

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

ESTUDO DO FENÔMENO DE BARREIRA CAPILAR:
MODELAGEM NUMÉRICA E EXPERIMENTAÇÃO FÍSICA

Paulo Augusto Diniz Silva

Belo Horizonte

2011

**ESTUDO DO FENÔMENO DE BARREIRA CAPILAR:
MODELAGEM NUMÉRICA E EXPERIMENTAÇÃO FÍSICA**

Paulo Augusto Diniz Silva

Paulo Augusto Diniz Silva

**ESTUDO DO FENÔMENO DE BARREIRA CAPILAR:
MODELAGEM NUMÉRICA E EXPERIMENTAÇÃO FÍSICA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial a obtenção do título de doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Meio Ambiente

Linha de pesquisa: Caracterização, prevenção e controle da poluição

Orientador: Prof. Eduardo von Sperling

Co-orientador: Prof. Lúcio Flávio de S. Villar

Belo Horizonte

Escola de Engenharia da UFMG

2011

Página com as assinaturas dos membros da banca examinadora, fornecida pelo Colegiado do Programa

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG
2011

Página com a ficha catográfica elaborada e fornecida pelo processamento técnico da Biblioteca EE/UFMG.

*“O que torna a ciência tão bem-sucedida
é a descoberta de que podemos utilizar aproximações”*

Fritjof Capra

AGRADECIMENTOS

Prof. Eduardo von Sperling, Dr; UFMG

Prof. Celso de Oliveira Loureiro, PhD; UFMG

Prof. Luis Rafael Palmier, PhD; UFMG

Prof. Eduardo de Castro, DSc; Coltec/UFMG

Prof. Maurício Vaz Cardoso, MSc; IFG

Prof. Edison de Almeida Manso, MSc; IFG

Prof. Geovane Batalione, MSc; IFG

Prof. José Luís Pena, DSc; IFG

William de Faria Silva, Eng. Civil

Prof. Lúcio Flávio de S. Villar, DSc; UFMG

Rosinete Fernandes Bandeira, minha esposa

À família de Belô e a de Goiânia

Para o pessoal do lote

Universidade Federal de Minas Gerais

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Goiás

Furnas Centrais Elétricas – Laboratório de Construção Civil

Biblioteca da Universidade Federal de Viçosa, UFV

Biblioteca da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Embrapa

Biblioteca da Companhia Energética de Minas Gerais, Cemig

Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais

RESUMO

Este trabalho tem como proposta o estudo do fenômeno de barreira capilar a partir da modelagem física e numérica. Tal fenômeno surge quando um fluxo de água tenta atravessar um arranjo geológico composto, pelo menos, por uma camada de material de textura fina sobreposta a uma camada de material de textura grossa que, em condições não saturadas, impede ou restringe a entrada da água nos poros maiores deste último material.

A experimentação física utilizou um modelo físico retratando um perfil geológico, contendo duas camadas horizontais, sobrepostas de solos arenosos com texturas diferenciadas, sem cobertura vegetal, sob ação da drenagem gravitacional, exposto a diferentes condições atmosféricas de infiltração. Já a simulação numérica foi feita utilizando um modelo matemático baseado no método dos volumes finitos, usando diferenças centrais para as derivadas espaciais e um esquema totalmente implícito para aproximação das derivadas temporais, cuja equação de Richards e o modelo de van Genuchten foram empregados, sem levar em consideração o fenômeno da histerese.

Foram elaborados dois cenários para investigar o fenômeno em questão. O primeiro cenário diz respeito à simulação da infiltração durante um período total de 4 horas, onde, em especial, foram abordados: o surgimento e a magnitude do efeito de barreira capilar, o comportamento e a influência hidráulica da interface entre as duas camadas de solos. No segundo cenário, o mesmo evento foi tratado, porém, ao longo de 10 horas com três estágios alternados de precipitação, a fim de avaliar a recuperação da barreira e verificar o desempenho do modelo numérico diante dos eventos cíclicos de infiltração.

Os resultados mostraram claramente que o fenômeno da barreira capilar ocorre devido à diferença de condutividade hidráulica entre os meios envolvidos. A magnitude do efeito de barreira capilar – capacidade do arranjo em restringir a passagem da água para a camada inferior – é, aproximadamente, de 20% do volume de água armazenado. Sua recuperação, ou seja, o arranjo retorna a funcionar com um anteparo hidráulico, quando a diferença entre as condutividades hidráulicas dos materiais envolvidos exhibe, pelo menos, duas ordens de grandeza.

Atualmente este fenômeno vem sendo exaustivamente estudado, uma vez que sua aplicação

em coberturas finais de depósitos de resíduos urbanos e industriais tem apontado ser uma alternativa bastante atraente para restringir o fenômeno da infiltração em meio geológico construído.

A fim de alcançar o objetivo proposto, estrategicamente, o trabalho foi desenvolvido sob três eixos. O primeiro eixo dedica-se a definir os parâmetros físicos e hidráulicos para elaborar os modelos hidráulicos dos materiais envolvidos. O segundo eixo está empenhado em desenvolver um protótipo de laboratório, modelo físico reduzido, para avaliar os aspectos mais relevantes da fenomenologia e servir de referência para o modelo computacional. E o último tem como finalidade desenvolver um código computacional para investigação do comportamento hidráulico do arranjo, representando uma barreira capilar e complementar à análise e à interpretação do fenômeno de barreira capilar.

PALAVRAS-CHAVE: barreira capilar, fluxo de água em meios poros, modelagem física e numérica.

ABSTRACT

The purpose of this work is to study the phenomenon of capillary barrier from physical and numerical modeling. This phenomenon arises when a flow of water tries to pass through a geological arrangement consisting of at least a layer of fine textured material placed over a layer of coarse textured material that, in unsaturated conditions, prevents or restricts the entry of water in larger pores of the latter material.

The physical experimentation used a physical model depicting a geological profile, with two horizontal layers, placed over of sandy soils with different textures, without grass, under the action of gravitational drainage, exposed to different weather infiltration. In its turn, the numerical simulation was done using a mathematical model based on finite volume method, using central differences for spatial derivatives and a fully implicit scheme for approximation of time derivatives, in which Richards equation and the van Genuchten model were employed. Without taking into account the phenomenon of hysteresis.

Two scenarios were developed to investigate the phenomenon of capillary barrier. The first scenario concerns the simulation of infiltration during a total period of 4 hours, when, in particular, the emergence and magnitude of the capillary barrier and hydraulic behavior and the influence of the interface between two layers of soil were discussed. In the second scenario, the same event was handled, however, over 10 hours with three alternate stages of precipitation in order to assess the recovery of the barrier and verify the performance of the numerical model in relation to the cyclic events of infiltration.

Results showed clearly that the phenomenon of capillary barrier occurs due to the difference in hydraulic conductivity between the groups concerned. The magnitude of the capillary barrier – the ability of the arrangement to restrict the flow of water into the lower layer – is approximately 20% of the volume of water stored. Its recovery, that is, the arrangement, returns to work with a hydraulic bulkhead, when the difference between the hydraulic conductivities of the materials involved displays at least two orders of magnitude.

Currently this phenomenon is thoroughly investigated because its application in the final cover of deposits of urban and industrial waste shows that it is an attractive alternative to restrict the phenomenon of infiltration in a built geological environment.

Seeking to achieve the proposed objective, the work was done strategically in three directions. The first direction is dedicated to defining the physical and hydraulic models to develop the hydraulic models of the materials involved. The second direction is committed to develop a laboratory prototype, reduced physical model, to evaluate the most relevant aspects of the phenomenology and serve as a reference to the computational model. And the last direction aims to develop a computer code to investigate the hydraulic behavior of the arrangement, representing a capillary and complementary barrier to the analysis and interpretation of the phenomenon of capillary barrier.

KEYWORDS: capillary barrier, unsaturated flow, numerical and physical modelling.

ÍNDICE

Capítulo		Página
1	INTRODUÇÃO	21
1.1	Objetivo da pesquisa	24
1.2	Metodologia da pesquisa	24
1.3	Organização do trabalho	25
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1	Barreira capilar	27
2.2	O solo como meio poroso	32
2.3	A água no solo	33
2.3.1	Armazenamento de água no solo	34
	a) <i>Medidas do conteúdo de água</i>	36
2.3.2	Estado energético da água no solo	39
	a) <i>Potencial total da água</i>	39
	b) <i>Potencial padrão da água</i>	40
	c) <i>Potencial gravitacional</i>	40
	d) <i>Potencial de pressão hidrostática</i>	41
	e) <i>Potencial mátrico</i>	41
2.3.3	Capilaridade	43
	a) <i>Tensão superficial</i>	43
	b) <i>Ângulo de contato</i>	45
	c) <i>Equação de Laplace para capilaridade</i>	46
	d) <i>Modelo capilar tradicional</i>	48
2.3.4	Curva de retenção da água no solo	51
	a) <i>Modelos de curvas de retenção</i>	53
	b) <i>Modelo de van Genuchten (1980)</i>	54
	c) <i>Método de obtenção da curva de retenção</i>	57
	d) <i>Fatores que afetam a curva de retenção</i>	59
2.4	Movimento da água no solo	60
2.4.1	Lei de Darcy	61
2.4.2	Equação de Richards	63
2.4.3	Relações constitutivas para condutividade e conteúdo de água	68

Capítulo	Página
2.4.1 Modelo de histerese	69
a) <i>Modelo de Kool e Parker (1980)</i>	71
2.5 Infiltração e redistribuição da água no solo	73
3 METODOLOGIA	84
3.1 Desenvolvimento do aparato experimental	85
3.2 Moldagem da coluna	88
3.3 Caracterização física e hidráulica dos materiais	89
3.3.1 Composição granulométrica	89
3.3.2 Massa específica dos sólidos	89
3.3.3 Índice de vazios máximo e mínimo	89
3.3.4 Condutividade hidráulica saturada	90
3.3.5 Curva de retenção de água	90
3.4 Simulação física e numérica de cenários	92
3.5 Aquisição e análise de dados	92
4 DESENVOLVIMENTO DO MODELO COMPUTACIONAL	94
4.1 Modelo conceitual	94
4.2 Modelo atmosférico	95
4.3 Método dos volumes finitos para o fluxo da água	95
4.4 Discretização dos nós internos	97
4.4.1 Integração do termo do armazenamento de água	97
4.4.2 Integração do termo divergente do fluxo de água	97
4.4.3 Manipulações algébricas	98
4.4.4 Avaliação da condutividade hidráulica nas interfaces	101
4.5 Discretização dos contornos	101
4.5.1 Contorno no topo da coluna	101
4.5.2 Contorno na base da coluna	102
4.6 Critério de convergência	103
4.7 Balanço de massa	103
4.8 Estrutura da matriz de coeficientes	104
4.9 Limitações do código computacional	104
4.10 Verificação numérica do modelo computacional	105

Capítulo	Página
4.10.1 Problema-teste – resolvidor	105
4.10.2 Problema-teste – infiltração da água em solo homogêneo	106
4.11 Sensibilidade do modelo computacional	109
5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	112
5.1 Caracterização das areias	112
5.2 Calibração dos sensores de umidade	116
5.3 Determinação das taxas de precipitação	117
5.4 Ensaio de coluna	118
5.4.1 Cenário 1	118
a) <i>Experimentação física do cenário 1</i>	118
b) <i>Experimentação numérica do cenário 1</i>	123
5.4.2 Cenário 2 – recuperação da barreira capilar	138
6 CONCLUSÕES	147
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149
Apêndice 1 – Curva de retenção de água	154
Apêndice 2 – Calibração dos sensores de umidade	156
Apêndice 3 – Ensaio de coluna do cenário 1	162
Apêndice 4 – Leitura dos sensores de umidade do cenário 1	163
Apêndice 5 – Ensaio de coluna do cenário 2	166
Apêndice 6 – Leitura dos sensores de umidade do cenário 2	167
Apêndice 7 – Código numérico principal	170
Anexo 1 – Ensaio de condutividade hidráulica	181
Anexo 2 – Grandezas, dimensões e unidades mais utilizadas	187

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 1.1 – Ilustração da estratigráfica da província de Yucca Mountain	22
Figura 1.2 – Esquema de uma barreira capilar da Carbonífera Criciúma	23
Figura 2.1 – Modelo capilar para diâmetros diferentes	28
Figura 2.2 – Comportamento típico da condutividade hidráulica numa barreira capilar	28
Figura 2.3 – Esquema real de um meio poroso (a) e a idealização de um meio poroso (b)	33
Figura 2.4 – Representação esquemática da separação da água no volume de solo	34
Figura 2.5 – Perfil típico de conteúdo de água	36
Figura 2.6 – Esquema de uma sonda capacitiva	38
Figura 2.7 – Representação da tensão superficial	44
Figura 2.8 – Representação do ângulo de contato e das forças atuantes	45
Figura 2.9 – Esquema de uma superfície líquida sinclástica	47
Figura 2.10 – Modelo capilar simples	49
Figura 2.11 – Representação do modelo capilar modificado	51
Figura 2.12 – Principais elementos de uma curva de retenção unimodal	52
Figura 2.13 – Curva típica de retenção de água – drenagem e molhamento	52
Figura 2.14 – Esquema gráfico do modelo de van Genuchten, 1980	55
Figura 2.15 – Esquema do funil de Haines	58
Figura 2.16 – Mecanismos causadores da histerese na curva de retenção: efeito do ângulo de contato (a) e efeito gargalo de garrafa (b)	60
Figura 2.17 – Distribuição de pressão e perda de carga através de uma coluna de areia ..	62
Figura 2.18 – Esquema gráfico do modelo de Kool e Parker (1987)	71
Figura 2.19 – Perfil hipotético do conteúdo de água durante o processo de infiltração, segundo Bodman e Colman, 1994	74
Figura 2.20 – Infiltração acumulada (a) e taxa de infiltração (b)	76
Figura 2.21 – Perfil típico da umidade em um solo homogêneo submetido à infiltração .	77
Figura 2.22 – Perfis típicos do conteúdo de água em um solo estratificado submetido à infiltração: solo grosso sobre solo fino (a) e solo fino sobre solo grosso (b)	78
Figura 2.23 – Perfil típico do processo de drenagem interna	80

Figura	Página
Figura 2.24 – Perfil típico do processo de redistribuição	80
Figura 2.25 – Distribuição de θ em profundidade (a) e velocidade de redistribuição (b) .	81
Figura 2.26 – Perfil típico de umidade resultante da redistribuição	82
Figura 3.1 – Organograma das atividades laboratoriais	84
Figura 3.2 – Painel fotográfico 1 do aparato experimental	85
Figura 3.3 – Painel fotográfico 2 do aparato experimental	87
Figura 3.4 – Funil de Haines	91
Figura 4.1 – Modelo conceitual do problema proposto	94
Figura 4.2 – Arquitetura da malha unidimensional	96
Figura 4.3 – Comparação entre a solução exata e numérica do problema-teste (a) e resíduos numéricos (b)	106
Figura 4.4 – Frentes de molhamento calculadas pelo modelo computacional e de referência	108
Figura 4.5 – Fluxograma do código computacional	110
Figura 5.1 – Composição granulométrica das areias IPT 100 e IPT 16	114
Figura 5.2 – Curvas de retenção de água seguindo a trajetória de drenagem da areia IPT 100 e areia IPT 16	115
Figura 5.3 – Calibração do sensor 1 – areia IPT 100	117
Figura 5.4 – Ábaco do simulador de chuvas – vazão <i>versus</i> coluna de água	117
Figura 5.5 – Vazão média ocorrida no modelo físico do cenário 1	119
Figura 5.6 – Vazão específica média ocorrida no modelo físico do cenário 1	120
Figura 5.7 – Evolução temporal de volume de água ocorrida no modelo físico – cenário 1	121
Figura 5.8 – Perfil de água na coluna de solo durante a infiltração do cenário 1	122
Figura 5.9 – Curva de drenagem principal e curva pós-calibração da areia IPT 100	125
Figura 5.10 – Curva de drenagem principal e curva pós-calibração da areia IPT 16	126
Figura 5.11 – Precipitação, infiltração e escoamento imposta à solução numérica – cenário 1	126
Figura 5.12 – Comparação entre o modelo físico e o numérico da evolução temporal do volume de água do cenário 1	127

Figura	Página
Figura 5.13 – Perfis de água desenvolvidos no modelo físico e na simulação numérica do cenário 1 durante: infiltração e drenagem (a) e redistribuição (b).....	129
Figura 5.14 – Distribuição temporal e espacial de S_e na coluna de solo da simulação numérica do cenário 1 durante: infiltração e drenagem (a) e redistribuição (b)	132
Figura 5.15 – Distribuição temporal e espacial de K na coluna de solo da simulação numérica do cenário 1 durante: infiltração e drenagem (a) e redistribuição (b)	133
Figura 5.16 – Distribuição de K (a) e S_e (b) na interface entre as duas camadas de areias da simulação numérica do cenário 1	134
Figura 5.17 – Evolução de ψ (a) e θ (b) na interface entre as duas camadas de areias da simulação numérica do cenário 1	135
Figura 5.18 – Controle numérico da simulação numérico do cenário 1: (a) número máximo de iterações, (b) erro máximo entre as iterações e (c) resíduos numéricos máximos	136
Figura 5.19 – Erro no balanço de massa da simulação numérica do cenário 1	137
Figura 5.20 – Recuperação da barreira capilar do modelo físico do cenário 2	139
Figura 5.21 – Precipitação, infiltração e escoamento superficial imposto à experimentação numérica do cenário 2	141
Figura 5.22 – Diferença de K na interface entre as duas areias da simulação numérica do cenário 2	142
Figura 5.23 – Comparação entre o modelo físico e o numérico da evolução temporal do volume de água do cenário 2	143
Figura 5.24 – Evolução da frente de molhamento ocorrida na coluna de solo durante a experimentação numérica do cenário 2	144
Figura 5.25 – Erro no balanço de massa do cenário 2	145

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página
Tabela 2.1 – Sistema de unidade do potencial total da água no solo	43
Tabela 2.2 – Equações de ajustes para curva de retenção	54
Tabela 2.3 – Principais funções hidráulicas	69
Tabela 3.1 – Características básicas da instrumentação	88
Tabela 4.1 – Equações algébricas resultantes da discretização por MVF	101
Tabela 4.2 – Valores dos parâmetros para o solo arenoso	107
Tabela 4.3 – Resultado da análise sensitiva do modelo computacional	109
Tabela 5.1 – Caracterização física e hidráulica das areias	113
Tabela 5.2 – Curva de retenção de água de drenagem das areias IPT 100 e IPT 16	114
Tabela 5.3 – Parâmetros de drenagem do modelo hidráulico de van Genuchten, 1980 ..	115
Tabela 5.4 – Equações de ajuste da calibração dos sensores de umidade	116
Tabela 5.5 – Características básicas da simulação física do cenário 1	119
Tabela 5.6 – Resumo do balanço de massa de água do modelo físico do cenário 1	121
Tabela 5.7 – Conteúdo de água no modelo físico da barreira capilar do cenário 1	122
Tabela 5.8 – Parâmetros hidráulicos resultantes da calibração	124
Tabela 5.9 – Parâmetros hidráulicos obtidos nos ensaios e na calibração	124
Tabela 5.10 – Comparação dos volumes de água acumulado do cenário 1	128
Tabela 5.11 – Conteúdo de água do modelo físico <i>versus</i> o modelo numérico do cenário 1	130
Tabela 5.12 – Características básicas da simulação física do cenário 2	138
Tabela 5.13 – Balanço de massa de água do modelo físico do cenário 2	139
Tabela 5.14 – Volume de água ocorrido na recuperação da barreira capilar do modelo físico do cenário 2	140

LISTA DAS PRINCIPAIS ABREVIATURAS, NOMENCLATURAS E SÍMBOLOS

γ –	Ângulo de contato.
θ –	Conteúdo volumétrico de água ou conteúdo de água.
ξ –	Parâmetro de ajuste de Haverkamp <i>et al.</i> , 1977.
ξ_{ψ} , ξ_v , ξ_{θ} –	Erros relativos entre as sucções, volumes e conteúdos de água, respectivamente.
ρ –	Massa específica.
α –	Parâmetro de ajuste de van Genuchten, 1980.
ψ –	Sucção.
σ –	Tensão superficial.
ψ_{ar} , ψ_{pm} –	Sucção de entrada de ar e sucção no ponto médio do gráfico de van Genuchten, 1980, respectivamente.
ρ_d , $\rho_{dmáx}$ –	Massa específica seca e seca máxima, respectivamente.
ψ_t , ψ_g , ψ_m , ψ_p –	Potencial total, gravitacional, mátrico ou sucção mátrica e pressão, respectivamente.
θ_r , θ_s –	Conteúdo de água residual e saturado, respectivamente.
A –	Área e parâmetro de ajuste de Haverkamp <i>et al.</i> , 1977.
ABNT –	Associação Brasileira de Normas Técnicas.
a_e , a_p , a_w –	Coefficientes da discretização por MVF.
B_m –	Balanço de massa.
b_p –	Coefficiente da discretização por MVF.
C –	Armazenamento específico de água.
E –	Pontos discretos da malha.
e_a , e_s –	Pressão parcial do vapor num instante qualquer e na saturação, respectivamente.
f –	Fator de interpolação temporal.
g –	Aceleração da gravidade.
h –	Altura ou carga hidráulica.
H –	Carga hidráulica total.
h_m –	Potencial mátrico.
I –	Infiltração acumulada.

