

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**DETERMINAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DE SOLOS NÃO
SATURADOS A PARTIR DE ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO UTILIZANDO
TOMOGRAFIAS DE RAIOS GAMA**

PATRICIA FIGUEREIDO DE SOUSA

ORIENTADOR: PROF. ANDRÉ LUÍS BRASIL CAVALCANTE, Ph.D.

COORIENTADOR: PROF. SILVIO CRESTANA, Ph.D.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOTECNIA

PUBLICAÇÃO: G.DM 329/2019

BRASÍLIA/DF: JULHO/2019

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

DETERMINAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DE SOLOS NÃO
SATURADOS A PARTIR DE ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO UTILIZANDO
TOMOGRAFIAS DE RAIOS GAMA

PATRICIA FIGUEREIDO DE SOUSA

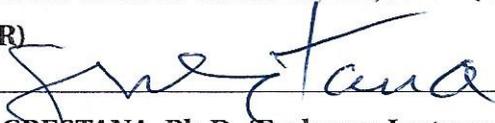
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CI-
VIL E AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NE-
CESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE.

APROVADA POR:



PROF. ANDRÉ LUÍS BRASIL CAVALCANTE, Ph.D. (UnB)

(ORIENTADOR)



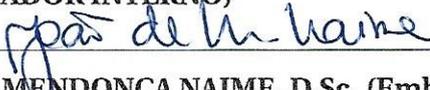
PROF. SILVIO CRESTANA, Ph.D. (Embrapa Instrumentação/USP-São Carlos)

(COORDENADOR)



PROF. LUCIANO SOARES DA CUNHA, D.Sc. (UnB)

(EXAMINADOR INTERNO)



JOÃO DE MENDONÇA NAIME, D.Sc. (Embrapa Instrumentação)

(EXAMINADOR EXTERNO)

DATA: BRASÍLIA/DF, 12 JULHO DE 2019

FICHA CATALOGRÁFICA

SOUSA, PATRICIA FIGUEREIDO DE

Determinação das Propriedades Hidráulicas de Solos Não Saturados a partir de Ensaaios de Infiltração utilizando Tomografias de Raios Gama. [Distrito Federal] 2019. xviii, 82 p., 210x297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Geotecnia, 2019).

Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília, Faculdade de Tecnologia, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Fluxo não saturado 2. Tomografia computadorizada

3. Ensaio de Infiltração 4. Propriedades hidráulicas

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

SOUSA, P. F. (2019). Determinação das Propriedades Hidráulicas de Solos Não Saturados a partir de Ensaaios de Infiltração utilizando Tomografias de Raios Gama. Dissertação de Mestrado, Publicação GDM-329/2019, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 82 p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Patricia Figueredo de Sousa

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO: Determinação das Propriedades Hidráulicas de Solos Não Saturados a partir de Ensaaios de Infiltração utilizando Tomografias de Raios Gama

GRAU / ANO: Mestre / 2019

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.



Patricia Figueredo de Sousa

SQN 411 bloco P Apt. 101

704866-160 - Brasília/DF - Brasil

DEDICATÓRIA

*Antes mesmo que no
seu coração exista um sonho,
Deus já sonhou ele por você.*
Todas as minhas conquistas serão
sempre em Teu sagrado nome.

AGRADECIMENTOS

A Deus, Pai de todo o conhecimento, por sempre me sustentar e me iluminar durante todos os momentos difíceis, em Ti confio e sempre repouso.

A todos os professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, em especial, ao meu orientador André Luís Brasil Cavalcante que em virtude dos seus ensinamentos e amor pela Geotecnia me guiou durante a realização desse trabalho.

Aos pesquisadores João de Mendonça Naime e Silvio Crestana, por gentilmente disponibilizarem os dados de sua pesquisa para o desenvolvimento desse mestrado, demonstrando a importância da cooperação para a produção científica.

A minha família, fonte de apoio incondicional, que comemoram todas as minhas pequenas e grandes conquistas. Vocês são e serão sempre tudo para mim, com destaque a minha mãe Francisca Figueredo, que luta incansavelmente todos os dias para que meus sonhos se tornem realidade.

Ao meu namorado, Rômulo Montalvão, por sempre me apoiar e ser o meu maior exemplo de dedicação, comprometimento e amor a carreira acadêmica.

Aos meus amigos e colegas de Pós-Graduação, pela cumplicidade, paciência e ajuda durante a conclusão desse trabalho, dos quais não posso deixar de citar: Ana Beatriz, Tais Avelar, Ronaldo Vilela e Leila Maria.

Aos companheiros do grupo de pesquisa GeoFluxo, pelas inúmeras contribuições e auxílio durante o desenvolvimento da pesquisa.

Aos professores do Campus do Sertão da Universidade Federal de Alagoas, com destaque a Profa. Rafaela Faciola, que me inspirou e me transferiu todo o seu amor pela Geotecnia.

A minha afilhada Gabryella e a minha melhor amiga Gleyssyaney, por serem luz e felicidade na vida.

Não menos importante, as minhas amigas Larissa Costa e Valquiria Abreu, por me apoiarem na escolha de continuar seguindo na vida acadêmica e por permanecerem comigo mesmo depois da graduação.

RESUMO

SOUSA, P. F. (2019). *Determinação das Propriedades Hidráulicas de Solos Não Saturados a partir de Ensaio de Infiltração utilizando Tomografias de Raios Gama*. Distrito Federal, 2019. 82 p. Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília, Faculdade de Tecnologia, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

No início da década de 80, a Tomografia Computadorizada (TC) começou a ser empregada para o estudo do solo, demonstrando grande potencial para obtenção de propriedades e caracterização tridimensional do meio. O conjunto de dados gerados por este tipo de equipamento permite que sejam realizadas análises tanto qualitativa como quantitativa de diferentes fenômenos físicos e hidráulicos que ocorrem no solo. Conhecer o comportamento do solo frente a esses fenômenos, especialmente na região não saturada, tem sido objeto de estudo de diversos pesquisadores ao longo dos anos, principalmente, em virtude da redução dos custos devido à realização de estimativas cada vez mais precisas do comportamento do material. Em função desse cenário, a presente dissertação de mestrado tem por intuito apresentar uma metodologia de estudo do movimento de água na região não saturada do solo, com base no emprego do modelo analítico de Cavalcante-Zornberg para a solução da Equação de Richards. Neste trabalho, tal solução foi utilizada para modelar a infiltração de água e aferir propriedades de algumas amostras de solo, com base em resultados de ensaios de TC. Os principais resultados encontrados por esta pesquisa permitiram prever o avanço da frente de umidade dentro de colunas de solo, a curva de retenção de água, a função condutividade hidráulica não saturada, a distribuição de poros e a granulometria do material e ainda, o valor de dimensão fractal e da distribuição do teor de umidade volumétrico em uma seção a partir das imagens tomográficas do solo. Os resultados obtidos quando comparados com os resultados de ensaios tradicionais demonstraram a capacidade da solução apresentada em prever as propriedades e o comportamento hidráulico do solo ao longo do processo de infiltração, o que ratifica o grande potencial da TC para caracterização transiente de meios porosos não saturados.

ABSTRACT

SOUSA, P. F. (2019). *Determination of the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils from Infiltration Tests using Gamma Ray Tomography*. Federal District, 2019. 82 p. Master's Dissertation - University of Brasília, Faculty of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering.

In the early 80's, CT scanning started to be used for studying the soil, showing a great potential for obtaining properties and three-dimensional characterization of the medium. The set of data generated by this type of equipment allows both, qualitative and quantitative analyzes of different physical and hydraulic phenomena occurring in the soil. Knowing the behavior of the soil under those phenomena, particularly at the unsaturated region, has been object of study of several researchers over the years, mainly due to the reduction of costs due to the realization of increasingly accurate estimates of the behavior of the material. Due to this scenario, this dissertation intends to present a methodology for studying the movement of water in the unsaturated soil, based on the use of the Cavalcante-Zornberg analytical model for the solution of the Richards Equation. In this work, such a solution was used to model water infiltration and to evaluate properties of some soil samples, based on results of CT experiments. The main results obtained by this research allowed predicting the advance of the front moisture inside soil columns, the water retention curve, the unsaturated hydraulic conductivity function, the pore distribution and the granulometry of the material and also, fractal dimension value and the distribution of the volumetric moisture content in a section from the tomographic images of the soil. The obtained results were compared to the results of traditional tests demonstrated the ability of the solution presented in predicting the properties and hydraulic behavior of the soil throughout the infiltration process, which ratifies the great CT potential for transient characterization of unsaturated porous media .

SUMÁRIO

1	Introdução	1
1.1	Motivação	3
1.2	Objetivos	3
1.3	Estrutura da Dissertação	4
2	Desenvolvimento matemático do fluxo de água em meios porosos	6
2.1	Fluxo tridimensional em meio homogêneo	6
2.2	Fluxo vertical transiente não saturado	8
2.2.1	Solução analítica da Equação de Richards, modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a)	10
2.2.2	Modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) para a determinação da curva retenção de água e da função condutividade hidráulica	12
3	Teoria do fluxo de água em meios porosos não saturados	14
3.1	Solos Não Saturados	14
3.2	Sucção	15
3.3	Curva de retenção	17
3.4	Função condutividade hidráulica	20
3.5	O papel da distribuição de poros	22
3.6	Estudo do solo por meio da teoria da capilaridade	23
4	Metodologia	26
4.1	Materiais	26
4.1.1	Solo estudado	27

4.1.2	Preparação das amostras e metodologia dos ensaios de infiltração realizados por Naime (2001)	27
4.1.3	Dados da variação temporal do teor de umidade volumétrico	28
4.1.4	Imagens do avanço da frente de molhamento	29
4.1.5	Softwares utilizados	31
4.2	Metodologia de estudo do avanço da frente de molhamento	31
4.3	Obtenção e validação da curva de retenção	32
4.3.1	Estimativa do valor de entrada de ar	34
4.3.2	Condutividade hidráulica das amostras	35
4.4	Modelo de avaliação da distribuição de poros a partir da curva de retenção de água	36
4.4.1	Modelo de avaliação da distribuição do tamanho do poro do solo a partir da curva de retenção pela teoria da capilaridade	37
4.4.2	Avaliação da granulometria a partir do diâmetro dos poros	40
4.5	Análise da dimensão fractal das imagens obtidas por TC	43
4.5.1	Fractais	43
4.5.2	Cálculo da dimensão fractal	44
5	Análise e Discussão de Resultados	47
5.1	Ajuste da curva de teor de umidade volumétrico variando no tempo	47
5.2	Estimativa do avanço da frente de molhamento	49
5.3	Obtenção indireta da curva de retenção de água	52
5.4	Estimativa do valor de entrada de ar (VEA) a partir da CRA	54
5.4.1	Influência do valor de δ no VEA - Análise paramétrica	54
5.4.2	Valores obtidos de ψ_{ar} para as amostras de LVdf estudadas	55

5.5	Condutividade hidráulica	56
5.6	Discussão dos modelos empregados para avaliação da infiltração de água em colunas de solo com base em resultados de tomografia computadorizada . . .	58
5.7	Distribuição do diâmetro dos poros	61
5.7.1	Avaliação da influência dos parâmetros do modelo nos valores da distribuição de poros	61
5.7.2	Distribuição de diâmetro dos poros para as amostras de LVdf estudadas	63
5.7.3	Granulometria a partir da distribuição de poros	65
5.8	Resultados obtidos pela análise de imagens	68
5.8.1	Análise do avanço da infiltração a partir de imagens tomográficas	68
5.8.2	Análise da dimensão fractal durante a infiltração	70
6	Conclusões e Sugestões de Trabalhos Futuros	71
6.1	Conclusões	71
6.2	Sugestões de Trabalhos Futuros	73

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Volume Elementar Representativo (VER) para balanço de fluxo tridimensional	6
Figura 3.1	Desenho esquemático das fases que compõem o solo saturado e não saturado	15
Figura 3.2	Curva de retenção de água no solo	18
Figura 3.3	Função condutividade hidráulica não saturada	21
Figura 3.4	Pressão interna e pressão capilar na formação do menisco, para (a): Superfície plana, (b): Superfície Convexa e (c) Superfície Côncava	24
Figura 3.5	Tensão Superficial atuante no menisco (Fredlund & Rahardjo, 1993) . . .	24
Figura 3.6	Modelo do tubo capilar representação para a Equação de Laplace	25
Figura 4.1	Tomógrafo desenvolvido por Naime (2001)	26
Figura 4.2	Esquema ilustrativo das colunas de solo ensaiadas por Naime (2001), para (a): tomografias realizadas em posição variável durante infiltração e (b): tomografias realizadas em posição fixa durante infiltração	28
Figura 4.3	Resultados obtidos por Naime (2001) para amostra de LVdf desestruturada, para (a): Variação temporal do teor de umidade volumétrico, (b): Curva de retenção de água, (c): Função condutividade hidráulica não saturada e (d): Difusividade hidráulica	28
Figura 4.4	Perfil de umidade durante a infiltração de água a 93,5 mm do topo da amostra, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	29
Figura 4.5	Imagens do avanço da região umedecida durante o ensaio de infiltração, tomografias em posição fixa, 9,35 cm do topo da coluna de solo, para (a): t=2 min, (b): t=8 min, (c): t=14 min, (d): t=20 min, (e): t=26 min, (f): t=32 min, (g): t=38 min, (h): t=44 min, (i): t=50 min, (j): t=56 min, (k): t=62 min, (l): t=68 min, (m): t=74 min, (n): t=80 min, (o): t=86 min, (p): t=92 min, (q): t=98 min, (r): t=104 min e (s): t=110 min	30

Figura 4.6 Esquema ilustrativo do procedimento utilizado para ajuste da curva $\theta(z, t)$	32
Figura 4.7 Pontos experimentais da CRA do trabalho de Varandas (2011), para (a): A1, (b): A2, (c) A3 e (d) A4	34
Figura 4.8 Curva da função frequência acumulada de diâmetros dos poros	38
Figura 4.9 Curva da função frequência de diâmetros dos poros	39
Figura 4.10 Modelo simplificado de meios porosos - disposição cúbica de partículas esféricas, modelo de Ng et al. (1978)	40
Figura 4.11 Corte ao longo do eixo vertical, modelo de Ng et al. (1978)	41
Figura 4.12 Corte diagonal, modelo de Ng et al. (1978)	41
Figura 4.13 <i>Box Counting</i> para o Floco de Neve Koch, para (a): Divisão 1, escala 1/6 e (b): Divisão 2, escala 1/10	45
Figura 4.14 Imagem do solo seco obtida por TC realizada por Naime (2001)	46
Figura 5.1 Ajuste do modelo de variação do teor de umidade volumétrico de Cavalcante & Zornberg (2017a), para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	47
Figura 5.2 Resíduos dos ajustes usando modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) para a curva de teor de umidade volumétrico, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	48
Figura 5.3 Perfil de umidade em instantes variados ao longo da coluna de solo, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	49
Figura 5.4 Estimativa da variação temporal do teor de umidade volumétrico em diferentes seções do corpo-de-prova, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	50
Figura 5.5 Influência da parcela advectiva de fluxo no perfil de umidade em instantes variados ao longo da coluna de solo, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	51
Figura 5.6 Influência da parcela difusiva de fluxo no perfil de umidade em instantes variados ao longo da coluna de solo,, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	51

Figura 5.7	Influência da parcela advectiva de fluxo na estimativa da variação temporal do teor de umidade volumétrico em diferentes seções do corpo-de-prova, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	51
Figura 5.8	Influência da parcela difusiva de fluxo na estimativa da variação temporal do teor de umidade volumétrico em diferentes seções do corpo-de-prova, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2	52
Figura 5.9	Curvas de Retenção de água a partir de TC, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4	53
Figura 5.10	Comparação em CRA e resultados experimentais, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4	53
Figura 5.11	Influência do valor de δ no VEA - estimativa de Aubertin et al (1998) . . .	55
Figura 5.12	Função condutividade hidráulica não saturada variando com a sucção do solo, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4	57
Figura 5.13	Função condutividade hidráulica não saturada variando como o teor de umidade volumétrico do solo, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4	57
Figura 5.14	Perfil de umidade durante a infiltração medido em várias seções, para (a): PC1, (b): PC2, (c): PC3, (d): PC4, (e): PC5 e (f) PC Campo	60
Figura 5.15	Influência do valor de δ na distribuição de poros, para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros	61
Figura 5.16	Influência do valor de θ_r na distribuição de poros com $\delta = 0,300 \text{ kPa}^{-1}$ e $\theta_s = 0,41$, para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros	63
Figura 5.17	Influência do valor de θ_s na distribuição de poros com $\delta = 0,300 \text{ kPa}^{-1}$ e $\theta_r = 0,15$, para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros	63
Figura 5.18	Distribuição de poros - δ_1 , para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros	64

Figura 5.19 Distribuição de poros - δ_2 , para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros 64

Figura 5.20 Avaliação da distribuição de umidade ao longo de uma seção, para (a): t=2 min, (b): t=8 min, (c): t=14 min, (d): t=20 min, (e): t=26 min, (f): t=32 min, (g): t=38 min, (h): t=44 min, (i): t=50 min, (j): t=56 min, (k): t=62 min, (l): t=68 min, (m): t=74 min, (n): t=80 min, (o): t=86 min, (p): t=92 min, (q): t=98 min, (r): t=104 min e (s): t=110 min 69

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Resumo de alguns modelos de ajuste para a curva de retenção	19
Tabela 3.2	Modelos empíricos de função condutividade hidráulica	22
Tabela 4.1	Dados de entrada para ajuste da curva $\theta(z, t)$	32
Tabela 4.2	Parâmetros hidráulicos para amostras de LVdf obtidos por Varandas (2011)	33
Tabela 4.3	Classificação das frações do solo quanto ao tamanho das partículas (Embrapa, 2017)	42
Tabela 4.4	Intervalos de Confiança para a Granulometria do LVdf da microbacia de Ribeirão Canchim - Tratamento estatístico dos dados apresentados por Primavera et al. (1999)	42
Tabela 4.5	Fração de Argila do LVdf da microbacia de Ribeirão Canchim (Varandas, 2011)	43
Tabela 5.1	Parâmetros obtidos nos ajustes dos pontos de variação temporal do teor de umidade volumétrico	47
Tabela 5.2	Valores de δ obtidos pelos parâmetros ajustados da função $\theta(z, t)$	52
Tabela 5.3	Influência do valor de δ no VEA	54
Tabela 5.4	Estimativa do valor de entrada de ar	55
Tabela 5.5	Valores de condutividade hidráulica saturada	56
Tabela 5.6	Comparação entre os valores de microporosidade e macroporosidade	65
Tabela 5.7	Diâmetro do poro mais frequente	65
Tabela 5.8	Granulometria a partir da distribuição de frequência de poros - Eq.(4.5)	67
Tabela 5.9	Granulometria a partir da distribuição de frequência de poros - Eq.(4.6)	67
Tabela 5.10	Granulometria a partir da distribuição de frequência de poros - Média	67

Tabela 5.11 Análise da Porcentagem da Fração de Argila	68
Tabela 5.12 Dimensão Fractal do solo durante o ensaio de infiltração	70

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIações

Símbolo	Significado	Unidades
a_s	Velocidade advectiva	LT^{-1}
\bar{a}_s	Velocidade advectiva média	LT^{-1}
c	Concentração do soluto	ML^{-3}
D	Diâmetro do tubo capilar	L
D_e	Diâmetro de poro equivalente	L
D_f	Dimensão fractal	--
D_h	Coefficiente de dispersão hidrodinâmica	L^2T^{-1}
D_p	Diâmetro das partículas do solo	L
D_{pico}	Diâmetro de poro mais frequente do solo	L
D_z	Difusividade hidráulica	L^2T^{-1}
\bar{D}_z	Difusividade hidráulica média	L^2T^{-1}
$f(LogD_e)$	Função frequência de diâmetros de poros equivalentes	--
$F(LogD_e)$	Função frequência acumulada de diâmetros de poros equivalentes	--
$f(z, t)$	Função de fluxo	--
$f_{adv}(z, t)$	Parcela de fluxo advectiva	--
$f_{dif}(z, t)$	Parcela de fluxo difusiva	--
g	Aceleração da gravidade	LT^{-2}
k	Coefficiente de permeabilidade	LT^{-1}
k_s	Condutividade hidráulica saturada	LT^{-1}
L	Comprimento da coluna ensaiada	L
N	Número de caixas do método <i>Box Counting</i>	--
p	Pressão parcial de vapor de água	$MT^{-2}L^{-1}$
p_o	Pressão de vapor de saturação	$MT^{-2}L^{-1}$
p/p_o	Umidade relativa do ar	adimensional
r	Raio do tubo capilar	L
R	Constante universal do gás	$ML^2T^{-2}\theta^{-1}mol^{-1}$
R_c	Raio de curvatura do menisco - superfície esférica	L
R_1	Raio de curvatura do menisco - superfície elipsoide	L
R_2	Raio de curvatura do menisco - superfície elipsoide	L
R^2	Coefficiente de determinação	adimensional
s	Escala do método <i>Box Counting</i>	--
S_r	Grau de saturação	adimensional
t	Tempo	T
T	Temperatura absoluta	θ

Símbolo	Significado	Unidades
v	Velocidade de descarga	LT^{-1}
v_x	Velocidade de descarga na direção x	LT^{-1}
v_y	Velocidade de descarga na direção y	LT^{-1}
v_z	Velocidade de descarga na direção z	LT^{-1}
V_m	Volume molar	$L^3 mol^{-1}$
u_w	Pressão de água dentro do solo	$MT^{-2}L^{-1}$
$u_a - u_w$	Sucção mátrica	$MT^{-2}L^{-1}$
z	Profundidade analisada	L
α	Ângulo de contato	adimensional
γ_w	Peso específico da água	$MT^{-2}L^{-2}$
δ	Parâmetro de ajuste do Modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a)	$M^{-1}T^2L$
ΔV_w	Variação do volume de água contido no elemento	L^3
Δt	Intervalo de tempo definido	T
θ	Teor de umidade volumétrico	L^3L^{-3}
θ_r	Teor de umidade volumétrico residual	L^3L^{-3}
θ_s	Teor de umidade volumétrico saturado	L^3L^{-3}
θ_i	Teor de umidade volumétrico inicial em z	L^3L^{-3}
θ_o	Teor de umidade volumétrico no topo da coluna semi-infinita	L^3L^{-3}
μ	Coefficiente de atenuação linear	L^{-1}
π	Sucção osmótica	$MT^{-2}L^{-1}$
ρ_w	Massa específica da água	ML^{-3}
σ	Tensão superficial	MT^{-2}
ϕ	Carga hidráulica	L
ψ	Sucção total	$MT^{-2}L^{-1}$
ψ_{ar}	Sucção de entrada de ar	$MT^{-2}L^{-1}$

Abreviação	Significado
CRA	Curva de Retenção de Água
CV	Coefficiente de Variação
IC	Intervalo de Confiança
LR	Latossolo Roxo
LVdf	Latossolo Vermelho distroférrico
NA	Nível de água
TC	Tomografia Computadorizada
VEA	Valor de entrada de ar
VER	Volume Elementar Representativo

1. INTRODUÇÃO

O solo pode ser definido como um complexo de partículas sólidas que quando agregadas formam uma estrutura porosa por onde pode-se processar o fluxo de água e ar dentro dos seus espaços vazios (Ottoni, 2009). Dessa maneira, o solo funciona como suporte físico e reservatório de água para as plantas, além de, geralmente fornecer os nutrientes necessários à sua manutenção (Andrade et al., 2008).

A grande complexidade de interação entre os componentes do sistema água-solo-planta-atmosfera em termos de energia de água, governa inúmeros processos de interesse para a Mecânica dos Solos. Assim, o entendimento cada vez mais completo desse sistema é extremamente necessário e exige, além de outras coisas, o conhecimento dos diversos atributos que caracterizam o solo - físicos, mecânicos e hidráulicos.

Destes, os atributos hidráulicos expressos pela capacidade de retenção de água e a função condutividade hidráulica do solo são geralmente de grande valia para a compreensão do comportamento do meio poroso, uma vez que, por meio destes é possível estimar a dinâmica do movimento de água e solutos que é objeto de estudo para diversas áreas relativas à Ciência do Solo, como a Agricultura, a Hidrologia e a Preservação Ambiental (Angelotti Netto, 2007; Rebouças, 2016).

Para a Geotecnia, a compreensão do fluxo de água no solo é essencial em um grande número de problemas práticos cujas soluções envolvem o cálculo de vazões, a análise de recalque, a variação temporal do nível de água, a permeabilidade de camadas drenantes, a formação de barreiras capilares, a alteração da resistência do maciço na presença de água e muitos outros.

Diante disso, há uma busca contínua por modelos e ensaios que consigam estimar de forma precisa e rápida o comportamento hidráulico do solo, principalmente na condição não saturada. O que justifica a importância de estudos referentes a esse estado do solo, visando, entre outras coisas, utilizar melhor os recursos naturais, reduzir o custo de obras, aumentar a segurança de taludes de terra e prevenir a degradação ambiental.

Dentro dessa temática, a Tomografia computadorizada (TC) surge como uma técnica de grande potencial de descrição não invasiva dos meios porosos, em virtude da possibilidade de caracterização e visualização do arranjo interno do corpo avaliado sem danificar a sua estrutura durante o ensaio.

A TC como técnica para o estudo do solo começou a ser empregada no início da dé-

cada de 80 com destaque aos trabalhos pioneiros de Petrovic et al. (1982), Hainsworth & Aylmore (1983), Crestana et al. (1985) e Vaz et al. (1989). Estes autores estudaram, nesta ordem: o uso da tomografia computadorizada para análise da densidade do solo, o emprego da TC para determinação espacial do conteúdo de água, o estudo da densidade do solo e do conteúdo de água por meio da TC e a TC aplicada a estudos de compactação do solo. Desde então, o seu emprego tornou-se cada vez mais comum e de grande aplicabilidade.

Ao longo dos anos, os equipamentos médicos que tornavam a técnica cara e de difícil difusão para o estudo de amostras de solo foram sendo substituídos por equipamentos mais modernos, de menor porte e de mais fácil calibração (Pires & Bacchi, 2010). Atualmente, o uso de tomógrafos de quarta e quinta gerações, com melhor resolução e menor tempo de varredura, dedicados especialmente para tal fim, tem sido comum.

A TC trata-se de uma técnica de obtenção de imagens de seções transversais de amostras de meios porosos cuja principal vantagem reside no fato de poder aferir propriedades do solo de forma não invasiva e transiente. As imagens fornecidas (2D e 3D) e as matrizes de dados geradas permitem que sejam realizadas análises tanto qualitativas como quantitativas de diferentes fenômenos físicos que ocorrem no meio poroso (Borges, 2011; Ferreira, 2014).

A vasta gama de estudos sobre a aplicabilidade dessa importante técnica contempla desde a compreensão do processo de infiltração e da heterogeneidade de meios porosos até a aferição de grandezas como densidade, porosidade, tortuosidade, grau de anisotropia, entropia, lacunaridade, condutividade hidráulica, umidade do solo, esfericidade, granulometria, dimensão fractal, entre tantos outros (Crestana et al., 1985; Vaz et al., 1989; Naime, 2001; Fante Junior et al., 2002; Pedrotti et al., 2003; Martins et al., 2010; Pires & Bacchi, 2010; Borges, 2011; Zubeldia, 2013; Ling, 2013; Zubeldia et al., 2016; Ozelim & Cavalcante, 2017; Tseng et al., 2018a; Tseng et al., 2018b; Borges et al., 2019).

Além disso, como descrito recentemente no trabalho de Ozelim (2014), a TC permite a reconstrução de modelos reais em diferentes escalas por meio de impressões 3D baseadas em tomografias do material estudado. O que endossa o potencial do emprego da TC em estudos relativos a compactação, encrostamento, ciclos de secagem e umedecimento, fluxo preferencial de poluentes no solo, estudo de solos colapsivos, avaliação de trincas causadas por insetos e muitos outros, conforme citado por Naime et al. (1996), Naime et al. (1997) e Pires (2006), principalmente no que diz respeito aos solos na condição não saturada.

A compreensão do comportamento do solo é primordial para o desenvolvimento sustentável de construções mais seguras e para a manutenção da qualidade dos materiais utilizados em obras. O que demonstra quão importante a tomografia computadorizada foi e é para a melhoria dos conhecimentos atuais sobre a dinâmica de meios porosos que são

altamente variáveis espacialmente e temporariamente.

1.1. Motivação

Problemas envolvendo solos não saturados frequentemente ocorrem na natureza e suas resoluções são de grande interesse para a comunidade acadêmica, órgãos públicos, empresas e principalmente para a sociedade. Destes problemas, pode-se citar, a ruptura de taludes de terra e o colapso de solo devido a redução da sucção, que anualmente, são responsáveis por vitimar e gerar danos humanos irreparáveis à sociedade. Esses problemas estão ligados a variação brusca do teor de umidade volumétrico do solo que geralmente não é monitorado ou monitorado incorretamente pelos órgãos responsáveis.

Do grande potencial da TC aqui já discutido e da necessidade do conhecimento do fenômeno de fluxo que envolve a região não saturada, a presente proposta de estudo que será descrita nesse trabalho, tem por intuito avaliar o emprego da Tomografia Computadorizada para obtenção de propriedades hidráulicas de um meio poroso não saturado durante o processo de infiltração, com base na solução analítica existente para a Equação de Richards apresentada por Cavalcante & Zornberg (2017a), o que visa contribuir para a compreensão e a difusão da aplicabilidade dessa técnica não invasiva para a Ciência do Solo.

A pesquisa desenvolvida nesse mestrado, dá continuidade ao trabalho desenvolvido por Naime e Crestana, em 2001, se encaixando na linha de modelagem matemática de Fluxo de água em meios porosos e Estabilidade de Taludes do grupo de pesquisa Inovações e Tecnologias Aplicadas em Geotecnia Ambiental (GeoFluxo) do Programa de Pós Graduação em Geotecnia da Universidade de Brasília. Colaborando com a difusão da aplicabilidade da teoria de modelagem de fluxo em regime transiente de meios porosos não saturados proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a).

