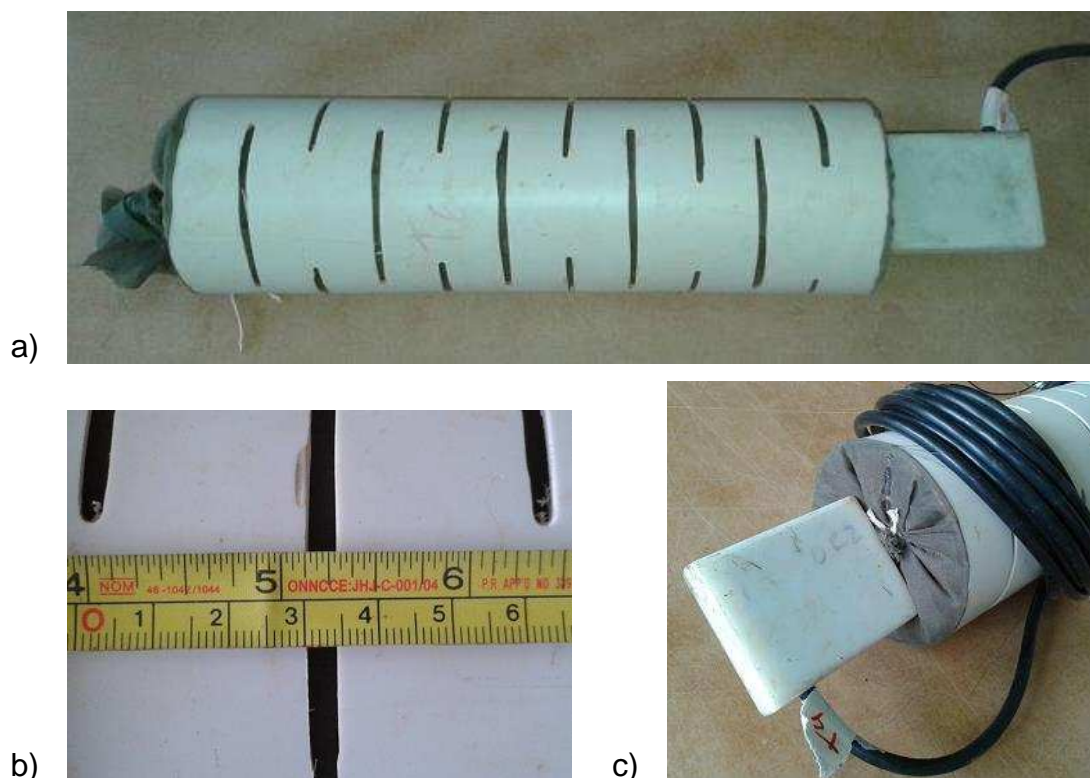


Figura 1: a) Tubo perfurado, com revestimento interno de tecido, já com a amostra e sensor instalado. b) Detalhe das fendas. c) detalhe da frente, onde foi feita a amarração do tecido e introduzido o sensor.

2.4 – Montagem do Experimento

Todos os recipientes referentes aos oito tratamentos foram preenchidos com as amostras secas ao ar (ASA) e destorroadas. Conforme descrição na Tabela 1, os tratamentos controle, C1 e C2, receberam amostras coletadas nos mesmos locais que os tratamentos propostos T1 e T6, respectivamente, por serem as amostras mais discrepantes dentre as amostras utilizadas, no que diz respeito à textura e posição na paisagem. A

quantidade de amostra colocada em cada tubo foi calculada de modo a se obter densidade similar à do solo onde foram coletadas.

No momento do preenchimento dos tubos foi coletada uma sub amostra a fim de se calcular a umidade inicial da amostra seca, conforme Equação 1. A adição das amostras aos tubos ocorreu conforme proposto por Campbell (2015), ou seja, em pequenas porções que foram, gradativamente adicionadas e compactadas até completar o recipiente, de modo a se obter densidade similar à dos solos estudados. Após a adição da amostra o sensor foi introduzido na extremidade do tubo, utilizando para isso equipamento manufaturado (Figura 2), similar ao CS650G (CAMPBELL, 2016b), que tinha a função de abrir o caminho para a correta colocação do sensor, de modo a evitar bolsão de ar no entorno de suas hastes e também evitar que a distância entre as hastes se diferenciem, o que poderia provocar erros de leitura.

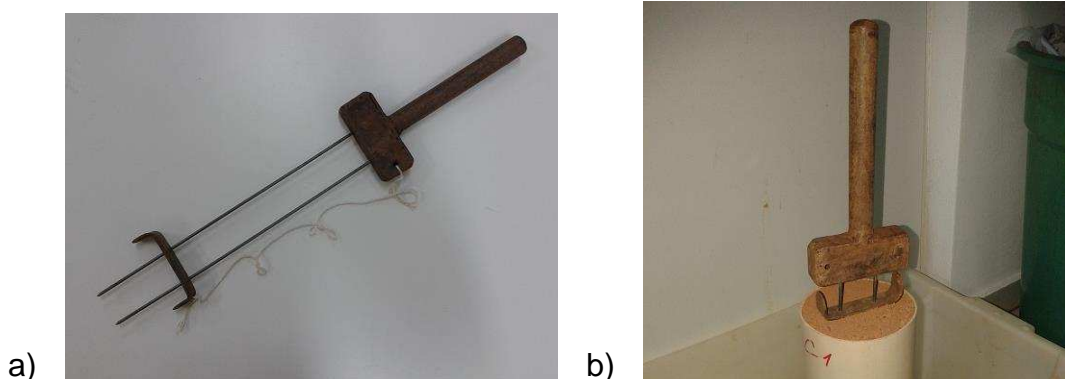


Figura 2: a) Equipamento utilizado antes da introdução do sensor; b) momento da introdução do equipamento na amostra.

Após a instalação dos sensores, os mesmos foram ligados a *datalogger* CR1000, *Campbell Scientific Inc.*, previamente configurado para coletar informação a cada minuto e iniciou-se a saturação das amostras. A saturação foi realizada lentamente, inicialmente em bandeja e posteriormente em tambor para os tratamentos C1 e C2, que ficaram dispostos verticalmente e só receberam o tampão após a saturação. Para os demais tratamentos a saturação foi realizada em bandeja, com os tubos dispostos horizontalmente (Figura 3), sendo esta a primeira vantagem do método proposto, que alcançou a saturação mais rapidamente.