LISTA DAS PRINCIPAIS ABREVIATURAS, NOMENCLATURAS E SÍMBOLOS

i	Taxa de infiltração.
Inmetro	Instituto Nacional de Metrologia.
IPT	Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo
K, K_s	Condutividade hidráulica e saturada, respectivamente.
m	Parâmetro de ajuste de van Genuchten 1980.
Matlab	Matrix Laboratory.
MFV	Método dos Volumes Finitos.
M_w	Massa de água.
n	Parâmetro de ajuste de van Genuchten, 1980.
P	Pontos discretos da malha e precipitação,
P_{ar}, P_c, P_w	Pressão do ar, capilar ou sucção e da água, respectivamente.
q	Densidade de fluxo ou velocidade de Darcy.
Q	Vazão.
R	Constante universal dos gases e escoamento superficial.
r, r_1, r_2	Raio e raios principais da curvatura da interface líquido-gás, respectivamente.
S_e, S_p	Saturação efetiva e inclinação da curva no ponto médio da curva do gráfico de van Genuchten, 1980, respectivamente.
t	Temperatura em grau Celsius e tempo.
T	Temperatura termodinâmica, em Kelvin.
UR	Umidade relativa do ar.
VC	Volume de controle.
V_t, V_w	Volume total e da água, respectivamente.
w	Interface do volume de controle e teor de umidade.
W	Pontos discretos da malha.
z	Coordenada vertical de posição ou elevação.

1 INTRODUÇÃO

No ramo da Engenharia, barreira capilar diz respeito ao fenômeno que ocorre no meio geológico devido à presença de uma camada de material de textura fina sobreposta a uma camada de material de textura grossa que, em certas condições, impede ou restringe a entrada da água nos poros maiores deste último material. Tal fenômeno surge quando um fluxo de água tenta atravessar um arranjo deste tipo em condição não saturada.

O princípio de barreira capilar é baseado no contraste entre as condutividades hidráulicas em condição não saturada dos materiais envolvidos e, portanto, não depende de materiais de baixa condutividade hidráulica para ser eficiente. Quando uma água infiltra-se em um perfil de solo apresentando tal formação, a interface serve como um anteparo provisório resistente ao fluxo da água. Se o contato entre as camadas é horizontal, a água armazenada deverá ser mantida na camada de solo fino, acumulando-se sobre a interface, até que a força da gravidade torne-se maior que a força da pressão capilar. A entrada da água na camada do solo de textura grossa ocorre quando a camada superior aproxima-se da saturação, fazendo com que a diferença entre as condutividades hidráulicas seja suficientemente pequena. Por outro lado, se a interface for inclinada o fluxo da água deverá ser transportado (desviado) ao longo do contato, a uma distância tal, até encontrar uma condição favorável para penetrar na camada do solo grosso.

Esse tipo de configuração, solo fino sobre um solo grosso, não é exclusividade da natureza dos solos heterogêneos ou estratificados, devido à formação geológica. Ele é, também, encontrado em estruturas de engenharia com propósito de tirar proveito do efeito de barreira capilar, como é o caso das coberturas para o fechamento e proteção de instalações de disposição de resíduos urbanos e industriais, cujo objetivo é minimizar a quantidade de água percolando através dos resíduos.

Um exemplo clássico de uma barreira capilar devido à formação geológica é a província geológica de *Yucca Mountain*, na qual está localizado o depósito de material radioativo dos Estados Unidos. Tal formação é composta por duas unidades estratigráficas de materiais piroclásticos, sendo uma unidade de material remodelado, denominada *Tiva Canyon*, sobreposta a uma unidade de material não remodelado, denominada *Paintbrush*. Este arranjo faz com que parte da água precipitada na área seja retardada e desviada, minimizando a entrada dela no repositório, tal como ilustrado na Figura 1.1.

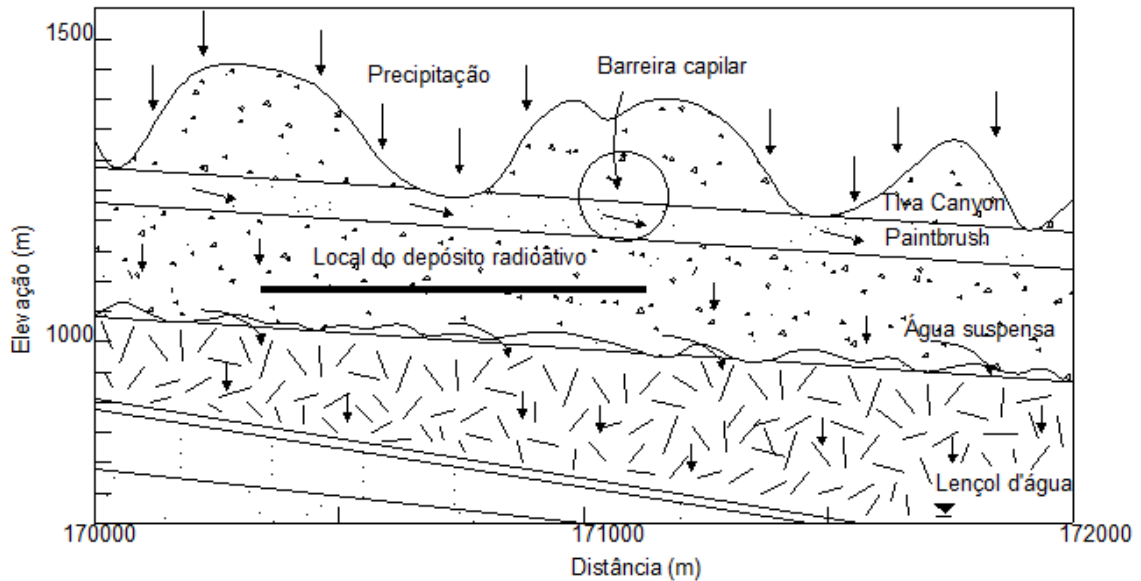


Figura 1.1 – Ilustração da estratigrafia da província de Yucca Mountain. Fonte: adaptado de USCS, 2002

Por outro lado, a disposição final dos resíduos, sejam urbanos ou industriais, requer um elenco de alternativas tecnológicas para assegurar que estes depósitos sejam eficientes para garantir as qualidades ambientais do sítio no qual está inserido. As alternativas normalmente utilizadas têm sido as chamadas coberturas secas que consistem no recobrimento da área do depósito com camadas de solo. As coberturas secas são camadas de materiais (solo, resíduos não inertes ou materiais geossintéticos) dispostos sobre os depósitos de resíduos, constituindo-se em barreiras físicas de proteção ambiental.

Existe uma grande variedade de sistemas de coberturas para proteção de instalações de disposição de resíduos. Tradicionalmente, as barreiras hidráulicas, camadas de solos de baixa condutividade hidráulica, são as mais empregadas para restringir a entrada de fluido dentro do corpo do resíduo e isolar o material ali depositado do contato com atmosfera. Apesar de serem amplamente difundidas, o desempenho dessas barreiras é reduzido ao longo do tempo, uma vez que as camadas de argilas compactadas são suscetíveis à degradação. Elas perdem sua eficiência na medida em que ciclos prolongados de expansão e contração levam o material à fadiga, promovendo o aparecimento de trincas e, conseqüentemente, comprometendo a sua integridade e funcionalidade.

Já as coberturas do tipo barreira capilar têm demonstrado constituir-se em uma possível alternativa para as coberturas de solo compactado e de sistemas de coberturas utilizando

materiais geossintéticos, principalmente em ambientes de clima árido e semi-árido, onde os níveis de evaporação superam os de precipitação. Estas coberturas empregam o princípio de barreira capilar e constituem-se na elaboração de camadas de diferentes tipos de solos ou de solos semelhantes com texturas diferentes. São relativamente fáceis de serem executadas e seu controle de qualidade na execução é menos oneroso quando comparado a outros sistemas de coberturas.

Recentemente, vários têm sido os esforços para comprovar a eficiência das barreiras capilares na intenção de que essas possam ser as substitutas das tradicionais barreiras hidráulicas, uma vez que elas admitem ser concebidas empregando materiais alternativos e por apresentarem menor custo de instalação. Além disso, o que se procura com a adoção desse sistema é sair da dependência do emprego exclusivo de materiais argilosos com baixo valor de condutividade hidráulica para que as exigências de fechamento dos depósitos sejam asseguradas. Elas têm sido testadas numa série de experimentos de laboratório e de campo com resultados promissores, indicando que são bem-sucedidas.

Um exemplo do uso destas coberturas são as células experimentais no Distrito Carbonífero de Santa Catarina, Brasil, cuja serventia é cobrir os resíduos de carvão oriundos do processo de beneficiamento. Estes resíduos quando expostos ao oxigênio e a água sofrem oxidação e geram drenagem ácida de minas. Na Figura 1.2 ilustra uma célula do tipo barreira capilar.

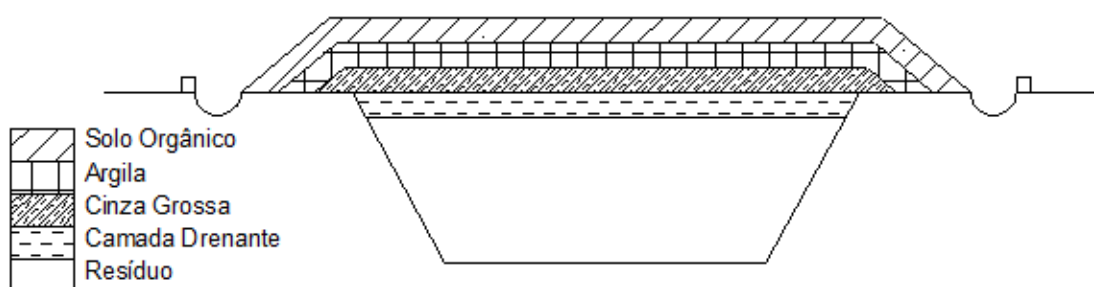


Figura 1.2 – Esquema de uma barreira capilar da Carbonífera Criciúma. Fonte: adaptado de CETEM, 2010

Do ponto de vista teórico, o fenômeno de barreira capilar é um caso particular do comportamento do fluxo de fluidos imiscíveis num meio poroso heterogêneo e/ou estratificado, tendo como base a mecânica dos solos não saturados e os modelos de predição das propriedades hidráulicas do sistema solo. Apesar de, nas últimas décadas, o arcabouço teórico e experimental ter tido grandes avanços, ainda permanecem algumas dificuldades.

Várias rotinas numéricas com diferentes esquemas têm sido desenvolvidas para resolver a equação de Richards (equação geralmente utilizada como representação matemática do fluxo de água em meio poroso parcialmente saturado), porém, o caráter não-linear das funções hidráulicas, a mudança abrupta das condições de umidade perto da superfície do solo e as suas condições de heterogeneidade constituem as principais dificuldades para a resolução desta equação. Além disso, a obtenção direta e indireta dos parâmetros hidráulicos envolvidos na fenomenologia é ainda uma tarefa bastante complexa e difícil demandando tempo e um alto custo para determiná-los.

Desta forma, o presente trabalho está voltado para o estudo, detalhado, do fenômeno de barreira capilar, a partir de simulações físicas e numéricas na intenção de ampliar o conhecimento sobre o fenômeno, oferecendo ao arcabouço literário informações sob o tema. Para tal, foi desenvolvido um modelo físico retratando uma barreira capilar, bem como, um código numérico para complementar as análises e a interpretação do referido fenômeno.

1.1 Objetivo da pesquisa

O objetivo geral deste trabalho é avaliar a dinâmica da água em um meio geológico, retratando uma barreira capilar, submetido ao evento de infiltração a partir de um modelo físico e numérico, a fim de verificar o efeito que leva o codinome barreira capilar. Como objetivos secundários, mas não menos importantes, podem-se enumerar:

1. Desenvolver um aparato experimental, modelo físico reduzido, composto por uma coluna e um dispositivo simulador de chuva;
2. Instalar e utilizar equipamentos e programa computacional para o monitoramento do conteúdo de água no modelo físico;
3. Calibrar e verificar o modelo numérico.

1.2 Metodologia da pesquisa

A metodologia empregada para chegar aos objetivos propostos, foi desenvolvida em cinco etapas, a saber, são:

- desenvolvimento do aparato experimental: coluna de laboratório e simulador de chuva;
- caracterização dos materiais empregados na coluna – parâmetros físicos e hidráulicos;

- simulação de cenários para manifestar o fenômeno em questão;
- aquisição e análise dos dados representando as variações temporais e espaciais do conteúdo de água ocorridas no modelo físico;
- elaboração de um código computacional para avaliação do comportamento do fluxo unidimensional da água na coluna.

1.3 Organização do trabalho

Este trabalho está dividido em seis capítulos. No presente capítulo foi apresentado, *en passant*, o fenômeno de barreira capilar, sua ocorrência e emprego como cobertura de fechamento e proteção de instalações de disposição de resíduos, bem como, os objetivos e as etapas do trabalho.

No Capítulo 2 – Revisão Bibliográfica – é feita uma revisão dos aspectos teóricos do fluxo da água em um meio poroso – modelos e mecanismos do fluxo de fluidos imiscíveis; potencial da água no solo e processos de infiltração – abordando inicialmente os mecanismos do fenômeno de barreira capilar.

O Capítulo 3 – Metodologia – descreve a metodologia utilizada na caracterização física e hidráulica dos materiais e no desenvolvimento do aparato experimental (coluna de laboratório, simulador de chuvas e instrumentação) e a simulação dos cenários para manifestarem o fenômeno de barreira capilar.

No Capítulo 4 – Desenvolvimento do Modelo Computacional – é apresentada a descrição e o desenvolvimento matemático do código computacional e sua verificação numérica. Apesar de este conteúdo também fazer parte da metodologia, julgou-se conveniente apresentá-lo separadamente, dada a especificidade e longevidade do assunto.

No Capítulo 5 – Apresentação dos Resultados – são apresentados os resultados finais dos estudos laboratoriais dos materiais de interesse, da calibração dos equipamentos para o monitoramento das variações do conteúdo de água e dos ensaios de coluna.

No Capítulo 6 – Conclusões – expõem-se as conclusões dos estudos e as propostas para complementar o entendimento do efeito de barreira capilar.

E, finalmente, são apresentados os Apêndices e os Anexos dos estudos laboratoriais, tais

como:

O Apêndice 1 contém as fichas do ensaio da curva de retenção de água das areias IPT 100 e IPT 16.

No Apêndice 2 são apresentados os gráficos da calibração dos sensores de umidade.

Os Apêndices 3 e 4 contêm a ficha do ensaio de coluna e os gráficos das leituras dos sensores referentes ao cenário 1, respectivamente.

Os Apêndices 5 e 6 contêm a ficha do ensaio de coluna e os gráficos das leituras dos sensores referentes ao cenário 2, respectivamente.

No Apêndice 7 é apresentado o código numérico principal escrito na linguagem do programa *Matrix Laboratory – Matlab*, versão 6.

O Anexo 1 contém as fichas dos ensaios de permeabilidade das areias IPT 100 e IPT 16.

No Anexo 2 são apresentados as grandezas, dimensões e unidades mais utilizadas no trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O presente texto está organizado em três momentos distintos: inicia-se pela conceituação e descrição física do fenômeno de barreira capilar. Em seguida, transcreve resumidamente o arcabouço teórico que serviu de fundamentação para o desenvolvimento deste trabalho, sem a preocupação de esgotar o assunto que será apresentado, limitando-se tão-somente aos objetivos da pesquisa. Por fim, a grande temática do fluxo de água em meio poroso na condição não saturada é tratada, destacando-se o fenômeno da infiltração, haja vista que o objeto que se pretende estudar estará exposto a tal fenômeno. Espera-se que apesar tais informações sejam suficientes para o entendimento do fenômeno em questão.

2.1 Barreira capilar

Barreira capilar é o nome dado ao arranjo formado por uma camada de material de textura fina sobreposta a uma camada de material de textura grossa que, em condições não saturadas, impede ou restringe a entrada da água nos poros maiores deste último material. Tal fenômeno surge quando um fluxo de água tenta atravessar um arranjo deste tipo e é devido ao efeito de capilaridade a qual é inversamente proporcional ao tamanho dos poros: quanto mais fino o material, maior a tensão superficial e maior o efeito de sucção da água. No entanto, se a infiltração for muito elevada (períodos prolongados de chuva), a camada fina tende a se saturar com o tempo e o potencial de sucção é reduzindo, permitindo o fluxo de água para a camada de textura grossa.

O mecanismo de barreira capilar pode ser interpretado a partir do modelo capilar, tal como ilustrado na Figura 2.1. O capilar de menor diâmetro representa o tamanho médio dos poros da camada de solo fino e o capilar de diâmetro maior o tamanho médio dos poros da camada de solo granular. As forças desenvolvidas no arranjo (solo fino sobre solo granular) são representadas pelas tensões capilares (ψ_1) e (ψ_2) e pelo peso da coluna de água suspensa sobre a interface ($\rho_w g h$). Fazendo o balanço das forças na vertical, pode-se demonstrar que certa quantidade de água deverá ficar suspensa (retida) sobre a interface, na medida em que, a força capilar da camada superior (ψ_1) seja superior à soma da força capilar da camada de baixo (ψ_2) mais a altura da coluna de água acumulada na interface (h). Caso a altura da água supere a diferença entre as forças capilares ($h > \psi_1 - \psi_2$), a água deverá fluir para baixo e a barreira não mais funcionará como um obstáculo ao fluxo descendente da água.

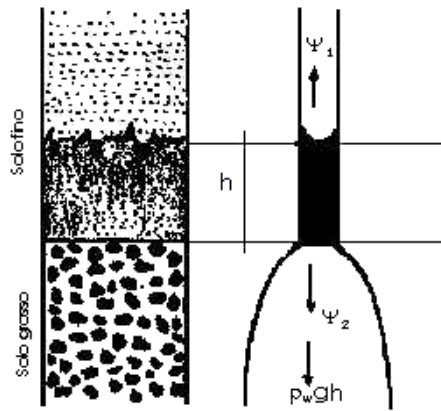


Figura 2.1 – Modelo capilar para diâmetros diferentes. Fonte: adaptado de Iwata *et al.*, 1995

Outra forma que auxilia o entendimento deste mecanismo é apresentada por Billiotte *et al.* (1988), citado por Oldenburg e Pruess (1993). Os autores explicam o fenômeno a partir da análise do desenvolvimento da condutividade hidráulica na interface do arranjo. A Figura 2.2 mostra que, para um certo nível de sucção, o valor da condutividade hidráulica do solo grosso experimenta uma pronunciada variação, enquanto o valor da condutividade do solo fino é quase invariável. Enquanto a diferença entre as condutividades hidráulicas for significativa, o fluxo de água é restringido e a água não deve fluir para a camada do solo grosso. Na medida em que a água acumula-se na camada superior, o valor da sucção na interface torna-se menor e, conseqüentemente, a condutividade hidráulica tende a aumentar. Quando a magnitude da sucção na interface aproximar-se do valor de sucção da entrada de água do solo grosso, o fluxo de água deverá atravessar a camada inferior e caracterizar a falha do efeito de barreira capilar.