1.2. Objetivos

Diante do exposto, o objetivo principal desta dissertação de mestrado é modelar o fluxo de água na região não saturada do solo e aferir propriedades hidráulicas desse meio, mediante a análise de resultados de ensaios de infiltração obtidos por tomografias de raios gama em colunas de Latossolo Vermelho Distroférico.

Para isso, tais objetivos específicos são listados:

- Estimar o avanço da frente de molhamento no solo por meio do emprego da solu-

ção analítica da equação de Richards proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a) ajustada a dados de ensaios de tomografias computadorizadas realizados por Naime (2001).

- Obter as curvas de retenção de água e função condutividade hidráulica não saturada do meio poroso avaliado, com base nas funções apresentadas por Cavalcante & Zornberg (2017a) para essas curvas. Utilizando para isso, os parâmetros obtidos pelo ajuste da curva de variação de teor de umidade volumétrico ao longo do processo de infiltração para as amostras avaliadas.
- Propor uma metodologia de análise da distribuição de poros com base na equação da capilaridade de Laplace e na equação da curva de retenção proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a).
- Desenvolver um modelo para aferição da granulometria de meios porosos utilizando dados da distribuição de poros do meio avaliado.
- Estimar a Dimensão Fractal da amostra de solo estudada durante o processo de infiltração, e relacionar a variação dessa propriedade com o comportamento hidráulico do solo.
- Validar os resultados obtidos com base em dados de ensaios presentes na literatura que analisem as grandezas estudadas, demonstrando o potencial de emprego da tomografia computadorizada e da metodologia apresentada para obtenção das propriedades físico-hidráulicas do solo.

1.3. Estrutura da Dissertação

Para uma melhor compreensão da pesquisa, o texto do trabalho é dividido em 6 capítulos. No capítulo 2 é apresentado o desenvolvimento matemático dos conceitos e parâmetros que envolvem o fluxo de água em meios porosos, dando ênfase para a equação matemática que rege o fenômeno do fluxo vertical transiente não saturado em meios poros, bem como, para o modelo de solução desta equação.

No Capítulo 3 é apresentada uma revisão bibliográfica a cerca dos conceitos gerais que envolvem os solos não saturados, como sucção, capilaridade e propriedades hidráulicas de interesse a pesquisa. Já no Capítulo 4 se descrevem os procedimentos metodológicos empregados para modelar o fluxo, estimar propriedades e traçar curvas que caracterizam hidráulicamente o comportamento das amostras, assim como, a forma que foi escolhida para a validação dos dados aferidos.

No Capítulo 5 são expostos os resultados obtidos pelo desenvolvimento da pesquisa, assim como a discussão sobre eles, dos quais, pode-se destacar: a análise do avanço da frente de molhamento, a curva de retenção de água no solo, a função condutividade hidráulica não saturada, a distribuição dos poros, a granulometria das amostras e a estimativa da dimensão fractal do solo.

No último capítulo do texto da presente dissertação são apresentadas as conclusões obtidas e as sugestões para trabalhos futuros com base nos questionamentos e anseios desenvolvidos durante a pesquisa.

2. DESENVOLVIMENTO MATEMÁTICO DO FLUXO DE ÁGUA EM MEIOS POROSOS

2.1. Fluxo tridimensional em meio homogêneo

Considerando o elemento de volume ΔV com dimensões Δx , Δy e Δz representado na Figura (2.1), o princípio da continuidade implica que a variação do volume de água contido no elemento (ΔV_w) é igual à diferença entre o volume de água que entra e sai do elemento, em um intervalo de tempo definido, Δt . Para direção x , tem-se:

$$\Delta V_{wx} = v_x \Delta y \Delta z \Delta t - \left[v_x + \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} \right) \Delta x \right] \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.1)$$

onde, v_x é a velocidade de descarga na direção x .

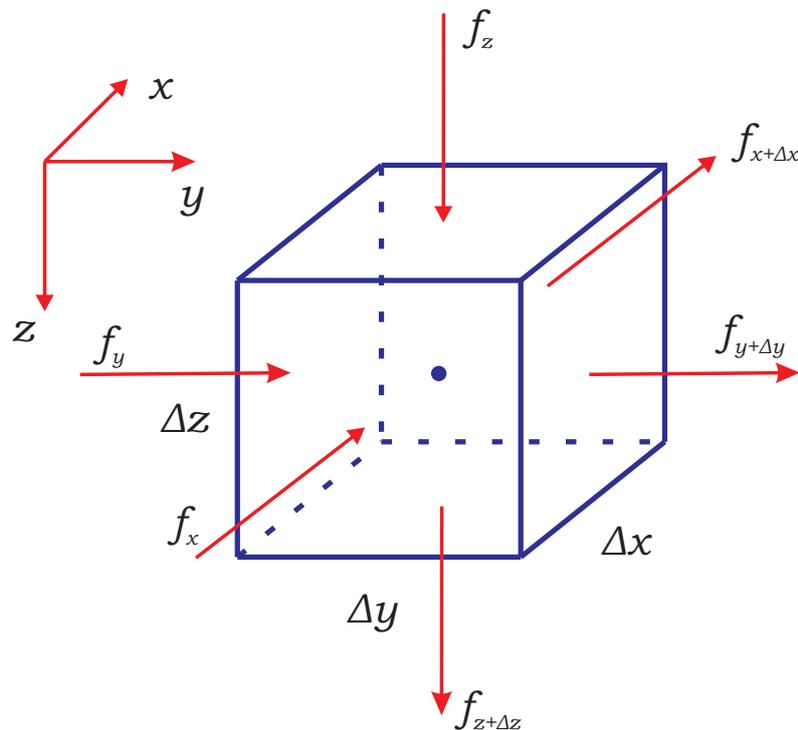


Figura 2.1: Volume Elementar Representativo (VER) para balanço de fluxo tridimensional

Calculando o limite para um tempo infinitesimal, a Eq.(2.1) resume-se a:

$$\frac{\partial V_{wx}}{\partial t} = - \frac{\partial v_x}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial V_{wx}}{\partial t} = -\frac{\partial v_x}{\partial x} \Delta V \quad (2.3)$$

Analogamente, a Eq.(2.3) pode ser estendida para as direções y e z , obtendo:

$$\frac{\partial V_{wy}}{\partial t} = -\frac{\partial v_y}{\partial y} \Delta V \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial V_{wz}}{\partial t} = -\frac{\partial v_z}{\partial z} \Delta V \quad (2.5)$$

A lei de conservação de massa garante que a variação do teor de água no interior do VER seja igual a soma das três componentes de fluxo dadas nas Eqs.(2.3), (2.4) e (2.5).

$$\frac{\partial V_w}{\partial t} = \frac{\partial V_{wx}}{\partial t} + \frac{\partial V_{wy}}{\partial t} + \frac{\partial V_{wz}}{\partial t} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial V_w}{\partial t} = -\left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}\right) \Delta V \quad (2.7)$$

Dividindo a Eq.(2.7) por ΔV , no primeiro membro tem-se a variação do volume de água dentro do elemento de volume estudado. E este resultado representa a taxa de variação temporal do teor de umidade volumétrico ($\partial\theta/\partial t$).

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}\right) \quad (2.8)$$

A Eq.(2.8) é a representação da equação da continuidade para fluxo tridimensional transiente de água em meios porosos. Para o caso estacionário, isto é, quando não há variação do teor de água no interior do VER, a Eq.(2.8) passa a ser expressa por:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (2.9)$$

Destaca-se que nessa dedução é assumido que a massa específica do fluido que percola o meio não sofra variação ou que a variação seja pequena o suficiente para ser considerada constante, sem prejuízo às análises do movimento do fluido.

2.2. Fluxo vertical transiente não saturado

Um dos casos mais simples e estudados em solos é o fluxo unidimensional. Neste tipo de fluxo há apenas um gradiente potencial em uma das direções analisadas, sendo este gradiente responsável pelo movimento de água nesta direção.

Desse modo, para fluidos incompressíveis e homogêneos, a equação que rege o fluxo (Eq.(2.8)) pode ser simplificada a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v_i}{\partial i} \quad (2.10)$$

onde o índice i indica a direção do fluxo analisada.

Para o caso não saturado, o coeficiente de permeabilidade (k) é variável com a sucção (ψ) e conseqüentemente com o teor de umidade volumétrico. Assim, uma variante da Lei de Darcy (1856) para solos não saturados pode ser utilizada - Lei de Darcy-Buckingham (1907) - para definir a relação entre velocidade de descarga e carga hidráulica (ϕ), conforme é apresentado na Eq.(2.11).

$$v_i = -k_i(\psi) \frac{\partial \phi}{\partial i} \quad (2.11)$$

Na Eq.(2.11), a carga hidráulica pode ser obtida pela equação de Bernoulli, a partir da soma das parcelas de carga de elevação (z) e de carga de pressão (p/γ_w), já que a parcela cinética é considerada incipiente em relação as demais. Isso permite estabelecer uma relação entre a carga hidráulica, a sucção mátrica e a carga altimétrica, uma vez que, assume-se que a sucção osmótica na condição avaliada é desprezível. Também é assumido que a pressão de referência seja igual a pressão atmosférica, e desse modo, a pressão atuante no meio é igual a pressão negativa de água no solo e assim, a equação de Bernoulli pode ser escrita como:

$$\phi = \frac{-u_w}{\gamma_w} - z \quad (2.12)$$

Ou para este caso, de forma mais geral, a equação de Bernoulli pode ser expressa em função da sucção por meio da expressão apresentada na Eq.(2.13).

$$\phi = \frac{\psi}{\gamma_w} - z \quad (2.13)$$

Por meio das equações Eqs.(2.10), (2.11) e (2.13), obtém-se para o caso de escoamento vertical em meio poroso não saturado, a seguinte forma da Equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{\gamma_w} \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial k_z(\psi)}{\partial z} \quad (2.14)$$

Como θ e ψ na Eq.(2.14) são variáveis dependentes, é mais conveniente expressar esta equação em termos de $\psi = f(\theta)$ ou $\theta = g(\psi)$. Desse modo, escolhendo θ como variável independente, tem-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k_z(\theta)}{\rho_w g} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial k_z(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.15)$$

Na Eq.(2.15), dois termos podem ser convenientemente definidos, a difusividade hidráulica (D_z) e a velocidade advectiva (a_s), conforme é mostrado nas Eqs.(2.16) e (2.17).

$$D_z = \frac{k_z(\theta)}{\rho_w g} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (2.16)$$

$$a_s = \frac{\partial k_z(\theta)}{\partial \theta} \quad (2.17)$$

Explicitando os valores de (D_z) e (a_s) das Eqs.(2.16) e (2.17) na Eq.(2.15), obtém-se uma representação da Equação de Richards em função desses valores.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - a_s \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.18)$$

Na Eq.(2.18), o primeiro e segundo termos do segundo membro são chamados de componente de fluxo difusivo e componente de fluxo advectivo, respectivamente. Podendo intuir a equação de fluxo da seguinte forma:

$$f(z, t) = f_{dif}(z, t) + f_{adv}(z, t) \quad (2.19)$$

Na Eq.(2.19), a parcela advectiva é governada pela energia potencial e a parcela difusiva é dirigida pelo gradiente de umidade, sendo que a parcela advectiva é responsável por transportar a frente de umidade conservando sua forma enquanto a parcela difusiva faz com que haja um espalhamento da frente ao longo do movimento de água, mostrando o

quão complexo é o fluxo de água dentro do solo.

Dada a complexidade da Equação Richards apresentada acima, para sua resolução e obtenção de dados correlatos é necessário que se assumam algumas simplificações devido a natureza altamente não linear desta equação diferencial.

Nos itens 2.2.1 e 2.2.2 é apresentada a solução analítica que será utilizado nessa pesquisa para modelar a infiltração de água no solo e para a obtenção das diversas curvas que caracterizam esse fenômeno - curvas de molhamento, curvas características e curvas de função condutividade hidráulica não saturada.

2.2.1 Solução analítica da Equação de Richards, modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a)

Devido a natureza altamente não linear da Equação Richards, a maioria das soluções apresentadas na literatura são para o caso de regime estacionário ou para o caso transiente, apoiadas em aproximações numéricas para a resolução.

Neste cenário, Cavalcante & Zornberg (2017a) foram inovadores ao apresentarem um conjunto de soluções analíticas para avaliar o comportamento hidráulico do solo não saturado em diferentes condições de contorno, além de proporem modelos para curva de retenção e função condutividade hidráulica não saturada dependente de um único parâmetro de ajuste.

A solução da equação de Richards proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a) parte do princípio que existem duas funções $k(\theta)$ e $\psi(\theta)$ tais que os termos de difusividade hidráulica e velocidade advectiva não lineares tornam-se constantes, o que permite reescrever a equação de Richards como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \bar{D}_z \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \bar{a}_s \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.20)$$

onde, \bar{D}_z e \bar{a}_s são considerados como valores médios de difusividade hidráulica e velocidade advectiva durante o fluxo.

Uma característica notável da Eq.(2.20) observada pelos autores citados acima é a sua semelhança com a equação de transporte de contaminantes cujas parcelas advectiva e dispersiva são atuantes, Eq.(2.21).

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \bar{D}_h \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - \bar{v}_s \frac{\partial c}{\partial z} \quad (2.21)$$

Esta grande observação permitiu, com base nas soluções analíticas presentes na literatura para as equações de transporte de contaminantes (Eq.(2.21)), que fossem estabelecidas soluções para o monitoramento de fluxo em meios porosos (Eq.(2.20)) sob diferentes condições de contornos, que eles reuniram em 4 casos:

- **Caso 1:** Teor de umidade volumétrico constante no topo de uma coluna semi-infinita;
- **Caso 2:** Teor de umidade volumétrico constante no topo de uma coluna de comprimento finito;
- **Caso 3:** Velocidade de descarga constante no topo de uma coluna semi-infinita e,
- **Caso 4:** Velocidade de descarga constante no topo de uma coluna de comprimento finito.

Para o desenvolvimento desse trabalho de mestrado, a solução da equação de Richards utilizada será para o caso em que o teor de umidade volumétrico é considerado constante no topo de uma coluna semi-infinita (caso 1). Esta solução proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a) para modelar o fluxo de água foi fundamentada nas soluções apresentadas por Lapidus & Amundson (1952) e Ogata & Banks (1961) para a equação de transporte de contaminantes descrita na Eq.(2.21), cujas condições contorno se assemelham com o problema indicado no caso 1.

Na solução para este caso, o teor de umidade volumétrico em uma posição z e em um tempo determinado t é estabelecido pela seguinte expressão:

$$\theta(z, t) = \theta_i + (\theta_o - \theta_i) \cdot A(z, t) \quad (2.22)$$

onde,

$$A(z, t) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{z - \bar{a}_s t}{2\sqrt{\bar{D}_z t}} \right) + \frac{1}{2} \exp \left(\frac{\bar{a}_s z}{\bar{D}_z} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{z + \bar{a}_s t}{2\sqrt{\bar{D}_z t}} \right) \quad (2.23)$$

Na Eq.(2.22), z representa a profundidade analisada, ou seja, a distância do topo da amostra até a posição desejada, θ_o é o teor de umidade volumétrico no topo da amostra, considerado constante (condição de contorno superior), $\theta(0, t) = \theta_o$. E θ_i é igual a $\theta(z, 0)$,

condição inicial que se encontra a coluna de solo. A condição de contorno inferior, para este caso, é dada por:

$$\frac{\partial \theta(\infty, t)}{\partial z} = 0 \quad (2.24)$$

Cabe destacar que a solução apresentada é uma boa aproximação para o caso 2, sendo muito utilizada quando o tamanho da amostra é muito pequeno, de forma a causar problemas no emprego direto da solução do caso 2 para as condições citadas.

As soluções para os outros casos e mais detalhes podem ser encontrados em Cavalcante & Zornberg (2017a) e Cavalcante & Zornberg (2017b).

2.2.2 Modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) para a determinação da curva retenção de água e da função condutividade hidráulica

Outra vantagem de assumir que os valores de difusividade hidráulica e velocidade advectiva são constantes, é a obtenção de funções que descrevam a sucção e a condutividade hidráulica variando com o teor de umidade volumétrico, além de relacionar todas as funções do modelo ($\theta(z, t)$, $\psi(\theta)$ e $k(\theta)$) a um único parâmetro de ajuste (δ), o que possibilita que com um menor número de ensaios sejam estabelecidas diversas curvas de comportamento hidráulico do solo, conforme será mostrado durante o texto desse trabalho.

As equações da curva de retenção de água e da função condutividade hidráulica não saturada pelo modelo proposto por Cavalcante & Zornberg (2017a), são descritas, respectivamente por:

$$\psi(\theta) = \frac{1}{\delta} \ln \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.25)$$

$$k(|\psi|) = k_s e^{-\delta|\psi|} \quad (2.26)$$

onde, θ_r é o teor de umidade volumétrico residual, θ_s é o teor de umidade volumétrico saturado, k_s é a condutividade hidráulica saturada e δ é o parâmetro de ajuste do modelo, que é geralmente calibrado a partir de pontos que relacionam a sucção com o conteúdo de água presente no solo. Neste modelo é considerado que todos estes parâmetros assumam os mesmos valores nas Eqs.(2.25) e (2.26).

Toda a dedução algébrica que deu origem as Eqs.(2.25) e (2.26) são encontradas no trabalho de Cavalcante & Zornberg (2017a). Por essas deduções também é estabelecido a relação entre δ , k_s , γ_w , θ_s e θ_r e os valores de \bar{D}_z e \bar{a}_s , que assumem as relações representadas nas Eqs.(2.27) e (2.28), ilustradas a seguir.

$$\bar{D}_z = \frac{k_s}{\delta (\theta_s - \theta_r) \gamma_w} \quad (2.27)$$

$$\bar{a}_s = \frac{k_s}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.28)$$

Cabe ressaltar, que o modelo aqui apresentado desenvolvido por Cavalcante & Zornberg (2017a) é válido apenas para solos unimodais cuja porosidade se mantém constante ao longo do processo de infiltração, o uso em condições diferentes destas, corresponde a simplificações do comportamento do solo avaliado que devem ser aplicadas com algumas ressalvas.

3. TEORIA DO FLUXO DE ÁGUA EM MEIOS POROSOS NÃO SATURADOS

3.1. Solos Não Saturados

A Mecânica dos solos se ramifica em dois grandes grupos: a Mecânica dos solos saturados e a Mecânica dos solos não saturados. Tradicionalmente, em virtude da simplicidade e da limitação do conhecimento atual, a maioria dos problemas de engenharia ainda são resolvidos a luz dos conceitos da mecânica dos solos saturados, mesmo que, em alguns desses casos, a aplicação da mecânica dos solos não saturados representasse uma diminuição de custos e uma melhor análise do problema.

Há ainda, no entanto, alguns problemas geotécnicos que só podem ser corretamente mensurados envolvendo obrigatoriamente os conceitos da Mecânica dos solos não saturados, já que, uma previsão incorreta do comportamento deste tipo de estrutura pode ocasionar diversos custos humanos irreparáveis, como é o caso do Fluxo em Barragens de Terra, da Estabilidade de Taludes, das Pressões atuantes em Estruturas de Contenção, dos Deslocamentos em Fundações assentes em solos expansivos e colapsivos, entre tantos outros.

Diferente dos solos saturados que constituem um sistema bifásico formados por uma fase líquida e uma fase sólida, os solos não saturados são formados por um sistema trifásico, composto por uma fase líquida, uma fase sólida e uma fase gasosa (Lambe & Whitman, 1969). Fredlund & Morgenstern (1977) ainda admitem a existência de uma quarta fase, chamada de membrana contrátil que é formada pela inter-relação entre as fases líquida e gasosa, o que é aceito por muitos autores que discorrem sobre essa temática (Fredlund & Rahardjo, 1988).

A característica mais marcante dessa quarta fase seria a possibilidade da mesma exercer uma tensão de tração nos materiais contínuos, conhecida como tensão superficial. Devido à ação dessa tensão, a interface ar-água tem um comportamento similar a uma membrana elástica. No caso em que a fase gasosa é contínua, tal membrana interage com as partículas sólidas, influenciando no comportamento mecânico do material (Fredlund & Rahardjo, 1988).

Do ponto de vista comportamental, o solo não saturado pode ser considerado um sistema de duas fases que entram em equilíbrio (partículas de solo e membrana contrátil)

e outras duas que fluem (ar e água) ao se aplicar um gradiente de tensão. Nas correlações massa-volume, é possível considerá-lo como um sistema trifásico, já que o volume da interface ar-água é geralmente muito pequeno e a sua massa pode ser considerada como parte integrante da massa de água, sem prejuízos as análises. Entretanto, quando se avalia o estado de tensão de um sistema multifásico contínuo é necessário fazer que a interface ar-água se comporte como uma fase independente em relação as demais (Fredlund & Rahardjo, 1988). Na Fig.(3.1) é exposto um desenho esquemático das fases que compõem o solo saturado e não saturado.

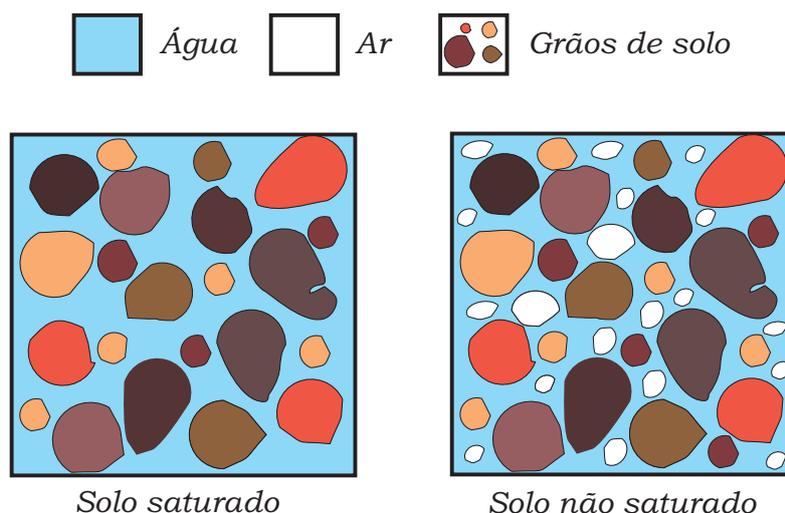


Figura 3.1: Desenho esquemático das fases que compõem o solo saturado e não saturado

Diante dessa multiplicidade de comportamento dos solos não saturados, os conhecimentos advindos da Mecânica dos Solos Clássica, geralmente, são insuficientes para descrever com acurácia o comportamento destes solos, em virtude desta complexidade do sistema dada pela presença de um número maior de fases.

3.2. Sucção

Ao contrário dos solos saturados, nos quais uma única variável de tensão é suficiente para descrever o comportamento mecânico do solo - tensão efetiva. Para solos não saturados além desta, outra variável faz-se necessária, em virtude do aumento no número de fases que compõem o meio poroso - a sucção.

A mecânica dos solos não saturados é fundamentada no entendimento de uma variável de estado de tensão conhecida por sucção. Esta variável é necessária para compreensão do comportamento destes solos, sua resistência, compressibilidade e permeabilidade (Bonder, 2008).

Do ponto de vista termodinâmico, a sucção total do solo (ψ) está relacionada com a umidade relativa do ar por meio da equação:

$$\psi = \frac{RT}{V_m} \ln \frac{p}{p_o} \quad (3.1)$$

A Eq.(3.1) é conhecida como Lei de Kelvin, onde R é a constante universal do gás, T é temperatura absoluta, V_m é o volume molar, p é a pressão parcial de vapor de água no ar, p_o é pressão de vapor de saturação e p/p_o é a umidade relativa do ar.

A redução na pressão de vapor de água dentro do solo pode ser causada por uma curvatura na superfície de água semelhante a que ocorre em um tubo capilar. A pressão de vapor de água decresce com o decréscimo do raio de curvatura dessa superfície, e este raio é inversamente proporcional a diferença entre a pressão de ar e água atuantes nessa superfície (Fredlund & Rahardjo, 1988).

Essa diferença entre a pressão de ar e água atuantes na superfície do líquido ($u_a - u_w$) é chamada de sucção mátrica, uma das principais parcelas da sucção total.

Segundo Fredlund & Rahardjo (1988), a água presente no solo geralmente contém alguns sais e outras substâncias dissolvidas. Quando comparado com a água pura, a presença de sais na água é responsável por um decréscimo nos valores de umidade relativa, e esse decréscimo está associado a parcela osmótica (π) da sucção total (ψ).

Assim, em suma, a sucção total de um solo pode ser considerada como a soma entre a sucção mátrica e a sucção osmótica atuantes no meio, sendo esta relação expressa pela equação:

$$\psi = (u_a - u_w) + \pi \quad (3.2)$$

Em muitos problemas de engenharia a sucção osmótica é considerada incipiente para a realização de análises, assim, a sucção atuante no solo é associada somente a componente mátrica desta energia, como é apresentado na Eq.(3.3).

$$\psi = u_a - u_w \quad (3.3)$$

Para o caso no qual a pressão de ar de referência é considerada igual a pressão atmosférica, a sucção no solo é tida como a pressão negativa de água dentro dos poros (Eq.(3.4)). Por isso, é comum relacionar o conceito de sucção apenas com a pressão de água negativa

dentro do meio, embora, como destacado, isso advenha de simplificações na definição de sucção total.

$$\psi = -u_w \quad (3.4)$$

3.3. Curva de retenção

Um dos primeiros passos para análise da variação de sucção de um estado de tensão de uma amostra de solo é analisar a relação dessa variável com o teor de umidade volumétrica presente no meio. Essa relação pode ser obtida por meio da chamada Curva Característica ou Curva de Retenção de Água no solo.

A Curva de Retenção de Água (CRA) no solo é uma curva que define a capacidade de armazenamento de água no solo, além de definir diferentes intervalos de comportamento hidráulico do meio. Segundo Souza (2015), esses intervalos são definidos da seguinte forma: (a) na faixa compreendida entre o teor de umidade volumétrica saturado ao ponto de pressão de entrada de ar, há pequenas variações do teor de umidade com o aumento de sucção, o que faz com que esse trecho seja praticamente linear. A partir do ponto de entrada de ar (b), o ar começa a penetrar na estrutura do solo pelos poros de maior diâmetro (macroporos) e, assim, nota-se que a curva começa a apresentar uma queda significativa dos valores de teor de umidade volumétrica com o incremento da sucção. Até o ponto em que é possível observar que o teor de água decai de forma mais lenta com o aumento de sucção, atingindo o chamado valor de água residual do solo. Nesta parte da curva (c), uma quantidade cada vez maior de energia é exigida para retirar água dos poros de menor diâmetro do solo (microporos) (Figura (3.2)).

Essa divisão de comportamento da CRA também permite separar o comportamento hidráulico dos poros em duas faixas de importância, microporos e macroporos. Os microporos seriam a parcela de poros cuja principal função está relacionada ao armazenamento de água dentro do solo, enquanto os macroporos teriam a função primordial de aeração e condução de água durante o processo de infiltração. Mas detalhes sobre o papel da distribuição dos poros no comportamento hidráulico do solo será abordado posteriormente neste trabalho.

A CRA é uma função específica para cada solo que varia de acordo com a granulometria, com o conteúdo de matéria orgânica, com o grau de compactação e até com o tipo de trajetória a ser utilizada para a obtenção dos pontos desta curva durante a realização de ensaios, seja esta trajetória de secagem ou umedecimento do corpo-de-prova.

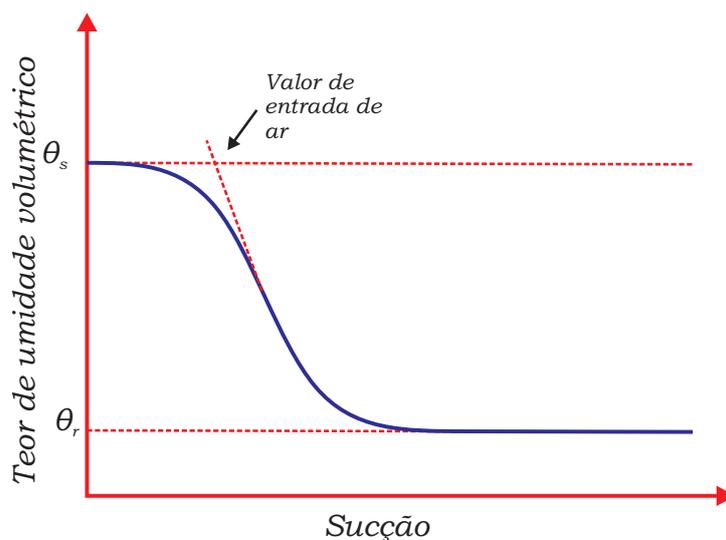


Figura 3.2: Curva de retenção de água no solo

Além do uso para prever as características de retenção de água no solo, diversas correlações têm sido impostas para prever a partir da CRA, outros parâmetros de interesse geotécnicos, como condutividade hidráulica (van Genuchten, 1980; Fredlund et al., 1994; Cavalcante & Zornberg, 2017a), distribuição de diâmetro dos poros (Klein & Libardi, 2002; Silva, 2016), qualidade física do meio pela determinação do índice S (Varandas, 2011; Gimenes, 2012; Tseng et al., 2018a) e parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo (Fredlund et al., 1995; Vanapalli et al., 1996; Yin & Vanapalli, 2018).

A CRA é geralmente determinada em laboratório e de preferência em amostras indeformadas. Entretanto, para fins de pesquisa, esta curva pode ser determinada diretamente no campo, sendo um processo geralmente mais trabalhoso e demorado (Couto & Sans, 2003).

As curvas de retenção de água são classicamente construídas com base em resultados de ensaios que indicam para cada teor de umidade um respectivo potencial matricial. A curva é obtida pela extrapolação dos pontos por meio da realização de um ajuste com base em um modelo matemático preestabelecido.

Para a realização do ajuste, geralmente é assumido que o teor de umidade volumétrico saturado é igual a porosidade do solo e que o valor do teor de umidade volumétrico residual é igual ao teor de umidade volumétrico equivalente a uma sucção de 1500 kPa (Klein & Libardi, 2002; Souza et al., 2014; Siueia Júnior et al., 2016). Para os casos, nos quais estes valores não são conhecidos, eles são ajustados junto com os outros parâmetros da equação do modelo escolhido. Na Tabela (3.1) são apresentados alguns modelos de ajuste com o teor de umidade volumétrico em função da sucção.