A saturação das amostras foi constatada após a estabilização da leitura do período (microsegundos) pelos sensores. Nesse momento, foram coletadas 15 leituras do período e cada conjunto foi pesado a fim de se obter o teor de umidade pelo método gravimétrico, conforme Equações 1, 2 e 3. Assim, foi gerado o primeiro par de dados a ser usado no ajuste da equação de calibração.

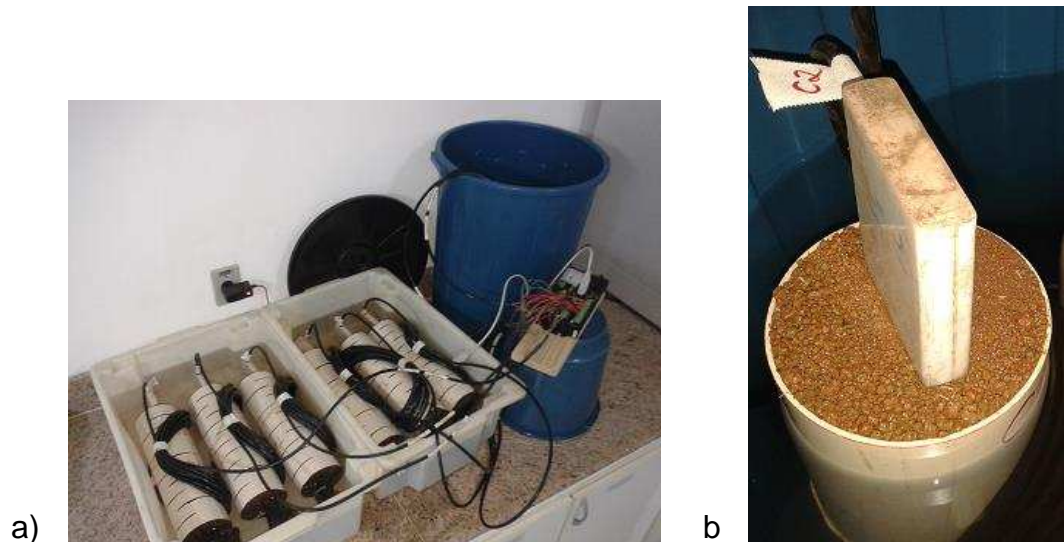


Figura 3: a) amostras ao final do processo de saturação, preparadas para calibração pelo método proposto, com os tubos perfurados nas bandejas e sensores já instalados no *datalogger* CR1000. b) Amostra C2 no final do processo de saturação, dentro do tambor, utilizando tubo conforme método padrão.

Após a saturação, as amostras ficaram expostas à temperatura ambiente por 19 horas, período no qual ocorreu a drenagem de parte da água contida nas amostras. Nesse momento foi coletado o segundo par de dados.

Para a coleta dos pares de dados subsequentes os tratamentos controle, C1 e C2, ficaram dispostos ao ar, a fim de que a umidade de suas amostras reduzisse naturalmente e periodicamente fossem coletados os pares de dados de umidade, pelo método gravimétrico, e período, pelo sensor. Tal processo foi utilizado por alguns autores, como Alfaro Soto; Kumayama; Chang (2007).

Para o método proposto foi realizada a secagem em estufa com circulação de forçada ar a 45°C, alternando com períodos de equilíbrio à

temperatura ambiente, após os quais ocorria a coleta de dados. Para a coleta do terceiro par de dados, os tratamentos T1, T2, T3, T4, T5 e T6 foram colocados em estufa por 6 horas e, quando retirados, dispostos a temperatura ambiente por 4 horas.

Os demais pares de dados, do quarto até o décimo segundo, foram coletados a cada 24 horas, sendo que as amostras ficavam por 12 horas em estufa a 45°C e por 12 horas a temperatura ambiente. Após esse período, um novo par de dados era coletado e as amostras retornavam para a estufa, até alcançar níveis de umidade tão baixos quanto desejáveis

Abaixo encontra-se a descrição do procedimento para a coleta de cada um dos pares de dados para o método proposto.

- 1º par de dados: Amostra logo após a saturação;
- 2º par de dados: Amostras drenadas à temperatura ambiente por 20 horas;
- 3º par de dados: Amostras submetidas a secagem forçada em estufa a 45°C por 6 horas e em seguida à temperatura ambiente por 4 horas;
- 4º ao 12º pares de dados: Amostras submetidas a secagem forçada em estufa a 45°C por 12 horas e em seguida a temperatura ambiente por 12 horas;

Após a coleta dos dados, a fim de obter-se a equação de ajuste para calibração de cada ponto, foi realizada a regressão linear simples entre os valores calculados de umidade pelo método gravimétrico e o período (microsegundos) medido pelos sensores TDR.

Para a análise dos dados foi utilizado software R Studio (R Core Team, 2015)

3 – Resultados e discussão

Os valores de umidade ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) calculados pelo método gravimétrico e os períodos (μs) medidos pelos sensores são apresentados na Tabela 2. A Figura 4 apresenta os gráficos de dispersão para esses dados, com suas respectivas equações de ajuste de regressão linear e R^2 .

Alguns autores obtiveram as equações de ajuste para a calibração dos sensores comparando a umidade observada no método da balança (gravimétrico) com a leitura de umidade apresentada pelo sensor (ZANETTI et al., 2015). Este processo não pode ser considerado ideal, pois a umidade dada pelo sensor é indireta, obtida a partir da conversão da leitura do período de reflectância (microsegundos) pelo *datalogger*. Assim, no presente trabalho optou-se por fazer o ajuste a partir do valor de umidade da amostra, calculado pelo método gravimétrico, e da leitura do período de reflectância da onda pelo sensor, conforme recomendação do fabricante e que foi realizada por alguns autores (ALFARO SOTO; KUMAYAMA; CHANG, 2007; QUINONES; RUELLE; NEMETH, 2003).

Tabela 2: Pares de dados utilizados para a obtenção da equação de ajuste e calibração dos sensores TDR para as amostras estudadas. Os pares de dados foram obtidos após 245 horas de iniciada a secagem.