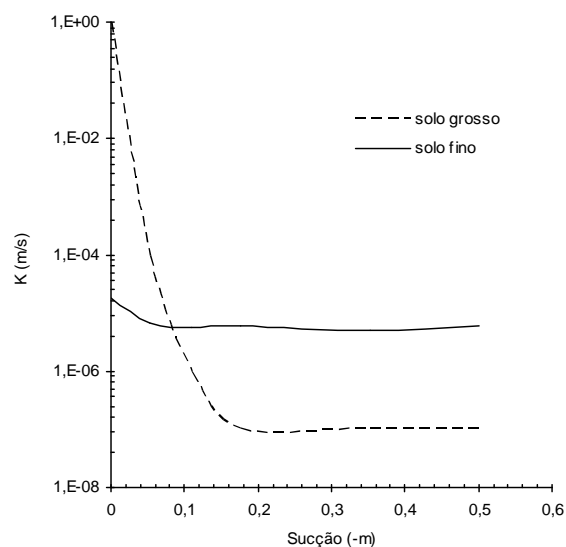


Figura 2.2 – Comportamento típico da condutividade hidráulica numa barreira capilar. Fonte: adaptado de Oldenburg e Pruess, 1993

Do ponto de vista da modelagem numérica, o efeito de barreira capilar é um caso particular do comportamento do fluxo de fluidos imiscíveis num meio poroso heterogêneo e/ou estratificado. Uma análise detalhada da eficiência dessas barreiras sobre condições naturais é tarefa difícil e muito dispendiosa. A avaliação da sua eficácia pode levar anos ou até mesmo décadas. Para contornar essa dificuldade é usual avaliá-las em condições controladas – condições atmosféricas artificiais – em campos de testes (Barrès e Bonin, 1994). Tais motivos têm contribuído para que os estudos dessas barreiras, na sua maioria, sejam feitos utilizando simulações numéricas (Oldenburg e Pruess, 1993; Morris e Stormont, 1997) e protótipos laboratoriais (Kämpf e Montenegro, 1997; Vieira, 2005 etc.).

Apesar da simplicidade descritiva do fenômeno em questão, em termos matemáticos, a modelagem físico-matemática, bem como, sua interpretação não são tarefas triviais. A experiência tem mostrado que, em um perfil geológico contendo dois ou mais estratos, com textura e condutividade hidráulica diferentes, a taxa de infiltração de água é reduzida, independentemente da característica textural da camada superficial e que, em um arranjo de barreira capilar, o fluxo de água é restringido, na medida em que a frente de molhamento aproxima-se e acumula-se sobre a interface.

O tempo transcorrido entre o acumulado da água sobre a interface e o início da drenagem da água na camada inferior, corresponde à manifestação do efeito de barreira capilar. A duração deste tempo é condicionada pela taxa de precipitação induzida ao sistema, pela condutividade hidráulica do meio e pelo conteúdo de água presente na condição inicial, sendo, assim, impossível fazer qualquer especulação quanto à sua duração. Após esse instante, qualquer quantidade de água acrescida à interface é imediatamente drenada pela camada inferior, pois a interface exhibe uma condição de equilíbrio limite das forças capilar e gravitacional. Esse momento é denominado de falha do efeito de barreira capilar, haja vista que o fluxo de água não é mais restringido.

A recuperação do efeito de barreira capilar somente ocorrerá quando o sistema deixar o estado de equilíbrio limite. Isto quer dizer que, a altura da água acumulada na interface deverá ser menor do que a da composição das forças capilares ($h < \psi_1 - \psi_2$), para que o sistema readmita um acréscimo de água e volte a funcionar como anteparo ao fluxo da água. O tempo de recuperação depende, fundamentalmente, do fenômeno da redistribuição da água ou da drenagem interna no perfil.

Outra característica que merece ser comentada é a diferença no padrão do fluxo de água nas

camadas constituintes do ambiente em questão. Na camada superior o formato da frente de molhamento pode ser idealizado como se fosse um pistão cujo êmbolo avança por dentro da camada (forma monotônica, condizente com o padrão de um solo uniforme). Já a configuração do fluxo na camada inferior, às vezes desenvolve-se por meios de canais, conhecidos como “*fingers*”, cuja condução da água é feita apenas por uma pequena região no estrato de interesse.

Com base no conhecimento teórico e prático, é de se esperar que o avanço da frente de molhamento seja um pouco maior daquele quando a histerese é considerada. O fenômeno da histerese manifesta-se em um meio poroso, quando este experimenta ciclos de molhamento e drenagem da água no seu interior. É fácil perceber que a camada superficial é fortemente influenciada pela histerese, sua localização na interface solo-atmosférica está sujeita a ciclos de molhamento e drenagem pronunciados. Por outro lado, a camada inferior tem condições de contorno diferentes: acima dela está presente uma camada de solo saturada, ou próxima da saturação e, abaixo submetida ao evento de drenagem livre. Acredita-se que essas condições de contorno tornem o fluxo de água pouco histerético, porém de difícil compreensão.

Entorno do tema, barreira capilar, inúmeros trabalhos vêm sendo realizados principalmente sob o enfoque de engenharia, isto é, barreiras como cobertura final de aterro de resíduos. Estes estudos se dedicam a avaliar o desempenho e eficiência deste elemento tendo como base de interpretação, tão-somente, o balanço de hídrico, tais como:

Morris e Stormont (1997) investigaram o desempenho de dois tipos de barreiras. Uma barreira hidráulica de referência (*RCRA Subtitle D Soil Cover*) e duas barreiras capilares, sendo uma delas composta por uma camada vegetativa com 60 cm de espessura e uma camada de cascalho com 30 cm de espessura (barreira simples) e, outra, tendo a mesma formação da anterior, porém acrescida de uma camada de transporte com espessura de 20 cm. Estas barreiras foram avaliadas, numericamente, para um período de 10 anos, submetidas às reais condições dos climas de cinco localidades dos EUA (*San Francisco, Chicago, Columbia, Albuquerque e Salt Lake City*). Diante dos resultados, os autores concluíram que as barreiras capilares são uma possível alternativa para as coberturas de solo compactado, uma vez que, com exceção da barreira simples ante o clima de Columbia, em todos demais casos, as performances das barreiras capilares foram iguais ou superiores àquela tomada como referência.

Kämpf e Montenegro (1997) conduziram um estudo experimental com um sistema de

cobertura de barreira capilar instalado no aterro sanitário de *Am Stempel, Marburg* – Alemanha, com dimensões iguais a 15 m de largura e 40 m de comprimento cuja configuração, ou seja, a combinação dos materiais e seus dimensionamentos foi obtida a partir de testes, em escala de laboratório, utilizando-se uma calha de 8 m de comprimento, com inclinação regulável. Na opinião dos autores, os três anos de monitoramento foram suficientes para concluir que este tipo de barreira é eficiente para impedir a infiltração da água no depósito.

Vieira (2005) estudou a eficiência de barreira capilar como cobertura final de aterro de resíduos a partir de dois modelos físicos (arranjos de solo residual, gnaisse, com areias do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo – IPT) e de simulações numéricas com a utilização do programa computacional VS2DHI (*Variably Saturated 2 D hydraulic Interface*). O autor constatou diferenças significativas entre as experimentações físicas e numéricas e suas conclusões são permeadas de dúvidas quanto à eficiência dessas barreiras.

Salvo algumas exceções, a abordagem do fenômeno sob o ponto de vista dos aspectos físicos que envolvem a fenomenologia, tais como: processos de infiltração, evaporação, redistribuição e armazenamento de água no perfil geológico de interesse, influência do comportamento histerético na dinâmica da água etc., esta tem capitulado, relativamente, pouco espaço na bibliografia que trata do assunto.

Whisler e Klute (1965) mostraram numericamente, para ambientes estratificados genéricos (não necessariamente uma formação de barreira capilar), que quando a histerese é desconsiderada, o avanço da frente de molhamento é superestimado quando apenas as relações da curva de retenção de água, seguindo a trajetória de molhamento, são empregadas e, que esse avanço é subestimado quando apenas as relações da curva de drenagem são utilizadas. A comparação dos resultados foi feita com aqueles obtidos com a solução de Philip (1957).

Iryo e Rowe (2004) utilizaram o programa *Seep/W versão 5, do pacote computacional Geoslope*, implementando uma rotina para acomodar o fenômeno da histerese na simulação numérica de um ambiente estratificado artificialmente com um material geotêxtil, simulado experimentalmente por Ho em 2000 – camada de solo sobreposto a uma manta de um geotêxtil. Os resultados apresentados pelos autores não mostram o efeito da inclusão do fenômeno da histerese no referido programa computacional, haja vista que a diferença entre a consideração e a não consideração da histerese não foi feita.

Lee (2007) investigou a influência da histerese a partir de uma série de experimentos numéricos hipotéticos de sistemas de coberturas do tipo barreira capilares. O trabalho, também, indicou a importância da inclusão do fenômeno da histerese para predição do movimento da água nesses meios. Porém, devido à ausência de uma comprovação com algum tipo de medidas físicas ou numérica do comportamento da barreira capilar, tal constatação é reservada como exercício.

Zhang *et al.* (2009) perceberam a falha do trabalho de Lee (2007) e realizaram um estudo comparativo entre simulações numéricas com resultado de um estudo experimental de Yang *et al.*, de 2004. Os autores constataram que a diferença dos resultados, considerando ou não a histerese, quando comparada à experimentação de referência, reforça a necessidade da inclusão do fenômeno da histerese na modelação numérica de sistemas de barreiras capilares, em particular, onde o volume de água que atravessa a barreira é um importante fator de medida da eficiência de tais sistemas como cobertura final de aterro de resíduos. Adicionalmente, eles reconhecem que o código numérico utilizado – *Hydrus 1D* – necessita de algumas modificações, sem entrar em detalhes, para que este possa analisar diferentes abordagens do fenômeno da histerese.

A seguir, serão apresentados, de forma concisa, os principais aspectos teóricos sobre o tema, sem a intenção de esgotá-los, porém, o bastante para fundamentar este trabalho.

2.2 O solo como meio poroso

A princípio, o termo poroso é aplicável a qualquer matéria, pois toda matéria contém espaços vazios. Pela generalização, um cilindro de metal contendo orifícios ou defeitos pode ser erroneamente considerado um meio poroso. Uma maneira de não incorrer no erro é definir ou descrever o meio poroso levando-se em conta o fluxo de fluido através dele.

Bear (1972) define um meio poroso como sendo uma porção de espaço ocupado por material multifásico ou heterogêneo, tendo pelo menos uma fase sólida, denominada matriz do sólido. O domínio não ocupado pela matriz do sólido é referido como espaços vazios, ou simplesmente poros. Do ponto de vista do fluxo de fluidos através do meio poroso, somente os espaços vazios conectados são de interesse. É possível, entretanto, a ocorrência de poros que, apesar de interconectados, o fluxo de fluidos entre eles é praticamente nulo. Estes poros devem ser considerados como parte da matriz do sólido. Além disso, a matriz sólida e os espaços vazios devem ser distribuídos por todo o domínio ocupado pelo meio poroso, isto é,

eles devem estar presentes em cada volume elementar de controle.

Corey (1994) cita algumas condições para que um meio seja qualificado como poroso, considerando os poros representados por tubos capilares. São elas:

- (i) Os espaços vazios dentro da matriz sólida devem ser conectados. Tal restrição elimina a consideração de um sólido contendo apenas pacotes de poros isolados, bem como a existência de feixe de tubos capilares desconectados;
- (ii) As dimensões dos espaços vazios devem ser pequenas o bastante para assegurarem que a orientação das interfaces ocorridas entre dois fluidos sejam controladas pelas forças de interfaces.

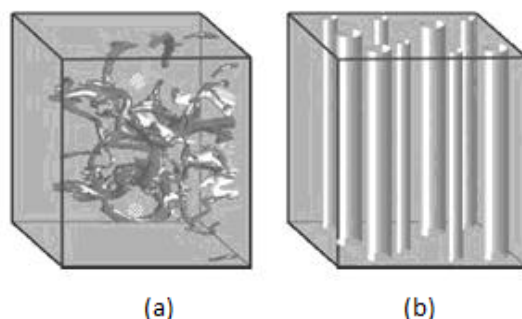


Figura 2.3 – Esquema real de um meio poroso (a) e a idealização de um meio poroso (b)

Sendo assim, pode-se definir um solo como sendo um meio poroso constituído por uma matriz sólida e por seus espaços vazios. A matriz sólida é formada por partículas minerais e orgânicas de variada composição, tamanho e arranjo. Parte do volume do espaço vazio deixado pelo arranjo poroso é ocupado por uma fase líquida que se constitui da solução do solo, cujo solvente principal é a água e, o restante é ocupado pela fase gasosa, ar do solo. O arranjo da matriz do solo determina as características geométricas dos poros nos quais a água e o ar são ali retidos e transmitidos. A proporção ocupada pela água e pelo ar varia continuamente no espaço e no tempo dependendo, principalmente, do clima, da vegetação e do uso e manejo do solo.

2.3 A água no solo

A fase líquida representada pela água é sem dúvida a mais importante do sistema solo, quer pelo aspecto de resistência ou pelo aspecto de fluxo. Os parâmetros, o conteúdo de água presente no solo e o estado energético da água, são aqueles que definem a presença e a dinâmica da água no interior de um meio poroso.

2.3.1 Armazenamento de água no solo

O armazenamento de água no solo é a contabilidade da quantidade de água presente num perfil de solo expresso na unidade de altura de água. A distribuição de água ao longo do perfil de solo é conhecida como perfil do conteúdo de água e, normalmente, em situações reais, varia tanto no espaço como no tempo. A determinação deste parâmetro é de fundamental interesse no estudo do balanço hídrico no solo.

Libardi (2005) apresenta uma forma bastante didática para explicar o cálculo do armazenamento de água no solo. Seguindo o raciocínio deste autor e auxiliado pela ilustração da Figura 2.4, o armazenamento de água pode ser entendido da seguinte forma: toma-se um volume de solo igual a $V = xyz$ e imagine ser possível separar todo o volume de água presente nele. Então, o volume de água retirado será $V_w = xyh$, sendo h a altura de água e xy a área da superfície de solo, que é idêntica à área da superfície de água. Então:

$$h = \frac{V_w}{xy} = \frac{\text{m}^3 \text{ de água}}{\text{m}^2 \text{ de solo}} = \text{metros de água}$$

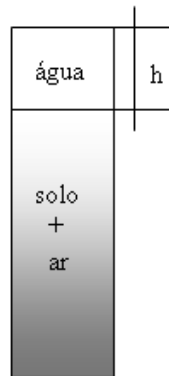


Figura 2.4 – Representação esquemática da separação da água no volume de solo

Da definição do conteúdo volumétrico de água, tem-se:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{xyh}{xyz} = \frac{h}{z} \quad (2.1)$$

portanto:

$$h = \theta z \rightarrow \left(\frac{\text{m}^3 \text{ de água}}{\text{m}^2 \text{ de solo}} \right) = \text{m de água} \quad (2.2)$$

ou

$$h = A_z = \theta z \rightarrow \left(\frac{\text{m}^3 \text{ de água}}{\text{m}^2 \text{ de solo}} \right) = \text{m de água} \quad (2.2a)$$

sendo A_z o armazenamento de água no solo equivalendo à altura de água presente no solo.

A Equação 2.2a determina o conteúdo de água no solo com um θ constante com a profundidade. Para o caso mais geral, θ variando com a profundidade, o cálculo do armazenamento de água é obtido da seguinte maneira: divide-se o perfil de solo em pequenas parcelas ou camadas e determina-se o conteúdo de água presente em cada uma delas. O somatório do conteúdo de água em cada camada será o armazenamento da água presente no perfil de solo, isto é:

$$A_z \cong \theta_1 \Delta z_1 + \theta_2 \Delta z_2 + \dots + \theta_n \Delta z_n \quad (2.3)$$

ou

$$A_z \cong \sum_i^n \theta_i \Delta z_i \quad (2.4)$$

em que θ_i é o conteúdo de água existente na camada de solo 'i'; Δz_i é a espessura da camada de solo 'i' e n é o número de camadas de solo.

A Equação 2.4 representa a área aproximada sob a curva θ em função de z . Na necessidade de obter o valor exato desta área utiliza-se o artifício da integração, tornando a equação anterior da seguinte forma:

$$A_z = \int_0^L \theta(z) dz \quad (2.5)$$

sendo A_z o armazenamento de água [L]; θ o conteúdo de água [$L^3 L^{-3}$] e z representa a variável da profundidade do solo e varia de 0 (superfície do solo) a L (profundidade arbitrária de interesse) [L].

A Figura 2.5 apresenta um perfil típico de conteúdo de água desenvolvido em profundidade.

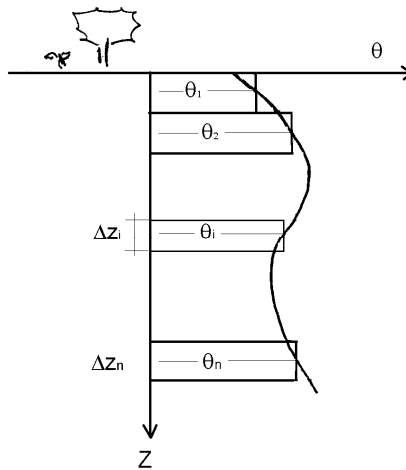


Figura 2.5 – Perfil típico de conteúdo de água

A Equação 2.5 exige que a função $\theta(z)$ seja conhecida para calcular analiticamente A_z . Entretanto, na maioria das situações esta função é desconhecida, sendo necessário empregar as regras de integração numérica, por exemplo, a regra do trapézio e a de Simpson.

A variação do armazenamento de água num perfil de solo é dada pela diferença entre o armazenamento de água inicial e final presente no perfil de solo, isto é:

$$\Delta A_z = A_{z(\text{final})} - A_{z(\text{inicial})} = \theta_f z - \theta_i z = z(\theta_f - \theta_i) \quad (2.6)$$

ou

$$\Delta A_z = \int_0^z \theta_f dz - \int_0^z \theta_i dz \quad (2.7)$$

em que θ_f e θ_i é o conteúdo de água presente atual e inicial no perfil de solo, respectivamente.

Por fim, considerando a variação de θ , tanto no espaço como no tempo, a expressão mais geral para o cálculo da variação do armazenamento de água adquire a seguinte forma:

$$\Delta A_z = \int_0^L \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dt dz \quad (2.8)$$

a) Medidas do conteúdo da água

Não é intenção deste trabalho entrar em pormenores quanto aos diferentes métodos e técnicas para determinação de conteúdo de água no solo. Porém, há particular interesse em tratar do

método gravimétrico e da sonda de capacitância (sensor de umidade), uma vez que estes foram utilizados no trabalho.

O método gravimétrico, pertence à categoria dos métodos diretos. A determinação do conteúdo de água presente numa amostra de solo é dada pela remoção da água por meio de evaporação e subsequente determinação da quantidade removida. A relação que expressa a quantidade de água no solo é:

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (2.9)$$

ou

$$\theta = \frac{w \cdot \rho_d}{\rho_w} \quad (2.10)$$

sendo w o teor de umidade gravimétrico [MM^{-1}]; M_w a massa de água [M]; M_s a massa do solo seco [M]; θ o conteúdo volumétrico de água [L^3L^{-3}] e ρ_w e ρ_d as massas específicas da água e do solo seco, respectivamente [ML^{-3}].

Este método é o principal exemplo da categoria dos métodos diretos e envolve a retirada de amostras e quase sempre consome muito tempo, sendo impraticável a realização de medições da variação da umidade de um perfil de solo em tempo real. Apesar disso, o método gravimétrico é reconhecido como padrão para os demais métodos.