Nos modelos apresentados na Tabela (3.1), os parâmetros a , m e n são parâmetros de ajuste que dependem do tipo de solo. E para o modelo de Fredlund & Xing (1994), $C(\psi)$ representa um fator de correção que depende da sucção avaliada e da sucção residual do solo, esta relação é apresentada no artigo dos autores citados. Além destes, outros autores propuseram equações para a definição desta curva, como Williams et al. (1983) e Durner (1994). Deve-se ainda destacar a importância dos trabalhos de Gitirana Junior & Fredlund (2004) e Seki (2007) que apresentaram modelos que permitem ajustar curvas de retenção de solos bimodais.

Tabela 3.1: Resumo de alguns modelos de ajuste para a curva de retenção

Autor	Equação	Parâmetros do modelo
Gardner (1958)	$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + \left(\frac{\psi}{a_g}\right)^{n_g}}$	a_g e n_g
Mualem (1976)	$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{a_m}\right)^{n_m}\right]^{m_m}}$	a_m , m_m e n_m
van Genuchten (1980)	$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{a_{vg}}\right)^{n_{vg}}\right]^{m_{vg}}}$	a_{vg} , m_{vg} e n_{vg}
Fredlund & Xing (1994)	$\theta = C(\psi) \frac{\theta_s}{\left[\ln\left(e + \left(\frac{\psi}{a_f}\right)^{n_f}\right)\right]^{m_f}}$	a_f , $C(\psi)$, m_f e n_f

Uma das formas mais comuns de se obter o conjunto de pontos que relacionam o teor de umidade volumétrica com a sucção é utilizando o aparelho de placas porosas de Richards. Por meio desse procedimento, amostras de solo são dispostas em um meio poroso (placa de cerâmica) e dessaturadas até o equilíbrio com o potencial aplicado por pressurização. Para um determinado potencial, a água retida com forças menores que o potencial aplicado move-se em direção à placa cerâmica e é eliminado pelo sistema de drenagem. O equilíbrio é determinado quando a drenagem do efluxo cessa e o teor de umidade é estimado gravimetricamente por pesagem (Silva et al., 2017).

Outras formas também empregadas para obtenção da CRA no solo são o método do psicrômetro (Fredlund & Rahardjo, 1988; Fredlund & Rahardjo, 1993), o método da centrífuga (McCartney & Zornberg, 2010; Zornberg & McCartney, 2010; Sterck, 2011; Costa, 2017) e a partir de correlações com a curva granulométrica ou distribuição de poros do solo (Arya & Paris, 1981; Fredlund et al., 1997; Cavalcante et al., 2015).

E mais recente, o emprego da TC também tem demonstrado grande potencial para obtenção dessa curva, conforme pode ser observado nos trabalhos de Naime (2001) e Pires & Bacchi (2002). Por meio dessa técnica de investigação do solo é possível obter a CRA e outras propriedades do solo em poucas horas de ensaio, em contraste com a metodologia tradicional (câmara de Richards e mesa de tensão) que pode levar meses para aferir a curva de solos com textura mais fina, como é discutido por Silva et al. (2007), o que ratifica a capacidade da TC para obter de forma indireta e rápida as propriedades físicas e hidráulicas do solo, como já amplamente discutido na literatura.

3.4. Função condutividade hidráulica

Como mencionando anteriormente, a curva de retenção de água e a condutividade hidráulica dos solos são atributos físicos de suma importância para a descrição do movimento de fluidos dentro do meio poroso. A condutividade hidráulica (k) é uma grandeza que representa a facilidade ou dificuldade com que a água atravessa os vazios do solo.

O valor dessa grandeza depende de vários fatores, dos quais pode-se destacar: a viscosidade do fluido, a distribuição dos diâmetros dos poros, a granulometria do material, a rugosidade das partículas minerais e a quantidade de água presente no meio. O que faz com que essa grandeza varie muito entre os diferentes solos e sob diferentes condições de campo.

A variação da permeabilidade dos materiais particulados sob diferentes teores de umidade pode interferir no desempenho dos materiais e, em casos extremos, camadas drenantes pode ter seu comportamento alterado formando barreiras a passagem fluidos, prejudicando o desempenho da estrutura (Mascarenhas, 2018).

De acordo com Fredlund et al. (1994), não há uma propriedade do solo que possa variar mais com umedecimento do meio do que a condutividade hidráulica, para solos saturados, pode haver uma variação maior do que 10 ordens de magnitude no valor desse parâmetro quando se compara uma areia grossa com uma argila. No caso de solos não saturados, o coeficiente de permeabilidade hidráulica não é constante e decresce bruscamente com a redução do teor de umidade volumétrico presente no meio (Fig.(3.3)). Na literatura, valores de coeficientes de variação da ordem de 100% para a condutividade hidráulica do solo na condição saturada e 400% para o solo na condição não saturada são frequentemente observados (Berretta, 1999).

Em solos saturados, a condutividade hidráulica é uma função da porosidade do meio. Já em solos não saturados, além da porosidade, a condutividade hidráulica é função da quantidade de água presente nos poros. Essa dependência advém do fato de que a água

só se movimenta através dos vazios que contêm água, conseqüentemente, a umidade do solo define a área útil para a passagem do fluxo. Ou seja, o volume de água presente nos vazios torna-se um fator importante para a definição da velocidade de fluxo (Bicalho et al., 2015).

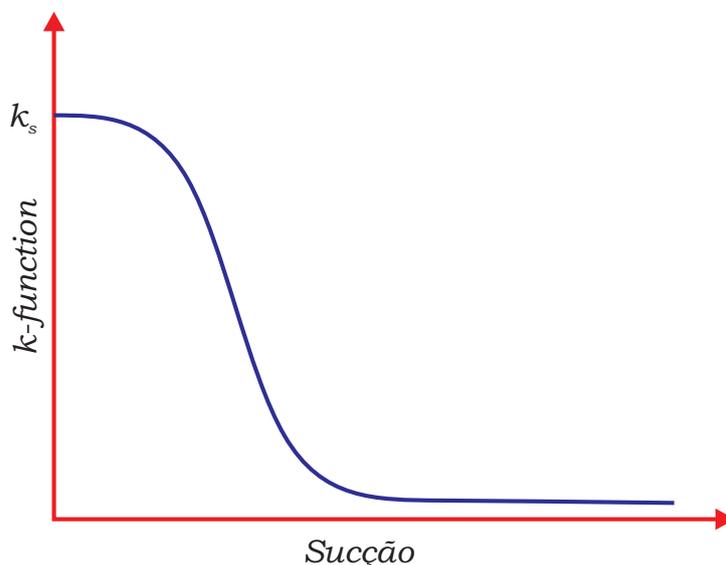


Figura 3.3: Função condutividade hidráulica não saturada

Em virtude disso, apesar da sua relevância, a condutividade hidráulica é um atributo de difícil mensuração, tanto em função da grande variabilidade espacial e temporal, como das dificuldades de aferição em condições não saturadas (Rebouças, 2016). Por isso, a quantidade de resultados experimentais desse parâmetro na condição não saturada, ainda são muito escassos e limitados. Devido a isso, na literatura surgem diversas formulações empíricas para a previsão desse parâmetro, sendo muitas delas fundamentadas em correlações com a sucção ou como o teor de umidade volumétrico. Na Tabela (3.2) são dispostas algumas dessas correlações, onde ψ_{ar} é o valor da sucção de entrada de ar, k_r é a condutividade hidráulica relativa e α , γ e n são parâmetros de ajuste que dependem do solo.

Outra forma comum de obtenção indireta desse parâmetro é por meio de modelos que correlacionam os dados da CRA com a função condutividade hidráulica não saturada, com destaque aos modelos propostos por van Genuchten (1980), Fredlund et al. (1994) e Cavalcante & Zornberg (2017a). Na literatura, dos modelos citados, a equação proposta por van Genuchten (1980) é a mais utilizada para prever o comportamento da condutividade hidráulica do solo, embora, como observado por vários autores, como Berretta (1999) e Sterck (2011), este modelo tem a tendência de subestimar os valores de condutividade hidráulica quando comparado com dados experimentais.

Tabela 3.2: Modelos empíricos de função condutividade hidráulica

Autor	Função
Gardner (1958)	$k_r = e^{-\alpha\psi}$
Brooks & Corey (1964)	$k = k_s$ para $\psi \leq \psi_{ar}$ $k_r = \left(\frac{\psi}{\psi_{ar}}\right)^{-n}$, onde: $k_r = k/k_s$
Davidson et al. (1969)	$k_s e^{\alpha(\theta-\theta_s)}$
Campbell (1973)	$k = k_s \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^n$
Libardi & Reichardt (2001)	$k = k_s e^{\gamma(\theta-\theta_s)}$

3.5. O papel da distribuição de poros

A distribuição dos vazios na matriz porosa desempenha papel fundamental nas relações entre as fases, determinando a dinâmica espacial e temporal do fenômeno de fluxo de água no solo, e assim, no potencial de emprego dos mesmos, conforme citado por Ribeiro et al. (2007). Já que poros maiores tem função distinta em relação aos poros menores, no que diz respeito a função de passagem e armazenamento de água, além da influência da porção deles em relação ao valor de porosidade para o comportamento do material. Desse modo, a distribuição do tamanho dos poros, de acordo com Tseng et al. (2018b), está diretamente relacionada à drenagem da água e a capacidade de retenção do solo, bem como nas condições de aeração do meio, influenciando no comportamento físico e hidráulico do material.

O conhecimento sobre a distribuição do tamanho de poros também serve para avaliar as modificações na estrutura do solo causadas por processos naturais ou ações antrópicas que alteram o volume dos vazios (Oliveira, 2014), permitindo assim, inferir sobre as variações na qualidade física do meio estudado.

Além disso, conforme é exposto nos trabalhos de Perret et al. (1999), Reynolds et al. (2002) e Ribeiro et al. (2007), é essencial que se faça uma diferenciação da porosidade total do solo de acordo com o tamanho do poros do meio para que se tenha um melhor conhecimento do comportamento hidráulico do material - permeabilidade, processos de infiltração, capacidade de armazenamento de água e extensão da zona radicular.

Nos solos embora não exista uma separação espacial bem definida entre os poros pe-

quenos e grandes, na literatura diversas propostas de classes de tamanhos de poros são postuladas. As classificações existentes quanto ao tamanho dos diâmetros dos poros são feitas comparando as faixas de comportamento físico-hidráulico do material. Alguns autores, por exemplo, separam os poros em duas únicas classes - microporos e macroporos (Reynolds et al., 2002) -, outros adicionam uma categoria intermediária, chamada de mesoporos, a citar Luxmoore (1981) e Klein & Libardi (2002). Há ainda, autores que subdividem em mais de três categorias como no trabalho de Greenland & Pereira (1977), não havendo um consenso sobre qual é a melhor divisão para estudo do comportamento hidráulico do solo.

Mesmo que não haja uma concordância a respeito dos valores dos limites de classes mencionados acima, a forma de obtenção da curva de distribuição de diâmetros de poros geralmente é feita com base no pressuposto da validade da teoria da capilaridade, conforme será descrito na seção a seguir.

3.6. Estudo do solo por meio da teoria da capilaridade

A retenção de água em meios porosos ocorre fundamentalmente pela existência dos fenômenos capilares e adsorcivos que mantém a água presa no solo sob dadas circunstâncias. O primeiro fenômeno citado está associado a formação de meniscos nos vazios do espaço poroso, já o segundo está associado a formação de películas finas de água envolvendo as partículas (Oliveira, 2014). A água retida pelo primeiro fenômeno é água considerada disponível, por isso muitos estudos voltam-se, principalmente, a compreensão do comportamento capilar do solo.

O estudo de fenômenos capilares no solo ajuda a compreender de forma simples como ocorre uma relação inversamente proporcional entre a sucção e o teor de umidade volumétrica presente no meio.

A Equação de Laplace representa a consequência da existência de uma tensão superficial (σ) atuando no líquido que é responsável por fazer com que a superfície do líquido deixe de ser plana e passe a ser curva. Durante esta passagem surge uma pressão p (pressão capilar) que pode atuar no mesmo sentido ou no sentido contrário da pressão interna p' , o que influencia na forma da concavidade do menisco - convexa e côncava, respectivamente (Fig.(3.4)).

A matemática que envolve o estudo dos fenômenos capilares no solo é fundamentada na correlação desse fenômeno com a formação de menisco em tubos capilares. Em uma superfície tridimensional, com dois raios de curvatura distintos (superfície elipsoide, Fig.(3.5)), pela Equação de Laplace, é possível obter uma relação entre as forças atuantes

com os raios de curvatura do menisco pela expressão dada na Eq.(3.5).

$$p = \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \quad (3.5)$$

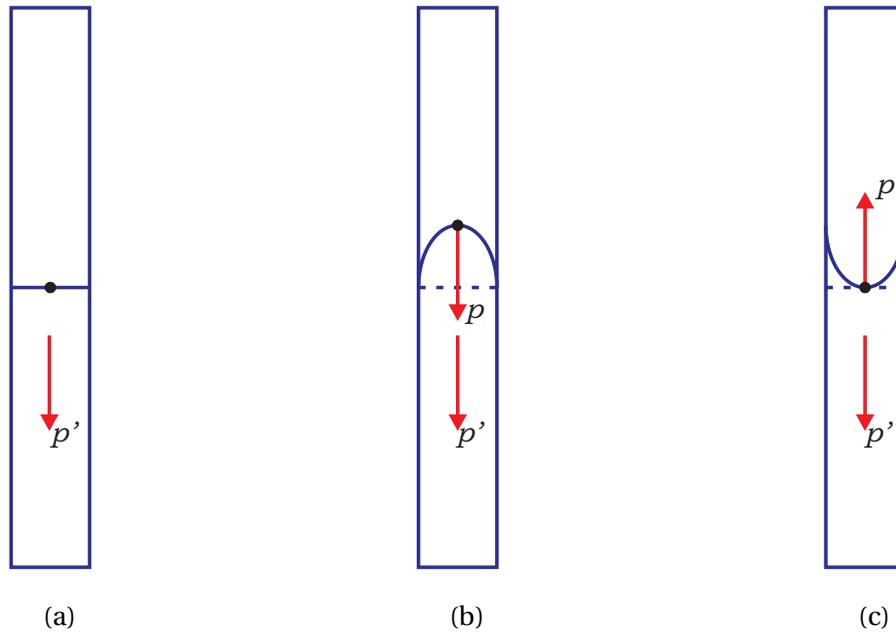


Figura 3.4: Pressão interna e pressão capilar na formação do menisco, para (a): Superfície plana, (b): Superfície Convexa e (c) Superfície Côncava

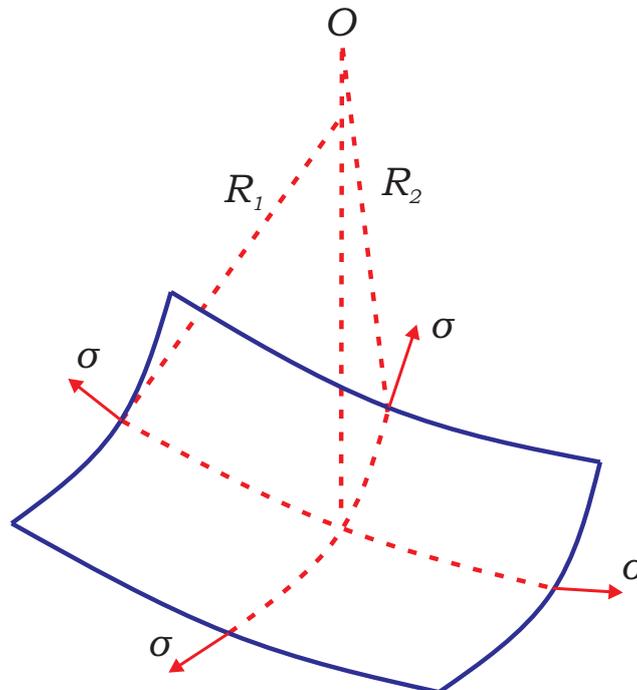


Figura 3.5: Tensão Superficial atuante no menisco (Fredlund & Rahardjo, 1993)

Para o caso em que $R_1 = R_2 = R_c$, ou seja, uma superfície esférica (Fig.(3.6)), a relação

entre o raio de curvatura (R_c) com a pressão capilar se resume a:

$$p = \frac{2\sigma}{R_c} \quad (3.6)$$

A relação entre o raio de curvatura e o raio do tubo capilar (r) é feita pelo ângulo de contato (α) do líquido com a parede do tubo, por meio da relação:

$$R_c = \frac{r}{\cos \alpha} \quad (3.7)$$

Juntando as Eqs.(3.6) e (3.7), é possível relacionar o raio do tubo com a pressão capilar, por meio de:

$$p = \frac{2\sigma \cos \alpha}{r} \quad (3.8)$$

Dessa maneira, ao comparar o solo com um tubo capilar, pela Equação de Laplace (Eq.(3.8)), é possível avaliar a quantidade de energia requerida para retirar água de poros com um dado raio. E é daí que surge o uso comum dessa equação para definir, de forma equivalente, a distribuição de poros de materiais que tenham comportamento semelhante a tubos capilares.

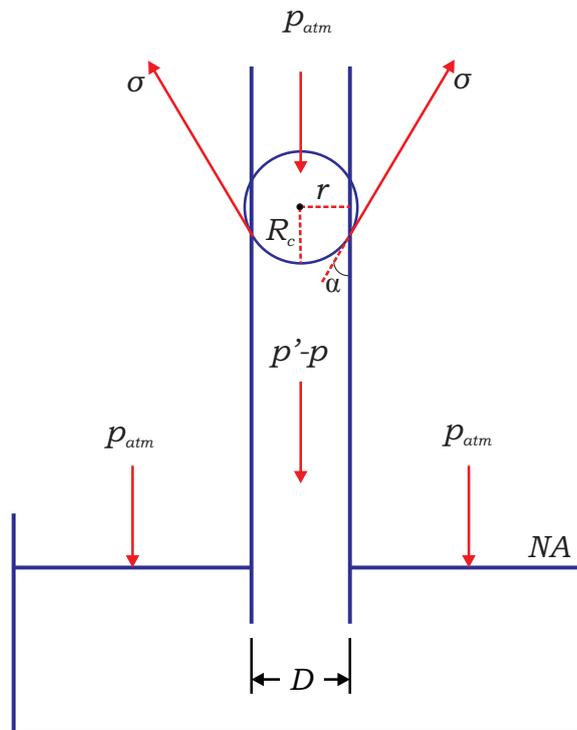


Figura 3.6: Modelo do tubo capilar representação para a Equação de Laplace

4. METODOLOGIA

4.1. Materiais

Os dados a serem utilizados nas análises da presente dissertação de mestrado, diz respeito a medidas da variação do teor de umidade volumétrica ao longo do processo de infiltração, obtidas por tomografias do solo durante a imposição do movimento de água. Esses dados são oriundos de ensaios realizados em tomógrafo portátil de raios gama com sistema de varredura de 3^a geração, construído e validado por Naime (2001) (Fig.(4.1)), que gentilmente cedeu seus resultados para a realização dessa pesquisa.

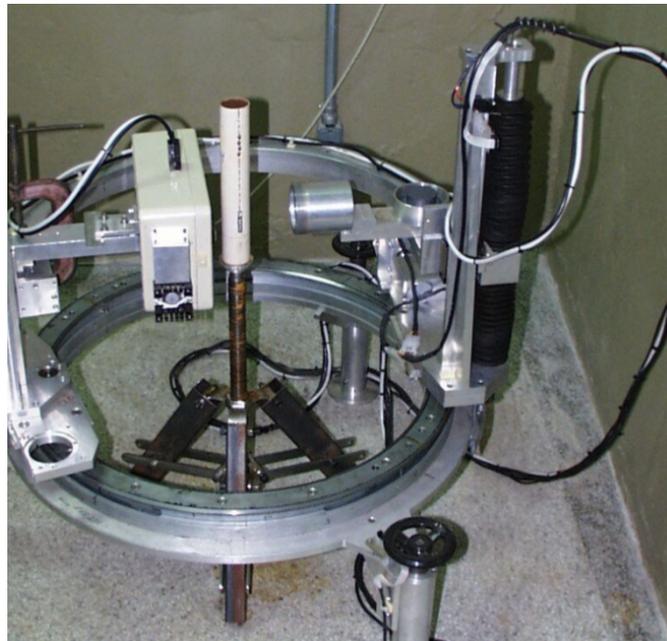


Figura 4.1: Tomógrafo desenvolvido por Naime (2001)

A investigação da distribuição de água no interior de uma amostra por meio da TC é realizada pela técnica de subtração de imagens tomográficas onde da imagem do solo umedecido é retirada a matriz de imagem correspondente ao solo seco. Por meio dessa técnica, o teor de umidade volumétrica pode ser obtido por meio da expressão abaixo:

$$\theta = \frac{\mu_{soloumedecido} - \mu_{soloseco}}{\mu_{H_2O}} \quad (4.1)$$

onde, μ é o coeficiente de atenuação linear, medida que representa a probabilidade de que o feixe radioativo que percorre o material seja absorvido. Para a água esse valor é de 0,205

cm⁻¹ considerando fonte radioativa de Amerício-241 (Naime, 2001). Em um dos testes realizados no tomógrafo desenvolvido por Naime (2001), o erro entre a umidade obtida por esse equipamento e pelo método gravimétrico foi de 0,82%, um valor considerado bom para aferição indireta dessa propriedade.

4.1.1 Solo estudado

O solo estudado por Naime (2001) é oriundo da Microbacia de Ribeirão Canchim (Fazenda Canchim - Embrapa, São Carlos - SP), classificado atualmente como Latossolo Vermelho Distroférrico (LVdf)¹. Conforme apresentado por Naime (2001), a textura desse solo é composta de 45% de argila, 13% de silte e 42% de areia. A fração de argila desse solo é constituída de caulinita, mineral 1:1. Mais detalhes sobre este solo, encontram-se descritos no trabalho do autor citado.

4.1.2 Preparação das amostras e metodologia dos ensaios de infiltração realizados por Naime (2001)

Anterior a realização dos ensaios de infiltração, Naime (2001) preparou o solo coletado, destorroando-o e secando-o em estufa durante 24 horas a 105°C. Após essa etapa, ele peneirou o solo em malha de 1 mm e o separou em tubos de PVC de 40 mm de diâmetro e 150 mm de altura.

Para induzir o fluxo descendente de água nas colunas a serem ensaiadas, lâminas d'água foram impostas nos topos das amostras. Durante os ensaios, as leituras foram feitas em uma única seção ou em seções transversais diversas. O esquema ilustrativo das varreduras realizadas por Naime (2001) durante a infiltração de água em colunas de solo, encontra-se exposto na Fig.(4.2).

Os resultados do trabalho desenvolvido por Naime (2001) permitiram que este autor modelasse o fluxo de água em diversas amostras de solo sujeitas a diferentes sistemas de manejo (plantio direto, plantio convencional e mata).

Por meio das medições da variação temporal do teor de umidade volumétrico em diversas seções dos corpos-de-provas, Naime (2001) aferiu pela aplicação do modelo de Rossi & Nimmo (1994) a CRA, a função condutividade hidráulica não saturada e a difusividade hidráulica, conforme foi descrito no texto da sua tese. Na Fig.(4.3) são apresentados resultados para uma amostra de LVdf desestruturada aferidos por Naime (2001).

¹Na classificação anterior este solo era conhecido como Latossolo Roxo (LR)

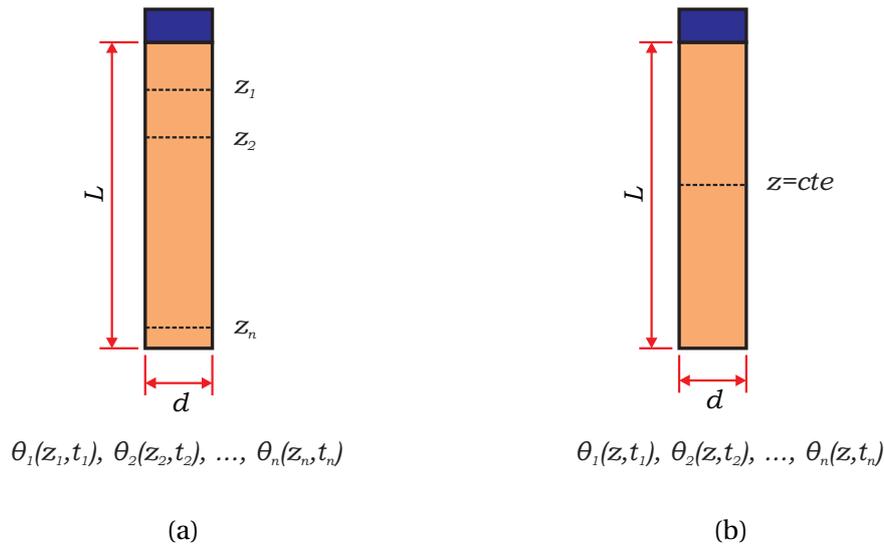


Figura 4.2: Esquema ilustrativo das colunas de solo ensaiadas por Naime (2001), para (a): tomografias realizadas em posição variável durante infiltração e (b): tomografias realizadas em posição fixa durante infiltração

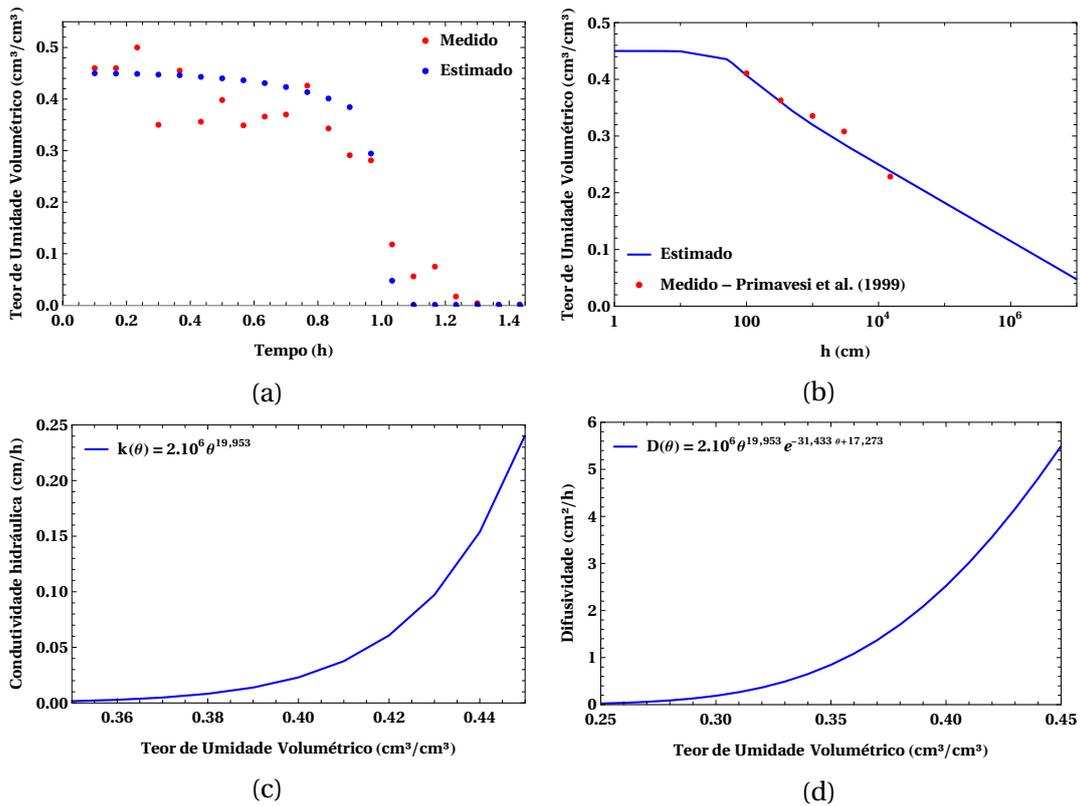


Figura 4.3: Resultados obtidos por Naime (2001) para amostra de LVdf desestruturada, para (a): Variação temporal do teor de umidade volumétrico, (b): Curva de retenção de água, (c): Função condutividade hidráulica não saturada e (d): Difusividade hidráulica

4.1.3 Dados da variação temporal do teor de umidade volumétrico

Como durante sua pesquisa, Naime (2001) apenas tratou e obteve parâmetros hidráulicos dos ensaios realizados em posição variável, optou-se por utilizar para realização

deste trabalho de mestrado, apenas os dados de infiltração com o tomógrafo em posição fixa, cujo tratamento dos dados ainda não tinha sido realizado, o que corresponde a resultados de 2 ensaios de infiltração.

Nos gráficos das Figs.(4.4a) e (4.4b) são apresentados os valores dos teores de umidades volumétricos medidos ao longo do tempo de ensaio em cada uma das duas amostras de LVdf avaliadas (que foram chamadas nesse trabalho de Amostra 1 e Amostra 2), nas quais, o acompanhamento do avanço da infiltração foi feito em uma única seção à 93,5 mm do topo da coluna de solo ensaiada. Para realização desses ensaios de infiltração foi mantida uma lâmina d'água de 5 mm no topo de cada uma das amostras. O primeiro ponto de cada ensaio foi obtido 2 minutos após o início da infiltração. Nestes gráficos, o intervalo de conclusão entre uma varredura tomográfica e a posterior é sempre de 4 minutos, mais detalhes sobre os procedimentos de ensaio podem ser encontrados no texto da tese de Naime (2001).