Par de dados Nº	Umidade Calculada Método Gravimétrico (m ³ .m ⁻³)								Período Medido pelo Sensor TDR (µs)							
	C1	C2	T1	T2	T3	T4	T5	T6	C1	C2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
1	0,484	0,474	0,509	0,525	0,520	0,518	0,475	0,478	31,225	30,819	32,580	31,671	32,547	32,202	31,525	30,632
2	0,461	0,450	0,504	0,513	0,509	0,504	0,462	0,463	29,889	29,960	31,771	31,047	31,949	31,979	31,108	29,111
3	0,457	0,447	0,469	0,487	0,480	0,475	0,437	0,414	29,629	29,733	30,261	29,617	30,867	30,645	30,507	27,765
4	0,453	0,443	0,415	0,425	0,386	0,422	0,379	0,317	29,599	29,682	28,615	27,640	27,917	29,102	28,625	24,893
5	0,448	0,439	0,333	0,371	0,331	0,368	0,294	0,272	29,541	29,609	25,643	25,888	26,043	27,121	25,737	23,345
6	0,443	0,434	0,280	0,318	0,266	0,297	0,250	0,228	29,511	29,434	23,882	24,212	23,838	24,983	24,075	21,891
7	0,439	0,431	0,209	0,272	0,233	0,262	0,218	0,195	29,461	29,341	21,497	22,466	22,716	23,751	23,038	20,725
8	0,435	0,427	0,158	0,229	0,198	0,225	0,186	0,165	29,428	29,279	20,023	21,201	21,653	22,310	21,915	20,105
9	0,430	0,422	0,132	0,198	0,172	0,194	0,154	0,125	29,348	29,157	19,489	20,526	21,003	21,305	20,949	19,080
10	0,425	0,417	0,111	0,173	0,151	0,168	0,127	0,096	29,225	29,035	19,040	19,900	20,490	20,538	20,515	18,545
11	0,421	0,414	0,089	0,150	0,130	0,144	0,104	0,074	29,088	28,968	18,343	19,443	20,123	19,919	20,131	17,975
12	0,416	0,409	0,071	0,131	0,112	0,124	0,086	0,056	28,960	28,807	18,001	19,035	19,881	19,627	19,785	17,736

Observando-se os gráficos pode-se perceber que os tratamentos pelo método proposto, T1 a T6, apresentaram boa distribuição dos pontos gerados pelos pares de dados, desde a saturação até níveis próximos a $0,10 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Já os tratamentos controle, C1 e C2, não apresentaram boa distribuição de pontos, com todos os valores próximos à saturação, acima de $0,40 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, devido à grande dificuldade e morosidade de perda de umidade nesses tratamentos.

A partir da análise das equações de regressão pode-se observar um ajuste satisfatório para todos os tratamentos pelo método proposto (T1, T2, T3, T4, T5 e T6), com elevados valores de R^2 , sendo todos acima de 0,99.

Os valores de R^2 encontrados no presente trabalho são maiores do que os encontrados por outros autores quando calibraram sensores a partir da equação de ajuste obtida pela regressão linear da umidade da amostra obtida pelo método gravimétrico e da leitura do período de reflectância da onda pelo sensor. Khan et al. (2011) encontraram R^2 de 0,8522 em processo de calibração de sensores TDR para solo franco siltoso. Alguns autores também encontraram valores elevados para R^2 , como Alfaro Soto; Kumayama; Chang (2007), que encontraram R^2 variando de 0,9980 a 0,9997 e Quinones; Ruelle; Nemeth (2003), que encontraram R^2 entre 0,9942 e 0,9993, considerando o tempo do experimento.

As equações de regressão para os tratamentos calibrados pelo método tradicional também atingiram elevados valores de R^2 (0,8253 e 0,9784, para C1 e C2, respectivamente), porém, devido à má distribuição dos pontos observados nesses tratamentos, onde a umidade variou pouco no processo de secagem e o último ponto coletado foi muito próximo à saturação (acima de $0,40 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ para C1 e C2), não permitindo a interpolação de valores de umidade mais baixos, que ocorreriam naturalmente nos solos. Assim, pode-se considerar que não houve sucesso na calibração dos tratamentos C1 e C2.

Já para os tratamentos T1 a T6, onde houve uma melhor distribuição dos pontos, aliado a elevados valores de R^2 (entre 0,9904 e 0,9982), conseguiu-se obter equações de ajuste para a calibração dos sensores TDR com níveis de confiança satisfatório e abrangendo uma gama maior de umidade, visto que os pares de dados nesses tratamentos foram coletados

desde a saturação até valores próximos daqueles encontrados para as amostras destorroadas e secas ao ar. Assim, as equações de ajuste para os tratamentos T1 a T6 permitem interpolar valores de umidade desde a saturação até níveis extremamente baixos, o que permite considerar que o processo de calibração foi eficiente.

Como não foi encontrado em nenhum dos trabalhos estudados a utilização de recipientes similares aos usados nos tratamentos T1 a T6 (ALFARO SOTO; KUMAYAMA; CHANG, 2007; CAMPBELL, 2015; KHAN et al., 2011; MITTELBAACH; LEHNER; SENEVIRATNE, 2012; QUINONES; RUELLE; NEMETH, 2003; ZANETTI et al., 2015), pode-se considerar que o experimento pelo método proposto é posto à prova pela primeira vez, o que sugere que eventuais ajustes no processo podem melhorar ainda mais os resultados, eventualmente reduzindo o tempo de calibração. Um ponto que merece ser testado seria a utilização de temperaturas mais elevadas, como 60°C, por períodos mais curtos em estufa. Deve-se considerar, também, a realização de estudo a temperatura ambiente, utilizando o mesmo tipo de recipiente usado no método proposto, visto que grande parte da perda de umidade se deve à estrutura desses recipientes, que são perfurados.