O método da sonda capacitiva pertence à categoria dos métodos indiretos. Estes métodos, como o próprio nome indica, são aqueles cuja determinação do conteúdo de água presente numa amostra de solo é feita indiretamente, valendo-se de outras propriedades correlacionáveis, por exemplo, elétricas. Uma sonda capacitiva constitui-se de um capacitor contendo dois ou mais eletrodos, um conectado a um terminal positivo e os demais ao terminal negativo. Estes eletrodos são excitados pela aplicação de uma voltagem produzindo um campo eletromagnético carregando eletricamente o capacitor. Quando esta sonda é colocada em contato com o solo, a capacitância do capacitor é alterada devido às interações do campo eletromagnético com o meio. A medida da capacitância é traduzida em termos de constante dielétrica a partir da relação:

$$C^* = \epsilon_r \epsilon_0 \frac{A}{\ell} \quad (2.11)$$

ou

$$\epsilon_r = C^* \left[\frac{\epsilon_0 \ell}{A} \right] \quad (2.11a)$$

onde C^* é a capacitância (F); ϵ_r é a permissividade relativa do meio dielétrico ou constante dielétrica; ϵ_0 é a permissividade do vácuo (constante universal cujo valor é $8,55 \times 10^{-12}$ F/m); A é a área das placas do eletrodo (m) e ℓ é a distância entre elas (m).

Fixando as características geométricas do eletrodo em A/ℓ e lembrando que ϵ_0 é constante, então, a capacitância é uma medida direta da constante dielétrica do solo. Dessa forma, o próximo passo é determinar a correlação entre a constante dielétrica e o conteúdo de água no solo para que a sonda capacitiva seja utilizada como um sensor de umidade, ou ainda, pela determinação da correlação entre do potencial elétrico registrado pela sonda e o conteúdo de água presente no solo.

Sabe-se, portanto, que a água livre apresenta uma constante dielétrica na ordem de 80, enquanto os demais elementos do solo em geral apresentam constante dielétrica na ordem de 2 a 6. Portanto, é de se imaginar que, para um solo na condição de saturação igual a 1, a constante dielétrica é aproximadamente igual à da água. Do contrário, numa condição seca, a constante dielétrica se aproxima do valor dos componentes do solo. Esta técnica tem como principal vantagem a capacidade de monitorar em tempo real a variação da umidade do solo, sem a necessidade de retirada de amostras.

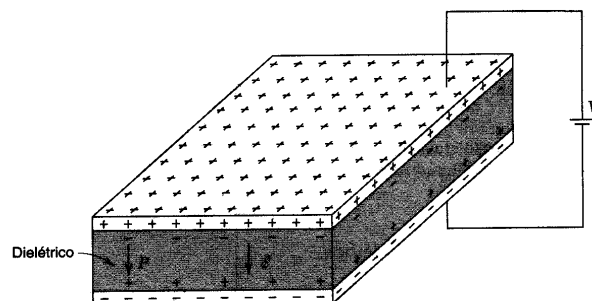


Figura 2.6 – Esquema de uma sonda capacitiva. Fonte: Thomazini e Albuquerque, 2005

2.3.2 Estado energético da água no solo

O estado energético de um corpo diz respeito aos diferentes tipos de energia que ele possui. No mínimo um corpo tem energia potencial e cinética. A energia cinética de um corpo deve-se à sua velocidade instantânea, enquanto a energia potencial de um corpo é devida à sua posição instantânea em relação a um campo de forças. Em relação à água no solo, ela se move através do sistema poroso do solo a velocidades baixas e sua energia cinética é quase sempre desprezível se comparada com suas energias potenciais.

Para a descrição do estado energético da água no solo é conveniente expressá-lo por unidade de quantidade de matéria, por exemplo, por volume, mol, massa e peso. A grandeza resultante é chamada energia específica, e pode possuir as seguintes unidades Jm^{-3} (por volume), JN^{-1} (por peso), Jmol^{-1} (por mol). Dimensionalmente tem-se:

- energia por volume: $\frac{\text{J}}{\text{m}^3} = \frac{\text{N.m}}{\text{m}^3} = \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = \text{Pa}$ (pressão);
- energia por peso: $\frac{\text{J}}{\text{N}} = \frac{\text{N.m}}{\text{N}} = \text{m}$ (distância, altura).

Por essa razão é muito comum expressar a energia específica em unidade de pressão (Pa, atm e bar) ou de comprimento (m e cm). É importante lembrar que elas, de fato, significam Jm^{-3} ou JN^{-1} .

a) *Potencial total da água*

O potencial total da água no solo (ψ_t) é a soma dos diferentes tipos de energia potencial a que a água no solo pode estar sujeita. Os principais componentes são: potencial gravitacional (ψ_g), potencial mátrico (ψ_m) e potencial de pressão (ψ_p).

$$\psi_t = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \dots \quad (2.12)$$

As reticências (...) indicam outros possíveis potenciais.

O conhecimento desta energia é de extrema importância porque com ela se pode determinar a direção e a taxa de movimento da água no solo. A água ou solução no solo, como qualquer corpo no universo, tende a se mover de onde sua energia potencial total é maior para onde ela é menor.

No entanto, não é necessário, para estabelecer a direção do processo, conhecer os valores individuais da energia potencial total, senão a diferença entre eles. Para facilitar o cálculo desta diferença, é que se introduziu o conceito de uma água com valor conhecido de energia potencial total denominada água padrão. Assim, o potencial total da água no solo representa a diferença da energia do sistema entre o estado da água no solo e um estado padrão. Então o potencial da água em um estado qualquer ‘ ψ_i ’ é dado:

$$\Delta\psi = \int_{\phi_0}^{\phi_i} d\psi = (\psi_i - \psi_0) = \psi_i \quad (2.13)$$

sendo ψ_0 representante do potencial da água no estado padrão.

b) Potencial padrão da água

De acordo com Reichardt e Timm (2004), toma-se como estado padrão aquele no qual o sistema água encontra-se em condições normais de temperatura e pressão, livre de sais minerais e de outros solutos, com interface líquido-gás plana, situado em um dado referencial de posição. A esse estado é atribuído o valor arbitrário $\psi_0 = 0$. Uma expressão muito utilizada para determinar o potencial padrão da água é a equação de Kelvin.

$$\psi_{\text{padrão}} = \frac{RT}{M_w g} \ln\left(\frac{e_a}{e_s}\right) = \frac{RT}{M_w g} \ln(UR) \quad (2.14)$$

em que ψ é o potencial padrão da água [L]; R é a constante universal dos gases [$\text{ML}^2\text{T}^{-2}\text{N}^{-1}\theta^{-1}$]; T é a temperatura em Kelvin [θ]; M_w é a massa molar da água [MN^{-1}]; g é a aceleração da gravidade [LT^{-2}]; e_s e e_a é a pressão parcial de vapor de saturação e a pressão do vapor num instante qualquer, respectivamente [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$] e UR é a umidade relativa do ar [-].

c) Potencial gravitacional

É o componente que surge em decorrência da presença do campo gravitacional terrestre, associado com a posição vertical da massa da água no solo, em relação a uma referência dada, sendo positivo se o nível estiver acima do nível de referência, e negativo se estiver abaixo. A quantidade de energia ou do potencial gravitacional depende apenas da posição do corpo no campo gravitacional, sendo independente das condições químicas e de pressão da água.

$$E_g = mg(z_{\text{solo}} - z_o) \quad (2.15)$$

onde E_g é a energia potencial gravitacional, dado em Joule [ML^2T^{-2}]; m é a massa da água contida num volume [M]; g é a aceleração da gravidade [LT^{-2}]; z_{solo} é a elevação da água no solo [L] e z_o é o nível de referência [L]. A Equação (2.15) pode ser escrita de duas maneiras:

i) em termos de energia por volume:

$$\Psi_g = \rho_w g(z_{\text{solo}} - z_o) \quad (2.15a)$$

ii) em termos de energia por peso, conhecida como carga hidráulica:

$$\Psi_g = z_{\text{solo}} - z_o \quad \text{ou} \quad H_g = z_{\text{solo}} - z_o \quad (2.15b)$$

Para $z_o = 0$, a Equação 2.15b se reduz a:

$$\Psi_g = z_{\text{solo}} \quad \text{ou} \quad H_g = z_{\text{solo}} \quad (2.15c)$$

d) Potencial de pressão hidrostática

É a pressão da coluna de água exercida acima de um dado ponto localizado numa região saturada de um perfil de solo, responsável pelo potencial de pressão hidrostática. Este componente é considerado apenas quando a pressão na água é diferente e maior do que a pressão atmosférica, sendo, portanto positivo. Da hidrostática, teorema de Stevin, tem-se:

i) em termos de energia por volume:

$$\Psi_p = \rho_w g(z_{\text{wt}} - z_{\text{solo}}) + P_{\text{atm}} \quad (2.16)$$

sendo z_{wt} o lençol freático como nível de referência.

Para $P_{\text{atm}} = 0$, o potencial de pressão hidrostática torna-se:

$$\Psi_p = \rho_w g(z_{\text{wt}} - z_{\text{solo}}) \quad (2.16a)$$

ii) em termos de energia por peso:

$$\Psi_p = z_{wt} - z_{solo} \quad \text{ou} \quad H_p = z_{wt} - z_{solo} \quad (2.16b)$$

e) Potencial mátrico

O potencial mátrico surge quando o solo se encontra na condição não saturada e é resultado de forças capilares e de adesão que passam a existir em virtude da interação entre água e a matriz do solo. As forças capilares são responsáveis pela retenção da água nos microporos dos agregados (agregação de partículas sólidas) e as forças de adesão são responsáveis pela retenção da água nas superfícies das partículas do solo.

Esses dois mecanismos de retenção da água no solo promovem uma redução na energia potencial da água livre, tornando o valor deste potencial negativo, caso o valor atribuído ao estado energético da água livre seja igual a zero. A veracidade desta afirmação pode ser demonstrada pelo fato de que, ao se colocar uma amostra de solo saturado em contato com uma amostra de solo não saturado, num mesmo plano horizontal, ela flui espontaneamente para esta última, comprovando, como em todas as situações, a tendência da água em mover-se de onde sua energia potencial é maior para onde ela é menor (de zero para valores negativos). Portanto, pode-se concluir que, ao se realizar um trabalho para liberar a água da influência das forças mátricas tornando-a livre, o que se faz é elevar o valor da energia potencial total da água no solo ao valor daquela da água livre.

Dessa forma, o potencial mátrico é a soma de todos os trabalhos que envolvem a interação entre a matriz do solo, como o trabalho capilar, forças de adesão e elétricas, levando a água a pressões menores do que a pressão ou potencial padrão da água. São, portanto pressões negativas e denominadas de tensões ou sucção. A contribuição de cada um desses tipos de força é tarefa difícil de ser quantificada. Uma expressão tradicionalmente utilizada para mensurar o potencial mátrico ou a sucção é apresentada a seguir:

$$\Psi_m = \frac{2\sigma \cos \gamma}{\rho_w g r} \quad \text{ou} \quad H_m = \frac{2\sigma \cos \gamma}{\rho_w g r} \quad (2.17)$$

onde Ψ_m é o potencial mátrico, em termos de energia por peso [L]; σ é a tensão superficial [MT⁻²]; γ é o ângulo de contato, em radianos; ρ_w é a massa específica da água [ML⁻³]; g é a aceleração da gravidade [LT⁻²] e r é o raio do menisco capilar [L].

A Equação 2.17 é uma forma particular da equação de Laplace para a capilaridade. O valor da

sucção é obtido pela diferença de pressão na interface de um menisco em função da tensão superficial e da curvatura de um ponto infinitesimal de uma superfície sinclástica. Esta equação será rerepresentada e detalhada na seção seguinte.

Além dos potenciais apresentados anteriormente, outros de menor significância, pelo menos para o objetivo deste trabalho, são os potenciais: osmótico (quando o solo apresenta membranas impermeáveis ou vasos vegetais – raízes), pneumático, termal etc. A Tabela 2.1 apresenta, em resumo, o sistema de unidades do potencial total da água no solo.

Tabela 2.1 – Sistema de unidades do potencial total da água no solo

Unidades	Nomenclatura	Símbolos	Dimensão	SI	Nome
Energia	E	J	ML^2T^{-2}	N.m	Joule
Energia/volume	ψ_t	Pa	$ML^{-1}T^{-2}$	N/m^2	Pascal
Energia/peso	H	m	L	J/N	Carga hidráulica

2.3.3 Capilaridade

É fato experimental que, colocando uma das extremidades de um tubo capilar de vidro dentro de um reservatório com água, observa-se que a água sobe no tubo e entra em repouso a uma determinada altura acima da superfície da água no recipiente. Por outro lado, se ao invés de água, for colocado mercúrio, observa-se que o nível de mercúrio dentro do tubo capilar se estabiliza a uma distância abaixo do seu nível no recipiente. No primeiro caso, diz-se ter ocorrido uma ascensão capilar e no segundo uma depressão. A explicação desses fenômenos capilares é feita com base numa propriedade associada com a superfície livre de qualquer líquido, denominada tensão superficial.

a) *Tensão superficial*

Na Física, a tensão superficial é um efeito que ocorre na camada superficial de um líquido que leva a sua superfície a se comportar como uma membrana elástica. É um fenômeno típico de uma interface líquido-gás responsável pela contractilidade da superfície dos líquidos.

Uma explicação para esse efeito é que as moléculas situadas no interior de um líquido são atraídas em todas as direções pelas moléculas vizinhas e, por isso, a resultante das forças que atuam sobre cada molécula é nula, ficando estas moléculas em equilíbrio. Entretanto, as moléculas próximas à superfície do líquido são atraídas para dentro da fase líquida, mais

densa, com forças maiores que as forças com que são atraídas para a fase gasosa, menos densa. Para compensar este desbalanceamento, as moléculas da superfície tendem para o interior do líquido, resultando, assim, uma contractilidade da interface líquido-gás. Este efeito é ilustrado na Figura 2.7, onde a superfície contrátil de um líquido é comparada com uma folha de papel quando puxada pelas extremidades.

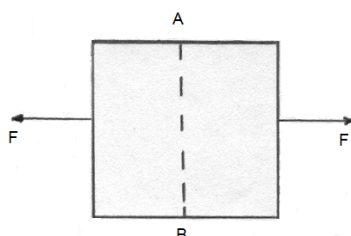


Figura 2.7 – Representação da tensão superficial

O trabalho realizado por esta força quando dividido pelo comprimento AB recebe o nome de coeficiente de tensão superficial, ou simplesmente, de tensão superficial e, pode ser indicado por:

$$\sigma = \frac{\text{energia}}{\text{área}} = \frac{\text{força} \times \text{distância}}{\text{área}} = \frac{\text{força}}{\text{comprimento}} \left[\frac{\text{N}}{\text{m}} \right] \quad (2.18)$$

$$\sigma = \frac{F}{2\ell} \quad (2.19)$$

em que σ é a tensão superficial e o algarismo 2 que aparece no denominador porque ambos os lados da folha de papel devem ser considerados. O valor do coeficiente de tensão superficial da água, a 20 °C é 0,073 N/m.

Portando, por definição, tensão superficial de um líquido é o trabalho por unidade de área gasto para distender a superfície de um líquido. Fazendo o comprimento 2ℓ igual à unidade, a Equação 2.19 torna-se:

$$\sigma = F \text{ (numericamente)} \quad (2.20)$$

Donde se pode concluir que a tensão superficial σ se manifesta na superfície de qualquer líquido como uma força contrátil F , tangente e numericamente igual ao trabalho necessário para trazer do interior para a superfície do líquido um número suficiente de moléculas para criar uma nova área unitária de superfície nova (Libardi, 2005).

b) Ângulo de contato

O ângulo de contato é denominação dada ao ângulo que a interface líquido-gás faz com a superfície do sólido no qual o líquido repousa. Ele é específico para cada sistema e depende das interações das três faces: líquido-gás, líquido-sólido e sólido-gás. A Figura 2.8 ilustra uma pequena gota de líquido repousando sobre uma superfície plana.

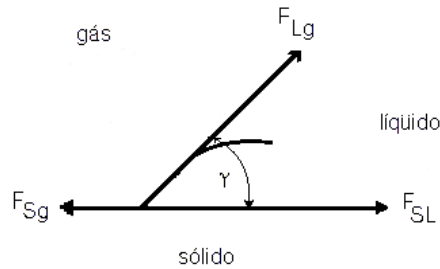


Figura 2.8 – Representação do ângulo de contato e das forças atuantes. Fonte: adaptado de Bear, 1972

A explicação para o ângulo de contato tem como base o fato de que a superfície de um líquido se encontra em equilíbrio somente quando a resultante das forças que atuam em suas moléculas for perpendicular à superfície. Considerando apenas as forças na horizontal, tem-se:

$$\Sigma F = 0 = F_{sl} - F_{sg} + F_{lg} \cos \gamma \quad (2.21)$$

onde F_{sl} é a força por unidade de comprimento na superfície sólido-líquido; F_{sg} é a força na superfície sólido-gás; F_{lg} é a força na superfície líquido-gás e γ é o ângulo de contato.

Sabendo que força por unidade de comprimento é numericamente igual à tensão, $F = \sigma$, então a Equação 2.21 pode ser reescrita, tal como:

$$\sigma_{sg} = \sigma_{sl} + \sigma_{lg} \cos \gamma \quad (2.21a)$$

A Equação 2.21a é conhecida como equação de Young. Manipulando-se esta equação para explicitar o ângulo de contato, obtém-se:

$$\gamma = \cos^{-1} \left(\frac{\sigma_{sg} - \sigma_{sl}}{\sigma_{lg}} \right) \quad (2.21b)$$

Operando o arco-cosseno da Equação 2.21b pode-se concluir que, quando a relação $(\sigma_{sg} - \sigma_{sl}/\sigma_{lg}) < 1$, o ângulo de contato γ tende a ser agudo e diz-se que o líquido molha o sólido e, quando a relação $(\sigma_{sg} - \sigma_{sl}/\sigma_{lg}) < -1$, o ângulo de contato γ tende a ser obtuso e diz-se que o líquido é repelido pelo sólido.

Os valores do ângulo de contato são compreendidos entre $0^\circ < \gamma < 180^\circ$. Um ângulo de contato igual a 0° representaria um espalhamento completo do líquido sobre o sólido ou um molhamento perfeito do sólido pelo líquido. Ao contrário, um ângulo de contato igual a 180° representaria um não molhamento ou rejeição total do líquido pelo sólido. O ângulo de contato de um dado líquido sobre um dado sólido é, geralmente, constante em dadas condições. Ele pode ser diferente em condições dinâmicas, isto é, quando o líquido se move com relação ao sólido. O ângulo de contato para a água pura sobre superfície plana, inorgânica, em geral, é próximo de zero, mas rugosidade ou impurezas absorvidas pela superfície, usualmente fazem γ diferir de zero (Reichardt e Timm, 2004).

c) Equação de Laplace para capilaridade

Há o fato de que, se uma superfície de um determinado líquido deixa de ser plana, é porque nela surge uma diferença de pressão em consequência da manifestação da tensão superficial. A superfície curva funciona como uma fronteira comum aos dois subdomínios contidos no poro, um ocupado pelo ar e outro ocupado pela água. A diferença entre as pressões destes subdomínios é denominada pressão capilar.

$$P_c = P_{ar} - P_w \quad (2.22)$$

Assumindo que o ar dentro do poro esteja a uma pressão atmosférica de referência, então a água exibirá uma pressão menor que a pressão atmosférica.

$$P_w = -P_c \quad \text{para} \quad P_{ar} = 0 \quad (2.23)$$

A determinação da pressão capilar é dada pela equação de Laplace, a qual foi desenvolvida a partir do balanço de forças em um ponto sobre uma superfície fluida, infinitesimal e curvada, como ilustrado pela Figura 2.9.