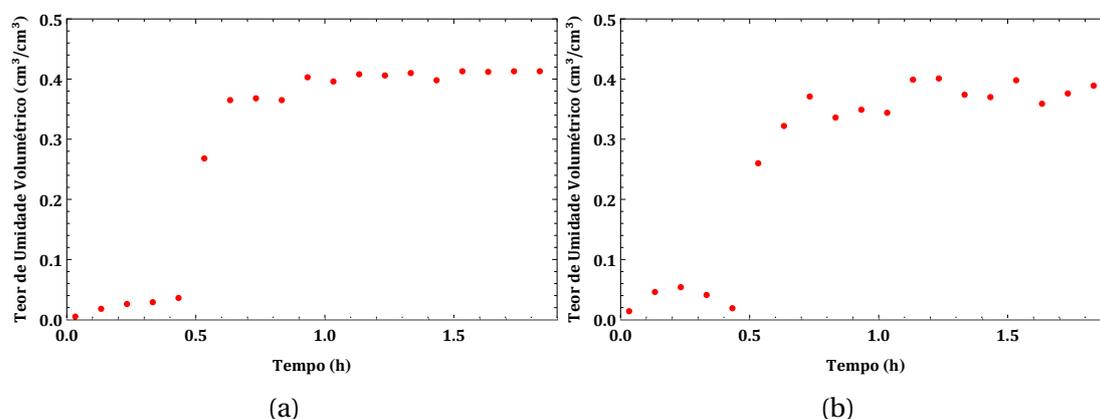


Figura 4.4: Perfil de umidade durante a infiltração de água a 93,5 mm do topo da amostra, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

4.1.4 Imagens do avanço da frente de molhamento

Além dos valores de teor de umidade volumétrico para cada tempo de leitura obtidos pela Eq.(4.1), pode-se avaliar qualitativamente o crescimento da região umedecida por meio das imagens do solo umedecido. Na Figura (4.5) são apresentadas 19 imagens que representam a diferença entre a imagem obtida durante a infiltração de água e a imagem do solo seco, sempre a 93,5 mm do topo de uma das colunas de solo ensaiadas. A primeira imagem apresentada foi obtida 2 minutos após o início da infiltração, sendo a diferença de tempo entre duas imagens consecutivas equivalente a um tempo de 6 minutos. Nessas imagens, quanto mais claro, mais úmida encontra-se a região. Uma discussão maior dessas imagens quanto o avanço da frente de molhamento e a variação do teor de umidade volumétrico na seção analisada é feita no capítulo dos resultados dessa dissertação.

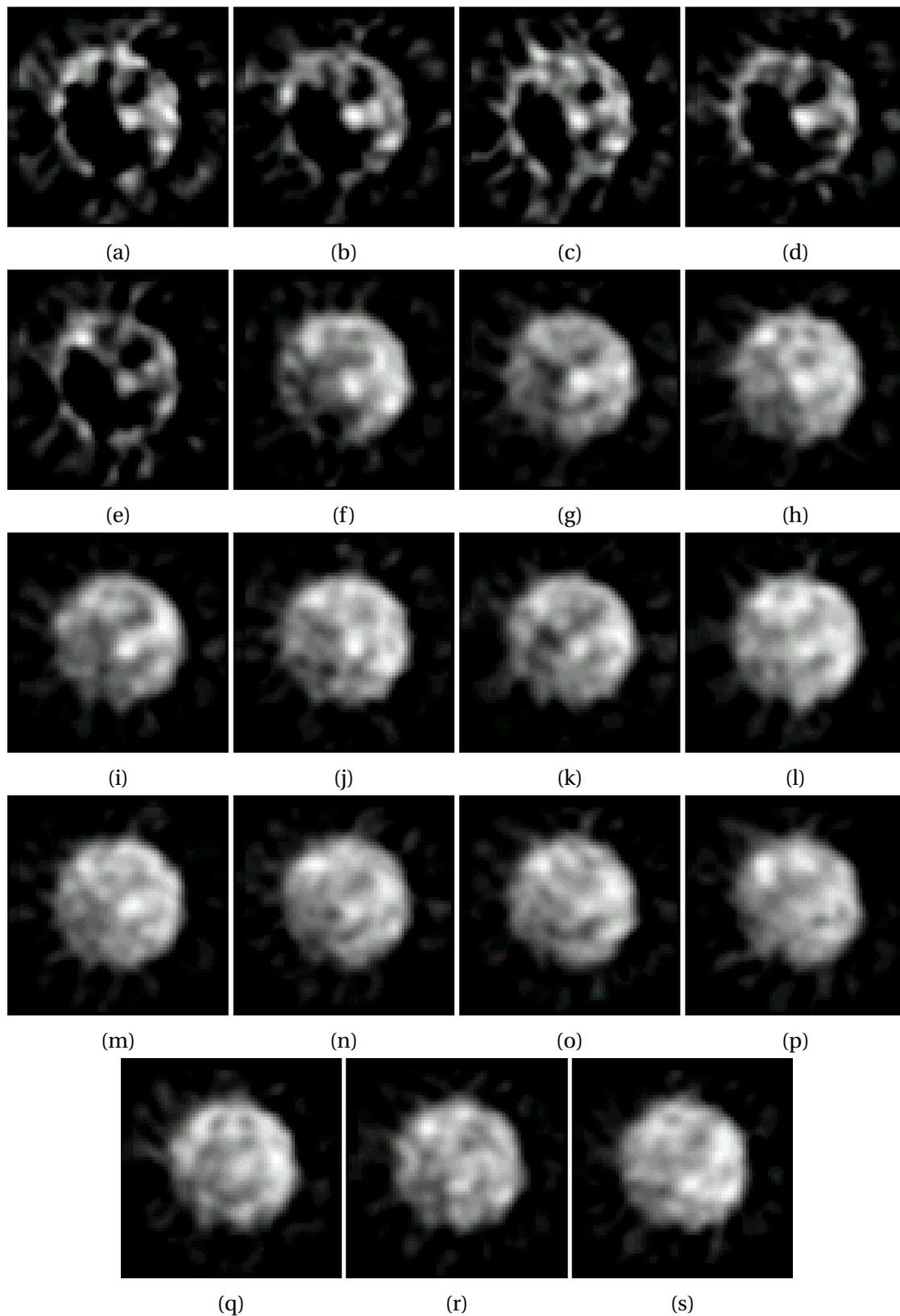


Figura 4.5: Imagens do avanço da região umedecida durante o ensaio de infiltração, tomografias em posição fixa, 9,35 cm do topo da coluna de solo, para (a): $t=2$ min, (b): $t=8$ min, (c): $t=14$ min, (d): $t=20$ min, (e): $t=26$ min, (f): $t=32$ min, (g): $t=38$ min, (h): $t=44$ min, (i): $t=50$ min, (j): $t=56$ min, (k): $t=62$ min, (l): $t=68$ min, (m): $t=74$ min, (n): $t=80$ min, (o): $t=86$ min, (p): $t=92$ min, (q): $t=98$ min, (r): $t=104$ min e (s): $t=110$ min

4.1.5 Softwares utilizados

Nesse trabalho, todos os ajustes foram feitos utilizando o software *Wolfram Mathematica* com o auxílio da função *NonlinearModelFit*. Os parâmetros obtidos por essa função de busca de ajuste tem nível de confiança preestabelecido em 95%, com o método de ajuste definido no modo automático. Este software também foi utilizado para confeccionar todos os gráficos apresentados nesta dissertação.

O outro software empregado nesta pesquisa foi o *Matlab*, ele foi empregado para aferir a dimensão fractal das imagens de tomografias por meio do uso de uma rotina implementada já existente para esse software. Mais detalhes sobre essa rotina é descrito no sub-item 4.4.2 deste capítulo.

4.2. Metodologia de estudo do avanço da frente de molhamento

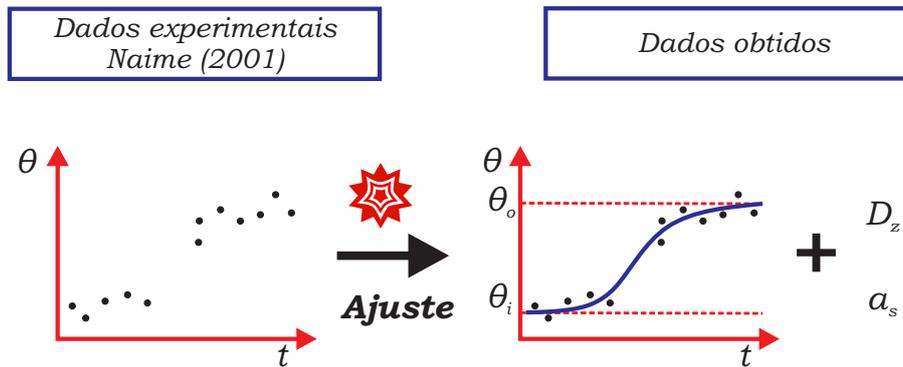
A partir dos resultados de Naime (2001) para variação temporal do teor de umidade volumétrico ao longo do ensaio de infiltração, dados apresentados nas Figs.(4.4a) e (4.4b), foi realizado o ajuste da curva $\theta(z, t)$ para o modelo matemático da solução analítica transiente da equação de Richards apresentada por Cavalcante & Zornberg (2017a) para o caso em que o teor de umidade volumétrico é constante no topo de uma coluna semi-infinita (Eq.(2.22)).

Os parâmetros de entrada do modelo utilizados foram: (a) profundidade analisada (z) igual a posição de varredura, (b) θ_o igual ao teor de umidade volumétrico saturado - 45%, valor empregado por Naime (2001) com θ_s - e, (c) θ_i como sendo o menor teor de umidade volumétrico medido pelo tomógrafo durante a realização de cada um dos dois ensaios de infiltração, 0,5% para Amostra 1 e 1,4% para Amostra 2. Nos ajustes, as variáveis aferidas foram difusividade hidráulica e velocidade advectiva. Na Tabela (4.1) são apresentados os dados de entrada para a realização do ajuste da curva $\theta(z, t)$ no *Mathematica* de cada uma das colunas ensaiadas. O esquema ilustrativo do procedimento metodológico utilizado é mostrado na Fig.(4.6).

Após a realização dos ajustes, para avaliar a efetividade dos dados obtidos é feita a análise dos coeficientes de determinação (R^2) de cada ajuste e dos valores de resíduos em cada ponto. Se essas análises forem consideradas satisfatórias, são traçadas curvas para estimativa do avanço da frente de molhamento, gráficos da influência da parcela difusiva e advectiva de fluxo, além de curvas de retenção de água para o solo avaliado, conforme é descrito na seção 4.3.

Tabela 4.1: Dados de entrada para ajuste da curva $\theta(z, t)$

Parâmetro	Amostra 1	Amostra 2
z	0,0935 m	0,0935 m
θ_o	0,450	0,450
θ_i	0,005	0,014

Figura 4.6: Esquema ilustrativo do procedimento utilizado para ajuste da curva $\theta(z, t)$

4.3. Obtenção e validação da curva de retenção

Para as amostras de Latossolo Vermelho Distroférrico analisadas, as curvas de retenção de água foram obtidas indiretamente pelo modelo de retenção de água-condutividade hidráulica proposto por Cavalcante & Zornberg (2017a), apresentado anteriormente nesse trabalho na Eq.(2.25).

Para obtenção indireta da CRA por esse modelo, são necessários que os valores de δ , θ_s e θ_r sejam previamente conhecidos. Os valores de δ utilizados foram os valores obtidos pela expressão dada na Eq.(4.2) com base nos valores de \bar{D}_z e \bar{a}_s aferidos nos ajustes das curvas $\theta(z, t)$ da metodologia apresentada na seção anterior.

$$\delta = \frac{\bar{a}_s}{\bar{D}_z \gamma_w} \quad (4.2)$$

Os valores de θ_s e θ_r utilizados neste trabalho bem como os pontos de sucção variando com o teor de umidade volumétrico empregados para a validação do modelo foram obtidos por meio de pesquisa bibliográfica, sendo estes valores extraídos do trabalho de dou-

torado de Varandas (2011). Esta autora avaliou diferentes tipos de solos da microbacia do Ribeirão Canchim, sujeitos a diferentes formas de uso para avaliação da qualidade física dos mesmos. Na Tab.(4.2) são descritos os valores das variáveis de interesse para essa pesquisa de mestrado extraídos de Varandas (2011). Nesta tabela também aparecem as siglas pelas quais as amostras serão identificadas ao longo do texto da dissertação de mestrado.

Tabela 4.2: Parâmetros hidráulicos para amostras de LVdf obtidos por Varandas (2011)

Uso/Cobertura	Profundidade (m)	$\theta_s (cm^3 \cdot cm^{-3})$	$\theta_r (cm^3 \cdot cm^{-3})$
LVdf Mata	0,00-0,10 (A1)	0,6466	0,1952
	0,10-0,30 (A2)	0,5992	0,1712
LVdf Pastagem	0,00-0,10 (A3)	0,4264	0,1640
	0,10-0,30 (A4)	0,4108	0,1738

Após o traçado da CRA com base na metodologia descrita nessa seção, os valores obtidos foram comparados com os valores experimentais de $\theta x\psi$ apresentados nas Figs.(4.7a), (4.7b), (4.7c) e (4.7d), afim de avaliar a validade do modelo de obtenção indireta da curva de retenção a partir de ensaios de infiltração monitorados por TC. Este dados experimentais são valores oriundos de ensaios realizados por Varandas (2011) que utilizou a metodologia tradicional de aferição de pontos do tipo $\theta x\psi$, empregando o ensaio de mesa de tensão e câmara de pressão de Richards.

Cabe destacar que para obtenção dos pontos da curva de retenção apresentados pela autora citada acima foi necessário empregar a ferramenta *WebPlotDigitizer*, uma vez que, os valores numéricos dos pontos não foram expostos explicitamente no seu trabalho, sendo, por tanto, indispensável a extração desses valores diretamente das imagens dos gráficos disponíveis na sua tese.

Comprovada a efetividade da solução proposta para prever a retenção de água no solo, serão realizadas estimativas de outras propriedades hidráulicas que dependem dos resultados das curvas de retenção de água encontradas. Nesta pesquisa de mestrado, estas propriedades são: valor de entrada de ar, função condutividade hidráulica não saturada, curvas de distribuição dos poros e textura do material.

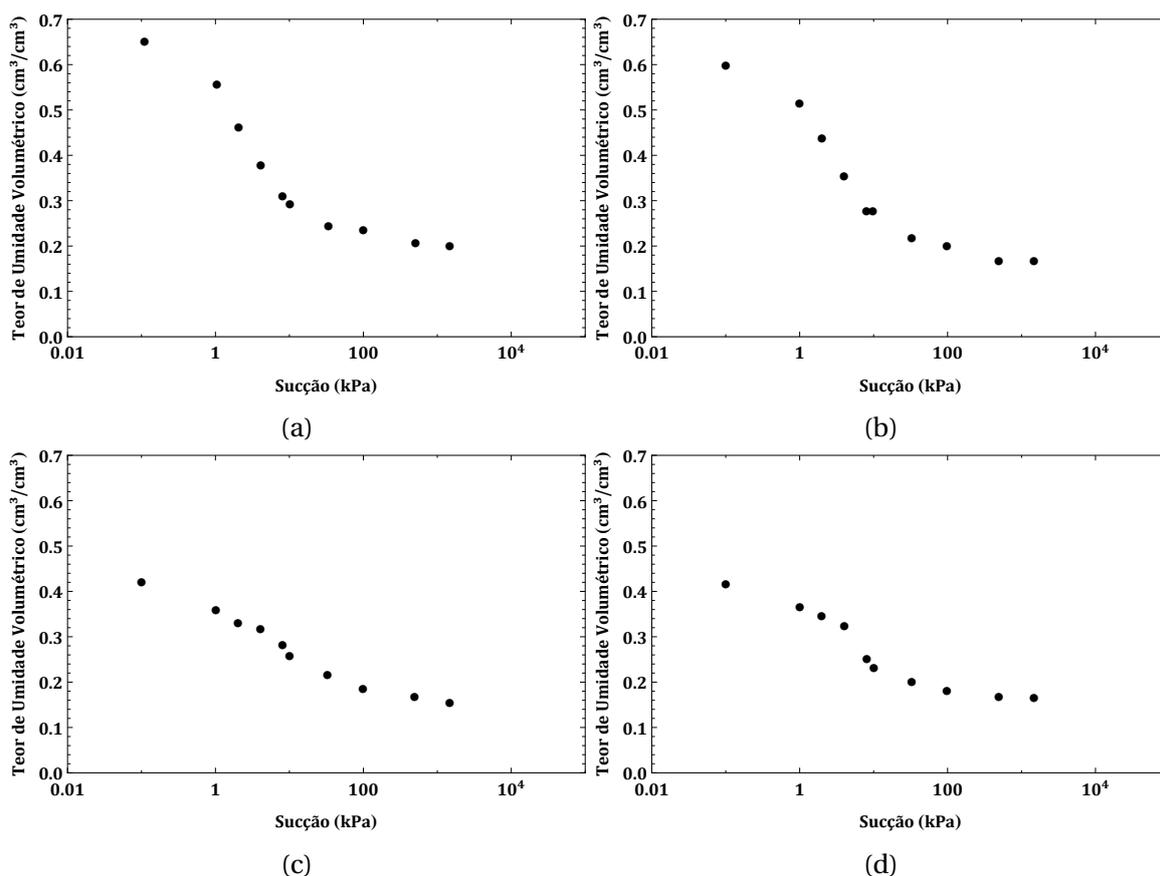


Figura 4.7: Pontos experimentais da CRA do trabalho de Varandas (2011), para (a): A1, (b): A2, (c) A3 e (d) A4

4.3.1 Estimativa do valor de entrada de ar

A curva de retenção de água apresenta algumas nuances que representam fenômenos físicos de interesse para o entendimento do comportamento hidráulico do solo. Estas nuances são relativas ao valor de entrada de ar, o teor de umidade volumétrica residual do solo e o efeito de histerese das trajetória de secagem e umedecimento observadas na CRA (Pinto, 2013). Nesta subseção do trabalho, o enfoque será dado a primeira das nuances citadas.

O valor de entrada de ar (VEA) corresponde ao ponto de início da dessaturação do solo e da entrada de ar dentro dos vazios. Na curva de retenção, tal valor representa o início de quedas acentuadas nos valores de teor de umidade volumétrica com o aumento da sucção no sentido da trajetória de secagem do solo, o comportamento da CRA que era praticamente uma reta constante, transforma-se em uma reta decrescente com inclinação expressiva. Segundo Oliveira (2014), tal ponto ocorre em tensões que dependem do tipo de solo, por exemplo, em solos mais finos, esse valor é relativamente alto, cerca de 73 kPa, enquanto solos mais grossos, tal valor de tensão é relativamente baixo, por volta de 0,07 kPa. Em solos

compostos por mais de um material, esse valor costuma ser intermediário, a depender das frações de areia, silte e argila presentes e do grau de compactação do material.

Do ponto de vista físico, de acordo com Gitirana Junior et al. (2015), o VEA seria a máxima sucção que os poros de maiores dimensões do material seriam capazes de suportar sem serem drenados. Esse valor faz referência à relação entre tamanho do poro, raio do menisco e a sucção matricial.

Segundo Aubertin et al. (1998), o valor de entrada de ar corresponde a sucção equivalente a um teor de umidade volumétrico de 90% do teor de umidade volumétrico saturado, o uso de tal valor é por ele justificado, por ser o ponto onde o coeficiente de difusão efetiva de oxigênio de medições em meios não saturados torna-se praticamente igual ao coeficiente de difusão de oxigênio na água. É também nesse valor que alguns canais de ar contínuos começam a ser criados dentro do material.

Embora, existam outras formas de obtenção desse valor na literatura além da proposta por Aubertin et al. (1998), devido a simplicidade de obtenção desse parâmetro e pelo sentido físico dado ao valor, optou-se por empregá-lo nesse trabalho para aferição dessa variável a partir da curva de retenção obtida indiretamente pela metodologia descrita na seção 4.3 desse capítulo. Para isso, para cada uma das curvas definidas foi usado o comando *Solve* do *Mathematica* para definir o valor de sucção equivalente a 90% do θ_s de cada uma das amostras estudadas (A1, A2, A3 e A4).

4.3.2 Condutividade hidráulica das amostras

A condutividade hidráulica saturada é outra propriedade hidráulica que pode ser aferida indiretamente pelo modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) aplicado a resultados de ensaios de infiltração, uma vez que, essa propriedade pode ser facilmente obtida pela relação com a velocidade advectiva e os teores de umidade volumétricos residual e saturado do solo por meio da relação exposta na Eq.(4.3).

$$k_s = a_s (\theta_s - \theta_r) \quad (4.3)$$

Os valores de k_s obtidos por esta relação serão comparados com os valores experimentais dessa propriedade apresentados por Primavesi et al. (1999). Comprovado a proximidade entre os valores, serão traçadas as curvas de $k(\psi)$ por meio da formulação apresentada na Eq.(2.26), utilizando, para isso, os valores de δ definidos a partir dos ensaios de infiltração monitorados por TC, conforme foi descrito na seção 4.3 deste capítulo.

Por falta de dados experimentais de condutividade hidráulica variando com a sucção para este solo, não será possível validar as curvas de condutividade hidráulica não saturada obtidas por esse procedimento metodológico.

4.4. Modelo de avaliação da distribuição de poros a partir da curva de retenção de água

Outra propriedade de muito interesse para a compreensão dos fenômenos de fluxo em meios porosos é a distribuição de macroporosidade e microporosidade dos vazios do solo.

Como mencionado por Naime (2001) nas conclusões de seu trabalho, a caracterização dos macroporos e microporos não pôde ser feita em sua tese, isso por que a resolução do equipamento desenvolvido na sua pesquisa (6 mm) foi insuficiente para realizar caracterização detalhada dos vazios do solo por meio da análise de imagens.

Para realizar tal análise seria necessária uma resolução bem superior a citada, logo a solução listada por este autor na conclusão da sua tese seria a aquisição de uma nova fonte de emissão de raios para o equipamento, o que melhora a qualidade das imagens. Embora, isto provavelmente representasse a mobilização de novos recursos financeiros e humanos para compra dessa peça e modificação do tomógrafo desenvolvido por este autor.

Diante disso, uma solução diferenciada é proposta neste mestrado. Esta solução envolve o uso da CRA obtida por meio da avaliação do processo de infiltração das amostras para obtenção indireta da distribuição de poros do material estudado.

A distribuição do tamanho dos poros para cada amostra de solo foi encontrada por meio do cálculo do diâmetro equivalente com base na CRA de cada exemplar. Para isso, empregou-se a equação da capilaridade de Laplace visando obter uma relação entre o diâmetro de poro equivalente e a sucção aplicada no solo. Sendo a função de sucção utilizada descrita pelo modelo de curva de retenção proposto por Cavalcante & Zornberg (2017a). Com isso é possível obter uma relação entre quantidade de água e o volume de vazios apresentados pelo solo.

Antes de uma discussão maior sobre este modelo, uma ressalva deve ser feita quanto ao emprego da função de retenção de Cavalcante & Zornberg (2017a) em conjunto com a equação da capilaridade ou qualquer outra função de retenção tradicional para solos unimodais para aferir a distribuição de poros, isso por que o emprego dessas soluções levam a obtenção de uma curva de frequência de diâmetros de poros com um único pico, o que

dependendo do solo, pode não representar o comportamento real do material - que pode compreender mais de um valor modal. Por isso, seu uso deve ser feito dentro dos critérios de comportamento do solo já conhecidos. Abaixo segue a descrição detalhada da metodologia que foi aplicada.

4.4.1 Modelo de avaliação da distribuição do tamanho do poro do solo a partir da curva de retenção pela teoria da capilaridade

Quando se aplica uma sucção por meio de um funil de placa porosa ou uma pressão de ar por meio da câmara de pressão de ar com placa porosa, a água presente no solo fica com uma tensão equivalente a sucção ou a pressão de ar aplicada. No equilíbrio, assume-se que os poros com diâmetro maior que o calculado pela equação de capilaridade são todos esvaziados.

Dessa forma, é possível relacionar o potencial mátrico com a curvatura da interface água-ar provocada pela tensão superficial, pelo emprego da equação da capilaridade de Laplace, descrita como:

$$\psi = \frac{4\sigma \cos \alpha}{D} \quad (4.4)$$

Ao empregar este modelo de aquisição da distribuição de poros é considerado que são válidas as seguintes hipóteses simplificadoras: (a) composição regular dos espaços vazios, (b) poros com seção transversal cilíndrica e, (c) comportamento dos poros do solo semelhante a um conjunto de tubos capilares durante o movimento de fluidos. O emprego desse conjunto de hipóteses faz com que os valores dos diâmetros dos poros obtidos sejam apenas uma representação simplista da configuração real do meio, por isso o valor do diâmetro obtido é denominado na literatura como diâmetro de poro equivalente (D_e).

Neste trabalho o valor de tensão superficial utilizada para aferição de dados foi de $0,07275 \text{ Nm}^{-1}$ que corresponde a tensão superficial da água a 25°C . Já o valor do ângulo de contato empregado foi de 0° que corresponde ao ângulo formado entre a água e as paredes do tubo de vidro, tal valor é empregado na literatura como aproximação para o valor do solo. No modelo utilizado neste mestrado, o valor de ψ será variante como o θ conforme é determinado pelo modelo de CRA proposto por Cavalcante & Zornberg (2017a).

De posse dessas informações, é elaborado o gráfico da curva da função frequência acumulada de diâmetros (Fig.(4.8)) que tem como eixo das abscissas, o logaritmo do diâmetro do poro calculado e, no eixo das ordenadas, o grau de saturação ($S_r = \theta/\theta_s$). Nesta curva

para um dado valor de D_e , o grau de saturação, retrata a fração de vazios preenchidos por água do volume total de poros da amostra, isto para poros com diâmetro inferior ao valor de D_e escolhido. Ou seja, o grau de saturação neste modelo representa a razão entre o número de poros com diâmetros menores que D_e e o número total de poros da amostra, por isso esta curva é conhecida como função de frequência acumulada de diâmetros da amostra, $F(\log D_e)$.

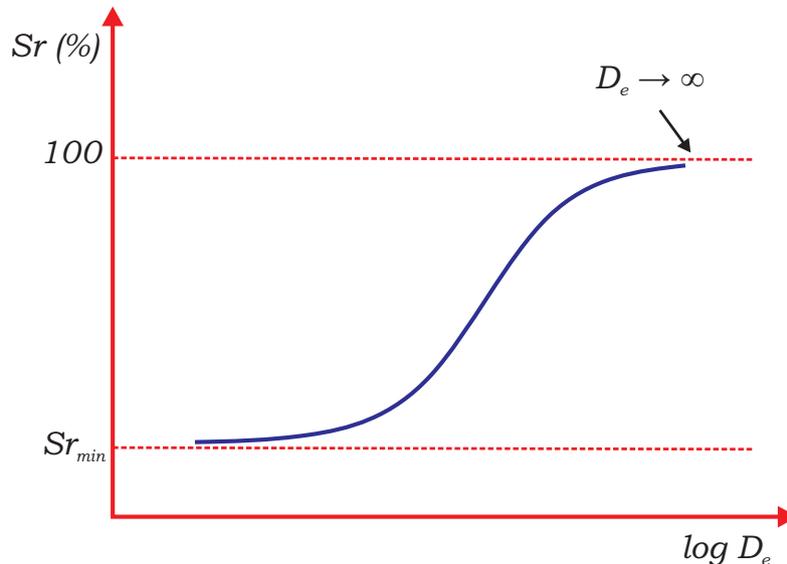


Figura 4.8: Curva da função frequência acumulada de diâmetros dos poros

Na curva de frequência acumulada de diâmetros dos poros, percebe-se que quando o valor de D_e tende ao infinito, o grau de saturação tende a 100%, neste momento todos os poros da amostra estariam preenchidos por água. Já para D_e tendendo a zero, S_r também tenderia 0, isso significaria que todos poros estariam secos, na prática isso não ocorre, por que para cada solo sempre existe um valor de umidade por menor que seja, considerado como um valor residual, que corresponderia ao valor de grau de saturação mínimo do solo. Embora, em muitos casos, para fins de análise, seja considerado que o intervalo de $F(\log D_e)$ seja definido entre 0 e 100%.

Por essa metodologia, se a função do grau saturação ($F(\log D_e)$) for derivada em relação a $\log D_e$, obtém-se a inclinação da reta tangente a um ponto qualquer da curva ($dS_r/d\log D_e$), que é também uma função de $\log D_e$. Esta função é conhecida como função frequência de diâmetros por unidade do logaritmo do diâmetro equivalente ($f(\log D_e)$).

Os nomes das funções $F(\log D_e)$ e $f(\log D_e)$, como provavelmente intuído, baseiam-se na semelhança destas funções com a função de distribuição e a função probabilidade, respectivamente, comuns a área de Estatística e Probabilidade (Libardi, 2016).

Na curva da função de frequência de diâmetros dos poros (Fig.(4.9)), o ponto máximo

desta curva indica o valor de D_e para o qual $f(\log D_e)$ é máximo. Ou seja, neste ponto, o valor do diâmetro obtido corresponde ao valor de diâmetro de poro mais frequente do solo. Para curvas de retenções unimodais, o pico de $f(\log D_e)$ ocorre no ponto de inflexão da CRA, dada a correlação entre as duas curvas.

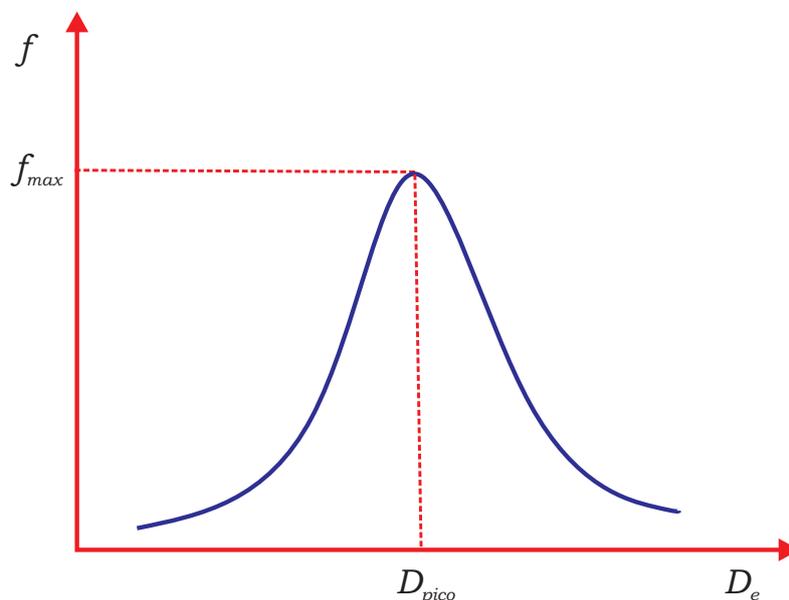


Figura 4.9: Curva da função frequência de diâmetros dos poros

Essa forma de obtenção da distribuição de poros é bastante consagrada na literatura, diversos autores já empregaram essa metodologia em conjunto com o modelo de CRA de van Genuchten (1980) obtendo bons resultados, a citar os trabalhos de Moncada (2008), Varandas (2011) e Silva (2016). Por isso, esse roteiro foi escolhido para analisar a capacidade do modelo de retenção de Cavalcante & Zornberg (2017a) para prever, de forma indireta e aproximada, a distribuição de poros de uma amostra.