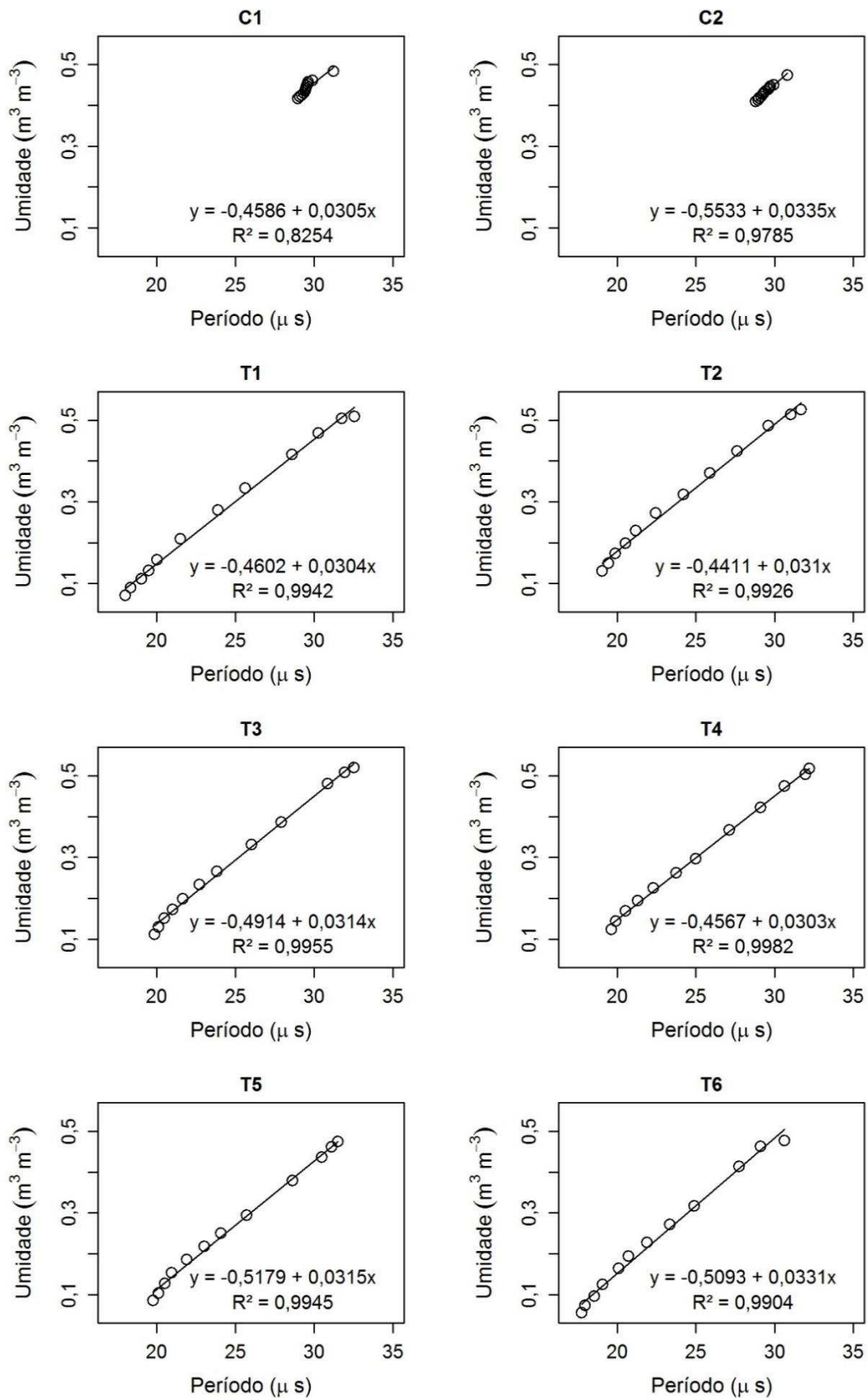


Figura 4: Gráficos de dispersão com as equações de ajuste de regressão linear e R^2 para os valores de umidade ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) calculados pelo método gravimétrico e os períodos de reflectância (μs) medidos pelos sensores (Obs. O período de reflectância não se refere ao tempo de secagem da amostra).

Após a coleta dos valores de período pelos sensores, o *datalogger* processa a informação e apresenta valores de umidade já calculados com base em equação de ajuste interna. A umidade informada não pode ser considerada como correta para todos os solos, o que justifica a calibração. Assim, espera-se que a leitura de umidade informada pelo sensor e a umidade real sejam diferentes, embora os valores de um e de outro tendem a apresentar elevada correlação.

A Tabela 3 apresenta a diferença entre a umidade ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) calculada pelo método gravimétrico e a calculada após a calibração, utilizando as equações de regressão apresentadas na Figura 4 e os valores de período, medido pelos sensores. A diferença entre os métodos foi pequena para todas as leituras, variando entre 0,000 e 0,073 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ e valor médio de 0,001 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ (em módulo). O coeficiente de correlação de Pearson calculado para os dois métodos foi elevado e positivo, aproximando-se da unidade, acima de 0,9956 para os tratamentos propostos, o que indica que as tendências de variação da umidade pelo método gravimétrico e a calculada pelas equações de regressão são as mesmas. As pequenas diferenças encontradas e os elevados coeficientes de correlação de Pearson entre os métodos mostram que o método de calibração foi eficiente.

Similar à Tabela 3, a Tabela 4 apresenta a diferença entre a umidade ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) calculada após a calibração e a informada pelo sensor sem calibração para todos os tratamentos. O coeficiente de correlação de Pearson encontrado foi elevado e positivo, aproximando-se da unidade (acima de 0,9963) para todos os tratamentos, o que indica que as tendências de variação da umidade obtidas após a calibração e a informada pelo sensor sem calibração são as mesmas. Em todos os pares de dados observaram-se valores de umidade obtidos após a calibração consideravelmente superiores aos mostrados pelos sensores sem calibração, com diferenças variando de 0,017 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ a 0,122 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ e valor médio de 0,074 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$. As diferenças encontradas reforçam ainda mais a importância da realização da calibração dos sensores.

Tabela 3: Correlação de Pearson e diferença entre a umidade ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) calculada pelo método gravimétrico e calculada com a equação de regressão, após calibração.

Par de dados Nº	C1	C2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
1	0,018	-0,036	-0,026	0,018	-0,010	-0,039	-0,023	0,006
2	0,037	-0,032	-0,006	0,027	-0,002	-0,047	-0,023	0,038
3	0,041	-0,028	0,005	0,048	0,002	-0,034	-0,030	0,030
4	0,038	-0,030	0,001	0,052	-0,002	-0,039	-0,028	0,020
5	0,036	-0,032	0,009	0,057	0,000	-0,032	-0,023	0,022
6	0,032	-0,031	0,010	0,060	0,001	-0,036	-0,014	0,021
7	0,029	-0,031	0,012	0,073	0,002	-0,033	-0,013	0,023
8	0,026	-0,033	0,006	0,072	0,000	-0,025	-0,011	0,012
9	0,023	-0,034	-0,004	0,064	-0,006	-0,025	-0,013	0,004
10	0,023	-0,034	-0,011	0,060	-0,012	-0,027	-0,026	-0,009
11	0,023	-0,036	-0,011	0,052	-0,022	-0,033	-0,037	-0,014
12	0,022	-0,035	-0,020	0,046	-0,032	-0,043	-0,044	-0,025
Correlação de Pearson	0,9171	0,9902	0,9973	0,9966	0,9980	0,9992	0,9975	0,9956

Tabela 4: Correlação de Pearson e diferença entre a umidade ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) calculada com a equação de regressão, após calibração e a informada pelo *datalogger* sem a calibração dos sensores.