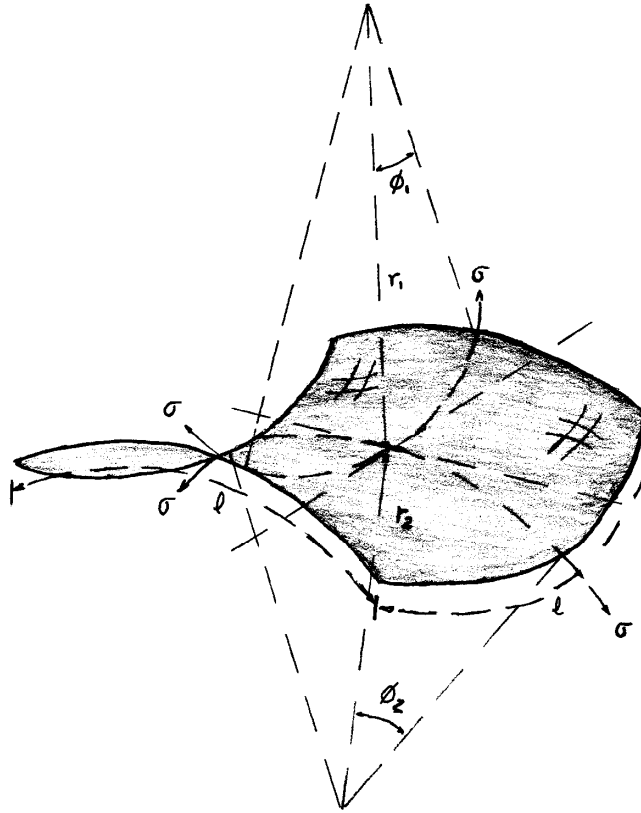


Figura 2.9 – Esquema de uma superfície líquida sinclástica

A superfície representa um pequeno segmento de uma interface curva de comprimento ℓ cujos ângulos ϕ_1 e ϕ_2 são ortogonais ao plano normal com os raios de curvatura r_1 e r_2 respectivamente. Pela Figura 2.9 é fácil perceber que esta resultante é perpendicular à superfície e vale:

$$F_1 = 2\sigma\ell \sin\phi_1 \quad (2.24)$$

Para um ϕ muito pequeno, vale a aproximação: $\sin(\phi_1) \approx \frac{\ell}{2r_1}$ e $\sin(\phi_2) \approx \frac{\ell}{2r_2}$, portanto:

$$F_1 = 2\sigma\ell \left(\frac{\ell}{2r_2} \right) \quad (2.25)$$

ou

$$F_1 = \sigma\ell^2 \left(\frac{1}{r_2} \right) \quad (2.25a)$$

Seguindo o mesmo raciocínio, a resultante F_2 valerá:

$$F_2 = \sigma \ell^2 \left(\frac{1}{r_1} \right) \quad (2.26)$$

Como $F = F_1 + F_2$, resulta:

$$F = \sigma \ell^2 \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.27)$$

Escrevendo a expressão anterior, em termos de pressão ($P = \text{força}/\text{área}$), tem-se:

$$P = \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.28)$$

Substituindo a Equação 2.24 na Equação 2.28 produz:

$$P_c = P_{ar} - P_w = \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.29)$$

ou

$$P_w = P_{ar} + \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.29a)$$

onde $P_c = \Delta P$ é a diferença de pressão entre a interface líquido-gás, também chamada de pressão capilar ou sucção; P_{ar} é a pressão no lado do ar; P_w é a pressão no lado do líquido; σ é a tensão superficial na interface líquido-gás e r_1 e r_2 são os raios principais da curvatura.

Fazendo $P_{ar} = 0$, obtém-se finalmente:

$$P_w = \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.30)$$

d) Modelo capilar tradicional

Sabe-se que a geometria dos espaços vazios de um solo é formada por numerosas combinações de interfaces, capilares e discontinuidades nos quais os filmes d'água ali

presentes criam uma variedade de ângulos de contato entre sólido-líquido e líquido-gás. É neste ambiente intersticial, sob a influência do campo das forças capilares, que a água se movimenta e/ou é absorvida pela superfície sólida. O entendimento completo dos mecanismos que afetam a água dentro da matriz porosa, ainda percorre caminhos obscuros e as limitações práticas constituem-se ainda em desafios. Sendo assim, é comum e aceitável que a representação dos poros seja feita por modelos conceituais mais simples e adequados à realidade do conhecimento humano. No modelo capilar tradicional a representação dos poros é feita por tubos cilíndricos conforme ilustrado na Figura 2.10 e mencionado no item 2.2. Essa aproximação permite que um tratamento físico-matemático da água no interior do tubo ou do poro seja bastante acessível, tal como descrito adiante.

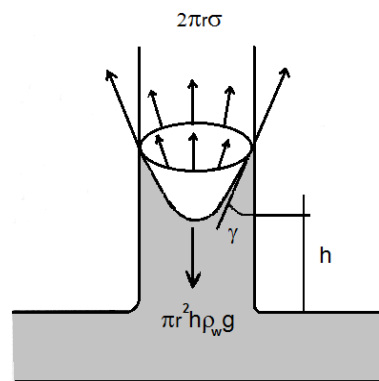


Figura 2.10 – Modelo capilar simples. Fonte: adaptado de Kirkham, 2005

Lembrando que a tensão superficial é definida por $\sigma = \text{força}/\text{comprimento}$ e sabendo que o comprimento do tubo é dado pela circunferência, $2\pi r$, logo a força normal agindo para cima, devido à tensão superficial, é igual a:

$$\uparrow F_1 = 2\pi r\sigma \cos \gamma \quad (2.31)$$

Já a força agindo para baixo devido ao peso da água contida no tubo é dada por:

$$\downarrow F_2 = -\pi r^2 h \rho_w g \quad (2.32)$$

Estando o sistema em equilíbrio, isto quer dizer que $\sum F = 0 \therefore F_1 = F_2$, então:

$$2\pi r\sigma \cos \gamma = \pi r^2 h \rho_w g \quad (2.33)$$

Rearranjando a expressão anterior, obtém-se:

$$h = \psi = \frac{2\sigma \cos \gamma}{\rho_w g r} \quad (2.34)$$

sendo h ou ψ expresso em termos de carga hidráulica [L].

Como exercício, a equação anterior pode ser desenvolvida nos seguintes termos: Partindo da equação de Laplace 2.30 e sendo o raio da curvatura do menisco igual ao raio do tubo, isto é, $r_1 = r_2 = r$, então a equação torna-se:

$$P_w = \frac{2\sigma}{r} \quad (2.35)$$

Escrevendo o raio da curvatura do menisco em termos do raio do tubo capilar, tem-se:

$$r = r_1 = \frac{r_2}{\cos \gamma} \quad (2.36)$$

Substituindo o valor de r na Equação 2.36 produz:

$$P_w = \frac{2\sigma \cos \gamma}{r} \quad (2.37)$$

Sabendo que a pressão da água exercida dentro do poro é dada por $P_w = \rho_w g h$, então, finalmente, a expressão iguala a Equação 2.34.

$$h = \frac{2\sigma \cos \gamma}{\rho_w g r}$$

Apesar da simplicidade desta abordagem, o modelo capilar simples é fundamental para o tratamento físico-matemático dos mecanismos dos fluidos imiscíveis num meio poroso. Porém, esta equação é válida apenas quando as considerações geométricas assumidas para o meio sejam prevaletes à geometria de um tubo capilar cilíndrico.

Modelos mais adequados à realidade da natureza dos espaços vazios e dos processos ali ocorridos têm sido propostos. A inclusão do mecanismo da absorção de água pelas paredes do meio e novas geometrias dos poros são abordados nestes modelos. Obviamente estes modelos são mais complexos do que o tradicional modelo capilar e têm, ainda, o seu emprego pouco

difundido. Um exemplo de um modelo diferente do modelo capilar tradicional é apresentado por Or e Tuller (1999) os quais propõem um modelo cuja representação dos poros é feita por células de geometria triangular ou quadrada, conectadas por canais cilíndricos regulares. Esta configuração dos poros oferece uma representação mais realista da natureza do espaço poroso, incluindo a possibilidade da fase líquida coexistir com a fase gasosa em um mesmo capilar para o mesmo potencial mátrico, acomodando tanto o processo da capilaridade quanto o processo da absorção da água pela matriz do solo. A Figura 2.11 ilustra um modelo capilar modificado.

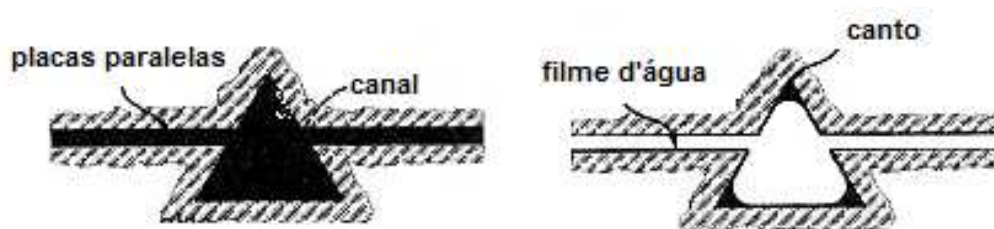


Figura 2.11 – Representação do modelo capilar modificado. Fonte: adaptado de Or e Tuller, 1999

2.3.4 Curva de retenção da água no solo

A curva de retenção de água no solo descreve a relação entre o conteúdo de água e o potencial mátrico em condição de equilíbrio. Nela estão contidas informações que traduzem a habilidade do meio em reter e conduzir água, a qual é fortemente influenciada, principalmente, pela massa específica e textura do solo, uma vez que a distribuição dos poros – proporção, tamanho e interconectividade – é associada a tais fatores. A curva de retenção é uma das mais importantes medidas da característica hidráulica do solo e é elementar na modelação do fluxo da água.

Da curva de retenção são definidos alguns parâmetros que merecem destaque: o conteúdo de água de saturação (θ_s), o conteúdo residual de água (θ_r) e o valor da sucção na entrada de ar, designado por (Ψ_{ar}), os quais são indicados na Figura 2.12.

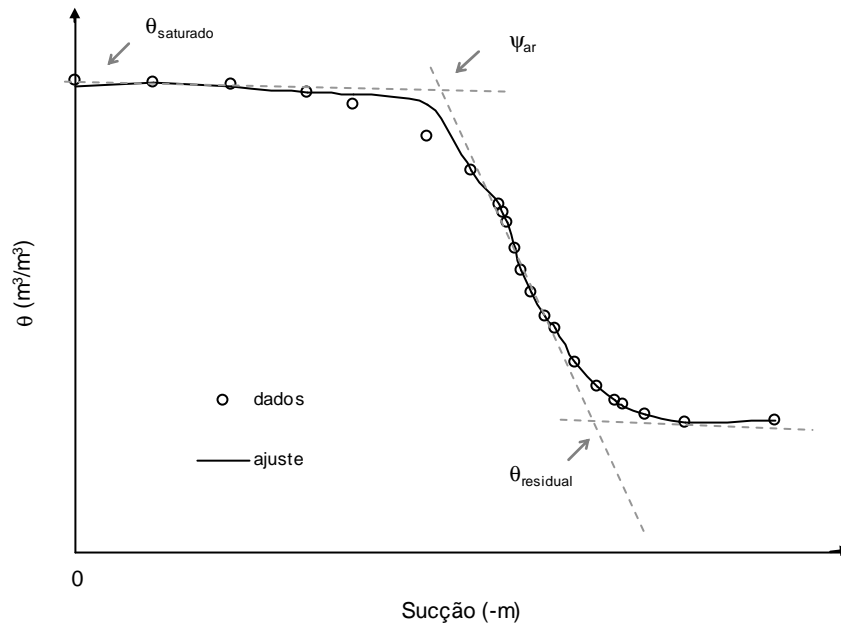


Figura 2.12 – Principais elementos de uma curva de retenção unimodal

A determinação das curvas de retenção é feita em laboratório seguindo trajetórias de drenagem – quando uma amostra previamente saturada é exposta a potenciais matriciais gradualmente maiores (negativamente), com sucessivas medidas desses valores em função do conteúdo de água de equilíbrio de cada estágio; ou de molhamento – quando uma amostra seca ao ar tem seu potencial matricial reduzido gradualmente, também com sucessivas medidas do potencial em função do conteúdo de água de equilíbrio em cada estágio. Os principais elementos das curvas de molhamento e drenagem são apresentados na Figura 2.13.

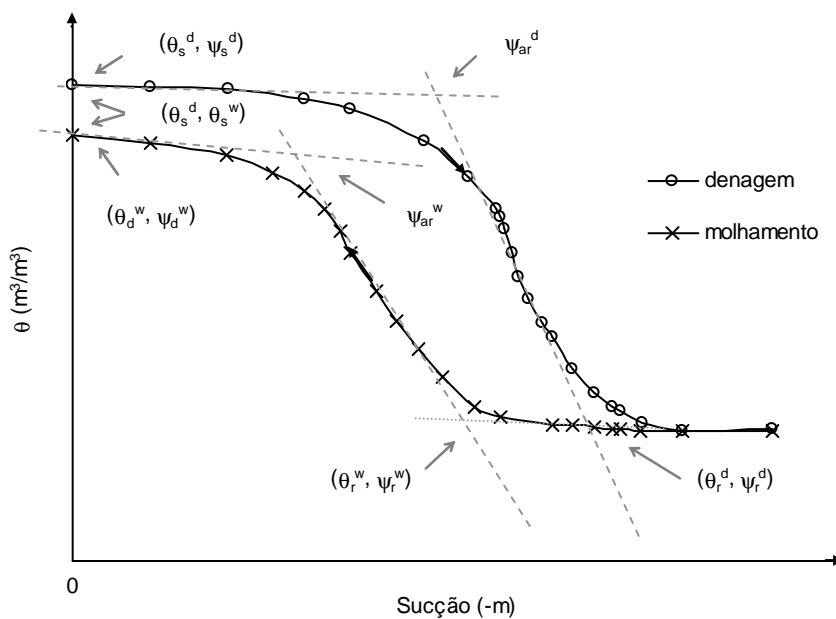


Figura 2.13 – Curvas típicas de retenção de água – drenagem e molhamento

Sendo que os sobrescritos d e w indicam as curvas principais de drenagem e molhamento, respectivamente e $(\theta_s^d - \theta_s^w)$ o conteúdo de ar residual entre os processos de drenagem e molhamento.

Um modelo hidráulico de um meio poroso deve ser capaz de descrever a maneira como os seus poros esvaziam e preenchem de água, por isso, é necessário conhecer tanto os parâmetros hidráulicos de molhamento como os de drenagem para representá-lo matematicamente.

Explorando a forma da curva de retenção apresentada anteriormente, podem-se identificar três estágios de drenagem. O primeiro estágio ocorre até o valor de entrada de ar (ψ_{ar}), onde praticamente todos os poros estão preenchidos com água. O segundo estágio ocorre no intervalo entre a pressão de entrada de ar (ψ_{ar}) e o ponto do início do conteúdo residual de água (θ_r). Este estágio é chamado de fase de transição cujo fluxo de água ocorre na fase líquida. Já no terceiro estágio, fase residual de drenagem, a continuidade da água nos poros é bastante reduzida chegando a ser interrompida ou descontínua dependendo do nível de sucção presente neste estágio. Revisões sobre o assunto são encontradas, por exemplo, nos trabalhos de: Cornelis *et al.* (2005) avaliam os principais modelos de curva de retenção unimodal a partir do coeficiente de determinação – R^2 , cujo modelo de van Genuchten foi aquele que apresentou maior valor de correlação; Leong e Rahardjo (1997) demonstram que grande parte das expressões analíticas dos modelos de curva de retenção são derivadas de uma equação genérica e que a construção de um modelo é, quase sempre, originada na variação de outro; Sillers *et al.* (2001) descrevem os atributos matemáticos de alguns modelos de curva de retenção, apresentando a significância de cada parâmetros e apontando as vantagens e desvantagens de cada um, e Zhou e Yu (2005) discutem os principais fatores que influenciam uma curva de retenção – efeito da água inicial e do estado de tensão etc.

É importante destacar, que a figura apresentada anteriormente ilustra uma curva de retenção unimodal na forma de ‘S’. Porém, sabe-se que além deste tipo clássico de curva de retenção, existem aquelas cujas formas são bimodais (curvas bimodais). Estas curvas são representativas de solos estruturados, como exemplo, solos lateríticos exibindo macroporos e agregações.

a) Modelos de curvas de retenção

Na literatura é apresentada uma vasta quantidade de modelos matemáticos para representar as

curvas de retenção para diferentes tipos de solos. Destacam-se os modelos de Gardner, 1956, citado Selker *et al.* (1999); Brooks e Corey, 1964, citado por Corey (1994); Haverkamp *et al.*, 1977; van Genuchten, 1980; Fredlund e Xing, 1994, dentre tantos.

Segundo Leong e Rahardjo (1997) grande parte das equações sugeridas para a curva de retenção é derivada da seguinte forma genérica:

$$a_1 \Theta^{b_1} + a_2 \exp(a_3 \Theta^{b_1}) = a_4 \psi^{b_2} + a_5 \exp(a_6 \psi^{b_2}) + a_7 \quad (2.38)$$

ou

$$a_1 S_e^{b_1} + a_2 \exp(a_3 S_e^{b_1}) = a_4 \psi^{b_2} + a_5 \exp(a_6 \psi^{b_2}) + a_7 \quad (2.38a)$$

onde $a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, a_6, a_7, b_1$ e b_2 são constantes; ψ é a sucção e Θ é o conteúdo volumétrico de água normalizado ou simplesmente $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$. Na Tabela 2.2 destacam-se as principais equações derivadas a partir da Equação 2.38a.

Tabela 2.2 – Equações de ajustes para curva de retenção

Equação	Simplificação	Termos Auxiliares	Origem
$S_e = \frac{1}{1 + \alpha \psi^n}$	$a_2 = a_5 = 0$ e $a_1 = a_7$ α e n – constantes	$a_4/a_1 = \alpha$ $b_1 = 1$ e $b_2 = n$	Gardner (1956)
$S_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda$	$a_2 = a_5 = a_7 = 0$ $b_1 = 1$	$b_2 = -\lambda$ $a_4/a_1 = \psi_b^\lambda$	Brooks e Corey (1964)
$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \psi)^n} \right]^m$	$a_2 = a_5 = 0$ e $a_1 = a_7$ α, m e n – constantes	$a_4/a_1 = \alpha^n$ $b_1 = m$ e $b_2 = n$	Van Genuchten (1980)

Fonte: adaptado de Leong e Rahardjo, 1997

b) Modelo de van Genuchten (1980)

Tem-se interesse maior na descrição da relação de van Genuchten (1980), uma vez que ela foi escolhida para retratar a habilidade hidráulica, transmissão e retenção de água, dos materiais utilizados neste trabalho. A relação é dada por:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha\psi|^n)^m} \quad (2.39)$$

onde n , m e α são constantes de ajustes, sendo [-] para as duas primeiras constantes e [L^{-1}] para a última; θ_s e θ_r são os conteúdos volumétrico de água na condição saturada e residual, respectivamente [L^3L^{-3}] e S_e é a saturação efetiva [-].

A estimação dos parâmetros de ajuste envolvidos na Equação 2.39 é obtida pela determinação da inclinação da curva no seu ponto médio, tal como ilustrado na Figura 2.14.

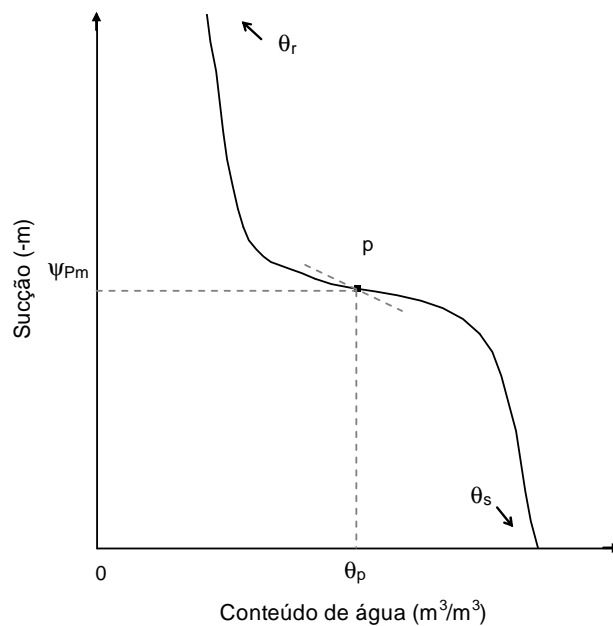


Figura 2.14 – Esquema gráfico do modelo de van Genuchten, 1980. Fonte: adaptado de van Genuchten, 1980

O ponto médio da curva é definido como sendo $\theta_p = (\theta_r + \theta_s)/2$, e sua inclinação é dada por:

$$S_p = \frac{1}{\theta_s - \theta_r} \left| \frac{d\theta}{d(\log \psi)} \right| \quad (2.40)$$

onde S_p é a inclinação da curva no ponto médio da curva.