Como mencionado anteriormente no Cap.3 deste trabalho, é necessário separar os vazios do solo de acordo com o comportamento desempenhado durante o movimento de água. Para essa separação em classes de tamanhos de poros, os dados obtidos pelas curvas de distribuição de diâmetros de poros, serão classificados segundo os limites utilizados por Reynolds et al. (2002), que estabelece o valor de $30 \mu m$ para separar os poros de maiores dimensões (macroporos) do solo, dos poros de menores dimensões (microporos) do solo, isto de acordo com as funções desempenhadas durante o processo de infiltração.

Esta classificação foi escolhida para facilitar a comparação com os valores de macroporosidade apresentado por Varandas (2011) obtidos por meio de TC de amostras de LVdf. O ideal seria que houvesse resultados de porosimetria por injeção de mercúrio para comparar as curvas obtidas pela metodologia apresentada neste trabalho com as curvas obtidos por esse equipamento, como é feito no trabalho de Moncada (2008).

Considerando que os valores de distribuição de poros obtidos nesta etapa sejam satisfatórios, é feita avaliação da granulometria conforme será descrito a seguir.

4.4.2 Avaliação da granulometria a partir do diâmetro dos poros

Diversos modelos geométricos de representação do meio poroso são encontrados na literatura, a destacar as representações de Mason & Morrow (1991), Ng et al. (1978) e Hilpert & Miller (2001), estes modelos são comumente utilizados para valorar a distribuição de poros e aferir propriedades de imagens. Nesta dissertação de mestrado este tipo de modelo será empregado para prever a granulometria do material por meio de estimativas da distribuição de poros. Para isso, será utilizado o modelo geométrico de representação de meios porosos de Ng et al. (1978) que foi descrito em detalhes por Oliveira (2014).

Este modelo baseia-se na disposição cúbica de partículas rígidas uniformes em formato de esferas, conforme é representado no esquema apresentado na Fig.(4.10). Nesse modelo é assumido que há uma partícula sólida esférica de mesmo raio localizada em cada um dos vértices de um cubo imaginário cujo valor do lado é igual ao diâmetro da esfera.

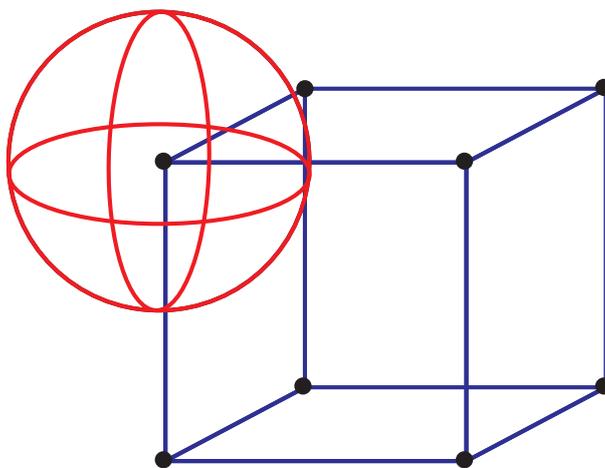


Figura 4.10: Modelo simplificado de meios porosos - disposição cúbica de partículas esféricas, modelo de Ng et al. (1978)

Com base nas relações geométricas dos cortes representados nas Figs. (4.11) e (4.12) é possível determinar o diâmetro das partículas (D_p) a partir do diâmetro dos poros (D_e), respectivamente, pelas relações apresentadas nas Eqs.(4.5) e (4.6).

$$D_p = \frac{D_e}{\sqrt{2} - 1} \quad (4.5)$$

$$D_p = \frac{D_e}{\sqrt{3} - 1} \quad (4.6)$$

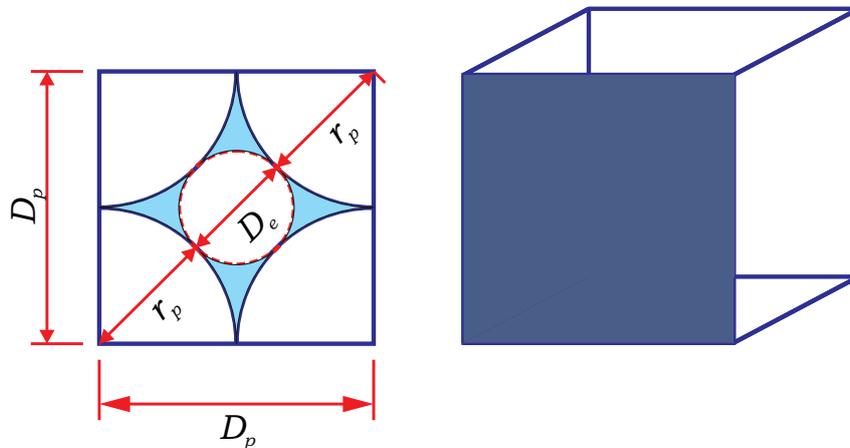


Figura 4.11: Corte ao longo do eixo vertical, modelo de Ng et al. (1978)

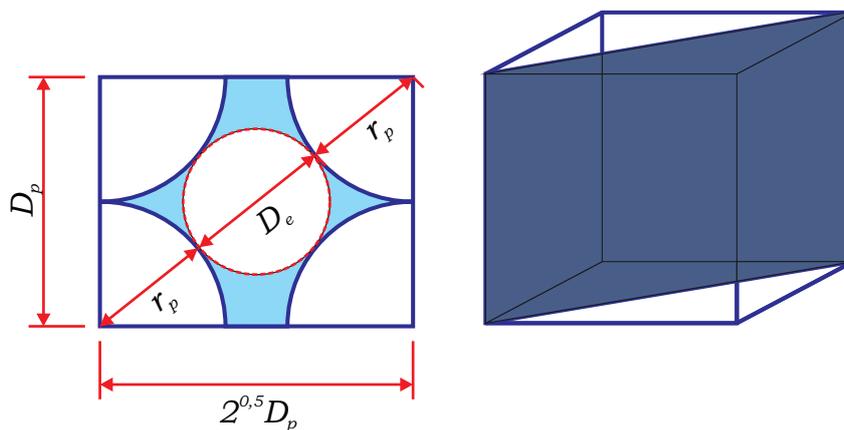


Figura 4.12: Corte diagonal, modelo de Ng et al. (1978)

Como pode ser observado nas equações acima, embora provenham do mesmo modelo, as relações entre D_p e D_e obtidas pelas Figs. (4.11) e (4.12) produzem valores distintos, dando origem também a granulometrias distintas.

Para aferição indireta da textura das amostras optou-se por utilizar ambas relações das Eqs.(4.5) e (4.6) e ainda, a média de valores obtidos entre estas duas relações, afim de avaliar a forma mais eficiente para obtenção indireta da textura. Para isso, empregou-se as distribuições de frequência dos diâmetros equivalentes de poros aferidas pela metodologia indireta da CRA apresentada anteriormente neste trabalho, limitando o diâmetro máximo das partículas de solo a 2 mm, conforme o limite superior da fração de Areia estabelecido pelo Manual de Métodos de Análise de Solo da Embrapa (2017). Tal valor e os intervalos de limites das frações de Argila e Silte utilizados para classificar as partículas quanto ao seu diâmetro são descritos na Tab.(4.3)².

²Classificação empregada pela Embrapa e pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo

A título de comparação, os dados de textura obtidos por essa metodologia indireta foram comparados com os valores da granulometria apresentados por Primavesi et al. (1999). Os dados apresentados pelo autor citado para o LVdf da Microbacia de Ribeirão Canchim foram tratados estatisticamente e são apresentados na Tab.(4.4). Nesta tabela, o intervalo de confiança (IC) foi definido para um nível de confiança de 99,9% e grau de liberdade igual a 5, sendo que a distribuição utilizada para a definição destes limites foi a de t-student.

Os valores obtidos da fração de argila também foram comparados com dados apresentados por Varandas (2011) para esta fração do solo. Os dados da autora citada também foram tratados estatisticamente pelos autores desse trabalho. Os intervalos de confiança desses dados foram construídos para o mesmo valor de coeficiente de variação (CV) obtido na análise estatística dos dados de Primavesi et al. (1999), isto para um nível de confiança de 99,9%, grau de liberdade de 5 e distribuição de t-student. A descrição do IC para a fração de argila é apresentada na Tab.(4.5).

Tabela 4.3: Classificação das frações do solo quanto ao tamanho das partículas (Embrapa, 2017)

Fração	Diâmetro das partículas
Areia	0,053-2 mm
Silte	0,002-0,053 mm
Argila	<0,002 mm

Tabela 4.4: Intervalos de Confiança para a Granulometria do LVdf da microbacia de Ribeirão Canchim - Tratamento estatístico dos dados apresentados por Primavesi et al. (1999)

Fração	0-20cm		20-40cm	
	Média	Intervalo de confiança	Média	Intervalo de confiança
Areia	42,7%	31,9-53,4%	39,1%	28,6-49,6%
Silte	16,0%	9,9-22,1%	15,2%	6,3-24,2%
Argila	41,5%	35,7-47,3%	45,7%	37,5-53,9%

Tabela 4.5: Fração de Argila do LVdf da microbacia de Ribeirão Canchim (Varandas, 2011)

Solo	Média	Intervalo de confiança
A1	46,0%	40,3-51,7%
A2	47,0%	41,2-52,8%
A3	45,0%	38,2-51,9%
A3	50,0%	42,4-57,6%

4.5. Análise da dimensão fractal das imagens obtidas por TC

4.5.1 Fractais

Diversos fenômenos e geometrias irregulares apresentados pela natureza não podem ser completamente compreendidos sob a ótica das definições da matemática clássica euclidiana, sendo necessário uma outra matemática - não convencional - para descrever com maior precisão estes processos e formas naturais. Uma vez que, as formas ditas perfeitas - retas, planos, círculos e outras formas regulares - não conseguem representar completamente a forma de estruturas naturais irregulares como as de montanhas, nuvens, folhas, rios, entre outros.

Em alguns casos, essa descrição aproximada pode não ser apropriada para determinadas situações onde são necessários mais detalhes sobre a forma topológica em estudo. Diante deste espectro surgiu a Matemática dos Fractais, por meio da qual, diversas formas podem ser reproduzidas com bases em regras de construção geométrica simples que quando executadas são capazes de produzir estruturas de alta complexidade, conhecidas como fractais (Backes & Bruno, 2005).

No início da década de 80, Mandelbrot foi responsável por criar e difundir o termo fractal (do latim *fractus*, que significa quebrado, fração) para identificar essa classe de objetos e formas cujas irregularidades não podiam ser interpretadas adequadamente pela geometria clássica euclidiana. Antes disso, matemáticos como Weierstrass (1872), Cantor (1883), Peano (1891), Von Koch (1904) e Sierpinski (1916) desenvolveram algumas estruturas geométricas, até então não conhecidos como fractais, que contradiziam as definições clássicas euclidianas mas que tinham regras próprias de construção e evolução (Costa, 2014).

Desde a sua criação, a Geometria Fractal, e em especial a dimensão fractal, vem sendo utilizada em diversas áreas do conhecimento para a compreensão de sistemas caóticos, caracterização de objetos, análise e reconhecimento de padrões em imagens, análise de texturas, medição de comprimento de curvas e muito mais (Backes & Bruno, 2005). O que explica, o emprego crescente da geometria fractal em diversas áreas da ciência, que vai desde a descrição do movimento browniano de partículas suspensas num fluido até o estudo da ocupação do espaço urbano.

Na ciência dos solos, o uso do cálculo fractal tem demonstrado ser de grande valia, diversos são os trabalhos nesta temática, dos quais pode-se citar: estimativa da CRA (Perrier et al., 1996), avaliação espacial da agregação do solo (Carvalho, 2002), estimativa da condutividade hidráulica não saturada (Fuentes et al., 2005), avaliação do perfis de solo pelo SPT (Ramos & Naya, 2009), determinação da rugosidade superficial do solo (Souza, 2011), descrição da geometria do relevo (Rios, 2012), cálculo da densidade de drenagem (Rios & Souza, 2012), dimensão fractal de imagens de amostras de solo obtidas por tomografias (Tseng 2018b; Borges et al., 2019), entre tantos outros.

4.5.2 Cálculo da dimensão fractal

A dimensão fractal pode ser entendida como uma medida da similaridade do objeto, muito utilizada para medir propriedades relativas ao grau de aspereza ou a fragmentação ou a irregularidade de um objeto (Favaretto, 2004), sendo uma das características mais importantes na definição de fractal.

Ao contrário dos objetos euclidianos, onde o valor da dimensão representa a dimensionalidade do espaço em que um dado objeto está inserido (dimensão inteira), nos objetos fractais, a dimensão representa o quão irregular é o objeto, o quanto do espaço físico ele ocupa, assumindo, desse modo, um valor não inteiro (Backes & Bruno, 2005).

Na literatura, existem diferentes formas de aferir o valor dessa propriedade (massa-raio, análise intersecção acumulativa, *dividers*, Bouligand-Minkowski e etc), sendo o método *Box Counting*, o mais utilizado. Este método de cálculo da dimensão fractal consiste em dividir a imagem estudada em malhas de quadrados e contar o número de quadrados necessários para cobrir toda a forma, ou em cubos, a depender da forma estudada.

No método *Box Counting*, o valor da dimensão fractal (D_f) é obtido pelo coeficiente angular da reta que relaciona o logaritmo do número de caixas que cobrem a forma com o logaritmo da escala, sendo o valor de D_f dado pela lei exponencial destacada na Eq.(4.7), onde $N(s)$ é o número de caixas necessárias para cobrir toda a figura e s a escala utilizada.

$$D_f = \lim_{s \rightarrow 0} \frac{\log N(s)}{\log s^{-1}} \quad (4.7)$$

Para o caso simples em que se compara duas malhas distintas, pelo método *Box Counting*, tem-se que a dimensão fractal pode ser obtida pela expressão apresentada na Eq.(4.8).

$$D_f = \frac{\log N(s_1) - \log N(s_2)}{\log s_1^{-1} - \log s_2^{-1}} \quad (4.8)$$

Na Fig.(4.13) são apresentados exemplos de divisão da imagem do fractal conhecido como Floco de Neve Koch. Na Fig.(4.13a), N é igual a 28 e s a $1/6$, na Fig.(4.13b), N é igual a 80 e s a $1/10$, utilizando a Eq.(4.8), tem-se que a dimensão fractal dessa imagem pelo método da *Box Counting* é aproximadamente 2,06. Para análise de imagens mais complexas, geralmente são empregadas mais de duas iterações, obtendo o valor de D_f do coeficiente angular da reta de regressão dos valores encontrados nas iterações.

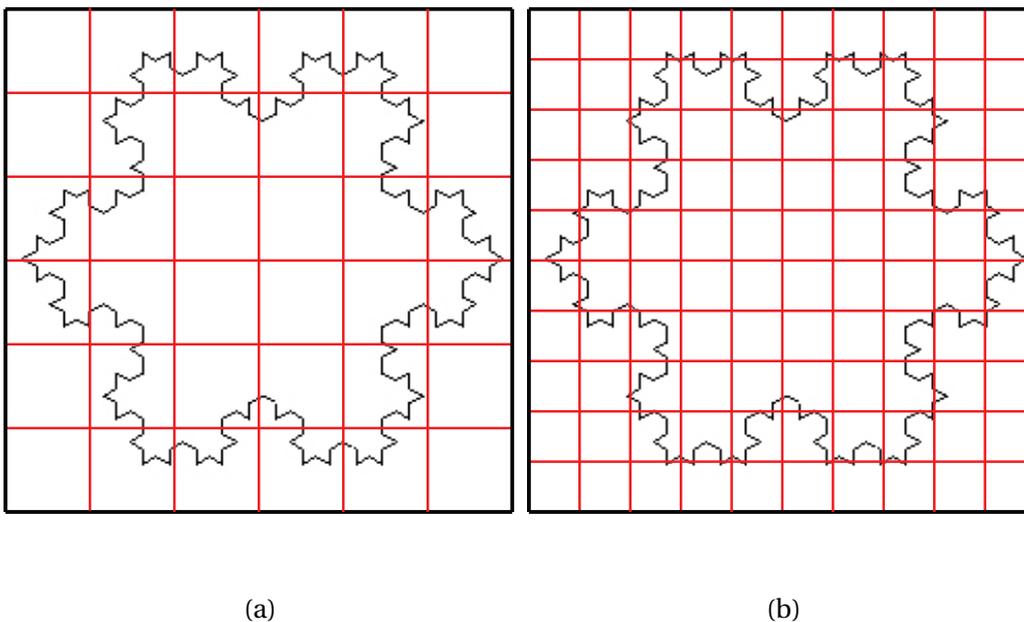


Figura 4.13: *Box Counting* para o Floco de Neve Koch, para (a): Divisão 1, escala $1/6$ e (b): Divisão 2, escala $1/10$

Nesta pesquisa de mestrado, o cálculo da dimensão fractal será utilizado para avaliação do comportamento do solo durante a passagem de água como indicador de mudanças na disposição das partículas sólidas durante o fluxo. O valor dessa propriedade será aferido por meio do método *Box Counting* pela rotina desenvolvida por Macedo et al. (2006) para o *Matlab*. Busca-se por meio dessas medições, avaliar se a dimensão fractal é uma propriedade constante ou variável durante o processo de infiltração de água no solo.

As imagens que serão utilizadas para aferição do valor de D_f serão as imagens do solo umedecido, obtidas pela soma das imagens da Fig.(4.5) mais a imagem do solo seco apresentada na Fig.(4.14).

Cabe destacar que a D_f foi obtida mesmo com a baixa resolução das imagens, o que possivelmente pode implicar em uma dissonância com o valor real dessa medida.

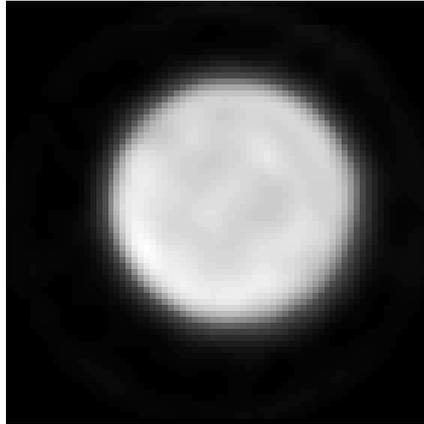


Figura 4.14: Imagem do solo seco obtida por TC realizada por Naime (2001)

5. ANÁLISE E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

5.1. Ajuste da curva de teor de umidade volumétrico variando no tempo

Os dados apresentados nos gráficos das Figs. (4.4a) e (4.4b) foram ajustados a solução analítica da Equação de Richards proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a) para fluxo unidimensional em uma coluna semi-infinita, conforme descrito na seção 4.2 desse trabalho, os valores de difusividade (D_z), velocidade advectiva (a_s), intervalo de confiança (IC) e coeficiente de determinação (R^2) de cada ajuste são apresentados na Tabela (5.1).

Tabela 5.1: Parâmetros obtidos nos ajustes dos pontos de variação temporal do teor de umidade volumétrico

Ajuste	D_z (m ² /h)	IC_{D_z} (m ² /h)	a_s (m/h)	IC_{a_s} (m/h)	R^2
Amostra 1	$8,9 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2} - 11,2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1} - 1,9 \cdot 10^{-1}$	0,99
Amostra 2	$11,5 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-2} - 15,3 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-1} - 1,8 \cdot 10^{-2}$	0,98

Ao analisar os valores dos R^2 obtidos, considera-se que, aparentemente, os ajustes foram satisfatórios. Embora, uma análise mais profunda deve ser feita quanto aos parâmetros obtidos e os resíduos apresentados para a validação correta das curvas obtidas. As curvas ajustadas aos dados experimentais expostos nas Figs. (4.4a) e (4.4b) são apresentadas nas Figs. (5.1a) e (5.1b), cujos resíduos são representados nas Figs. (5.2a) e (5.2b).

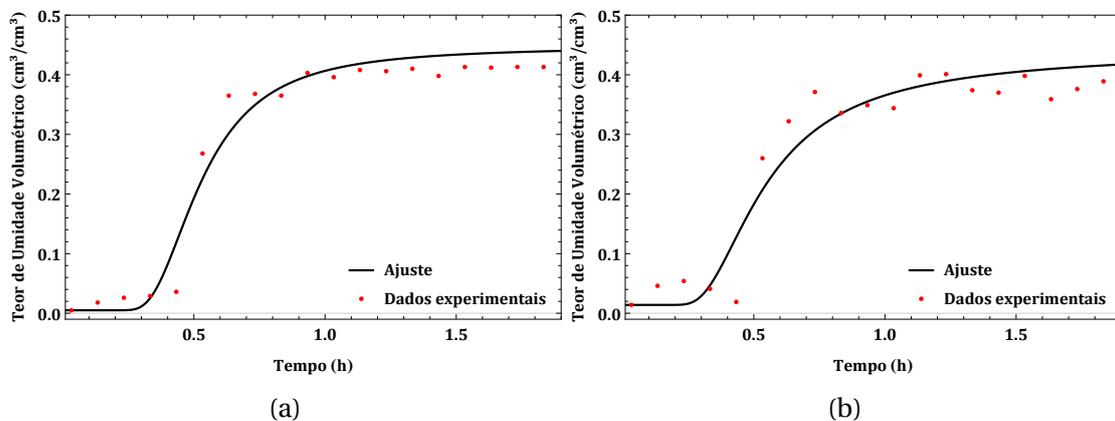


Figura 5.1: Ajuste do modelo de variação do teor de umidade volumétrico de Cavalcante & Zornberg (2017a), para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

Nos gráficos de resíduos, a área hachurada corresponde a quanto os resíduos são globalmente grandes ou globalmente pequenos, no sentido de que quanto menor a área hachurada, melhor o ajuste. Ou seja, melhor a estimativa do modelo usado para representar o comportamento dos dados analisados.

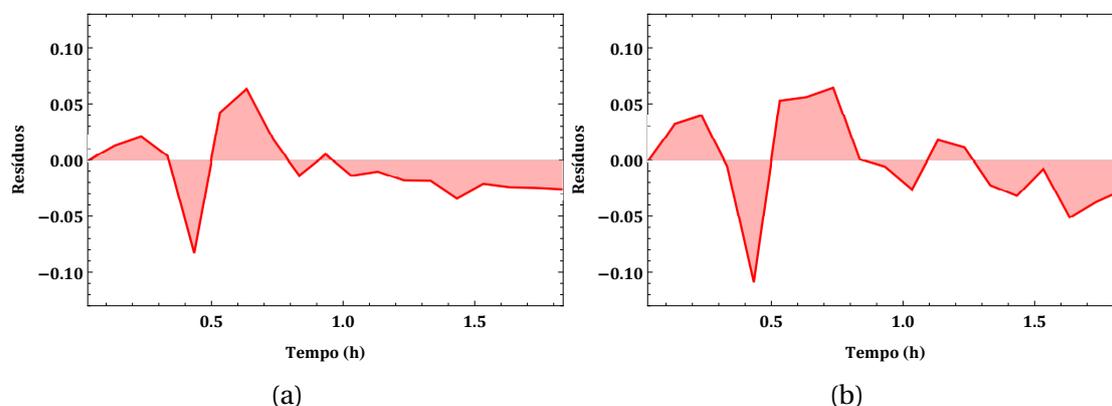


Figura 5.2: Resíduos dos ajustes usando modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) para a curva de teor de umidade volumétrico, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

Para o ajuste 1, os valores de resíduos obtidos foram menores que 0,10. Para este ajuste, os maiores valores de resíduos foram encontrados nas regiões de mudança de comportamento da curva, os valores de 0,08 e 0,06, em módulo, foram encontrados no último ponto do patamar inferior e no primeiro ponto do patamar superior da curva, respectivamente.

No ajuste 2, os maiores valores de resíduos obtidos foram 0,06 e 0,11, em módulo. O valor de 0,06 foi encontrado no ponto correspondente ao início do patamar superior e o de 0,11 no final do patamar inferior da curva ajustada. Ambos os pontos estão localizados próximos a mudanças de curvatura, assim com ocorreu no ajuste 1.

Ao comparar os ajustes, o ajuste 2 apresentou maiores resíduos do que o ajuste 1, isso pode ser justificado pela maior dispersão dos dados experimentais da Amostra 2. De maneira geral, quanto mais dispersos estão os dados, maior a chance de que a curva não se ajuste bem a todos os pontos experimentais, produzindo possivelmente uma maior diferença entre o valor predito e o valor real da variável analisada.

No trabalho de Mascarenhas (2018) que também empregou uma das soluções analíticas da equação de Richards apresentada por Cavalcante & Zornberg (2017a) para modelar o fluxo de água, ele observou de modo semelhante que os maiores resíduos nos ajustes das curvas de θ_{xt} ocorreram em trecho de mudança de comportamento, nos quais o modelo analítico apresenta certa dissonância dos valores observados em ensaio, o que corrobora com os resultados obtidos nesta pesquisa.

5.2. Estimativa do avanço da frente de molhamento

Um dos objetivos de modelar o comportamento hidráulico de um solo é estimar o movimento de água durante a infiltração imposto por um dado gradiente hidráulico. Pelo modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) é possível estimar o avanço da frente de molhamento ao longo do tempo em um espaço definido quando conhecida a função $\theta(z, t)$.

Os gráficos de avanço da frente de molhamento para as amostras de LVdf avaliadas foram confeccionados com base nas curvas ajustadas da seção anterior. Nos gráficos da Fig. (5.3), pode-se observar que há uma redução no gradiente de umidade com o incremento da profundidade, sendo máximo imediatamente abaixo do topo da coluna ensaiada. Nesta figura também pode ser observado que o teor de umidade da base das colunas de solo amostradas só começam a sofrer alteração do seu valor inicial cerca de 30 minutos após o início do ensaio de infiltração. Neste modelo, o teor de umidade volumétrico se mantém constante no topo da coluna ao longo do ensaio, como também pode ser observado nessa figura, por meio da reta verde.

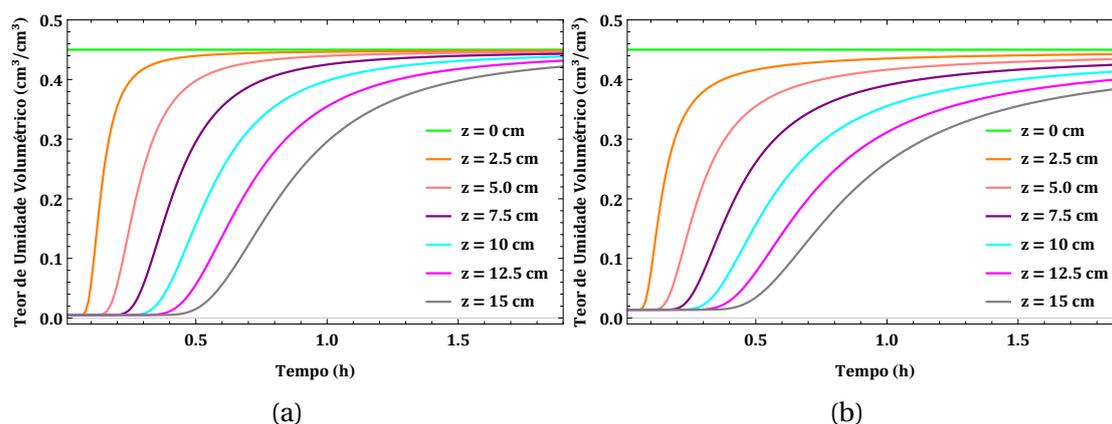


Figura 5.3: Perfil de umidade em instantes variados ao longo da coluna de solo, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

Pela previsão das curvas ajustadas, ao final das medições do ensaio de infiltração, os teores de umidade volumétrico na base das amostras 1 e 2 foram de 41,9% e 38,2%, respectivamente, não atingindo o valor de teor de umidade volumétrico saturado estabelecido para o topo das colunas ensaiadas (45%).

Nestes espécimes, a baixa capacidade de retenção de água observada pode ser justificada pela presença do mineral caulinita no solo. Este argilomineral é formado por uma estrutura química que produz um firme empacotamento com ligações de hidrogênio que impedem a separação dessa estrutura e inibe a entrada de água dentro do arranjo estrutural do mineral (Pinto, 2006). Solos com quantidades expressivas desse argilomineral, apresentam menor macroporosidade e uma menor permeabilidade. A presença desse mineral junto

com os baixos teores de umidade residual medidos ($< 1\%$) são indicativos de uma provável bimodalidade desse solo.

Ao observar os gráficos da Fig.(5.4), vê-se que ao longo do tempo de ensaio a linha da função $\theta(z, t)$ vai ficando cada vez mais horizontal, ou seja, o teor de umidade volumétrico vai se tornando mais uniforme ao longo da coluna de solo durante o andamento do ensaio, tendendo para o valor do teor de umidade volumétrico imposto no topo da coluna ensaiada, conforme é esperado pela física do fenômeno estudado.

Estima-se, pela previsão das curvas ajustadas, que as amostras 1 e 2 levariam, respectivamente, cerca de 102 e 118 minutos para saturar por completo após o início do ensaio de infiltração. Para fazer essa análise, foi calculado o tempo necessário para que toda a coluna ensaiada atingisse o valor do último teor de umidade volumétrico do patamar superior para cada uma das amostras, que tem como valores de teores de umidade volumétricos de 41,3% e 38,9%, nesta ordem.