Par de dados Nº	C1	C2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
1	0,046	0,106	0,063	0,071	0,059	0,100	0,068	0,074
2	0,053	0,109	0,070	0,074	0,064	0,102	0,070	0,082
3	0,054	0,110	0,080	0,078	0,072	0,111	0,074	0,086
4	0,054	0,110	0,088	0,079	0,085	0,118	0,080	0,087
5	0,054	0,110	0,091	0,074	0,087	0,122	0,082	0,083
6	0,054	0,110	0,087	0,067	0,083	0,120	0,077	0,075
7	0,054	0,111	0,075	0,054	0,078	0,116	0,072	0,067
8	0,054	0,111	0,064	0,042	0,073	0,109	0,065	0,062
9	0,055	0,111	0,059	0,035	0,068	0,102	0,057	0,053
10	0,055	0,111	0,054	0,028	0,064	0,096	0,054	0,047
11	0,056	0,111	0,047	0,022	0,062	0,090	0,051	0,041
12	0,056	0,111	0,043	0,017	0,059	0,087	0,047	0,039
Correlação de Pearson	0,9998	0,9998	0,9966	0,9971	0,9975	0,9973	0,9979	0,9963

A fim de se comparar a velocidade de secagem das amostras em cada método, foi plotado gráfico (Figura 5) com a umidade média das amostras em cada um deles, recomendado pelo fabricante e proposto. A fim de se ter como comparativo a umidade aproximada que se procura alcançar no processo de secagem, foi traçada, também, linha de base com a média da umidade das amostras destorroadas e secas ao ar (ASA).

Após 245 horas de secagem (cerca de 10 dias), nos tratamentos onde se utilizou o método proposto, a redução da umidade foi significativamente superior em comparação ao método tradicional, tendo alcançado valor médio de $0,097 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, contra $0,413 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ ao final do processo, respectivamente para cada um dos métodos. Esses resultados colocam o método proposto em posição de vantagem quando comparado a outros métodos que vêm sendo praticados por outros autores, como por Alfaro Soto; Kumayama; Chang, (2007) e por Khan et al. (2011), que necessitaram de cerca de 100 dias e de 38 dias, respectivamente, para obter dados suficientes que permitissem a calibração de sensores TDR.

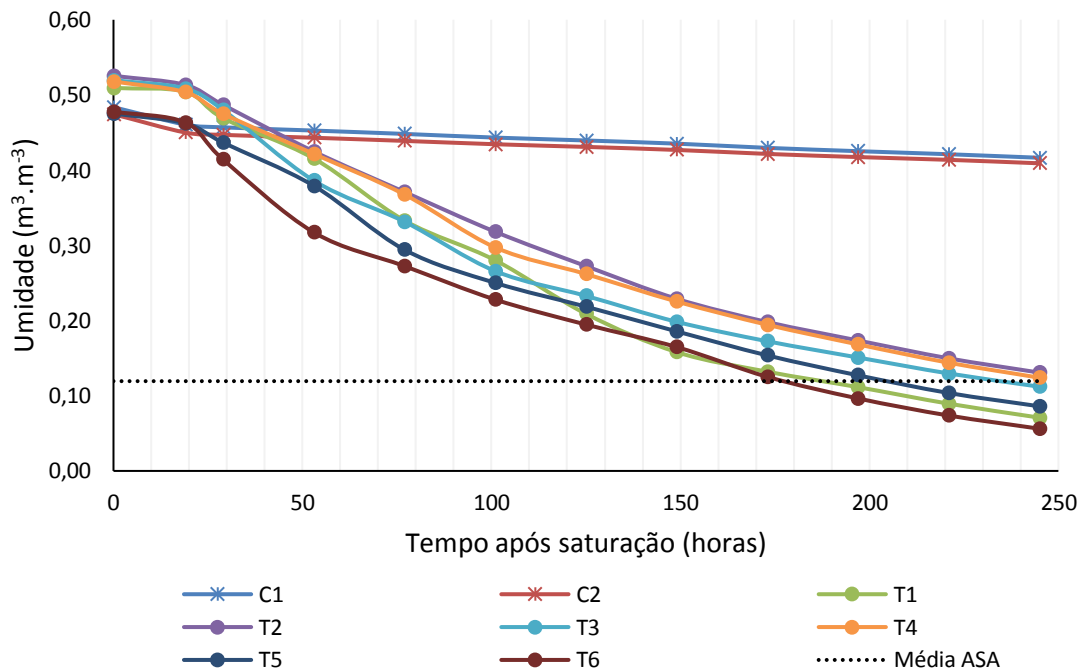


Figura 5: Evolução da perda de umidade durante o processo de calibração para cada um dos tratamentos, sendo “C1 e C2” os tratamentos controle, “T1, T2, T3, T4, T5 e T6” os tratamentos pelo método proposto e “Média ASA” a média da umidade nas amostras secas ao ar utilizadas para a montagem do experimento.

5 - Conclusões

O método proposto pode ser utilizado em processos de calibração de sensores TDR, permitindo a calibração com precisão e em períodos significativamente mais curtos que o método tradicional.