O parâmetro n representa a distribuição e tamanho dos poros no solo. Quanto maior o valor deste parâmetro, maior será a uniformidade dos poros e mais inclinada é a forma da curva de retenção de água. A inclinação desta curva traduz na maneira como o meio armazena e transmite a água no seu interior. Uma curva muito inclinada delimita distintamente as zonas

de saturação e drenagem e a passagem da água de uma para a outra ocorre com pequenas variações no potencial mátrico. Geralmente, esse comportamento é exibido pelos solos eminentemente arenosos. Do contrário, o movimento da água é mais lento e a variação no potencial mátrico é significativa para solos francamente argilosos. O formato da curva é fortemente influenciado por esse parâmetro, o qual pode ser estimado pela expressão.

$$n = \left\{ e^{(0,8S_p)} \left(\frac{0,5755}{S_p} + \frac{0,1}{S_p^2} + \frac{0,025}{S_p^3} \right) \right\}^{-1} \quad (2.41)$$

A determinação do tamanho e a distribuição dos poros no solo pressupõem a aceitação do modelo físico da teoria capilar simples como representativo do espaço poroso deste meio e a definição do tamanho dos poros faz-se pela identificação dos diâmetros cilíndricos equivalentes, normalmente estimados a partir da derivada primeira da curva de retenção de água e tem seu valor condicionado a uniformidades dos poros. O detalhamento desta técnica pode ser encontrado em Libardi, 2005; Reichardt e Timm, 2004 etc.

O parâmetro α é a constante de ajuste relativa ao valor inverso da sucção quando o ar entra no solo (ψ_{ar}) e é igual ao ponto de inflexão da curva. É um parâmetro que afeta pouco o formato e a inclinação da curva de retenção, porém é responsável pelo deslocamento horizontal da curva e, conseguinte, do valor da sucção de entrada de ar. Quanto menor o valor deste parâmetro, maior será o valor da sucção de entrada de ar (ψ_{ar}) e maior quantidade de água deverá ser armazenada no meio. Caso contrário, diz-se o inverso. Este parâmetro pode ser estimado pela expressão:

$$\alpha = \frac{1}{\psi_{pm}} \left(2^{\frac{n}{n-1}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \quad (2.42)$$

onde ψ_{pm} é o valor da sucção no ponto de inflexão da curva de retenção de água.

Já o parâmetro m é relativo à assimetria da curva. Pequenos valores deste parâmetro resultam em curvas com moderada inclinação na zona de baixo potencial (zona de saturação) e inclinações acentuadas na zona de alto potencial (zona de drenagem). Para a maioria dos tipos de solos, os parâmetros n e m são relacionados a partir da relação de Mualem (1976), a qual é dada por:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad n > 1 \quad (2.43)$$

Combinando a Equação 2.43 com o modelo devido a Mualem (1976), obtém-se a função da condutividade hidráulica na condição não saturada, tal como:

$$K(\psi) = K_s S_e^{0,5} \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right)^2 \quad (2.44)$$

sendo S_e a saturação efetiva [-] e $K(\psi)$ e K_s as condutividades hidráulicas na condição não saturada e saturada, respectivamente [LT^{-1}].

Enfim, pode-se concluir que o esquema gráfico é baseado na inclinação do ponto médio da curva e para n suficientemente grande, m se aproxima de 1 e α é aproximadamente igual ao valor inverso de ψ_{pm} .

Existem vantagens e desvantagens neste modelo, tais como: a utilização de três parâmetros de ajustes permite uma boa adequação dos dados para uma grande variedade de tipos de solos e o efeito de um parâmetro pode ser distinguido a partir do efeito dos dois outros parâmetros. Porém, a magnitude dos valores de n e m pode variar um pouco, dependendo da convergência do procedimento de ajuste considerado, ou seja, os parâmetros não têm tanto significado físico.

c) Método de obtenção da curva de retenção

Dentre os diversos métodos para obtenção da curva de retenção de água de um solo, apenas o do funil de Haines (ou da pedra porosa) é aqui apresentado, haja vista que ele foi empregado no trabalho. Este foi originariamente desenvolvido por Haines em 1930. O equipamento consiste de um funil dotado de uma placa porosa, conectado a um tubo flexível contendo um dispositivo para manter o nível de água constante, tal como apresentado na Figura 2.15. Este equipamento é utilizado para determinar, de maneira direta, a relação entre o conteúdo de água e o potencial mátrico e, por conseguinte, obter a curva de retenção de água da amostra de solo de interesse.

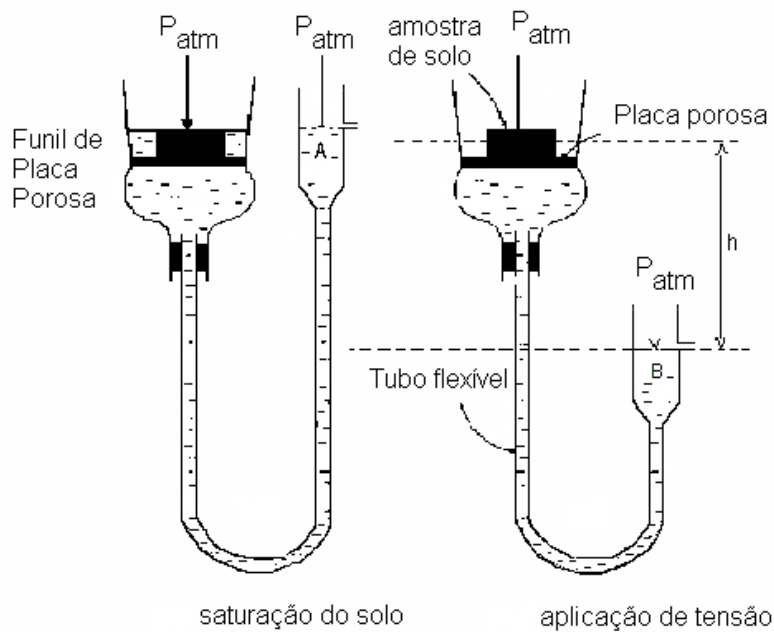


Figura 2.15 – Esquema do funil de Haines. Fonte: adaptado de Libardi, 2005

Novamente seguindo o raciocínio de Libardi (2005) e explorando a figura anterior, tem-se que o potencial total do ponto A e do B é, respectivamente, dado pelas seguintes expressões:

$$\psi_t(A) = P_{atm} + \rho_w g z_a \quad (2.45)$$

e

$$\psi_t(B) = (P_{atm} - \rho_{ar} g h) + \psi_m + \rho_w g z_b \quad (2.46)$$

sendo ψ_t o potencial total [$ML^{-1}T^{-2}$]; ψ_m o potencial mátrico [$ML^{-1}T^{-2}$]; ρ_w e ρ_{ar} as massas específicas da água e do ar, respectivamente [ML^{-3}]; P_{atm} a pressão atmosférica [$ML^{-1}T^{-2}$]; g a aceleração da gravidade [LT^{-2}] e z a posição dos pontos A e B [L].

Da igualdade entre as Equações 2.45 e 2.46 obtém-se:

$$\psi_m = \rho_w g(z_a - z_b) + \rho_{ar} g h \quad (2.47)$$

De acordo com o que é apresentado na Figura 2.15, $(z_a - z_b) = -h$; dessa forma:

$$\psi_m = -\rho_w g h + \rho_{ar} g h \quad (2.48)$$

Uma vez que $\rho_{ar} \ll \rho_w$, ρ_{ar} é normalmente desconsiderado, logo:

$$\psi_m \cong -\rho_w g h \quad (\text{energia/volume}) \quad (2.43)$$

Dividindo a equação anterior pelo termo $\rho_w g$, termo constante, o resultado será expresso em unidade de carga hidráulica [L].

$$\psi_m \cong -h \quad (2.49)$$

ou simplesmente

$$\psi \cong -h \quad (2.49a)$$

Assim, uma curva de retenção da água no solo é obtida variando-se o valor de h e medindo-se a umidade que permanece na amostra para cada valor de h . Alguns aspectos importantes devem ser observados para a acurácia do método, tais como: a manutenção da conexão hidráulica entre o material testado e a pedra porosa e uma eficiente saturação da amostra.

d) Fatores que afetam a curva de retenção

Voltando à Figura 2.13, observa-se que a relação entre o conteúdo e potencial da água no solo à medida que o solo seca, é diferente da mesma relação determinada à medida que o solo é umedecido. Em geral, a curva de retenção não é única, seja para um grupo similar de solo ou até mesmo para um tipo individual de solo. A forma e a posição da curva dependem, além das propriedades do solo em questão, do histórico dos eventos de molhamento e drenagem ao qual o material foi submetido. Um mesmo solo pode conter diferentes quantidades de água para um mesmo potencial mátrico. Este comportamento diferenciado das trajetórias das curvas de secagem e de umedecimento é conhecido por histerese. Vários fatores são atribuídos ao fenômeno da histerese, dentre eles destacam-se:

- *desuniformidade do tamanho dos poros*: quando o solo é umedecido, alguns poros de menor tamanho não são preenchidos, deixando o ar aprisionado, o que impede a entrada da água. Alguns macroporos em um solo podem estar cercados apenas por microporos, criando o efeito gargalo de garrafa (*inkbottle effect*). Neste caso, o macroporo não será drenado até que o potencial mátrico seja baixo o suficiente para esvaziar os poros menores que o cercam;
- *expansão e contração da matriz do solo*: solos suscetíveis às mudanças na sua estrutura durante os ciclos de molhamento e drenagem;

- *variação no ângulo de contato*: diferença dos ângulos de contato na interface da partícula sólida e líquido durante os eventos de molhamento e drenagem (efeito dinâmico do ângulo de contato).

A Figura 2.16 apresenta os principais mecanismos causadores da histerese na curva de retenção.

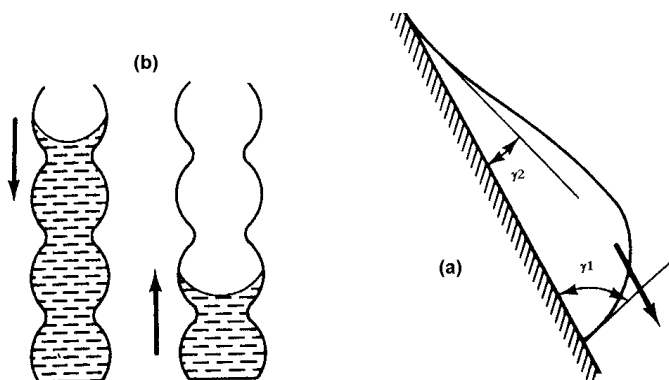


Figura 2.16 – Mecanismos causadores da histerese na curva de retenção: efeito do ângulo de contato (a) e efeito gargalo de garrafa (b). Fonte: adaptado de Bear, 1979

2.4 Movimento da água no solo

Até o momento o sistema solo foi tratado na condição de equilíbrio cuja energia potencial total é constante em qualquer ponto do sistema e o fluxo de fluidos não ocorre. Saindo desta condição, sabe-se que o movimento da água no solo é devido à diferença de potencial total entre dois pontos no sistema e a água tende a se mover a partir de regiões de maior potencial para regiões de menor potencial a uma velocidade que depende da resistência hidráulica do meio. Noutras palavras, Childs (1969), diz que a taxa de fluxo da água no solo é condicionada pela força hidráulica agindo em cada elemento do volume de solo e pela resistência ao fluxo oferecido pelos poros.

A temática do fluxo da água subterrânea é tão ampla que é didático dividi-la em duas categorias: fluxo da água nos solos saturados e não saturados. Em ambos os casos, o fluxo da água é governado pelo mesmo mecanismo, entretanto, a presença da fase do ar (gasosa) requer adicionais considerações para o caso de fluxos da água nos solos não saturados. Uma importante diferença surge quando se tenta caracterizar o fluxo da água nestes meios geológicos. No caso dos solos saturados, considera-se que todos os poros do solo participam do fluxo, salvo algumas exceções: em argilas compactadas e outros solos de textura fina. Com

essa suposição a quantificação do fluxo da água torna-se fácil. Por outro lado, no caso dos solos não saturados, presume-se que apenas um número limitado de poros esteja saturado com água e que somente estes poros participam no fluxo da água. O fluxo não saturado é extremamente dependente da relação entre o estado energético da água e o volume de poros que a conduzem.

2.4.1 Lei de Darcy

Henry Darcy, em 1857, foi o primeiro a estabelecer uma equação para quantificar o movimento de água em materiais porosos saturados. Ele afirmou que a quantidade de fluxo de água através do meio poroso é proporcional à perda de carga e inversamente proporcional ao comprimento do caminho do fluxo. A verificação experimental desta afirmação pode ser realizada escoando-se uma quantidade de água durante certo período de tempo, ou seja, uma vazão (Q), através de um cilindro com área de seção transversal (A), cheio de areia e tendo tomadas cargas totais nos piezômetros separados por uma distância (L).

As cargas totais, ou potenciais dos fluidos, acima de um plano de referência, podem ser expressas pela equação de Bernoulli, tal como:

$$\frac{P_1}{\rho_w g} + \frac{v_1^2}{2g} + z_1 = \frac{P_2}{\rho_w g} + \frac{v_2^2}{2g} + z_2 + \Delta h \quad (2.50)$$

onde P é a pressão [$ML^{-1}T^{-2}$]; ρ_w é a massa específica da água [ML^{-3}]; v é a velocidade de fluxo [LT^{-1}]; g é a aceleração da gravidade [LT^{-2}]; z é a elevação [L] e Δh é a perda de carga [L].

Uma vez que as velocidades em meios porosos são usualmente baixas, as cargas devidas a elas podem ser desprezadas sem erro apreciável, sendo a perda de carga calculada pela expressão:

$$\Delta h = \left(\frac{P_1}{\rho_w g} + z_1 \right) - \left(\frac{P_2}{\rho_w g} + z_2 \right) \quad (2.51)$$

A Figura 2.17, amplamente encontrada na literatura, esquematiza a expressão acima.

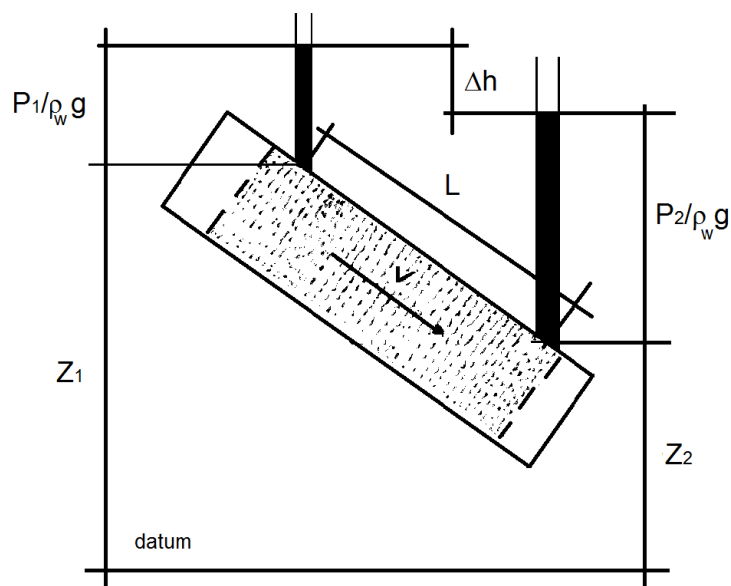


Figura 2.17 – Distribuição de pressão e perda de carga através de uma coluna de areia

Dessa maneira, as medidas de Darcy mostram que existem as seguintes proporcionalidades:

$$Q \propto A; \quad Q \propto \Delta h \quad \text{e} \quad Q \propto \frac{1}{L} \quad (2.52)$$

sendo Q a vazão da água [$L^3 T^{-1}$]; A a seção transversal [L^2]; h a perda de carga [L] e L o comprimento [L].

Substituindo a proporcionalidade por uma constante K , tem-se a equação:

$$Q = KA \frac{\Delta h}{L} \quad (2.53)$$

Expressando-a em termos gerais, tem-se:

$$Q = KA \frac{dh}{dL} \quad (2.53a)$$

sendo a relação dh/dL o gradiente hidráulico.

A Equação 2.53a representa a Lei de Darcy a qual pode ser escrita simplesmente como:

$$q = \frac{Q}{A} = \frac{V}{At} = K_s \frac{dh}{dL} \quad (2.54)$$

ou

$$\vec{q} = -K_s \vec{\nabla} H \quad (2.54a)$$

em que q representa a densidade de fluxo, também chamada de velocidade de Darcy [LT^{-1}]; K_s é a condutividade hidráulica saturada [LT^{-1}] e H é o gradiente hidráulico, em termos de potencial total da água [LL^{-1}]. O sinal negativo indica que o fluxo é em direção das cargas ou potenciais descendentes.

2.4.2 Equação de Richards

Diferentemente da situação anterior, a condição mais comum de meio poroso não é aquela em que seus poros estejam sempre saturados, mas sim, quando a quantidade de líquido é insuficiente para preencher todos os poros e a presença da fase gasosa modifica drasticamente o fluxo de água, o qual é descrito como fluxo capilar (Corey, 1994). Diante da evidência experimental de que o fluxo não saturado obedece à Lei de Darcy, com uma condutividade hidráulica diferente daquela do fluxo saturado, Edgar Buckingham, em 1907, propôs uma equação, estendendo a equação de Darcy para os solos não saturados, tal como escrito a seguir.

$$\vec{q} = -K(\psi) \vec{\nabla} H \quad (2.55)$$

onde q é a densidade de fluxo [LT^{-1}]; $K(\psi)$ é a condutividade hidráulica em função da sucção [LT^{-1}] e H é o gradiente hidráulico, em termos de potencial total da água [LL^{-1}].

Lorenzo Richards, em 1928 e 1931, consolidou os esforços dos autores anteriores combinando a Equação 2.55 com o princípio da conservação de massa, formulando uma equação geral para o movimento da água em um meio poroso parcialmente saturado. Um possível desenvolvimento para chegar à forma tradicional da equação de Richards é demonstrado a seguir.

Partindo da definição da massa específica do fluido ou da água e do conteúdo volumétrico de água, tem-se:

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} \quad (2.56)$$

e

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (2.57)$$

em que M_w é a massa de água; V_w é o volume de água e V_t é o volume total ou volume de controle. A massa de água armazenada no volume de controle é dada pelo produto de ρ_w e θ , isto é:

$$\rho_w \theta = \frac{M_w}{V_w} \cdot \frac{V_w}{V_t} = \frac{M_w}{V_t} \quad (2.58)$$

Sendo assim, a variação da massa de água armazenada no volume de controle com o tempo deverá ser igual à velocidade de descarga da água para que a massa de água se conserve dentro do volume de controle (Lei da conservação de massa). Dessa maneira, o fenômeno aqui em questão é expresso, tal como a seguir.

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} = -\vec{\nabla}(\rho_w \vec{q}) \quad (2.59)$$

O termo do lado esquerdo da expressão representa a variação da massa de água com o tempo e o termo do lado direito representa o fluxo de massa de água viajando através do meio poroso.

Lançando mãos da Lei de Darcy-Buckingham e substituindo a Equação 2.55 na Equação 2.59, obtém-se:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} = +\vec{\nabla} \left[\rho_w K(\psi) \vec{\nabla} H \right] \quad (2.60)$$

Assumindo que a variação a massa específica do fluido ρ_w é infinitamente menor do que a variação do conteúdo volumétrico de água θ em relação ao tempo, logo ρ_w será constante, tal como:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} \approx \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2.61)$$

Dessa forma a consideração torna possível reescrever a Equação 2.60 da seguinte forma:

$$\rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \left[\rho_w K(\psi) \vec{\nabla} H \right] \quad (2.62)$$

Expandindo a Equação 2.62 obtém-se:

$$\rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (2.62a)$$

Da definição do potencial total da água no solo, em termos de carga hidráulica, considerando apenas o potencial mátrico e gravitacional, isso equivale a $H = \psi + z$. Por convenção, a superfície do terreno é a referência, sendo positivo se o nível estiver acima do nível de referência, e negativo se estiver abaixo. Então, a coordenada de posição z orientada a partir da superfície do terreno para baixo produz $H = \psi - z$, e a Equação 2.64a toma a seguinte forma depois de H ser substituído:

$$\rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial(\psi - z)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial(\psi - z)}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial(\psi - z)}{\partial z} \right] \quad (2.63)$$

Operando as derivadas parciais, quanto aos eixos x , y e z , obtém-se:

$$\rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_w K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - \rho_w K(\psi) \right] \quad (2.64)$$

Valendo da simplificação cuja massa específica do fluido ρ_w é assumida constante no espaço e no tempo, então, dividindo ambos os lados da Equação 2.64, obtém-se, finalmente, a expressão que representa a equação de Richards.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K(\psi) \right] \quad (2.65)$$

em que $\partial \theta / \partial t$ representa a taxa de variação do conteúdo de água com o tempo [T^{-1}]; $K(\psi)$ é a condutividade hidráulica em função da sucção, ou na condição não saturada [LT^{-1}]; ψ é a sucção mátrica [L] e z é a coordenada vertical, orientada para baixo [L].