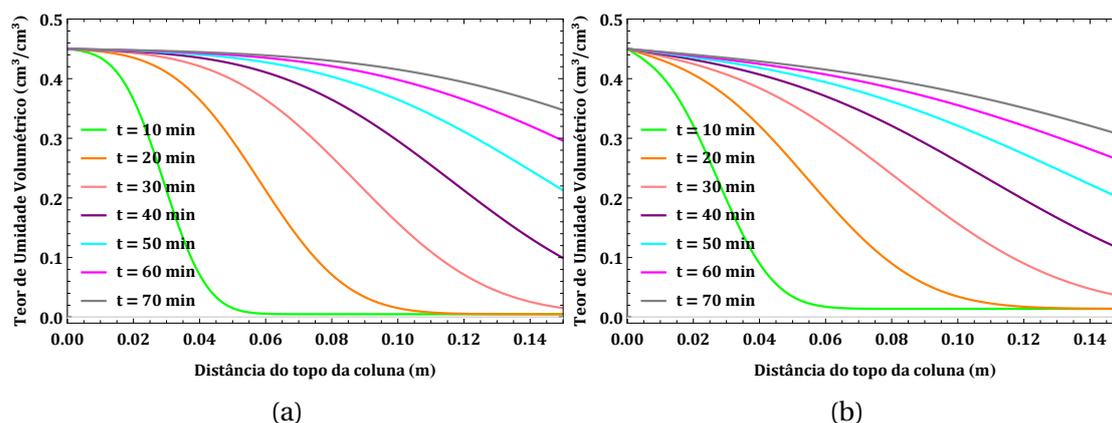


Figura 5.4: Estimativa da variação temporal do teor de umidade volumétrico em diferentes seções do corpo-de-prova, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

O efeito das parcelas advectiva e difusiva de fluxo para cada uma das curvas ajustadas é avaliado isoladamente nas Figs.(5.5), (5.6), (5.7) e (5.8). Nestas figuras é possível analisar a influência de cada uma dessas parcelas para o movimento de água dentro das colunas de solo ensaiadas.

Como mostrado por Cavalcante & Zornberg (2017a), a parcela advectiva do fluxo é responsável apenas por propagar a frente de umidade sem que ocorra nenhuma dissipação ou espalhamento durante o avanço da frente, conservando a forma da frente de umidade (Fig.(5.5) e (5.6)). O espalhamento observado na frente de umidade é causado pela atuação da parcela difusiva de fluxo, que faz com que haja uma mudança no gradiente de umidade com o incremento no tempo de ensaio. Isso até a completa saturação da coluna de solo ou até que a diferença de potencial seja nula em uma dada posição a depender do tamanho da amostra avaliada e carga hidráulica aplicada.

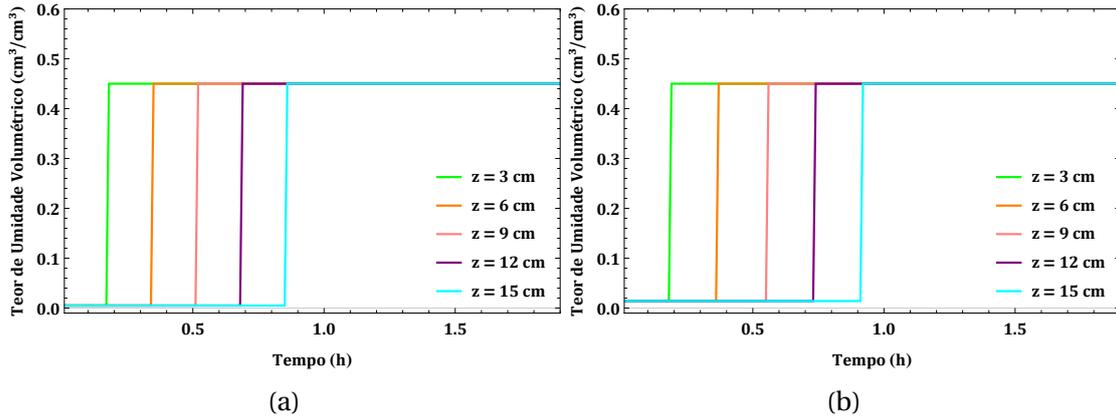


Figura 5.5: Influência da parcela advectiva de fluxo no perfil de umidade em instantes variados ao longo da coluna de solo, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

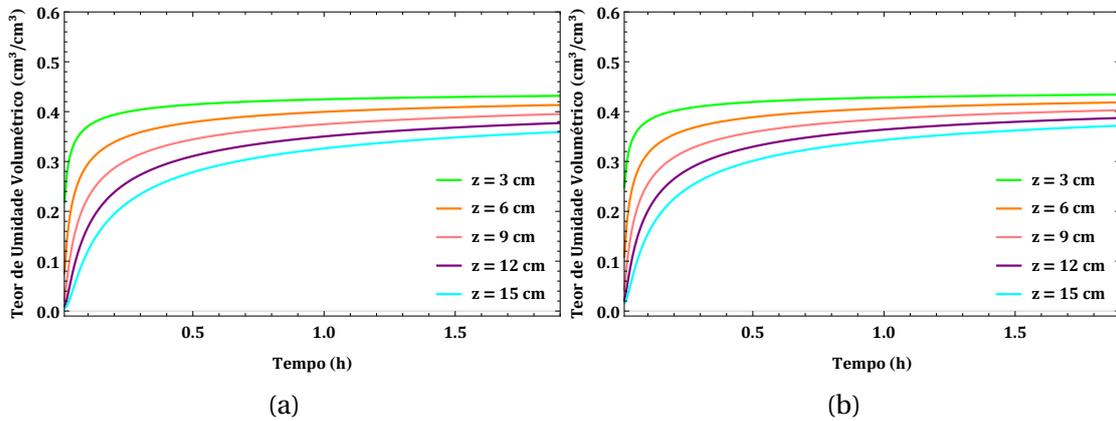


Figura 5.6: Influência da parcela difusiva de fluxo no perfil de umidade em instantes variados ao longo da coluna de solo,, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

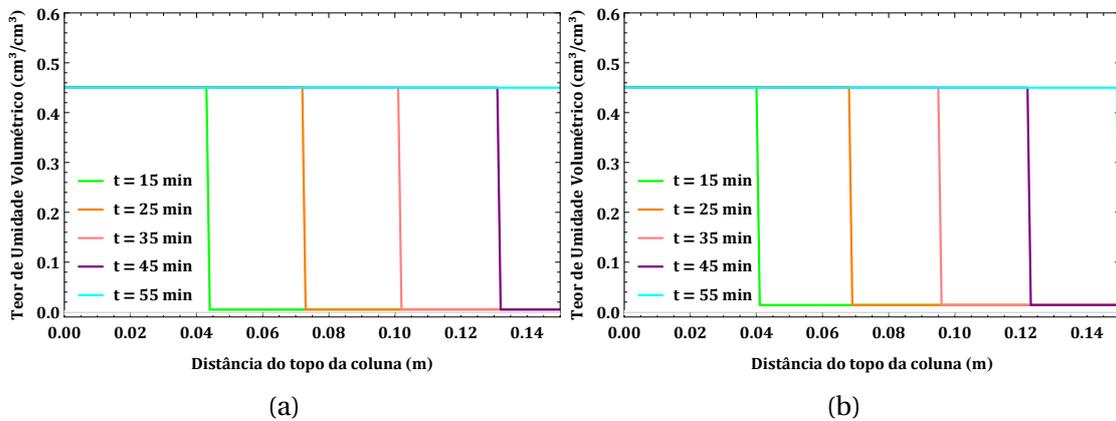


Figura 5.7: Influência da parcela advectiva de fluxo na estimativa da variação temporal do teor de umidade volumétrica em diferentes seções do corpo-de-prova, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

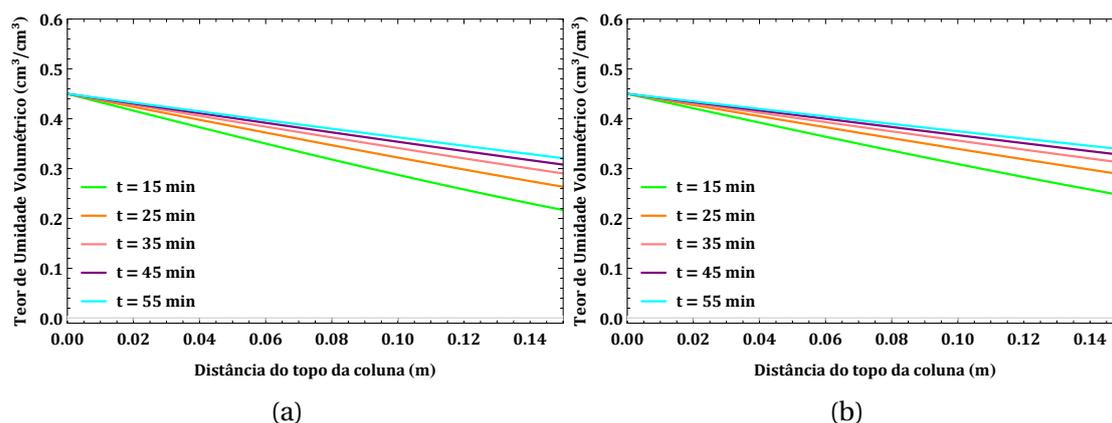


Figura 5.8: Influência da parcela difusiva de fluxo na estimativa da variação temporal do teor de umidade volumétrica em diferentes seções do corpo-de-prova, para (a): Amostra 1 e (b): Amostra 2

5.3. Obtenção indireta da curva de retenção de água

Os valores de δ obtidos pela metodologia apresentada na seção 4.3 desse trabalho a partir dos valores de D_z e a_s do ajuste da função $\theta(z, t)$ são apresentados na Tabela (5.2). As imagens das curvas de retenção obtidas para esses valores de δ com os valores de θ_s e θ_r para os solos estudados por Varandas (2011) são apresentados na Fig.(5.9), onde convencionou-se que δ_1 e δ_2 , seriam, respectivamente, 0,1969 e 0,1419 kPa^{-1} , referentes as amostras 1 e 2 dos ensaios de infiltração monitorados por TC.

Tabela 5.2: Valores de δ obtidos pelos parâmetros ajustados da função $\theta(z, t)$

Ajuste	D_z (m^2/h)	a_s (m/h)	δ (kPa^{-1})
Amostra 1	$8,9 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-1}$	0,1969
Amostra 2	$11,5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	0,1419

Para avaliar a validade dos resultados das curvas de retenção de água obtidas, as curvas da Fig.(5.9) foram comparadas com os dados experimentais de $\theta x \psi$ apresentados anteriormente nas Figs.(4.7a), (4.7b), (4.7c) e (4.7d) deste trabalho. A comparação entre esses dados é apresentada na Fig.(5.10). δ é um parâmetro dependente do tipo de solo. Na CRA, este parâmetro é proporcional a inclinação inicial do trecho saturado da curva. Ao observar o ajuste da Fig.(5.10), vê-se que o menor δ ajustou melhor as amostras de menor porosidade (A3 e A4) e o maior δ as amostras de maior porosidade (A1 e A2). Embora ambos os ajustes estão visualmente próximos dos dados experimentais¹.

¹valores obtidos dos ensaios de Mesa de tensão e Câmara de Richards

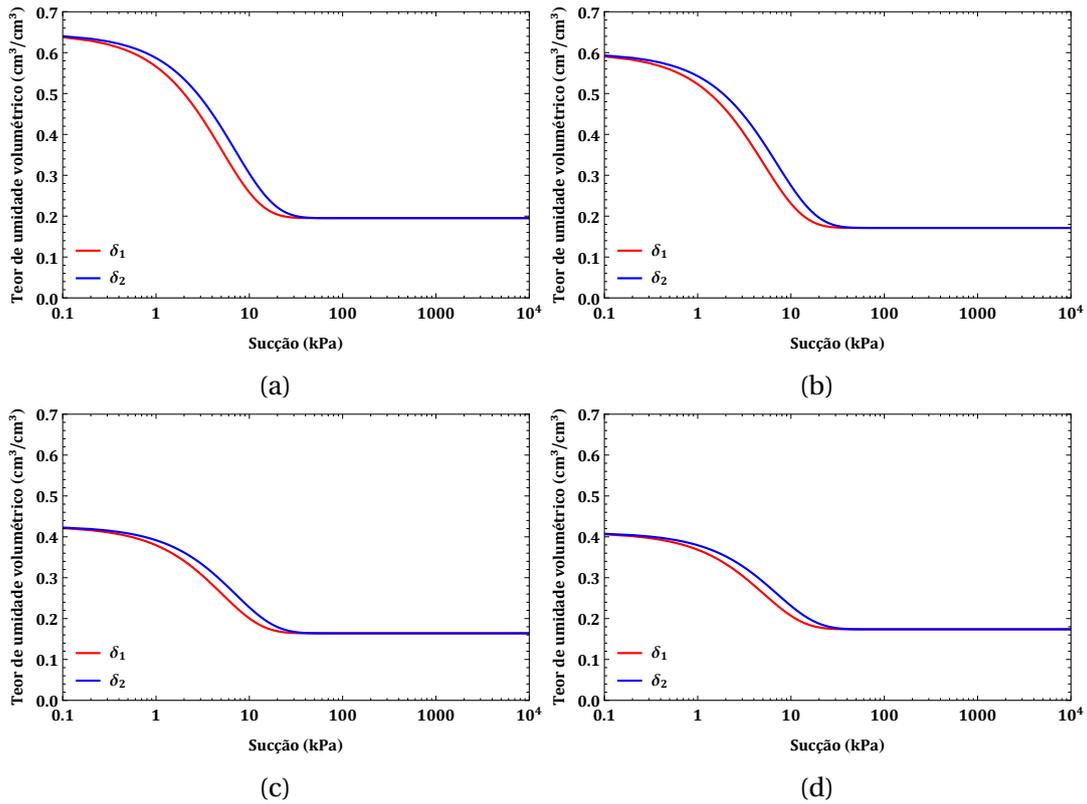


Figura 5.9: Curvas de Retenção de água a partir de TC, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4

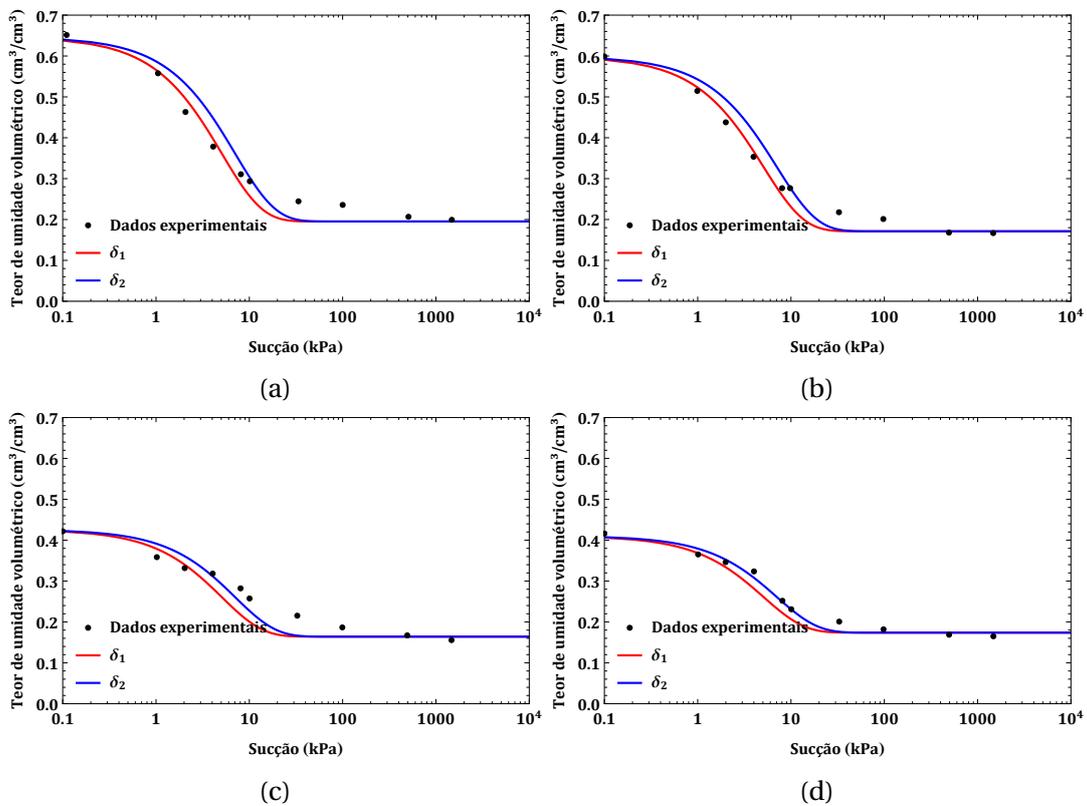


Figura 5.10: Comparação em CRA e resultados experimentais, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4

Ao realizar essas comparações é possível observar que a metodologia indireta de obtenção da CRA foi satisfatória, demonstrando o potencial da TC para obtenção indireta da retenção de água no solo quando aplicada em conjunto com a solução analítica da Equação de Richards aqui apresentada.

5.4. Estimativa do valor de entrada de ar (VEA) a partir da CRA

5.4.1 Influência do valor de δ no VEA - Análise paramétrica

O valor assumido por δ tem efeitos significativos no VEA e na inclinação do trecho inicial da CRA. Esse efeito pode ser observado na Fig.(5.11) em que foram traçadas 3 curvas de retenção de água para o mesmo valor de θ_s e θ_r (0,41 e 0,04, respectivamente), variando apenas o valor de δ (0,003, 0,030 e 0,300 kPa⁻¹). As descrições dos valores de entrada de ar pela estimativa de Aubertin et al. (1998) para cada uma destas curvas são expostas na Tabela (5.3).

Tabela 5.3: Influência do valor de δ no VEA

δ	ψ_{ar} - Estimativa Aubertin et al. (1998)
0,300 kPa ⁻¹	0,39 kPa
0,030 kPa ⁻¹	3,91 kPa
0,003 kPa ⁻¹	39,15 kPa

Nota-se, pela análise dos valores apresentados, que quanto menor o valor de δ , maior o valor de entrada de ar observado para o solo, o que era esperado, já que em solos mais finos, valores maiores de sucção são exigidos para que se comece a formar canais contínuos de ar dentro do solo e, são em solos mais finos que são encontrados menores valores de δ .

Para os intervalos de valores analisados, o incremento de ordem nos valores de δ representaram um decréscimo de mesma ordem nos valores de entrada de ar, mostrando a relação de proporcionalidade inversa entre essas variáveis. O teor de umidade volumétrico relativo a cada uma das estimativas de ψ_{ar} , é igual a 0,369, 90% de θ_s . Na Fig.(5.11) são demarcados os valores de entrada de ar pela estimativa de Aubertin et al. (1998) para cada uma das curvas de retenção de água avaliadas.

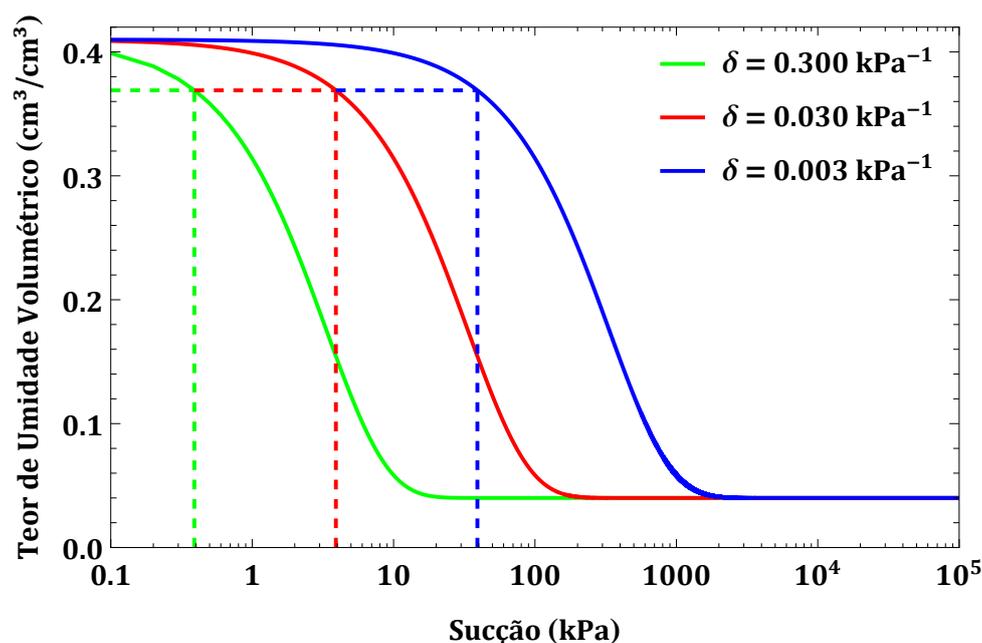


Figura 5.11: Influência do valor de δ no VEA - estimativa de Aubertin et al (1998)

5.4.2 Valores obtidos de ψ_{ar} para as amostras de LVdf estudadas

Na Tabela (5.4) são dispostos os valores de ψ_{ar} obtidos pela estimativa de Aubertin et al. (1998) para as curvas de retenção de água apresentadas na seção 5.3. Como visto anteriormente na análise paramétrica da influência do valor de δ , valores menores desse parâmetro geram maiores de ψ_{ar} , por isso, os valores estimados para o δ_1 foram menores que os valores estimados para o δ_2 para todas as amostras de LVdf avaliadas.

Tabela 5.4: Estimativa do valor de entrada de ar

Amostra	Estimativa de Aubertin et al. (1998)		$\theta(\psi_{ar})$
	$\psi_{ar\delta_1}$	$\psi_{ar\delta_2}$	
A1	0,79 kPa	1,09 kPa	0,582
A2	0,77 kPa	1,06 kPa	0,539
A3	0,90 kPa	1,24 kPa	0,384
A4	0,97 kPa	1,34 kPa	0,370

5.5. Condutividade hidráulica

Outra variável que foi determinada pelo ajuste da curva de θxt foi a condutividade hidráulica saturada, ela foi obtida a partir da velocidade advectiva por meio da Eq.(2.28), o que permitiu estimar um valor de k_s para cada uma das amostras de LVdf avaliados. Os valores de k_s obtidos por esta equação estão dispostas na Tabela (5.5).

Tabela 5.5: Valores de condutividade hidráulica saturada

Amostra	k_{s_1}	k_{s_2}
A1	1,89 m/d	1,77 m/d
A2	1,79 m/d	1,68 m/d
A3	1,10 m/d	1,03 m/d
A4	0,99 m/d	0,93 m/d

No trabalho de Primavesi et al. (1999), os valores apresentados para essa propriedade medidos em campo para o LVdf a 10, 20 e 60 cm de profundidade foram de 1,2, 0,6 e 1,3 m/dia, respectivamente, o que demonstra que os valores de condutividade hidráulica saturada obtidos indiretamente pelos ajustes das curvas de θxt foram muito satisfatórios, uma vez que, para essa variável, valores da mesma ordem de grandeza são considerados semelhantes, isto devido à grande variabilidade natural dessa propriedade. Desse modo, para o solo avaliado, a metodologia apresentada mostrou-se adequada para aferição indireta da condutividade hidráulica saturada a partir de resultados de ensaios de infiltração em amostras de solo.

Na Fig.(5.12) são apresentadas duas curvas de condutividade hidráulica variando com a sucção para cada amostra de LVdf, isto por que, foram utilizados os valores de δ_1 e δ_2 , linha vermelha e azul das imagens, para os seus respectivos k_s da Tabela (5.5). O mesmo raciocínio foi empregado para traçar as curvas de condutividade hidráulica variando com o teor de umidade volumétrico, Fig.(5.13).

Cabe ressaltar novamente, que na literatura não foram encontrados resultados de ensaios que medissem a condutividade hidráulica na condição não saturada para este solo, o que impossibilitou a validação das curvas obtidas por meio de comparações com os dados experimentais.

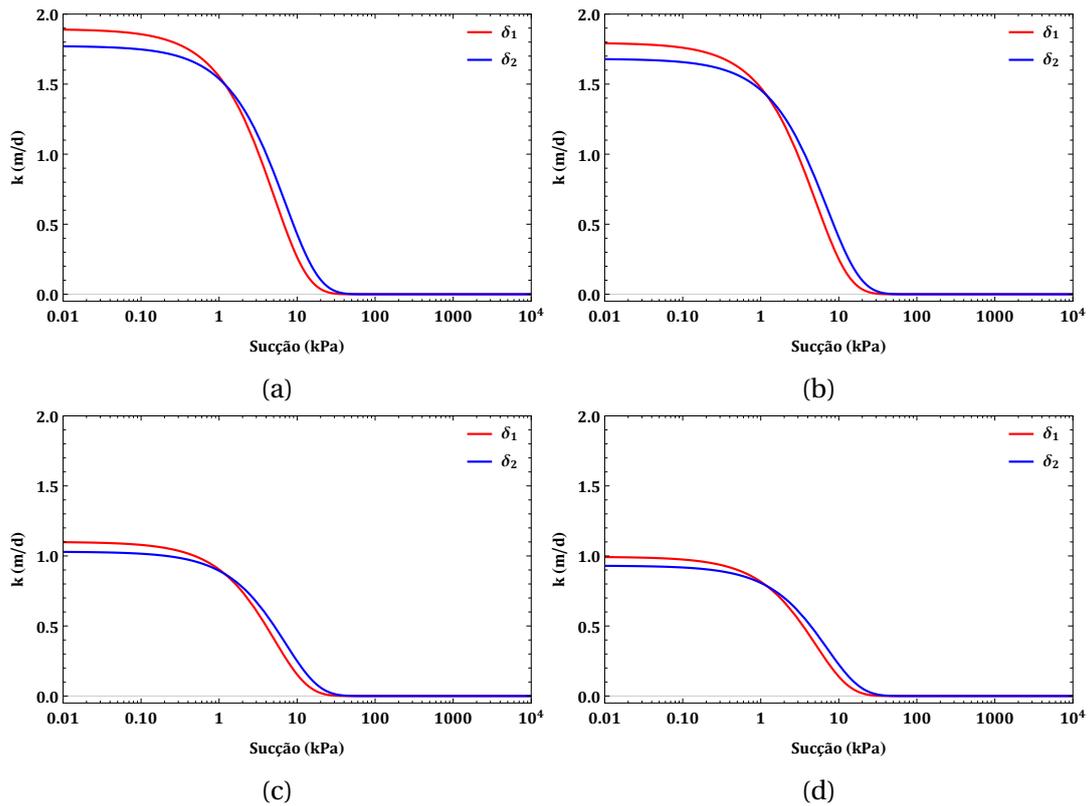


Figura 5.12: Função condutividade hidráulica não saturada variando com a sucção do solo, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4

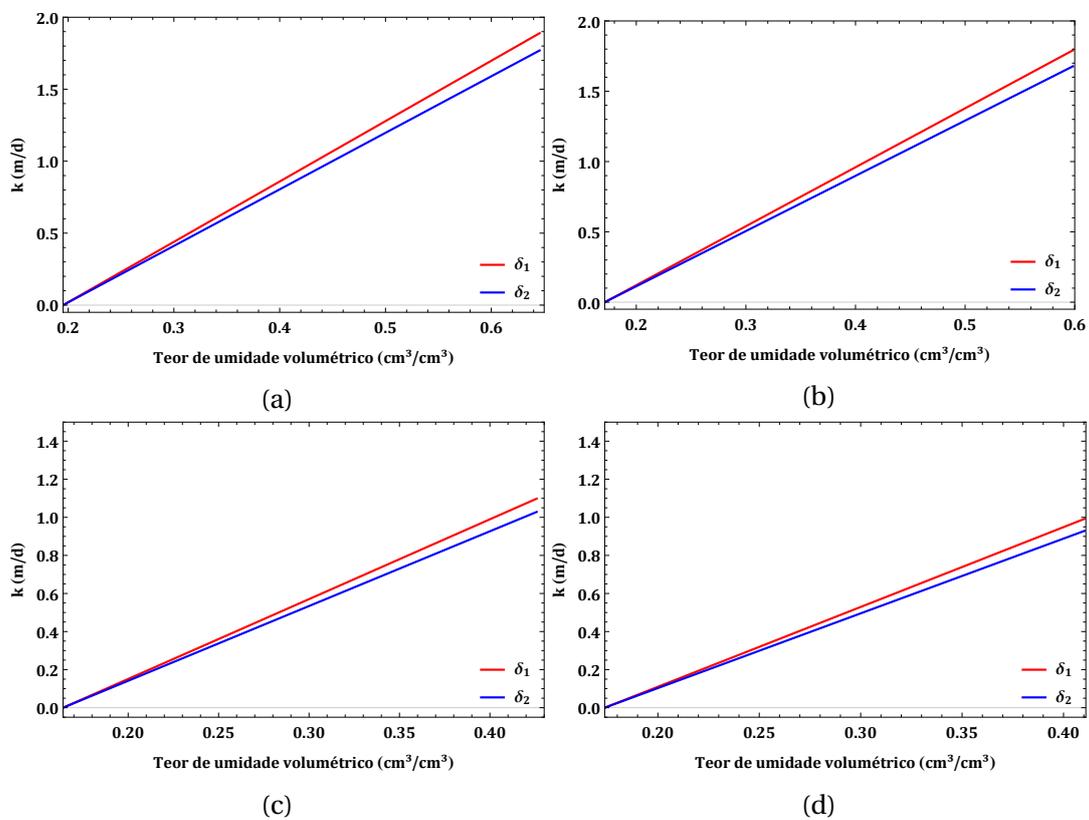


Figura 5.13: Função condutividade hidráulica não saturada variando como o teor de umidade volumétrica do solo, para (a): A1, (b): A2, (c): A3 e (d): A4

5.6. Discussão dos modelos empregados para avaliação da infiltração de água em colunas de solo com base em resultados de tomografia computadorizada

Ao comparar os resultados obtidos neste trabalho com os resultados apresentados por Naime (2001) (Fig.(4.3)), quanto as propriedades hidráulicas, 5 pontos importantes podem ser listados:

- Análise do perfil de umidade durante a infiltração

Diferente deste trabalho que utilizou uma solução analítica da equação de Richards para modelar os resultados de ensaios de infiltração monitorados por TC, Naime (2001) optou por empregar uma solução numérica desta equação diferencial, para fazer a modelagem do avanço da frente de molhamento nas colunas de LVdf ensaiadas. Para resolver a equação de Richard, o autor citado, escolheu utilizar o método de diferenças finitas com aproximação na conservação de massa no termo do teor de umidade volumétrico para ajustar o fenômeno estudado.

Os resultados dos ajustes realizados por Naime (2001), serviu, no seu trabalho, para aferir os valores discretos do teor de umidade volumétrico ao longo das colunas ensaiadas, em um dado instante do ensaio, com apresentado na Fig.(4.3a) para uma amostra de LVdf desestruturada.