6 - Referências Bibliográficas

- ALFARO SOTO, M. A.; KUMAYAMA, D. M.; CHANG, H. K. Calibração de um Reflectômetro para Estudos do Fluxo De Água Em Solo Não Saturado. v. 26, n. 4, p. 357–368, 2007.
- BRADEN, J. B.; JOLEJOLE-FOREMAN, M. C.; SCHNEIDER, D. W. Humans and the water environment: The need for coordinated data collection. **Water (Switzerland)**, v. 6, n. 1, p. 1–16, 2014.
- CAMPBELL. CS616 and CS625 water content reflectometers. **Instruction manual. Edmonton, Alberta**, p. 1–24, 2015.
- CAMPBELL. **Campbell Scientific - Sobre**. Disponível em: <<http://www.campbellsci.com.br/about>>. Acesso em: 12 abr. 2016a.
- CAMPBELL. **Campbell Scientific - CS650G**. Disponível em: <<https://www.campbellsci.com/cs650g>>. Acesso em: 18 maio. 2016b.
- DONAGEMA, G. K. et al. **Documentos 132 Manual de Métodos de Análise de Solo**. 2ª edição ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011.
- FOLTRAN, E. C. et al. Calibração de Sensores TDR (Time Domain Reflectometer) para Solos de Textura Média. p. 2009, 2009.
- HOEKSTRA, A. Y.; MEKONNEN, M. M. The water footprint of humanity. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 109, n. 9, p. 3232–3237, 2012.
- KHAN, M. A. et al. Calibration of time domain reflectometry (TDR) soil moisture point. **Journal of Applied and Emerging Science**, v. 2, n. 1, p. 19–26, 2011.
- KUMAR, M. D.; SINGH, O. P. Virtual water in global food and water policy making: Is there a need for rethinking? **Water Resources Management**, v. 19, n. 6, p. 759–789, 2005.
- MITTELBACH, H.; LEHNER, I.; SENEVIRATNE, S. I. Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. **Journal of Hydrology**, v. 430-431, p. 39–49, 2012.
- QUINONES, H.; RUELLE, P.; NEMETH, I. Comparison of three calibration procedures for TDR soil moisture sensors. **Irrigation and Drainage**, v. 52, n. 3, p. 203–217, 2003.
- R Core Team. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>, 2015.
- RHOADES, J. D. et al. Soil Electrical Conductivity and Soil Salinity: New Formulations and Calibrations. **Soil Science Society of America Journal**, v. 53, n. 2, p. 433, 1989.
- ZANETTI, S. S. et al. General calibration of TDR to assess the moisture of tropical soils using artificial neural networks. **Journal of Hydrology**, v. 530, p. 657–666, 2015.
- ZWARTEVEEN, M. Z. Water: From basic need to commodity: A discussion on gender and water rights in the context of irrigation. **World Development**, v. 25, n. 8, p. 1335–1349, 1997.

Conclusões Gerais

Não foram encontradas diferenças marcantes entre os solos da topossequência estudada para porosidade total, macroporosidade, microporosidade e textura.

O valor do parâmetro alfa da equação de van Genuchten variou entre os solos estudados, porém sem associação às características físicas analisadas.

Durante os eventos de chuva estudados, não houve diferença estatística entre os diferentes pontos pelo Teste Tukey (nível de significância = 5%), quanto à infiltração de água no solo.

O método proposto para calibração de sensores TDR pode ser utilizado, permitindo a calibração com precisão e em períodos significativamente mais curtos que o método tradicional.

Anexos

Anexo 1

Anexo 1.1: PERFIL - PONTO 1

DATA: 16/08/2016

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:

Município de Viçosa – MG. Coordenadas UTM: 23S 723204,854 / 7704291,732 - Datum Sirgas2000.

ALTITUDE: 764,75 m

SITUAÇÃO: Topo do morro, plano inclinado

LITOLOGIA E CRONOLOGIA: Gnaisse – Pré Cambriano

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Montanhoso

EROSÃO: Não aparente

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Semidecídua

USO ATUAL: Pastagem

CLIMA KÖPPEN: Cwb – clima tropical de altitude com verão chuvoso e temperaturas amenas

DESCRITO E COLETADO POR: Cleverson Vieira Pires / Bruno Nery Fernandes Vasconcelos

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A - 0 - 12 cm; muito argilosa; forte grande a muito grande granular; ligeiramente dura a dura, firme; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

BA - 12 - 25 cm; muito argilosa; moderada a forte pequena a média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa.

BW - 25 - 100 cm +; muito argilosa; moderada a forte pequena a média blocos subangulares; macia, muito friável; plástica e pegajosa.

Anexo 1.2: PERFIL - PONTO 2

DATA: 16/08/2016

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:

Município de Viçosa – MG. Coordenadas UTM: 23S 723212,356 / 7704181,724 - Datum Sirgas2000.

ALTITUDE: 732,51 m

SITUAÇÃO: Terço médio do morro, plano inclinado

LITOLOGIA E CRONOLOGIA: Gnaisse – Pré Cambriano

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Montanhoso

EROSÃO: Não aparente

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Semidecídua

USO ATUAL: Pastagem

CLIMA KÖPPEN: Cwb – clima tropical de altitude com verão chuvoso e temperaturas amenas

DESCRITO E COLETADO POR: Cleverson Vieira Pires / Bruno Nery Fernandes Vasconcelos

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0 - 10 cm; muito argilosa; forte pequena a média granular; ligeiramente dura a dura, friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

BA – 10 – 25 cm; muito argilosa; moderada a forte média a grande/muito grande granular; ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa.

Bw – 25 – 100 cm +; muito argilosa; forte muito pequena granular; macia, friável; plástica e pegajosa.

Anexo 1.3: PERFIL - PONTO 3

DATA: 16/08/2016

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:

Município de Viçosa – MG. Coordenadas UTM: 23S 723244,667 / 7704040,082- Datum Sirgas2000.

ALTITUDE: 684,79 m

SITUAÇÃO: Terço inferior com presença de trilhos de animais, plano inclinado

LITOLOGIA E CRONOLOGIA: Gnaisse – Pré Cambriano

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Montanhoso

EROSÃO: Não aparente

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Semidecídua

USO ATUAL: Pastagem

CLIMA KÖPPEN: Cwb – clima tropical de altitude com verão chuvoso e temperaturas amenas

DESCRITO E COLETADO POR: Cleverson Vieira Pires / Bruno Nery Fernandes Vasconcelos

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0 – 35 cm; argila; moderada a forte grande granular; dura, firme; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

BA – 35 – 45 cm; muito argilosa; moderada a forte pequena a média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa.

Bw – 45 - 100 cm +; muito argilosa; moderada a forte média a grande blocos subangulares; ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa.

Anexo 1.4: PERFIL - PONTO 4

DATA: 16/08/2016

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:

Município de Viçosa – MG. Coordenadas UTM: 23S 723086,348 / 7703983,992- Datum Sirgas2000.

ALTITUDE: 690,75 m

SITUAÇÃO: Terço inferior sem presença de trilhos de animais, plano inclinado

LITOLOGIA E CRONOLOGIA: Gnaisse – Pré Cambriano

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Montanhoso

EROSÃO: Não aparente

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Semidecídua

USO ATUAL: Pastagem

CLIMA KÖPPEN: Cwb – clima tropical de altitude com verão chuvoso e temperaturas amenas

DESCRITO E COLETADO POR: Cleverson Vieira Pires / Bruno Nery Fernandes Vasconcelos

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0 – 13 cm; argilo arenosa; forte média a grande granular; ligeiramente dura, friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

BA – 13 – 20 cm; argila; moderada a forte pequena a média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa.