As premissas e as simplificações que levaram a obter a Equação 2.65, são, a saber:

1. As propriedades da água, sobretudo a massa específica e viscosidade, devem ser as mesmas em qualquer tempo e posição no solo – fluido incompressível e condições isotérmicas;
2. O movimento de ar não deve influenciar o movimento de água – fase gasosa contínua e com pressão constante;
3. Não deve haver rearranjo das partículas do solo durante o fluxo de água – meio rígido, contínuo, homogêneo e isotrópico;
4. O movimento de gases (fluxo de vapor) no solo é desconsiderado;
5. A história das trajetórias de tensões na água, o fenômeno da histerese, é negligenciada;
6. Apenas o potencial mátrico e o gravitacional foram considerados.

Por simplicidade, considerando o fluxo de água preferencialmente na direção vertical, a Equação 2.65 se reduz a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} K(\psi) \quad (2.66)$$

A Equação 2.66 pode ser escrita com as variáveis em função da sucção, tal como:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} K(\psi) \quad (2.67)$$

onde $C(\psi)$ é o armazenamento específico de água [L^{-1}] e tem a forma:

$$C(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \rightarrow \partial \theta = C(\psi) \partial \psi \quad (2.68)$$

A Equação 2.67 é apresentada em diversas oportunidades, por exemplo, no trabalho de Kool *et al.*, 1985. Tal equação diferencial envolve as derivadas parciais da função incógnita (ψ), cuja entidade física é função de duas variáveis: o espaço e o tempo. A dependência dos parâmetros $C(\psi)$ e $K(\psi)$ com a entidade física manifesta o caráter não-linear da equação. Além disso, sua solução requer o conhecimento das relações entre o conteúdo de água (θ), condutividade hidráulica (K) e da sucção (ψ).

É possível resolver esta equação tanto analítica, semi-analítica e numericamente. Existe uma grande variedade de soluções analíticas as quais buscam a linearização da equação de Richards e das propriedades hidráulicas do meio poroso, geralmente, pelo emprego das transformadas de Laplace, Kirchhoff e Boltzmann, cuja equação diferencial é substituída por equações algébricas, de modo a obter a solução do problema sem a necessidade direta do cálculo das integrais e derivadas envolvidas na solução geral da equação diferencial. Nesta categoria, incluem-se vários trabalhos, por exemplo: Gardner (1958) e Barontini *et al.* (2006) empregam a transformada de Laplace; Varado *et al.* (2006) transformam as funções potenciais do modelo constitutivo de Brooks e Corey por uma integral da condutividade hidráulica – potencial de Kirchhoff; Matthews *et al.* (2004) utilizam a equação de Burgers (onde $D \cong 1$ e $K = \theta^2$) na avaliação da solução numérica de solos estratificados, e Warrick (1974) e Warrick *et al.* (1991) publicaram uma solução analítica cuja equação foi linearizada em função do conteúdo de água. Estas soluções são empregadas e exequíveis para resolver casos mais simples e particulares e, a adoção de amplas simplificações restringe, quase sempre, sua aplicabilidade aos solos homogêneos submetidos às específicas condições iniciais e de contorno: por exemplo, perfil de umidade do solo inicialmente seco e fluxo constante na superfície do solo, dentre outras.

Já as soluções semi-analíticas resolvem parte da equação diferencial por aproximação analítica e parte por métodos numéricos. Comparada aos métodos puramente analíticos, abrangem um maior número de casos de fluxos da água em meio porosos, porém, ainda estes problemas devem ser relativamente simples. Philip e Knight (1974) é exemplo clássico do emprego desta solução.

Por fim, as soluções numéricas podem lidar com problemas de fluxo mais bem elaborados, incluindo a heterogeneidade espacial, eventos cíclicos nas condições de contorno e operações com fenômeno da histerese, tornando o modelo proposto para investigação do fluxo de água num meio poroso o mais próximo do real. Tradicionalmente, os métodos das diferenças finitas e dos elementos finitos são os mais empregados cujo domínio do fluxo é dividido em células e a equação diferencial, bem como, as condições de contorno são aproximadas por equações algébricas. Geralmente, estes são acoplados com o algoritmo de Euler implícitos ou explícitos, atrasados no tempo, cujas equações algébricas não-lineares são, usualmente, resolvidas pelas técnicas iterativas de Picard e Newton (Celia *et al.*, 1990; Haverkamp *et al.*, 1977; van Genuchten, 1980; Vasconcellos e Amorim, 2001 e outros).

Por outro lado, Manzini e Ferraris (2004) empregaram o método dos volumes finitos para resolver a equação de Richards. Segundo os autores, o método se mostrou uma técnica de aproximação bastante competitiva e apropriada para simulação de fluxos que exibem variações abruptas no gradiente hidráulico, como é o caso do fenômeno da infiltração da água em solos estratificados exibindo barreira capilar.

Dentre as hipóteses simplificadoras adotadas no modelo matemático, conforme mencionado anteriormente, talvez a não consideração do fenômeno da histerese seja a mais significativa. A dependência da condutividade hidráulica (K) e do potencial da água (H) com a coordenada de posição (z) é uma questão ainda a ser resolvida. A histerese é um comportamento exibido na curva de retenção do solo, cuja relação entre o conteúdo e potencial da água no solo, à medida que o solo seca, é diferente da mesma relação determinada à medida que o solo é umedecido. Em geral, a curva de retenção não é única, seja para um grupo similar de solo ou até mesmo para um tipo individual de solo. A forma e a posição da curva dependem, além das propriedades do solo em questão, do histórico dos eventos de molhamento e drenagem ao qual o material foi submetido. Um mesmo solo pode conter diferentes quantidades de água para um mesmo potencial mátrico. Revisões sobre o assunto são documentadas nos trabalhos (Bear, 1979; Hillel, 1998; Jury e Horton, 2004 etc.).

Apesar de que, nas últimas décadas várias rotinas numéricas com diferentes esquemas tenham sido desenvolvidas para resolver a equação de Richards, o caráter não-linear das funções hidráulicas do solo, a mudança abrupta das condições de umidade perto da superfície do solo e as condições de heterogeneidade dos solos constituem as principais dificuldades para a resolução desta equação. E ainda, associadas às dificuldades, o sucesso do cálculo do fluxo de água no solo dependerá da estrutura do esquema numérico e da aplicação do passo de tempo e do tamanho da malha a ser adotada (van Dam e Fedds, 2000).

2.4.3 Relações constitutivas para condutividade e conteúdo de água

Conforme discutido anteriormente, a resolução da equação de Richards necessita que as relações entre o conteúdo volumétrico da água no solo (θ), a sucção (ψ) e a condutividade hidráulica (K) sejam estabelecidas. Estas relações são dadas por funções experimentais obtidas a partir das correlações entre a curva de retenção e as propriedades hidráulicas dos solos e, constitui-se em modelos matemáticos (relações constitutivas) que, após ajustes de algum tipo de equação aos dados experimentais, qualificam o comportamento hidráulico dos solos. Dentre tantas, as mais usuais são apresentadas na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Principais funções hidráulicas

Modelo	Função do conteúdo de água	Função da condutividade hidráulica
Gardner (1956), citado por Selker <i>et al.</i> (1999)	$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + \alpha\psi^n}$ $\theta(\psi) = \theta_s$	$\psi < 0$ $\psi \geq 0$ $K(\psi) = K_s \exp(\alpha\psi)$
Brooks e Corey (1964), citado por Corey (1994)	$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda$ $\theta(\psi) = \theta_s$	$\psi < \psi_b$ $\psi \geq \psi_b$ $K(\psi) = K_s (\alpha\psi)^{-2-5\lambda/3}$
Van Genuchten (1980)	$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + \alpha\psi ^n]^m}$ $\theta(\psi) = \theta_s$	$\psi < 0$ $\psi \geq 0$ $K(\psi) = K_s S_e^{0.5} \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right)^2$

2.4.4 Modelo de histerese

É fato experimental que a forma da curva de retenção de água para materiais histeréticos depende se tais materiais experimentaram processos de molhamento e secagem. O mecanismo da histerese ainda permanece incerto e, provavelmente, é fruto da combinação dos efeitos de gargalo de garrafa e da variação dos ângulos de contato. Tais mecanismos são de escala dependente, com o efeito de gargalo de garrafa agindo no espaço dos poros definido pelo arranjo entre as partículas (escala macroscópica) e o efeito da variação do ângulo de contato agindo nos contatos individuais das partículas (escala microscópica). Devido à disparidade de escalas, o efeito de gargalo de garrafa é, provavelmente, mais importante numa situação que o conteúdo de água presente num solo é alto e quando os poros maiores começam a ser preenchidos pela água. Por outro lado, a histerese no ângulo de contato é mais importante quando o conteúdo de água presente no solo é muito baixo e a água esteja na forma de um menisco descontínuo entre os contatos das partículas (água pendular).

A histerese é bem reconhecida e talvez tenha sido R. H. Everett em 1953, um dos primeiros a dar um tratamento formal para o fenômeno – modelo de domínio independente, o qual pressupõe que o enchimento e/ou esvaziamento de um poro é determinado, exclusivamente, a partir de sua geometria, independente da conexão que ele tem com os poros vizinhos. Daí a razão do nome do referido modelo.

A grande dificuldade da previsão do movimento da água em um meio poroso é, talvez, a inclusão do fenômeno da histerese em um modelo computacional. Até onde se sabe, existem pelo menos duas possibilidades para isso. A primeira possibilidade, e a mais realista, é fazer

com que a condutividade hidráulica do meio poroso varie, tanto no tempo como no espaço, mediante a inclusão deste fenômeno na equação governante do fluxo de água, por exemplo, nos trabalhos de Marinoschi, 2008 e Schweizer, 2010. Devido à complexidade matemática, sua implementação computacional é quase sempre renegada.

A segunda possibilidade que contorna parcialmente o problema é o uso da curva de molhamento quando os fenômenos de infiltração são descritos; e a curva de drenagem em fenômenos de secamento, como no caso da evaporação. Quando os dois fenômenos ocorrem simultaneamente, por exemplo, na redistribuição da água, o problema torna-se difícil e na maioria das vezes a histerese precisa ser desprezada. Nesta categoria se concentra as maiores contribuições, tais como:

Mualem (1974) descreve um modelo conceitual da histerese capilar a partir de um diagrama do processo de molhamento e drenagem de um poro. Mualem (1977) apresenta um modelo cuja relação entre a curva de molhamento e de drenagem é dada pela equação $S_e^w = 1 - [1 - S_e^d(\psi)]^{1/2}$, onde S_e^d e S_e^w são a saturação efetiva ao longo da curva principal de drenagem e de molhamento, respectivamente.

Jaynes (1984) descreve quatro métodos (*Linear, Points, Slope e Model II*) para calcular a histerese na relação solo-água a partir do diferencial do armazenamento específico de água $C = d\theta/d\psi$. Os métodos foram comparados usando a expressão $\theta^{t+1} = \theta^t + C(\psi^{t+1} - \psi^t)$ para o cálculo do novo conteúdo de água, onde C é pertinente a cada método, a função da condutividade hidráulica foi representada por $K(\theta) = a\theta^n$ e o trabalho experimental de Gillham *et al.* de 1976 foi utilizado como referência. O autor concluiu que: (i) apesar da tendência geral da forma e posição da frente de molhamento ser perfeitamente comparada à referência, os resultados apresentaram significativas diferenças à medida que vários ciclos de drenagem e molhamento foram simulados; e, (ii) o principal problema é o cálculo do diferencial do armazenamento específico de água da equação de Richards, cuja natureza histerética de $\theta(\psi)$ faz com que o valor de C seja dependente do tipo e do estado de tensão do solo, bem como, do histórico de molhamento e de drenagem que o material experimenta.

Hogarth *et al.* (1988) apresentam um modelo cuja relação entre as curvas é dada por $\theta_d(\psi, \psi_1) = \theta_w(\psi) - (\psi - \psi_1)d\theta/d\psi$ e o armazenamento específico de água é calculado pela expressão $C(\psi - \psi_2) = \theta_d(\psi, \psi_1) - \theta_d(\psi)$, onde o subscrito 1 designa o ponto localizado na

curva de molhamento quando a drenagem se inicia e o subscrito 2 representa o ponto localizado na curva de drenagem quando o processo de molhamento é iniciado.

Este fenômeno tem se mostrado ser um importante processo em diferentes ocasiões, por exemplo: na oscilação cíclica da água na zona capilar mediante flutuação do lençol freático (Werner e Lockington, 2003; Nielsen e Perrochet, 2000) e na infiltração da água em perfis geológicos estratificados exibindo barreira capilar (Lee, 2007; Yang *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2009).

a) Modelo de Kool e Parker (1987)

Em particular, o modelo de Kool e Parker (1987) é detalhado, visto a intenção de incorporá-lo no código computacional, pois é compatível com o modelo hidráulico adotado no trabalho, admite ser empregado com ausência de dados e ainda ser relativamente simples de implementação. O método representa o fenômeno da histerese nas propriedades hidráulicas do solo e baseia-se na combinação, delicada e sofisticada, dos modelos de van Genuchten (1980) e das expressões de Scott *et al.* de 1983. A Figura 2.18 esquematiza as peculiaridades do referido método e sua descrição pode ser feita da seguinte maneira.

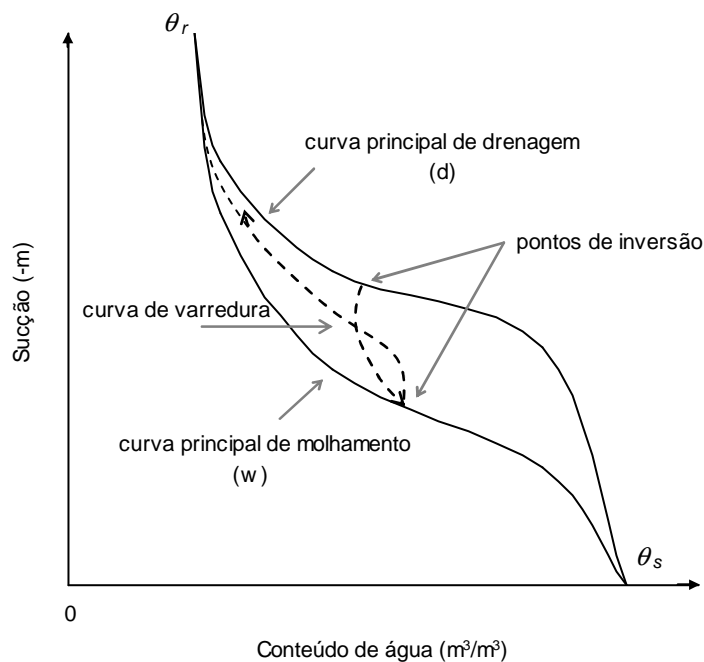


Figura 2.18 – Esquema gráfico do modelo de Scott *et al.* (1983). Fonte: adaptado de Kool e Parker, 1987

Partindo do modelo de van Genuchten (1980), já apresentado pela Equação 2.39 e dos parâmetros das curvas principais de molhamento ($\theta_s^w, \theta_r^w, \alpha^w, n^w$) e de drenagem

$(\theta_s^d, \theta_r^d, \alpha^d, n^d)$, pode-se, por simplificação, assumir que as curvas principais são fechadas. Isso faz com que os conteúdos de água residual seguindo as duas trajetórias, segundo a trajetória de molhamento e drenagem, sejam numericamente iguais. O mesmo é considerado para os conteúdos de água na condição saturada para as duas referidas trajetórias. Noutras palavras, isso equivale: $\theta_r^w = \theta_r^d = \theta_r$ e $\theta_s^w = \theta_s^d = \theta_s$.

As expressões de Scott *et al.* de 1983 são empregadas para estimar as curvas de varreduras, tais como:

- Para as curvas de drenagem, tem-se:

$$\theta_s^* = \frac{\theta_\Delta - \theta_r [1 - S_e^d(\psi_\Delta)]}{S_e^d(\psi_\Delta)} \quad (2.69)$$

onde θ_s^* representa um novo conteúdo de água saturado [L^3L^{-3}]; θ_Δ é o conteúdo de água no ponto de inversão da curva [L^3L^{-3}] e $S_e^d(\psi_\Delta)$ é a saturação efetiva da curva principal de drenagem na sucção de inversão [-].

- Para as curvas de molhamento, tem-se:

$$\theta_r^* = \frac{\theta_\Delta - \theta_s S_e^w(\psi_\Delta)}{1 - S_e^w(\psi_\Delta)} \quad (2.70)$$

em que θ_r^* representa um novo conteúdo de água residual [L^3L^{-3}] e $S_e^w(\psi_\Delta)$ é a saturação efetiva da curva principal de molhamento na sucção de inversão [-].

Já a condutividade hidráulica, em função da saturação efetiva $K(S_e)$, é dada pela expressão a seguir.

$$K(S_e) = K_s \sqrt{S_e} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (2.71)$$

Segundo os autores, a falta de dados pode ser contornada utilizando a relação $\alpha^d \cong \alpha^m/2$ e mantendo os demais valores dos parâmetros desconhecidos iguais, ou seja: $\theta_r^w = \theta_r^d$, $\theta_s^w = \theta_s^d$ e $n^w = n^d$. Embora, tal artifício seja uma boa aproximação para

produzir artificialmente uma trajetória desconhecida de uma curva de retenção de água, isso não produz necessariamente a histerese. Ainda, eles apontam que, apesar das expressões descritas anteriormente serem relativamente simples de implementação computacional, o método pode levar erros significativos quando as curvas de varreduras ocorrerem de forma aberta, isto é, elas não passarem pelas curvas principais.

2.5 Infiltração e redistribuição da água no solo

A infiltração é considerada uma das etapas mais importantes do ciclo hidrológico. Responsável pela recarga de aquíferos, pelo escoamento superficial, pelo transporte de soluto, pelo fluxo de calor e pelo crescimento das plantas. Apesar da extensa bibliografia existente sobre o assunto, sua importância para agricultura, hidrologia e nas questões ambientais, têm feito deste tema, um objeto de contínua abordagem.

Definida como sendo o processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo, a infiltração, é influenciada por vários fatores, incluindo: suprimento de água (duração e intensidade da precipitação), características hidráulicas do solo, condição de umedecimento do solo, tipo de cobertura do solo, topografia do terreno, dentre outros. Revisões sobre este processo podem ser encontradas em (Brandão *et al.*, 2004; Hillel, 1980 e 1998; Parlange, 1971; Philip, 1969; Warrick, 2003).

O prognóstico do movimento dos fluidos na zona não saturada motivou a idealização de vários modelos para representação físico-matemática do fenômeno da infiltração. Estes modelos podem ser teóricos ou empíricos. Os empíricos são produtos da observação do fenômeno no campo traduzida por uma função matemática que relaciona as características do solo com parâmetros, sem que estes, obrigatoriamente, tenham significado físico. Têm com principal desvantagem o seu restrito emprego e validade apenas para as condições em que foram desenvolvidos. Enquadram-se nesse grupo os modelos de Kostiaikov, Horton, Holtan, dentre outros.

Já os modelos teóricos são desenvolvidos a partir da equação de Richards que, mediante algumas simplificações, torna possível a resolução analítica desta equação. São hábeis no tratamento de cenários mais simples do fenômeno da infiltração e existe uma grande variedade deles, sendo o modelo de Green e Ampt o mais empregado. No entanto, quando os cenários deixam de ser simples, por exemplo, infiltração em solos heterogêneos com carga hidráulica variável, as simplificações feitas por esses modelos perdem a validade e eles

deixam de ser uma opção para o equacionamento da infiltração, sendo necessário recorrer às técnicas numéricas para resolver tal problema.