Tanto a solução empregada por Naime (2001) com a solução empregada nesta pesquisa foram eficientes ao estimar o perfil do teor de umidade volumétrico dos dados aos quais foram ajustados. Embora, deva-se ressaltar que a utilização de uma solução analítica em qualquer tipo de simulação, geralmente, representa ganhos computacionais e simplificação na calibração dos dados.

Além disso, para a solução analítica empregada nesta dissertação, há ainda a vantagem da inter-relação entre as diferentes curvas hidráulicas que caracterizam o movimento e a retenção de água no solo com um menor número de variáveis a serem ajustadas, o que potencializa o emprego desta em detrimento da anterior para as condições estudadas.

- Retenção de água no solo

Os modelos utilizados para traçar a CRA foram bastante distintos, enquanto Naime (2001) optou por utilizar o modelo proposto por Rossi & Nimmo (1994), neste trabalho foi empregado o modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a), devido as vantagens citadas no Cap.2 desta dissertação.

Ao analisar as curvas de retenção de água apresentadas no trabalho de Naime (2001), pode-se inferir que o modelo de Rossi & Nimmo (1994) não foi capaz de definir, da forma que foi empregado, o trecho residual das curvas de retenção traçadas (como exemplificado na Fig. (4.3b) apresentada anteriormente), diferente das curvas traçadas pela aplicação do modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) pela metodologia empregada nesta dissertação que conseguiu definir bem esse trecho da CRA das amostras de solo estudadas (Fig.(5.9)).

- Condutividade hidráulica saturada

Os valores obtidos por Naime (2001) para a condutividade hidráulica saturada foram inferiores aos valores encontrados neste trabalho e aos valores apresentados por Primavesi et al. (1999). Para a amostra de LVdf desestrurada, o valor apresentado por Naime (2001) para esta propriedade foi $8,7 \cdot 10^{-2}$ m/d, praticamente, uma ordem de grandeza abaixo do que seria esperado para este solo como indicado anteriormente.

- Função condutividade não saturada

No modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a), a relação entre a condutividade hidráulica e o teor de umidade volumétrico é linear (Fig.(5.13)), diferente do modelo de Rossi & Nimmo (1994), no qual, a relação entre estes dois parâmetros hidráulicos do solo é dada por uma curva (Fig.(4.3c)), que foi ajustada por Naime (2001), por meio de uma equação do tipo: $k(\theta) = a\theta^b$.

Na curva traçada por Naime (2001) para a amostra desestrurada, a condutividade hidráulica só teve valores expressivos para valores de θ acima de 0,38 (Fig.(4.3c)), enquanto que, pelo modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) utilizado neste trabalho, a condutividade hidráulica só é considerada nula quando $\theta = \theta_r$, Fig.(5.13), o que corresponde melhor aos valores esperados de comportamento para esta propriedade na condição não saturada.

- Difusividade hidráulica

O modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) afere valores médios de difusividade hidráulica e velocidade advectiva para um solo ao realizar o ajuste da curva de teor de umidade variando com o tempo e o espaço, como apresentado nas seções 2.2.1 e 5.1 deste trabalho.

Já no trabalho de Naime (2001), a difusividade foi considerada como uma variante do teor de umidade volumétrico durante a infiltração, por meio da Eq.(2.16) ela foi definida para cada solo. O seu valor para a amostra de LVdf desestrurada, para o estado saturado ($\theta = 0,45$) foi de $5,5 \cdot 10^{-4}$ m²/h bem abaixo dos intervalos de confiança obtidos neste trabalho (Tab. (5.1)). Para as outras amostras avaliadas na sua tese, os valores das ordens de grandeza dessa propriedade foram bastantes variantes para o

estado saturado, entre 10^{-7} a 10^{-4} m²/h. Esta diferença expressiva entre os valores de difusividade hidráulica estimados por Naime (2001) para as colunas de solo ensaiadas pode estar ligada diretamente a grande dispersão dos dados de infiltração obtidos durante as tomografias com leituras em seção variável das amostras, como pode ser observado nos dados apresentadas para as amostras da área de Plantio Convencional (PC) dispostos na Fig.(5.14).

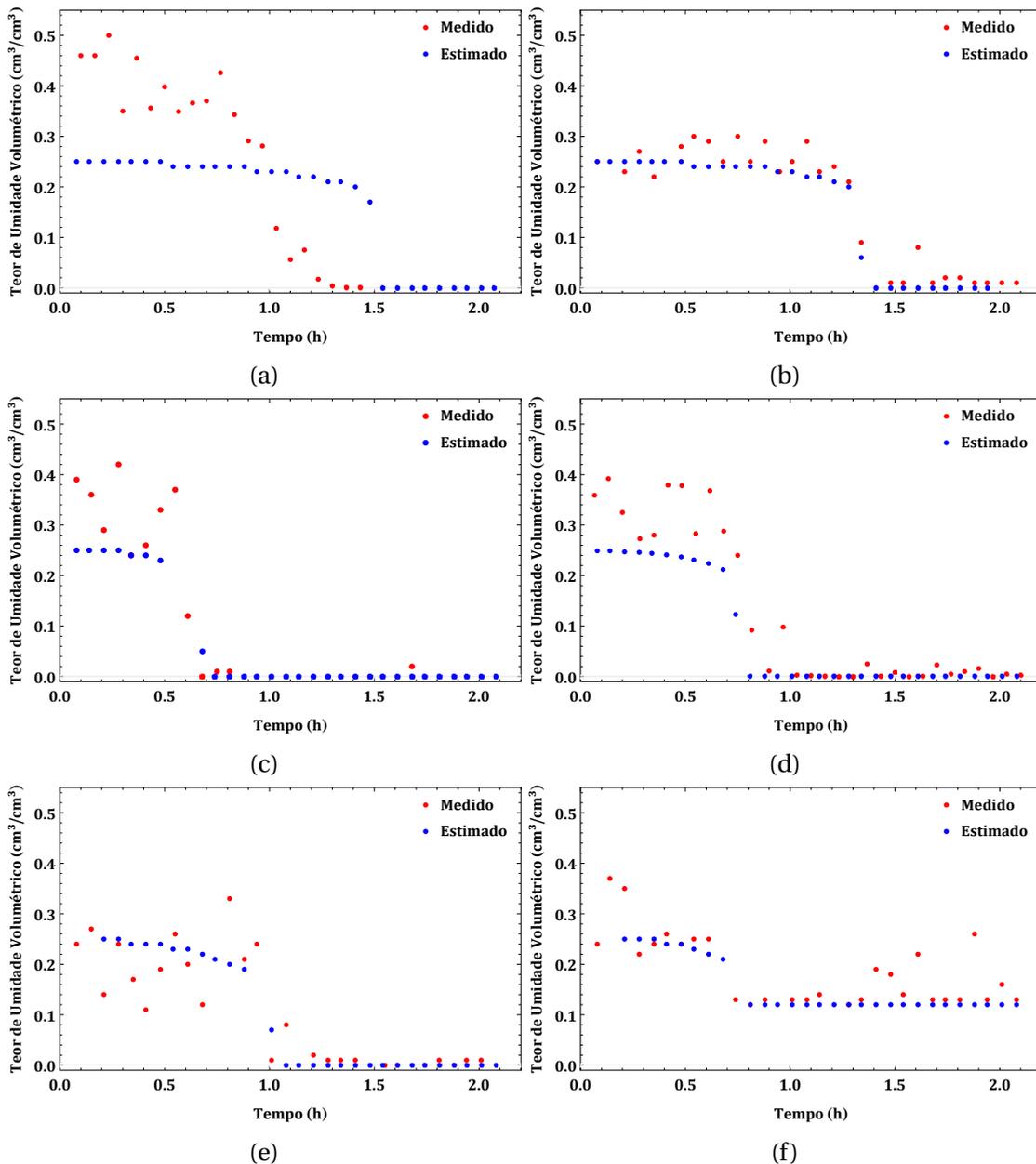


Figura 5.14: Perfil de umidade durante a infiltração medido em várias seções, para (a): PC1, (b): PC2, (c): PC3, (d): PC4, (e): PC5 e (f) PC Campo

Como base na discussão levantada nessa seção do trabalho, é possível assumir que, para o solo avaliado, as curvas e parâmetros hidráulicos apresentados para o modelo de Calvante & Zornberg (2017a) foram superiores aos valores aferidos pelo modelo de Rossi &

Nimmo (1994) aplicado em conjunto com a aproximação numérica da Equação de Richards apresentada por Naime (2001).

Deste modo, o modelo apresentado nesta dissertação poderia ser empregado como sugestão de melhoria do modelo utilizado por Naime (2001) para estudos dinâmicos da infiltração de água na região não saturada do solo, apresentando ganhos referentes a melhor representação das propriedades hidráulicas do meio.

5.7. Distribuição do diâmetro dos poros

5.7.1 Avaliação da influência dos parâmetros do modelo nos valores da distribuição de poros

Antes de expôr os dados de distribuição de poros para o solo estudado, é necessário avaliar como a distribuição de poros a partir da curva de retenção para o modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) é influenciada por mudanças nos valores do parâmetro de ajuste δ , para tal traçou-se algumas curvas variando o valor desse parâmetro, mantendo os valores de θ_s e θ_r em 0,41 e 0,04, respectivamente, Fig.(5.15).

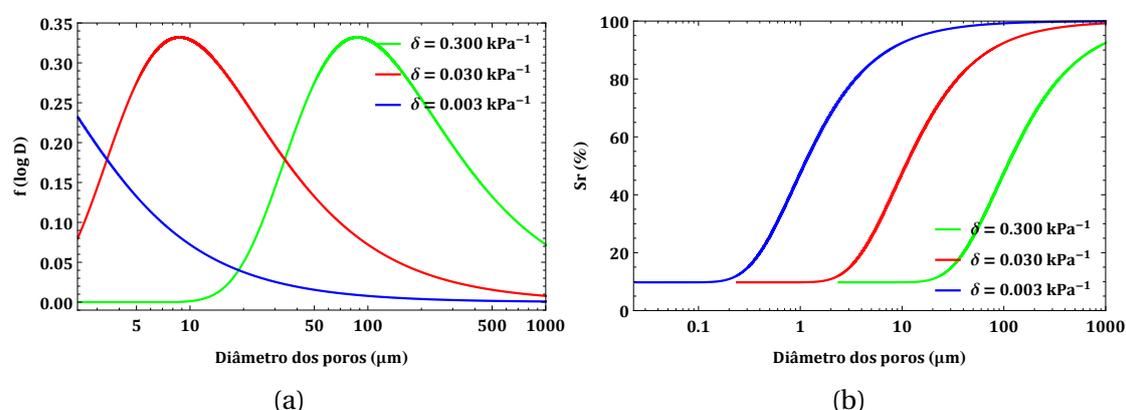


Figura 5.15: Influência do valor de δ na distribuição de poros, para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros

Na Figura (5.15a) é possível observar que valores maiores de δ são inerentes a solos com poros maiores. Ao reduzir o valor de δ , a curva de função de frequência de diâmetros equivalentes de poros se desloca para a esquerda, diminuindo os valores de diâmetros de poros observados, bem como o valor do poro mais frequente.

Outra observação que pode ser feita com base na Figura (5.15b), é que para um mesmo diâmetro, solos com valores de δ menores apresentam-se "mais saturados". Escolhendo o

diâmetro de 10 μm para realizar essa comparação, para o solo com $\delta=0,300 \text{ kPa}^{-1}$, 9,76% do volume de poros deste solo tem diâmetro inferior a esse valor. Enquanto que esse valor aumenta para os solos com $\delta=0,030 \text{ kPa}^{-1}$ e $\delta=0,003 \text{ kPa}^{-1}$, que tem respectivamente, 47,45% e 92,45% do volume dos poros do solos com diâmetro inferior a 10 μm . O que permite assumir que quanto menor o valor de δ mais microporoso tende a ser o solo. O que era esperado pois, solos mais finos geralmente apresentam menores valores de δ aferidos diretamente da CRA.

Também foi feita análise da influência dos valores de θ_r e θ_s para esse modelo de distribuição de poros (Figs.(5.16) e (5.17)). Esses valores são responsáveis pelo achatamento da curva de função de frequência de diâmetros, quanto mais achatada é a curva, mais uniforme é a distribuição de poros (Figs.(5.16a) e (5.17a)). Para valores maiores de θ_r , mais achatada é a curva da $f(\log D_e)$, relação contrária é observada para o valor de θ_s . Embora, deva-se destacar também que para variações isoladas de um único desses valores, o valor de poro mais frequente - valor do pico da curva da $f(\log D_e)$ - é mantido praticamente no mesmo valor.

Para a curva de função de frequência acumulada de diâmetro de poro, é possível observar que quando há redução no valor de θ_r , maiores são as dimensões dos poros estimadas por esse modelo, isso era esperado por que quanto maior são os poros de um solo, menor é a sua capacidade de reter água, já que ao aplicar uma dada pressão compressiva é mais fácil retirar água de poros grandes do que de poros pequenos que requerem altos valores de energia para expulsarem água dos seus vazios, isto conforme é estabelecido pela teoria da capilaridade que rege o fenômeno físico estudado. Nesta curva, quanto maior o valor de θ_r , maior o valor do intercepto com o eixo do grau de saturação. O mesmo fenômeno é observado ao aumentar o valor de θ_s , o que era previsto, já que este valor é igual a porosidade do meio e maiores valores de porosidade são observados em solos mais grossos, com maiores diâmetros de poros.

Nas curvas da Figs.(5.16b) e (5.17b) é possível notar que ainda existem poros maiores que o limite máximo observado (1 mm), uma vez que, visualmente as curvas ainda não estão tangenciando a linha horizontal fictícia do valor de S_r igual a 100%.

Outra observação que pode ser retirada dessas curvas de variação de θ_r e θ_s é que para um mesmo incremento entre esses valores, mudanças mais significativas são observadas quando se alterar o valor de θ_r , embora o que ocorre normalmente são mudanças no valor de θ_s , em virtude, por exemplo da compactação do solo, seja por máquinas ou por algum outro motivo que cause a degradação do solo.

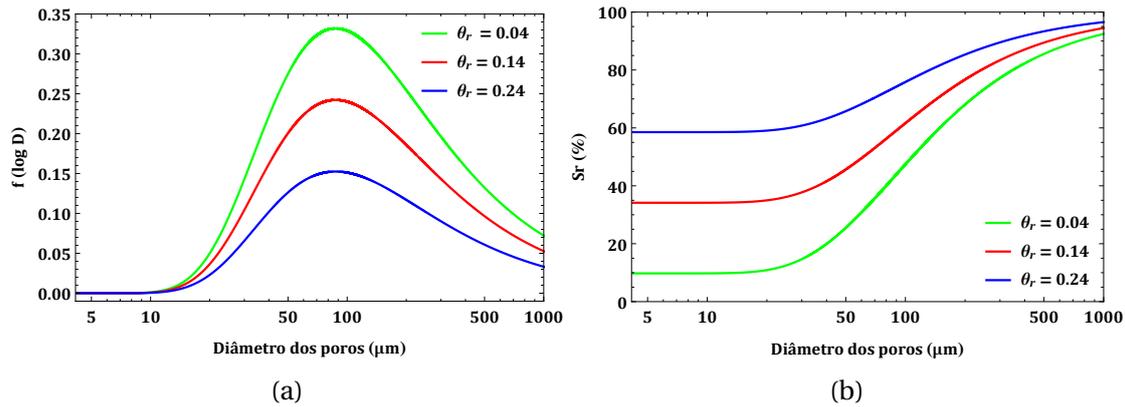


Figura 5.16: Influência do valor de θ_r na distribuição de poros com $\delta = 0,300 \text{ kPa}^{-1}$ e $\theta_s = 0,41$, para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros

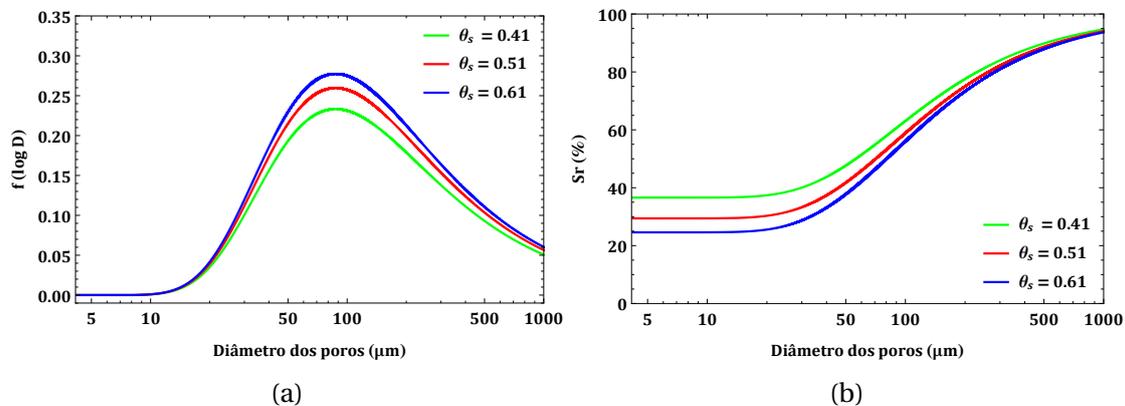


Figura 5.17: Influência do valor de θ_s na distribuição de poros com $\delta = 0,300 \text{ kPa}^{-1}$ e $\theta_r = 0,15$, para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros

5.7.2 Distribuição de diâmetro dos poros para as amostras de LVdf estudadas

Quanto aos dados analisados, para cada uma das amostras de LVdf foram traçadas 2 curvas de função de frequência acumulada de diâmetros e 2 curvas frequência de diâmetros, isso por que para traçar cada uma delas foram utilizados os valores δ_1 e δ_2 definidos na seção 5.3.

As curvas de distribuição do tamanho do poros do solo apresentadas nas Figs. (5.18) e (5.19) foram plotadas para um intervalo de sucção entre 0,05 a 185 kPa, que corresponde aproximadamente aos diâmetros de 1000 μm e 1,6 μm de poro. Um intervalo único foi empregado para facilitar a comparação entre as curvas obtidas. Este intervalo foi definido de forma que permitisse avaliar praticamente toda a distribuição dos tamanhos dos diâmetros equivalentes dos poros para as amostras analisadas.

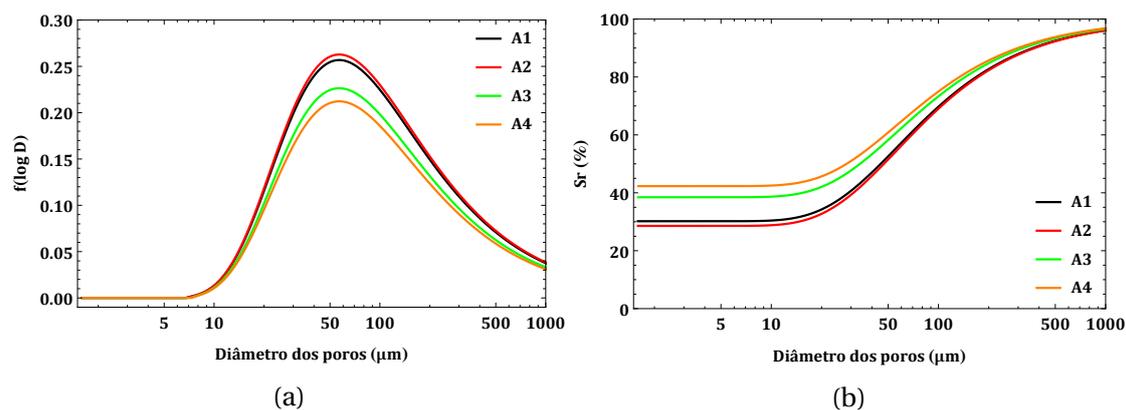


Figura 5.18: Distribuição de poros - δ_1 , para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros

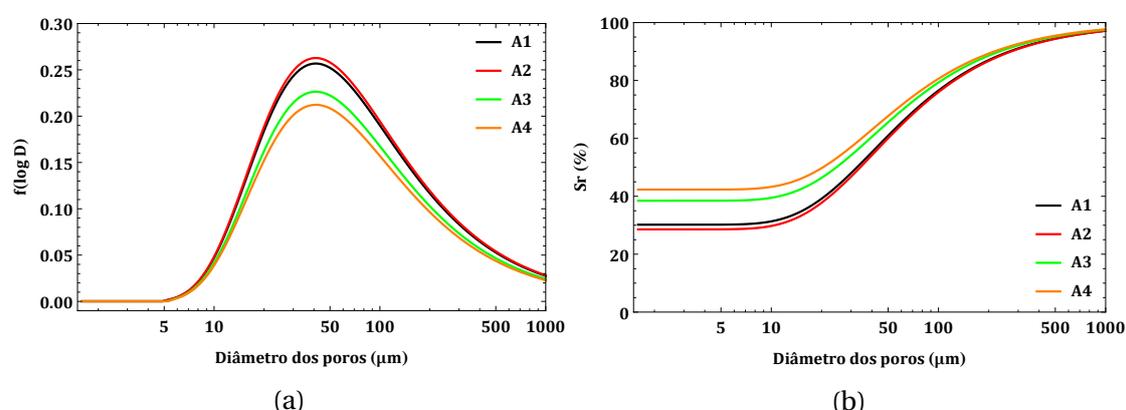


Figura 5.19: Distribuição de poros - δ_2 , para: (a): Função frequência de diâmetros equivalentes de poros e (b): Função frequência acumulada de diâmetros equivalentes de poros

Ao aplicar a classificação de Reynolds et al. (2002), pode-se analisar a macro e microporosidade das amostras de LVdf estudadas. Os valores encontrados são apresentados na Tab.(5.6), junto com os valores de macroporosidade obtidos por microtomografias realizadas por Varandas (2011).

O valor do diâmetro de poro mais frequente para cada uma das amostras estudadas, que representa o pico da curva de $f(\log D_e)$, encontram-se descritos na Tab. (5.7). Nota-se que o valor de δ tem mais influência no valor do diâmetro mais frequente que os valores de θ_s e θ_r . As curvas traçadas com o mesmo valor de δ tiveram o mesmo valor de D_{pico} diferindo entre elas apenas no valor da frequência associada a cada pico, que foi menor para as amostras A3 e A4 que são as que apresentam menor porosidade, Figs.(5.18a) e (5.19a).

Em vista das CRAs estarem praticamente paralelas ao eixo das abscissas na faixa de tensão de 185 kPa ($D_e=1,6 \mu\text{m}$) e com alto valor de $F(\log D_e)$ (Figs.(5.18b) e (5.19b)), é provável que se $f(\log D_e)$ fosse determinada para uma faixa de sucção acima desse valor com um modelo de CRA adequado, pudesse aparecer outro pico na curva desta função para um $D_e < 1,6 \mu\text{m}$, o que indicaria um comportamento bimodal ou multimodal do solo, a depender

da quantidade de picos que fossem observadas.

A ideia de comportamento não unimodal é reforçada, como mencionado anteriormente, pelos baixos teores de umidades medidos durante o ensaio de infiltração inferiores a θ_r e ainda, pela presença do argilomineral caulinita.

Tabela 5.6: Comparação entre os valores de microporosidade e macroporosidade

Amostra	δ_1		δ_2		TC
	Microporos	Macroporos	Microporos	Macroporos	
A1	0,263	0,383	0,310	0,336	0,258
A2	0,236	0,364	0,280	0,319	
A3	0,204	0,223	0,231	0,196	0,183
A4	0,209	0,201	0,234	0,177	

Tabela 5.7: Diâmetro do poro mais frequente

Amostra	D_{pico}		f_{pico}
	δ_1	δ_2	
A1	57 μm	41 μm	0,2568
A2	57 μm	41 μm	0,2628
A3	57 μm	41 μm	0,2264
A4	57 μm	41 μm	0,2122

5.7.3 Granulometria a partir da distribuição de poros

A porção de cada um dos materiais que compõem o solo obtidos pelo modelo geométrico de Ng et al. (1978) aplicado aos valores da função de frequência de poros são exibidos nas Tabs. (5.8), (5.9) e (5.10). Nestas tabelas, os números em negrito correspondem aos valo-

res que estão dentro do intervalo de confiança para cada uma das frações de solo definidas anteriormente na Tab.(4.4).

A análise dos valores de textura para cada estimativa mostraram que os melhores resultados foram obtidos pelo uso da Eq.(4.6) e pela média das Eqs.(4.5) e (4.6), principalmente para as amostra A3 e A4, onde praticamente todas as frações ficaram dentro do seu respectivo IC. A Eq.(4.6) também conseguiu estimar bem a fração de silte para o valor δ_1 e a fração de areia para todos os valores de δ . A média entre as duas equações para o solo estudado mostrou melhor desempenho que a Eq.(4.6) em prever a fração de silte para o δ_2 . O uso da média conseguiu prever todas as frações para a amostra A4 nos diferentes valores de δ e mesmo não estando marcado em negrito, como uma análise menos minuciosa, pode-se dizer que ela conseguiu prever as frações do A3 para todos os valores de δ , uma vez que, se fossem usados apenas valores inteiros para comparação das frações de silte, o valor obtido estaria dentro do IC. Ressalta-se ainda que, a Eq.(4.5) demonstrou um desempenho bem inferior que as outras relações utilizadas para a previsão da granulometria, não mostrando potencial para aferição da textura do solo estudado.

Por meio do modelo de predição de granulometria utilizado, nenhuma das relações mostrou-se eficiente para aferir a granulometria das amostras A1 e A2. Isto pode estar ligado a diferença de textura entre áreas cultivadas e áreas de mata nativa, já que os dados de granulometria de Primavesi et al. (1999) são apenas de áreas com algum tipo de cultivo, necessitando de mais informações da textura dos solos da área ainda não explorada para melhor comparação dos valores de granulometria obtidos para A1 e A2.

Para melhor compreensão é apresentada uma nova tabela para discussão dos resultados dos valores de fração de argila quando comparado com os valores apresentados por Varandas (2011), Tab.(5.11). Nesta tabela os valores em negrito estão dentro dos intervalos definidos na Tab.(4.5).

Pela análise dos resultados apresentados na Tab.(5.11), nota-se que todas as relações conseguiram estimar, dentro do intervalo de confiança, a fração de argila para as amostras A3 e A4. Para as amostras A1 e A2, o modelo não mostrou-se eficiente.

É evidente que uma análise mais efetiva seria realizada se todos os dados fosse oriundos de uma área mais definida, ou seja, de uma escala menor do que uma microbacia, embora, como discutido, a metodologia desenvolvida foi capaz de aferir bons resultados de granulometria para as amostras estudadas dadas as ressalvas evidenciadas. Uma vez que, o modelo empregado é uma representação bastante simplificada do arranjo das partículas de solo com ainda, um possível comportamento bimodal do solo sendo desconsiderado, o que faz com que a fração dos finos (argila e silte) seja possivelmente subestimada, o que justifica, provavelmente, os piores valores de previsão obtidos para esta fração pelo modelo.

Tabela 5.8: Granulometria a partir da distribuição de frequência de poros - Eq.(4.5)

Amostra	δ_1			δ_2		
	Argila	Silte	Areia	Argila	Silte	Areia
A1	31,7%	5,5%	62,8%	31,2%	11,2%	57,6%
A2	30,0%	5,6%	64,4%	29,6%	11,4%	59,0%
A3	40,1%	4,8%	55,1%	39,6%	9,8%	50,6%
A4	44,0%	4,5%	51,5%	43,5%	9,2%	47,3%

Tabela 5.9: Granulometria a partir da distribuição de frequência de poros - Eq.(4.6)

Amostra	δ_1			δ_2		
	Argila	Silte	Areia	Argila	Silte	Areia
A1	31,0%	16,6%	52,4%	30,8%	24,7%	44,5%
A2	29,4%	17,0%	53,7%	29,2%	25,3%	45,5%
A3	39,4%	14,6%	46,1%	39,1%	21,8%	39,1%
A4	43,3%	13,6%	43,1%	43,0%	20,4%	36,6%

Tabela 5.10: Granulometria a partir da distribuição de frequência de poros - Média

Amostra	δ_1			δ_2		
	Argila	Silte	Areia	Argila	Silte	Areia
A1	31,3%	11,0%	57,6%	31,0%	17,9%	51,0%
A2	29,7%	11,3%	59,0%	29,4%	18,4%	52,3%
A3	39,7%	9,7%	50,6%	39,4%	15,8%	44,8%
A4	43,6%	9,0%	47,3%	43,3%	14,8%	42,0%

Tabela 5.11: Análise da Porcentagem da Fração de Argila

Amostra	Relação da Eq.(4.5)		Relação da Eq.(4.6)		Média	
	δ_1	δ_2	δ_1	δ_2	δ_1	δ_2
A1	31,7%	31,2%	31,0%	30,8%	31,3%	31,0%
A2	30,0%	29,6%	29,4%	29,2%	29,7%	29,4%
A3	40,1%	39,6%	39,4%	39,1%	39,7%	39,4%
A4	44,0%	43,5%	43,3%	43,0%	43,6%	43,3%

5.8. Resultados obtidos pela análise de imagens

5.8.1 Análise do avanço da infiltração a partir de imagens tomográficas

Por meio da realização de tomografias para a investigação do conteúdo de água no interior do maciço durante a infiltração, Naime (2001) obteve pela técnica de subtração de imagens, a variação temporal do teor de umidade volumétrico (Figs. (4.4a) e (4.4b)), além da avaliação qualitativa do crescimento da região umedecida por meio de comparação entre imagens tomográficas em diferentes tempos do ensaio de uma seção fixa, estas imagens foram apresentadas anteriormente na Fig.(4.5).

A partir dessas imagens, nesta pesquisa foram traçados os perfis de distribuição do teor de umidade volumétrico ao longo da seção avaliada. As imagens do avanço da região saturada são apresentadas na Fig.(5.20). Nestas imagens o teor de umidade está variando de 0 a 45%, onde quanto mais vermelho, mais úmida está a área do pixel analisada.