Bw – 20 – 100 cm +; argila; forte média a grande blocos subangulares; ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa.

Anexo 1.5: PERFIL - PONTO 5

DATA: 16/08/2016

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO gleissólico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:

Município de Viçosa – MG. Coordenadas UTM: 23S 723238,523 / 7704005,324- Datum Sirgas2000.

ALTITUDE: 671,82 m

SITUAÇÃO: Margem da represa, plano

LITOLOGIA E CRONOLOGIA: Gnaisse – Pré Cambriano

ROCHOSIDADE: Não rochoso

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

RELEVO REGIONAL: Montanhoso

EROSÃO: Não aparente

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Semidecídua

USO ATUAL: Pastagem

CLIMA KÖPPEN: Cwb – clima tropical de altitude com verão chuvoso e temperaturas amenas

DESCRITO E COLETADO POR: Cleverson Vieira Pires / Bruno Nery Fernandes Vasconcelos

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0 – 20 cm: argila; moderada a forte média a grande blocos subangulares; dura, firme; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

Bi – 20 – 50 cm: argila; moderada pequena a média blocos subangulares; , ligeiramente dura, friável; plástica e pegajosa; mosqueado pouco e difuso.

Bc – 50 – 70 cm: argilo arenosa; fraca pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, friável; ligeiramente plástica e pegajosa; mosqueado comum e difuso.

Cg – 70 – 100 cm +: argila; fraca pequena blocos subangulares; ligeiramente dura friável; ligeiramente plástica e pegajosa; mosqueado abundante e difuso.

Anexo 2

Anexo 2.1: Variação do volume de água no solo após o evento¹ de chuva de 11/02/2016 (19h30min a 23h40min).

			Profundidade (cm)						TOTAL		Incremento ² (%)
			5	10	20	40	60	100	(m ³ .m ⁻³)	(L)	
Umidade (m ³ .m ⁻³)	Ponto 1	Início	0,2904	0,3442	0,3372	0,3627	0,3439	0,3460	0,3431	343,08	74,16
		Fim	0,3703	0,4202	0,3697	0,3633	0,3439	0,3454	0,3597	359,66	
		Diferença	0,0800	0,0760	0,0325	0,0006	0,0000	-0,0006	0,0166	16,58	
	Ponto 2	Início	0,3680	0,3472	0,3739	0,3314	0,3190	0,3333	0,3384	338,37	56,72
		Fim	0,4368	0,3875	0,4049	0,3314	0,3187	0,3330	0,3511	351,05	
		Diferença	0,0688	0,0403	0,0310	0,0000	-0,0003	-0,0003	0,0127	12,68	
	Ponto 3	Início	0,2832	0,3168	0,3222	0,3394	0,4245	0,4142	0,3714	371,42	71,26
		Fim	0,3429	0,3712	0,3228	0,3580	0,4365	0,4142	0,3873	387,34	
		Diferença	0,0597	0,0543	0,0006	0,0185	0,0119	0,0000	0,0159	15,93	
	Ponto 4	Início	0,3435	0,3487	0,3856	0,4087	0,4338	0,3426	0,3902	390,16	113,70
		Fim	0,4581	0,4417	0,4311	0,4138	0,4393	0,3444	0,4156	415,58	
		Diferença	0,1145	0,0930	0,0455	0,0052	0,0055	0,0018	0,0254	25,41	
	Ponto 5	Início	0,3682	0,3446	0,3833	0,4010	0,4830	0,5870	0,4535	453,45	37,43
		Fim	0,3925	0,3918	0,3965	0,4016	0,4834	0,5909	0,4618	461,82	
		Diferença	0,0243	0,0473	0,0132	0,0006	0,0003	0,0040	0,0084	8,37	

1) A precipitação total registrada foi de 22,352 mm.

2) Em Relação à Precipitação

Anexo 2.2: Variação do volume de água no solo após o evento¹ de chuva de 11/03/2016 (16h49min a 17h57min).

			Profundidade (cm)						TOTAL		Incremento ² (%)
			5	10	20	40	60	100	(m ³ .m ⁻³)	(L)	
Umidade (m ³ .m ⁻³)	Ponto 1	Início	0,2761	0,3256	0,3056	0,3287	0,308	0,3326	0,3156	315,63	46,88
		Fim	0,3004	0,3466	0,3056	0,3287	0,3074	0,3326	0,3188	318,85	
		Diferença	0,0243	0,0210	0,0000	0,0000	-0,0006	0,0000	0,0032	3,2148	
	Ponto 2	Início	0,355	0,3274	0,3497	0,3138	0,3048	0,3227	0,3224	322,36	66,00
		Fim	0,373	0,3435	0,3593	0,3169	0,3045	0,3227	0,3269	326,89	
		Diferença	0,0180	0,0161	0,0096	0,0031	-0,0003	0,0000	0,0045	4,526	
	Ponto 3	Início	0,2631	0,2914	0,2905	0,2971	0,3715	0,3881	0,3336	333,64	86,19
		Fim	0,271	0,3247	0,2923	0,3046	0,3749	0,3881	0,3395	339,55	
		Diferença	0,0079	0,0333	0,0019	0,0075	0,0035	0,0000	0,0059	5,911	
	Ponto 4	Início	0,3738	0,3508	0,3599	0,3862	0,4138	0,3299	0,3757	375,7	54,23
		Fim	0,419	0,3538	0,3602	0,3865	0,4138	0,3299	0,3794	379,42	
		Diferença	0,0451	0,0030	0,0003	0,0003	0,0000	0,0000	0,0037	3,7193	
	Ponto 5	Início	0,3647	0,3682	0,3862	0,401	0,4744	0,5856	0,4525	452,54	102,31
		Fim	0,395	0,4101	0,3969	0,401	0,4744	0,5856	0,4596	459,56	
		Diferença	0,0302	0,0419	0,0107	0,0000	0,0000	0,0000	0,007	7,0166	

1) A precipitação total registrada foi de 6,858 mm.

2) Em Relação à Precipitação.

Anexo 2.3: Variação do volume de água no solo após o evento¹ de chuva de 13/03/2016 (12h00min a 12h26min).