Pela observação dos perfis de umidade apresentados na Fig.(5.20), é possível notar que há regiões que são mais facilmente umedecidas do que outras, indicando os caminhos preferenciais de passagem de água. As Figs.(5.20a), (5.20b), (5.20c), (5.20d) e (5.20e) são onde a seção está menos umedecida, pequenas manchas de maior umidade são observadas. A partir da Fig.(5.20f), pouca diferença é observada entre as imagens, já que a partir desse momento começa a ser atingido o valor do patamar superior de umidade (θ_s). Nota-se também, que ao final das medições (Fig.(5.20s)), são observados vários pontos da seção que ainda não atingiram o valor do teor de umidade volumétrico máximo estabelecido, mostrando que dentro do solo, a distribuição de umidade não é uniforme em uma seção transversal ao

fluxo, pois a água se movimenta sempre pelas regiões de menor dispêndio de energia, nas quais os vazios possam estar mais conectados.

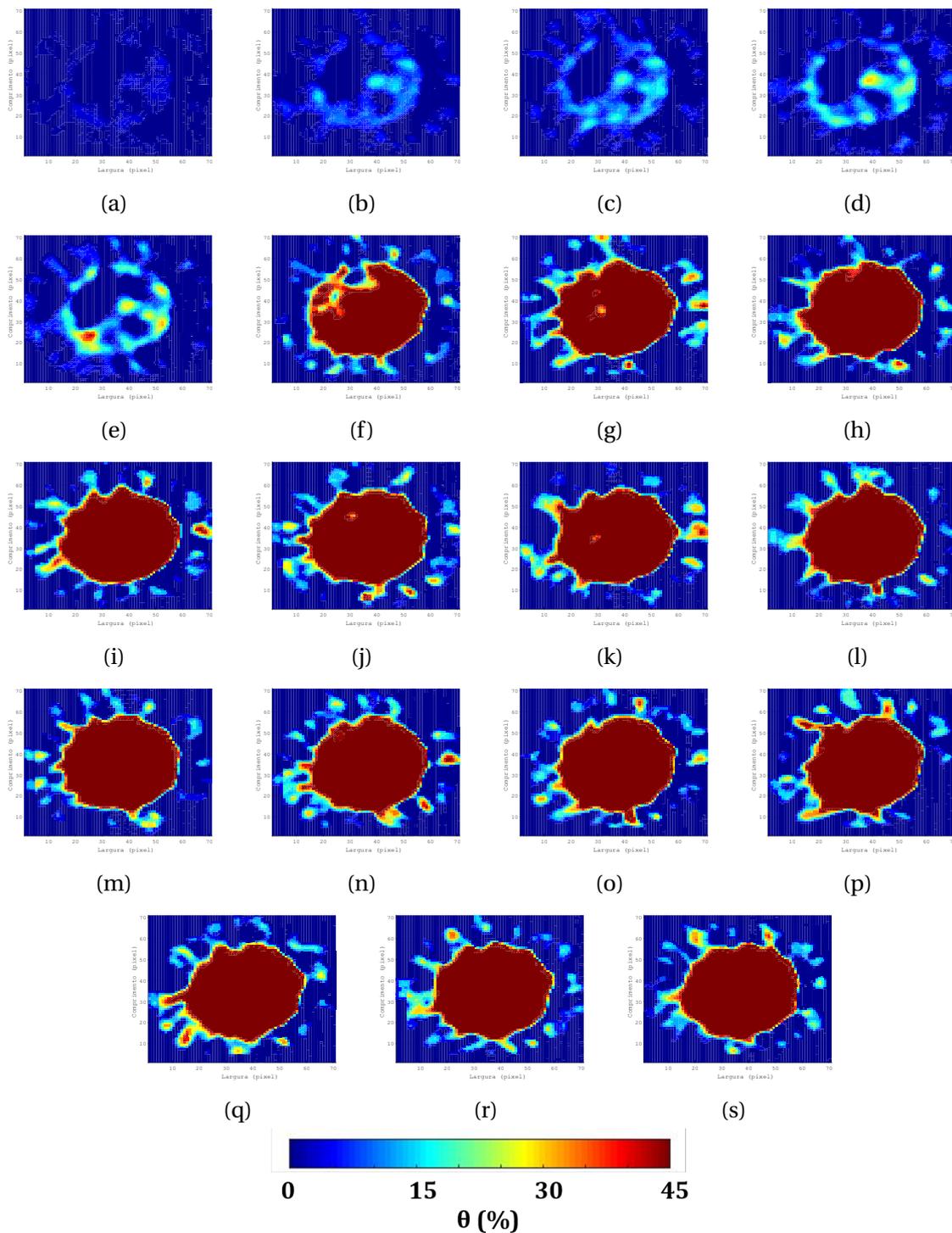


Figura 5.20: Avaliação da distribuição de umidade ao longo de uma seção, para (a): $t=2$ min, (b): $t=8$ min, (c): $t=14$ min, (d): $t=20$ min, (e): $t=26$ min, (f): $t=32$ min, (g): $t=38$ min, (h): $t=44$ min, (i): $t=50$ min, (j): $t=56$ min, (k): $t=62$ min, (l): $t=68$ min, (m): $t=74$ min, (n): $t=80$ min, (o): $t=86$ min, (p): $t=92$ min, (q): $t=98$ min, (r): $t=104$ min e (s): $t=110$ min

5.8.2 Análise da dimensão fractal durante a infiltração

Utilizando o procedimento apresentado na subseção 4.4.2 foram obtidos os valores de dimensão fractal das imagens do solo umedecido. A média dos valores de dimensão fractal aferidos foi de 1,891 com desvio padrão amostral de 0,003. Estes valores de média e desvio equivalem a um CV de 0,16%, o que permite concluir, devido à baixa dispersão dos valores medidos, que esta propriedade é provavelmente constante ao longo do ensaio de infiltração, indicando ainda que, para este solo, a distribuição dos poros possa ter se mantido constante ao longo do fluxo.

Na Tabela (5.12) é feita descrição de todos os valores aferidos de dimensão fractal para as imagens avaliadas.

Tabela 5.12: Dimensão Fractal do solo durante o ensaio de infiltração

Tempo (min)	θ (%)	D_f	Tempo (min)	θ (%)	D_f
0	0	1,904	56	40,3	1,889
2	0,5	1,897	62	39,6	1,891
8	1,8	1,891	68	40,8	1,890
14	2,6	1,886	74	40,6	1,890
20	2,9	1,891	80	41,0	1,891
26	3,6	1,890	86	39,8	1,891
32	26,8	1,891	92	41,3	1,891
38	36,5	1,892	98	41,2	1,891
44	36,8	1,891	104	41,3	1,891
50	36,5	1,891	110	41,3	1,889

6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

6.1. Conclusões

De maneira geral, a modelagem do comportamento hidráulico de meios porosos por meio do emprego de soluções analíticas e numéricas da equação de fluxo (equação de Richards) tem por intuito fornecer propriedades físico-hidráulicas de forma simples e precisa com uma menor quantidade de ensaios possíveis, representando uma provável diminuição de custos e tempo nas campanhas de caracterização do meio.

Neste trabalho de mestrado foi apresentado um modelo de aferição de propriedades físico-hidráulicas fundamentado na solução analítica da Equação de Richards proposta por Cavalcante & Zornberg (2017a) aplicado a dados de ensaios de infiltração monitorados por tomografia computadorizada, embora a metodologia se estenda, em grande parte, a qualquer outro ensaio que afira a variação do teor de umidade volumétrico ao longo do tempo de ensaio infiltração, com a possibilidade de representação das condições de contorno citadas.

Os principais resultados obtidos da aplicação do modelo, permitiram prever as curvas de avanço da frente de umidade, retenção de água no solo, função condutividade hidráulica não saturada, distribuição dos poros e ainda os valores médios de difusividade e velocidade advectiva, condutividade hidráulica saturada, granulometria, macro e microporosidade, mostrando quão importante é a metodologia proposta neste trabalho para a obtenção da caracterização de solos não saturados por meio de um número menor de ensaios.

Explanando mais profundamente alguns desses resultados, as principais conclusões da pesquisa podem ser resumidas nos itens abaixo:

- *Definição do avanço da frente de molhamento pela retroanálise de dados de infiltração obtidos por tomografias.*

Por meio do ajuste da curva $\theta(z, t)$ aos valores de ensaios de infiltração foi possível aferir os valores de difusividade e velocidade advectiva médios para as amostras de LVdf estudadas com valores de coeficientes de determinação bem próximos a 1 e com baixos resíduos globais (inferiores a 0,12), mostrando a capacidade das funções $\theta(z, t)$ definidas em estimar o avanço da frente de molhamento.

- *Estimativa da curva de retenção de água e condutividade hidráulica a partir de ensaios de infiltração*

As curvas de retenção de água e os valores de condutividade hidráulica saturada obtidos pelo modelo de Cavalcante & Zornberg (2017a) aplicado a resultados de ensaios infiltração, mostraram-se efetivos quando comparados com dados experimentais presentes na literatura, demonstrando o grande potencial do equipamento e da metodologia aplicada em prever estas propriedades hidráulicas com uma boa acurácia.

- *Comparação entre os modelos empregados para o estudo de infiltração de água em colunas de solo*

O modelo apresentado nesta dissertação quando comparado com o modelo utilizado por Naime (2001), mostrou-se mais efetivo na obtenção de curvas e parâmetros hidráulicos, representando uma evolução da solução empregada para estudos dinâmicos do movimento de água em solos não saturados.

- *Estimativa indireta da distribuição de poros e da granulometria do material*

Os valores de macro e microporosidade e de granulometria obtidos, mostraram que o modelo estimou, dentro das suas limitações, de forma coerente tais valores, mesmo com os indícios da natureza bimodal do solo estudado.

- *Dimensão fractal de imagens do solo obtidas por Tomografia Computadorizada*

Os valores de dimensão fractal obtidos, indicaram que essa propriedade talvez seja invariável a passagem de água no meio. O valor médio obtido desta propriedade para a amostra de LVdf avaliada encontrou-se descrito no intervalo entre 1 e 2. Deve-se ressaltar que as limitações da resolução do tomógrafo utilizado no ensaio de infiltração pode ter influência direta nos valores obtidos, fazendo com que os valores de dimensão fractal encontrados não apresentem grande confiabilidade.

Deve-se evidenciar que resultados ainda melhores poderiam ser obtidos do modelo apresentado, se as fontes de validação dos dados fossem de um número menor de autores com uma área mais definida, como ocorre na maioria das campanhas de ensaio - definir uma área significativa para aferição de n propriedades.

Frente aos resultados e discussões levantados ao longo de todo o texto da dissertação de mestrado, considera-se que o objetivo principal do mesmo foi atingindo, que era propor uma metodologia de aferição de propriedades hidráulicas por meio de dados de ensaios de infiltração monitorados por TC, demonstrando a efetividade da solução analítica de Cavalcante & Zornberg (2017a) da Equação de Richards para modelar o fenômeno de fluxo vertical não saturado.

6.2. Sugestões de Trabalhos Futuros

No que concerne aos resultados e discussões levantados neste trabalho, faz-se as seguintes sugestões para aprimoramento da pesquisa já desenvolvida e continuação dos estudos nesta linha de pesquisa que envolve o estudo de fluxo em meios porosos não saturados por meio de dados de ensaios de TC:

- Analisar a influência da dimensão da amostra (altura e diâmetro) para os dados da variação temporal do teor de umidade volumétrica ao longo do corpo-de-prova durante os ensaios de infiltração acompanhados por tomografias, correlacionando com as estimativas do modelo apresentado.
- Validar a metodologia desenvolvida para resultados de TC durante ensaios de infiltração de amostras de diferentes solos.
- Ampliar o modelo desenvolvido para solos bimodais propondo uma nova solução ou adaptando a existente para solos com este comportamento.
- Comparar os resultados de dimensão fractal obtidos para este solo com os resultados de tomógrafos de melhor resolução.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andrade, C.L.T., Borges Júnior, J.C.F. & Couto, L.: (2008). Características Físico-Hídricas e Dinâmica de Água no Solo. In P.E.P. de Albuquerque & E.O.M. Durães (editores), *Uso e Manejo de Irrigação*, chapter 2. 2008, Brasília, 1 edition, pp. 71–150.
- Angelotti Netto, A.: (2007). Estimativa da Retenção de Água no Solo a partir do Uso de Equipamentos Não Convencionais, Redes Neurais Artificiais e Funções de Pedotransferência. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Arya, L.M. & Paris, J.F.: (1981). A Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk Density Data. *Soil Science Society of America Journal*, volume 45, pp. 1023–1030.
- Aubertin, M., Ricard, J.F. & Chapuis, R.P.: (1998). A predictive model for the water retention curve: application to tailings from hard-rock mines. *Canadian Geotechnical Journal*, volume 35, pp. 55–59.
- Backes, A.R. & Bruno, O.M.: (2005). Técnicas de estimativa da dimensão fractal: Um estudo comparativo. *INFOCOMP*, volume 4(3), pp. 50–58.
- Berretta, A.L.O.: (1999). Condutividade hidráulica obtida pelo método do perfil instantâneo utilizando curva de retenção e sonda de nêutrons e pelo modelo de van Genuchten. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Bicalho, K.V., Machado, S.L. & Gerscovich, D.M.S.: (2015). Condutividade hidráulica e fluxo em solos não saturados. In J.C. Carvalho, G.F.N. Gitirana Junior, S.L. Machado, M.M.A. Mascarenha & F.C.S. Silva Filho (editores), *Solos não saturados no contexto geotécnico*, chapter 12. Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica (ABMS), São Paulo, pp. 297–326.
- Bonder, B.H.: (2008). Curvas de Retenção de Água de um Solo Coluvionar de Campinas Obtidas Mediante Técnicas de Laboratório e de Campo. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas.
- Borges, J.A.R.: (2011). Área elementar representativa para medidas da densidade e porosidade do solo usando tomografia computadorizada de raios gama. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- Borges, L.P.F., Moraes, R.M.M., Crestana, S. & Cavalcante, A.L.B.: (2019). Geometric Features and Fractal Nature of Soil Analyzed by X-Ray Microtomography Image Processing. *International Journal of Geomechanics*, volume 19(8), p. 04019088.

- Brooks, R.H. & Corey, T.: (1964). Hydraulic Properties of Porous Media. Hydrology Papers Colorado State University, (3), pp. 1–27.
- Carvalho, L.A.: (2002). Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Cavalcante, A.L.B., Borges, L.P. & Carvalho, J.C.: (2015). Tomografias computadorizadas e análises numéricas aplicadas à caracterização da estrutura porosa de solos não saturados. In J.C. Carvalho, G.F.N. Gitirana Junior, S.L. Machado, M.M.A. Mascarenha & F.C.S. Silva Filho (editores), Solos não saturados no contexto geotécnico, chapter 19. Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica (ABMS), São Paulo, pp. 531–553.
- Cavalcante, A.L.B. & Zornberg, J.G.: (2017a). Efficient Approach to Solving Transient Unsaturated Flow Problems. I: Analytical Solutions. International Journal of Geomechanics, volume 17(7), p. 04017013.
- Cavalcante, A.L.B. & Zornberg, J.G.: (2017b). Efficient Approach to Solving Transient Unsaturated Flow Problems. II: Numerical Solutions. International Journal of Geomechanics, volume 17(7), p. 04017014.
- Costa, M.B.A.: (2017). Modelagem numérica do fluxo transiente em meio poroso não saturado sob a ação de centrifugação. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Couto, L. & Sans, L.M.A.: (2003). Características FísicoHídricas e Disponibilidade de Água no Solo. Technical Report, Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, Sete Lagoas, MG.
- Crestana, S., Maascarenhas, S. & Pozzi-Mucelli, R.S.: (1985). Static and dynamic three-dimensional studies of water in soil using computed tomographic scanning. Soil Science, volume 140(5), pp. 326–331.
- Durner, W.: (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resources Research, volume 30(2), pp. 211–223.
- Fante Junior, L., Oliveira, J.C.M., Bassoi, L.H., Vaz, C.M.P., Macedo, A., Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., Cavalcanti, A.C. & Silva, F.H.B.B.: (2002). Tomografia computadorizada na avaliação da Densidade de um solo do semi-árido brasileiro. R. Bras. Ci. Solo, (26), pp. 835–842.
- Favaretto, A.B.: (2004). Estimativa do Expoente de Hurst de Série Temporais de Chuvas do Estado de São Paulo usando as transformadas de Fourier, Wavelets e Análise R/S. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista.

- Ferreira, T.R.: (2014). Área elementar representativa da densidade do solo de amostras coletadas em anéis volumétricos via análise tomográfica. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- Fredlund, D. & Rahardjo, H.: (1988). State-of-development in measurement of soil suction.
- Fredlund, D.G. & Rahardjo, H.: (1993). Soil mechanics unsaturated soils, volume 1. John Wiley & Sons, Inc.
- Fredlund, D.G., Vanapalli, S.K., Xing, A. & Pufahl, D.E.: (1995). Predicting the shear strength function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve. In Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils. Paris, pp. 63–9.
- Fredlund, D.G. & Xing, A.: (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. Canadian Geotechnical Journal, volume 31(3), pp. 521–532.
- Fredlund, D.G., Xing, A. & Huang, S.: (1994). Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve. Canadian Geotechnical Journal, volume 31, pp. 533–546.
- Fredlund, M.D., Wilson, G.W. & Fredlund, D.G.: (1997). Prediction of the soil-water characteristic curve from grain-size distribution and volume-mass properties. In Proceedings Brazil Symposium on Unsaturated Soils, volume 1. Rio de Janeiro, pp. 13–23.
- Fuentes, C., Antonino, A.C.D., Maciel Netto, A., Lira, C.A.B.O. & Cabral, J.J.S.P.: (2005). Desenvolvimento de um modelo fractal para a estimativa da condutividade hidráulica de solos não saturados. Revista Brasileira de Ciência do Solo, volume 29(1), pp. 51–60.
- Gardner, W.R.: (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Science, volume 85, pp. 228–232.
- Gimenes, F.H.S.: (2012). Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Gitirana Jr, G.F.N. & Fredlund, D.G.: (2004). Soil-Water Characteristic Curve Equation with Independent Properties. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, volume 130(2), pp. 209–212.
- Gitirana Junior, G.F., Marinho, F.A.M. & Soto, M.A.A.: (2015). A curva de retenção de água de materiais porosos. In J.C. Carvalho, G.F.N. Gitirana Junior, S.L. Machado, M.M.A. Mascarenha & F.C.S. Silva Filho (editores), Solos não saturados no contexto geotécnico, chapter 9. Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica (ABMS), São Paulo, pp. 205–229.

- Greenland, D.J. & Pereira, H.C.: (1977). Soil Damage by Intensive Arable Cultivation: Temporary or Permanent? [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, volume 281(980), pp. 193–208.
- Hainsworth, J.M. & Aylmore, L.A.: (1983). The use of computer-assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Australian Journal of Soil Research*, volume 21(4), pp. 435–443.
- Hilpert, M. & Miller, C.T.: (2001). Pore-morphology-based simulation of drainage in totally wetting porous media. *Advances in Water Resources*, volume 24(3-4), pp. 243–255.
- Klein, V.A. & Libardi, P.L.: (2002). Densidade e Distribuição do diâmetro dos poros de um Latossolo Vermelho, Sob Diferentes Sistemas de uso e manejo. *R. Bras. Ci. Solo*, volume 26, pp. 857–867.
- Lambe, T.W. & Whitman, R.V.: (1969). *Soil Mechanics*, volume 1. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Lapidus, L. & Amundson, N.R.: (1952). Mathematics of Adsorption in beds. VI. The effect of longitudinal diffusion in ion exchange and chromatographic columns. *J. Phys. Chem.*, volume 56(8), pp. 984–988.
- Libardi, P.L.: (2016). *Água no Solo*.
- Libardi, P.L. & Reichardt, K.: (2001). Libardi's method refinement for soil hydraulic conductivity measurement. *Res., Aust. J. Soil*, volume 39(4), pp. 851–860.
- Ling, T.C.: (2013). *Tomografia Computadorizada de Raios-X aplicada à Análise da Qualidade Ambiental de Solo no Entorno da Usina Hidrelétrica de Ilha Solteira - SP*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos.
- Luxmoore, R.J.: (1981). Comments and Letters to the Editor: Micro-, Meso-, and Macroporosity of Soil. *Soil Science Society of America Journal*, volume 45, pp. 671–672.
- Macedo, M., Oliveira, D., Albuquerque, M.P. & Albuquerque, M.P.: (2006). Cálculo da Dimensão Fractal: Método de BoxCounting - Rotina para Matlab, Programa de Computador sem registro.
- Martins, I.C., Frery, A.C. & Ramos, V.C.L.: (2010). *Ensaio Granulométrico de Solos através do Processamento e Análise de Imagens Digitais*.
- Mascarenhas, P.V.S.: (2018). *Modelagem Fracionária do Fluxo de Água em Meio Poroso Não Saturado*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.

- Mason, G. & Morrow, N.R.: (1991). Capillary Behavior of a Perfectly Wetting Liquid in Irregular Triangular Tubes. *Journal of Colloid and Interface Science*, volume 141(1), pp. 262–274.
- McCartney, J.S. & Zornberg, J.G.: (2010). Centrifuge Permeameter for Unsaturated Soils. II: Measurement of the Hydraulic Characteristics of an Unsaturated Clay. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, volume 136(8), pp. 1064–1076.
- Moncada, P.H.: (2008). Avaliação de Propriedades Hidráulicas de Solos Tropicais Não Saturados. Tese de Doutorado, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.
- Naime, J.M.: (2001). Um Novo Método Para Estudos Dinâmicos, in situ, da Infiltração da Água na Região Não-Saturada do solo. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Naime, J.M., Conciani, W., Soares, M.M., Cruvinel, P.E. & Crestana, S.: (1997). Tomografia Computadorizada aplicada ao estudo de solos colapsíveis. *Comunicado Técnico - Embrapa*, (17), pp. 1–5.
- Naime, J.M., Cruvinel, P.E. & Crestana, S.: (1996). Tomógrafo portátil dedicado a pesquisa agropecuária. *Comunicado Técnico - Embrapa*, (11), pp. 1–4.
- Ng, K.M., Davis, H.T. & Scriven, L.E.: (1978). Visualization of blob mechanics in flow through porous media. *Chemical Engineering Science*, volume 33(8), pp. 1009–1017.
- Ogata, A. & Banks, R.B.: (1961). A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media: fluid movement in earth materials. *Geological Survey Professional Paper*.
- Oliveira, J.A.T.: (2014). A curva de distribuição de poros obtida por simulação computacional em imagens tomográficas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- Otoni, M.V.: (2009). Avaliação do ajuste da Curva de Retenção de água dos solos a partir de três umidades representativas. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, pp. 1–13.
- Ozelim, L.C.S.M.: (2014). Concepção e validação de um modelo matemático-digital para o meio poroso por meio de microtomografia, automatismos celulares e impressões 3D. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.
- Ozelim, L.C.S.M. & Cavalcante, A.L.B.: (2017). Representative Elementary Volume Determination for Permeability and Porosity Using Numerical Three-Dimensional Experiments in Microtomography Data. *International Journal of Geomechanics*, volume 18(2), p. 04017154.

- Pedrotti, A., Pauletto, E.A., Crestana, S., Cruvinel, P.E., Vaz, C.M.P., Naime, J.M. & Silva, A.M.: (2003). Tomografia computadorizada aplicada a estudos de um planossolo. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, volume 38(7), pp. 819–826.
- Perret, J., Prasher, S., Kantzas, A. & Langford, C.: (1999). Three-Dimensional Quantification of Macropore Networks in Undisturbed Soil Cores. *Soil Science Society of America Journal*, volume 63, pp. 1530–1543.
- Perrier, E., Rieu, M., Sposito, G. & Marsily, G.: (1996). Models of the water retention curve for soils with a fractal pore size distribution. *Water Resources Research*, volume 32(10), pp. 3025–3031.
- Petrovic, A.M., Siebert, J.E. & Rieke, P.E.: (1982). Soil Bulk Density Analysis in Three Dimensions by Computed Tomographic Scanning. *Soil Science Society of America Journal*, volume 46(3), pp. 445–450.
- Pinto, C.S.: (2006). *Curso Básico de Mecânica dos Solos em 16 Aulas*, volume 1. Oficina de Textos, São Paulo, 3 edition.
- Pinto, J.L.T.M.G.: (2013). Determinação de propriedades hidráulicas de solos residuais do Rio de Janeiro. *Dissertação de Mestrado*, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.
- Pires, L.F.: (2006). Tomografia computadorizada, atenuação de raios gama e análise micro-morfológica na avaliação de alterações na estrutura e retenção de água pelo solo. *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo.
- Pires, L.F. & Bacchi, O.O.S.: (2002). Determinação da curva de retenção da água no solo com auxílio da transmissão de raios gama. In VI National Meeting on Nuclear Applications. Rio de Janeiro.
- Pires, L.F. & Bacchi, O.O.S.: (2010). Mudanças na estrutura do solo avaliada com uso de tomografia computadorizada. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, volume 45(4), pp. 391–400.
- Primavesi, O., Primavesi, A.C.P.A., Pedroso, A.F., Camargo, A.C., Rassini, J.B., Rocha Filho, J., Oliveira, G.P., Correa, L.A., Armelin, M.J.A., Vieira, S.R. & Dechen, S.C.F.: (1999). Microbacia Hidrográfica do Ribeirão Canchim: um modelo real de laboratório ambiental. *Boletim de Pesquisa*, volume 1(5), p. 133.
- Ramos, D.T. & Naya, L.C.A.: (2009). Aplicabilidade da análise fractal em dados de SPT.
- Rebouças, C.A.M.: (2016). Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção de laboratório e de campo. *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo.

- Reynolds, W., Bowman, B., Drury, C., Tan, C. & Lu, X.: (2002). Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. *Geoderma*, volume 110(1-2), pp. 131–146.
- Ribeiro, K.D., Menezes, S.M., Mesquita, M.d.G.B.d.F. & Sampaio, F.d.M.T.: (2007). Propriedades físicas do solo, influenciadas pela distribuição de poros, de seis classes de solos da região de Lavras-MG. *Ciência e Agrotecnologia*, volume 31(4), pp. 1167–1175.
- Rios, M.A.: (2012). Cartografia geotécnica e visões fractais da geometria do relevo. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Rios, M.A. & Souza, N.M.: (2012). Análise Fractal para o cálculo da densidade de drenagem. *Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental*, volume 2, pp. 19–26.
- Rossi, C. & Nimmo, J.R.: (1994). Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. *Water Resources Research*, volume 30(3), pp. 701–708.
- Seki, K.: (2007). SWRC fit - a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, volume 4, pp. 407–437.
- Silva, A.E., Fontana, A., Melo, A.S., Martins, A.L. & Inda: (2017). Manual de Métodos de Análise de Solo. Brasília, embrapa edition.
- Silva, A.M., Naime, J.M., Vaz, C.M.P., Crestana, S. & Cruvinel, P.E.: (2007). Tomografia computadorizada de raios X e gama para investigação não-invasiva do solo. In L. Martin Neto, C.M.P. Vaz & S. Crestana (editores), *Instrumentação avançada em ciência do solo*, chapter 4. Embrapa Instrumentação Agropecuária, São Carlos, pp. 266–290.
- Silva, M.L.N.: (2016). Influência do tamanho da amostra na determinação da curva de retenção da água no solo. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Siueia Júnior, M., Cipriano, P.E., Mars, G., Silva, R.F., Soares, L.S., Assis, E.S., Oliveira, J.M., Tassinari, D. & Dias Junior, M.S.: (2016). Determinação da curva de retenção de água e da distribuição de poros por tamanho em solos de Lavras-MG. In IV Congresso Online - Agronomia. Instituto Pantex de Pesquisa Ltd, São Paulo, pp. 97–108.
- Souza, J.M., Bonomo, R., Pires, F.R. & Bonomo, D.Z.: (2014). Curva de retenção de água e condutividade hidráulica do solo, em lavoura de café conilon submetida à subsolagem. *Coffee Science*, volume 9(2), pp. 226–236.
- Souza, P.G.C.: (2015). Obtenção da curva de retenção de água em latossolo empregando dados de mini-infiltrômetro e técnicas de modelagem. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de São João Del Rei.

- Souza, S.P.: (2011). Uso da dimensão fractal de imagens digitais na determinação da rugosidade superficial do solo. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Viçosa.
- Sterck, W.N.: (2011). Estudo da função de condutividade hidráulica de solos não saturados através de amostras centrifugadas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro.
- Tseng, C.L., Alves, M.C. & Crestana, S.: (2018a). Quantifying physical and structural soil properties using X-ray microtomography. *Geoderma*, volume 318(05), pp. 78–87.
- Tseng, C.L., Alves, M.C., Milori, D.M.B.P. & Crestana, S.: (2018b). Geometric characterization of soil structure through unconventional analytical tools. *Soil and Tillage Research*, volume 181(March), pp. 37–45.
- van Genuchten, M.T.: (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, volume 44(5), pp. 892–898.
- Vanapalli, S.K., Fredlund, D.G., Pufahl, D.E. & Clifton, A.W.: (1996). Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. *Canadian Geotechnical Journal*, volume 33(3), pp. 379–392.
- Varandas, J.M.M.: (2011). Avaliação da qualidade física do solo em uma escala de microbacia. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Vaz, C.M., Crestana, S., Mascarenhas, S., Cruvinel, P.E., Reichardt, K. & Stolf, R.: (1989). Using a computed tomography miniscanner for studying tillage induced soil compaction. *Soil Technology*, volume 2(3), pp. 313–321.
- Williams, J., Prebble, R.E., Williams, W.T. & Hignett, C.T.: (1983). The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic. *Aust. J. Soil Res.*, volume 21(1), pp. 15–32.
- Yin, P. & Vanapalli, S.K.: (2018). Model for Predicting the Tensile Strength of Unsaturated Cohesionless Soils. *Canadian Geotechnical Journal*, volume 55(9), pp. 1313–1333.
- Zornberg, J.G. & McCartney, J.S.: (2010). Centrifuge Permeameter for Unsaturated Soils. I: Theoretical Basis and Experimental Developments. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, volume 136(8), pp. 1051–1063.
- Zubeldia, E.H.: (2013). Uso dos Autômatos celulares bidimensionais e imagens tomográficas na geração de meios porosos artificiais. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.

Zubeldia, E.H., Ozelim, L.C.S.M., Cavalcante, A.L.B. & Crestana, S.: (2016). Cellular Automata and X-Ray Microcomputed Tomography Images for Generating Artificial Porous Media. *International Journal of Geomechanics*, volume 16(2), p. 04015057.