			Profundidade (cm)						TOTAL		Incremento ² (%)
			5	10	20	40	60	100	(m ³ .m ⁻³)	(L)	
Umidade (m ³ .m ⁻³)	Ponto 1	Início	0,2934	0,3348	0,3062	0,3281	0,3071	0,332	0,3172	317,19	72,66
		Fim	0,343	0,3798	0,3335	0,3281	0,3071	0,3323	0,3284	328,44	
		Diferença	0,0496	0,0450	0,0274	0,0000	0,0000	0,0003	0,0113	11,256	
	Ponto 2	Início	0,3646	0,3404	0,3516	0,3141	0,3038	0,3227	0,3241	324,12	71,75
		Fim	0,4238	0,3885	0,3733	0,3141	0,3032	0,3227	0,3352	335,23	
		Diferença	0,0592	0,0481	0,0217	0,0000	-0,0006	0,0000	0,0111	11,113	
	Ponto 3	Início	0,2751	0,308	0,2917	0,2989	0,3727	0,3869	0,3365	336,47	51,74
		Fim	0,2858	0,3391	0,2971	0,3008	0,3803	0,3941	0,3445	344,48	
		Diferença	0,0107	0,0311	0,0053	0,0019	0,0075	0,0072	0,008	8,0148	
	Ponto 4	Início	0,4087	0,3572	0,3584	0,3853	0,4126	0,3296	0,378	377,96	114,92
		Fim	0,4753	0,4432	0,3865	0,3856	0,4138	0,3381	0,3958	395,76	
		Diferença	0,0667	0,0861	0,0282	0,0003	0,0012	0,0085	0,0178	17,801	
	Ponto 5	Início	0,3909	0,3984	0,401	0,3994	0,4744	0,586	0,4587	458,74	82,42
		Fim	0,4655	0,4532	0,4211	0,3994	0,4748	0,5856	0,4715	471,51	
		Diferença	0,0747	0,0548	0,0202	0,0000	0,0003	-0,0003	0,0128	12,767	

1) A precipitação total registrada foi de 15,490 mm.

2) Em Relação à Precipitação.

Anexo 2.4: Variação do volume de água no solo após o evento¹ de chuva de 14/03/2016 (13h25min a 14h30min).

			Profundidade (cm)						TOTAL		Incremento ² (%)
			5	10	20	40	60	100	(m ³ .m ⁻³)	(L)	
Umidade (m ³ .m ⁻³)	Ponto 1	Início	0,3247	0,3506	0,3208	0,3351	0,3068	0,332	0,3242	324,22	41,76
		Fim	0,357	0,3858	0,3418	0,3439	0,3068	0,332	0,3342	334,19	
		Diferença	0,0322	0,0353	0,0210	0,0088	0,0000	0,0000	0,01	9,9712	
	Ponto 2	Início	0,4015	0,3785	0,3733	0,3327	0,3072	0,3475	0,3427	342,7	82,61
		Fim	0,4737	0,4579	0,4263	0,3333	0,3082	0,3475	0,3624	362,43	
		Diferença	0,0722	0,0794	0,053	0,0006	0,0009	0,0000	0,0197	19,724	
	Ponto 3	Início	0,2911	0,3313	0,3008	0,3036	0,3843	0,3953	0,3469	346,9	65,07
		Fim	0,3187	0,3617	0,3102	0,3162	0,3966	0,4132	0,3624	362,44	
		Diferença	0,0276	0,0305	0,0094	0,0126	0,0122	0,0179	0,0155	15,535	
	Ponto 4	Início	0,4475	0,4229	0,4047	0,3902	0,4214	0,3372	0,3979	397,87	119,07
		Fim	0,4771	0,4626	0,4511	0,4547	0,4326	0,3372	0,4263	426,3	
		Diferença	0,0297	0,0397	0,0464	0,0645	0,0112	0,0000	0,0284	28,429	
	Ponto 5	Início	0,429	0,4296	0,4217	0,411	0,4748	0,5866	0,4696	469,62	55,99
		Fim	0,4892	0,4627	0,4397	0,4265	0,4748	0,5896	0,483	482,99	
		Diferença	0,0602	0,0331	0,018	0,0154	0,0000	0,003	0,0134	13,369	

1) A precipitação total registrada foi de 23,876 mm.

2) Em Relação à Precipitação.

Anexo 2.5: Variação do volume de água no solo após o evento¹ de chuva de 14/03/2016 (21h15min a 21h52min).

			Profundidade (cm)						TOTAL		Incremento ² (%)
			5	10	20	40	60	100	(m ³ .m ⁻³)	(L)	
Umidade (m ³ .m ⁻³)	Ponto 1	Início	0,3475	0,3715	0,343	0,3615	0,3071	0,332024	0,3362	336,21	33,95
		Fim	0,357	0,3892	0,3427	0,3615	0,3071	0,332024	0,3382	338,2	
		Diferença	0,0094	0,0176	-0,0003	0,0000	0,0000	0,0000	0,002	1,9836	
	Ponto 2	Início	0,4322	0,4071	0,4254	0,3717	0,3128	0,36149	0,3672	367,23	16,05
		Fim	0,4322	0,4061	0,4331	0,3711	0,3131	0,36087	0,3682	368,17	
		Diferença	0,0000	-0,0009	0,0077	-0,0006	0,0003	-0,0006	0,0009	0,9377	
	Ponto 3	Início	0,3128	0,3608	0,3153	0,3128	0,4	0,414176	0,3632	363,21	46,76
		Fim	0,3285	0,3652	0,3165	0,3143	0,4022	0,41449	0,3659	365,94	
		Diferença	0,0157	0,0044	0,0013	0,0016	0,0022	0,000314	0,0027	2,7318	
	Ponto 4	Início	0,4629	0,4432	0,4359	0,4359	0,4426	0,361097	0,4255	425,54	32,81
		Fim	0,475	0,452	0,4381	0,4359	0,4429	0,360794	0,4275	427,45	
		Diferença	0,0121	0,0088	0,0021	0,0000	0,0003	-0,0003	0,0019	1,9165	
	Ponto 5	Início	0,4595	0,4488	0,4337	0,4296	0,4834	0,590613	0,4822	482,24	45,83
		Fim	0,4807	0,4605	0,4356	0,4293	0,4834	0,590613	0,4849	484,92	
		Diferença	0,0211	0,0117	0,0019	-0,0003	0,0000	0,0000	0,0027	2,6775	

1) A precipitação total registrada foi de 5,842 mm.

2) Em Relação à Precipitação.