A infiltração é o termo empregado para descrever a entrada de água no solo através da sua superfície cujo mecanismo é consequência da diferença entre os níveis de energia ou de potencial da água no solo. Sabe-se que todas as substâncias, incluindo a água, tendem a se mover ou mudar de um estado de maior energia para um de menor. Isso significa que a água se moverá de uma zona do solo possuindo um alto potencial para outra que tenha menor potencial. Assim a diferença de níveis de energia em diferentes pontos no solo determina a direção e a taxa de movimento da água no solo.

Bodman e Colman (1944), citado por Libardi (2005), idealizaram a distribuição da umidade com a profundidade, em um perfil uniforme de solo não saturado, da seguinte forma:

- (i) *zona de saturação*: camada imediatamente abaixo da superfície em que se presume estar o solo saturado;
- (ii) *zona de transição*: região de rápido decréscimo do conteúdo de água;
- (iii) *zona de transmissão*: porção do perfil através da qual a água é transmitida com variações muito pequenas no conteúdo de água;
- (iv) *zona de umedecimento*: região de variação rápida de conteúdo de água;
- (v) *frente de molhamento*: pequena região, limite visível da penetração da água, na qual o gradiente de conteúdo de água ($\partial\theta/\partial z$) sofre uma variação abrupta.

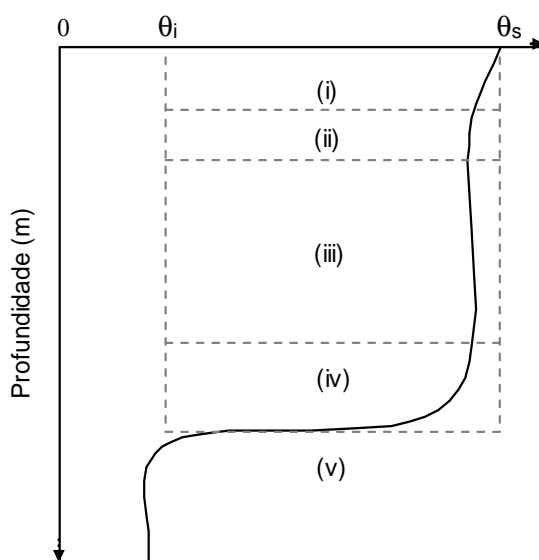


Figura 2.19 – Perfil hipotético do conteúdo de água durante o processo de infiltração, segundo Bodman e Colman, 1944. Fonte: adaptado de Libardi, 2005

Considerando apenas as componentes mátrica e gravitacional afetando o nível de energia da água no solo, as influências destas se alternam conforme o estágio em que se encontra o fenômeno. No início, apesar da força da gravidade estar sempre presente, o movimento da água no solo é predominantemente influenciado pela força mátrica (a influência da gravidade é pequena em relação às forças mátricas). Com o decorrer do processo, à medida que o conteúdo de água no perfil do solo vai sendo aumentado, a influência do potencial mátrico passa a ser secundária e o potencial gravitacional torna-se preponderante no movimento da água.

A análise do processo da infiltração é detalhada a partir do conhecimento da quantidade e velocidade da água no interior do solo. Se o conteúdo de água inicial presente no perfil do solo for conhecido, e a infiltração acumulada é o volume de água infiltrado no solo por unidade de área:

$$I = \int_0^z (\theta - \theta_i) dz \quad (2.72)$$

onde I é a infiltração acumulada [L]; z é a distância na direção do fluxo [L]; θ é o conteúdo de água ao longo da profundidade [L^3L^{-3}] e θ_i é o conteúdo de água inicial presente no perfil do solo [L^3L^{-3}].

A taxa de infiltração é definida como volume de água por unidade de área que atravessa a superfície do solo por unidade de tempo.

$$i = \frac{dI}{dt} \quad (2.73)$$

É fato experimental que, durante o processo de infiltração num perfil de solo homogêneo e inicialmente seco, a taxa de infiltração ou infiltração instantânea é máxima, e tende a decrescer assintoticamente com o tempo, atingindo um valor final constante, denominado capacidade de infiltração.

A capacidade de infiltração pode ser entendida como a quantidade máxima de água que pode infiltrar no solo em um dado intervalo de tempo. Quando uma precipitação atinge o solo com intensidade menor do que a capacidade de infiltração, toda a água penetra no solo, provocando progressiva diminuição na própria capacidade de infiltração. Persistindo a precipitação, a partir de um tempo, a taxa de infiltração iguala-se à capacidade de infiltração,

passando a decrescer com o tempo e tendendo a um valor constante após grande período de tempo, caracterizado como a condutividade hidráulica do solo saturado (K_s). A Figura 2.20 é exemplo da evolução temporal do volume de água infiltrado e da taxa de infiltração em um perfil geológico.

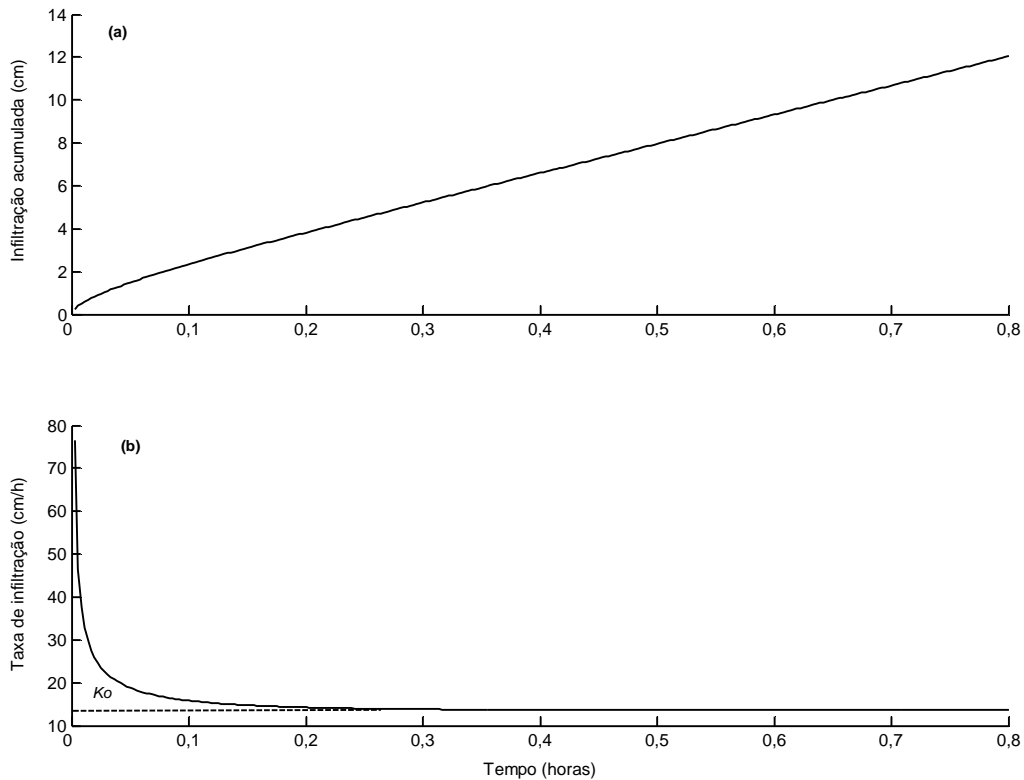


Figura 2.20 – Infiltração acumulada (a) e taxa de infiltração (b)

Examinando um perfil homogêneo em qualquer momento durante a infiltração, nota-se que, na medida em que o tempo avança, o gradiente ($\partial\theta/\partial z$) decresce, tal como indicado pelas inclinações das retas pontilhadas na Figura 2.21. Então, para tempos de infiltração longos $t = t_{\text{final}}$, o perfil do solo fica com umidade praticamente constante e igual a θ_0 de tal forma $\partial\theta/\partial z = 0$. Como o solo é homogêneo, K é constante e assume valor K_0 correspondente a θ_0 para $\partial K_0/\partial z = 0$. Assim, pode-se dizer que, para um tempo $t = \infty$, o processo de infiltração tende ao equilíbrio dinâmico.

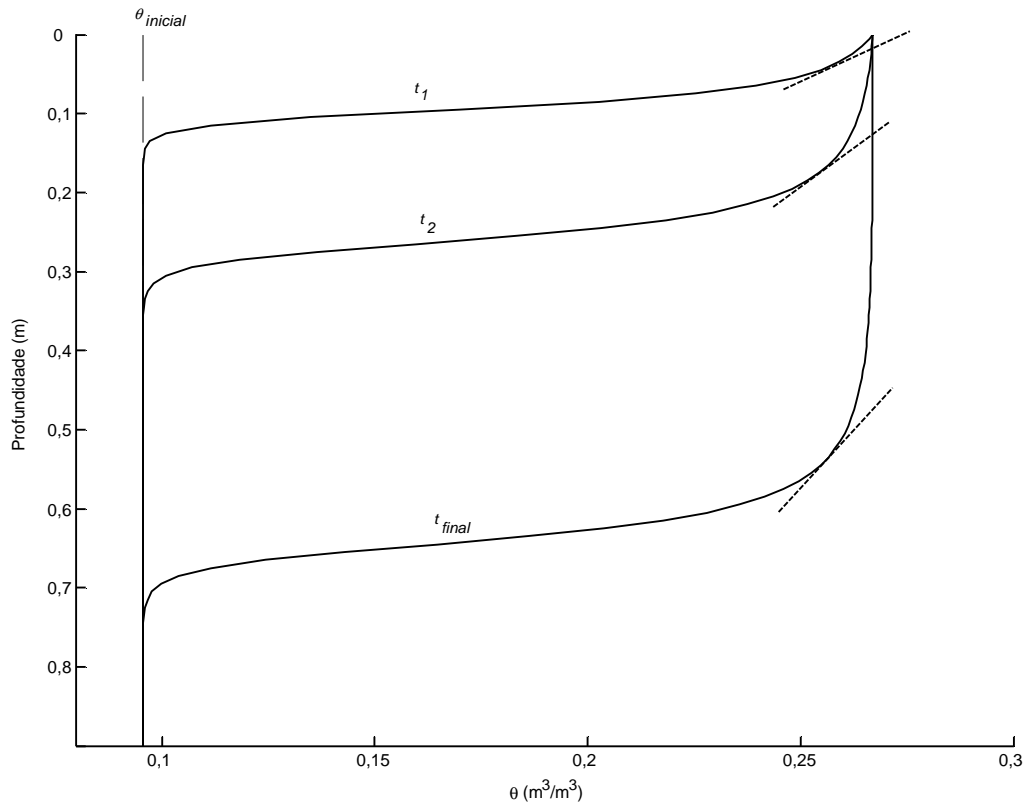


Figura 2.21 – Perfil típico da umidade em um solo homogêneo submetido à infiltração

No entanto, o processo da infiltração em solos uniformes é mais uma exceção do que uma regra, pois os perfis de solo são raramente uniformes com a profundidade e nem é uniforme a distribuição da água no início da infiltração. A experiência tem mostrado que os dados da infiltração de campo, quase sempre, diferem daqueles calculados pelos modelos de previsão do movimento da água.

Situação oposta à anterior se apresenta quando a infiltração ocorre em um perfil não uniforme ou estratificado cuja descrição e exame analítico tornam-se mais difíceis e às vezes impossível. O fato da condutividade hidráulica do solo passar a ser, também, função da coordenada de posição $K(\psi, z)$, faz do problema uma complexidade absurda. Uma estratégia usualmente empregada para resolver tal questão é dividir o perfil em camadas, assumindo que cada uma delas é uma unidade de solo homogêneo. Dessa forma, o fenômeno pode ser descrito com os mesmos princípios da dinâmica da água empregados para os solos uniformes. Na Figura 2.22 é apresentado o comportamento da distribuição da água em dois perfis estratificados.

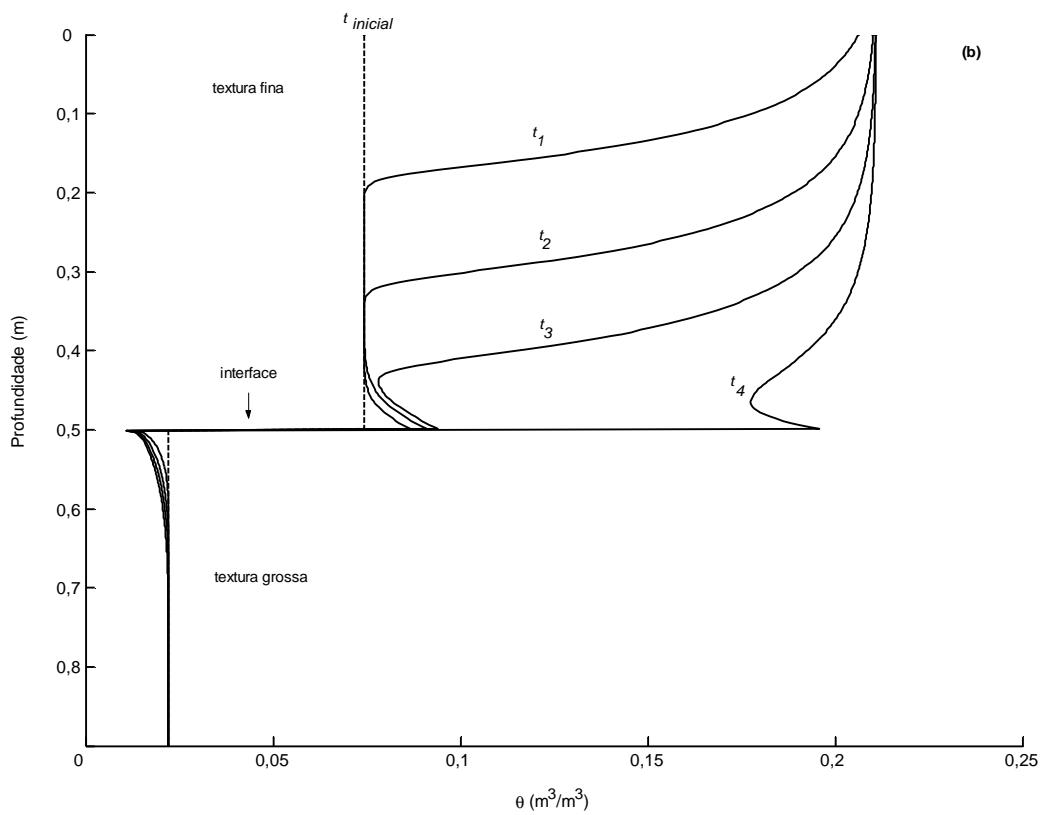
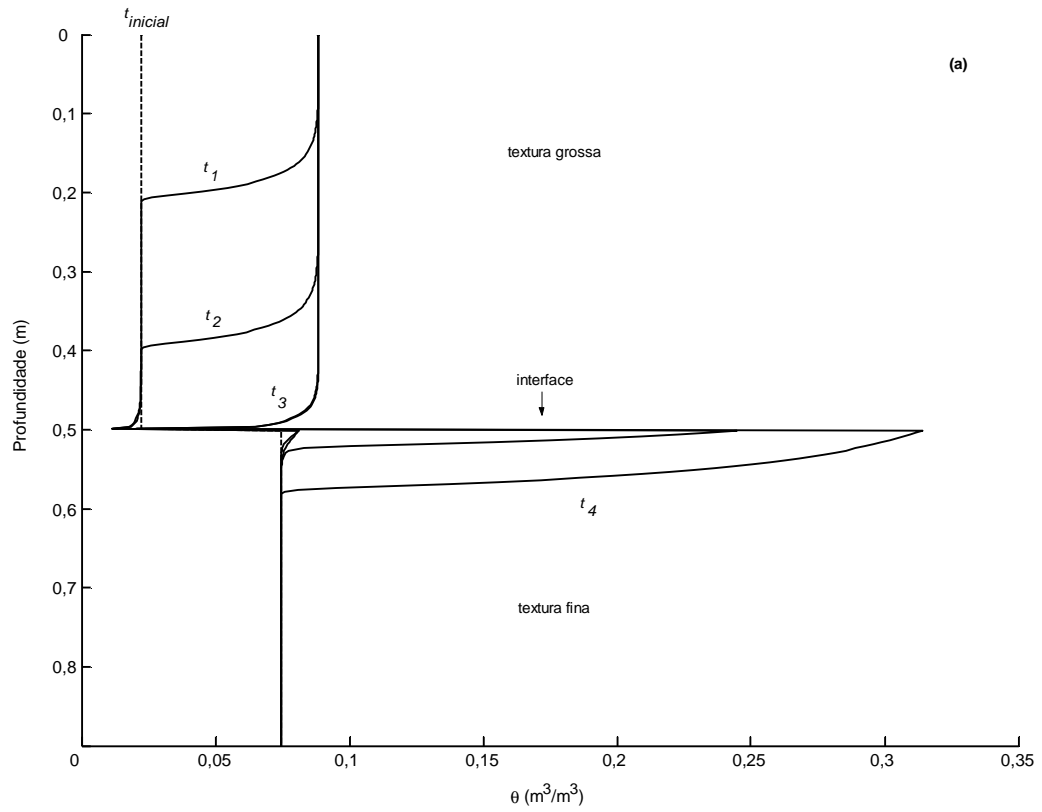


Figura 2.22 – Perfis típicos do conteúdo de água em um solo estratificado submetido à infiltração: solo grosso sobre solo fino (a) e solo fino sobre solo grosso (b)

Apesar do fato de os mesmos princípios gerais que governam o movimento de água em solos uniformes poderem ser aplicados a solos estratificados, a forma monotônica das frentes de molhamento ocorre, somente quando elas estão livres da influência da descontinuidade dos estratos. Perto da interface as curvas formam zigzagues.

Enfim, a infiltração é um processo que depende fundamentalmente da combinação entre o aporte de água disponível para infiltrar, a natureza do solo e a quantidade de água inicialmente presente no perfil. A intensidade e duração da chuva ou irrigação garantem o suprimento de água para o fenômeno. A textura e estrutura do meio determinam a quantidade de macroporos existentes no solo. Estes, por sua vez, governam a liberdade com que a água atravessa o meio. Já a quantidade inicial de água administra a taxa de infiltração. Quanto mais seco inicialmente estiver o meio, maior (negativamente) será o gradiente $\partial\psi/\partial z$ e, conseqüentemente, maior velocidade e volume de água infiltrado em certo tempo. Alcançada a capacidade de infiltração do solo, e caso o suprimento de água persista, então, o aporte de água é convertido em escoamento superficial e a infiltração na superfície cessa.

Depois de cessada a infiltração, a água infiltrada move-se continuamente para baixo do solo. Hillel (1998), diferente de outros autores, nomeia o movimento deste fluxo descendente da seguinte maneira: (i) redistribuição, quando o fluxo ocorre em um meio geológico suficientemente profundo, sem a presença de um lençol freático e parcialmente saturado e (ii) drenagem interna, quando o fluxo ocorre em um solo é caracterizado pela presença de um lençol freático perto da superfície do terreno ou por um perfil inicialmente saturado. Apesar dessas denominações, o mecanismo de drenagem de um solo é caracterizado pelo aumento de umidade nas camadas mais profundas às expensas de água contida nas camadas superficiais inicialmente umedecidas. Revisões sobre o assunto são encontradas em (Biswas *et al.*, 1966; Jury e Horton, 2004; Libardi, 2005 etc.).

A Figura 2.23 ilustra a distribuição do conteúdo de água devido à drenagem interna ocorrida em um solo uniforme, inicialmente saturado, sem a presença de um lençol freático e sujeito a drenagem livre. Já a Figura 2.24 apresenta o perfil típico do processo de redistribuição da água em um solo uniforme, praticamente seco, sem a presença do um lençol freático e sujeito a drenagem livre. No início do processo, a força gravitacional é a principal responsável pelas variações ocorridas no conteúdo de água, principalmente, nas proximidades da superfície do solo, caso este apresente boas condições para a drenagem livre. Com o passar do tempo, na mediada em que o potencial gravitacional deixa de ser a principal força, o potencial mátrico

passa a concorrer na dinâmica da água e o avanço da frente de molhamento é retardado, até que o fluxo tende a zero.

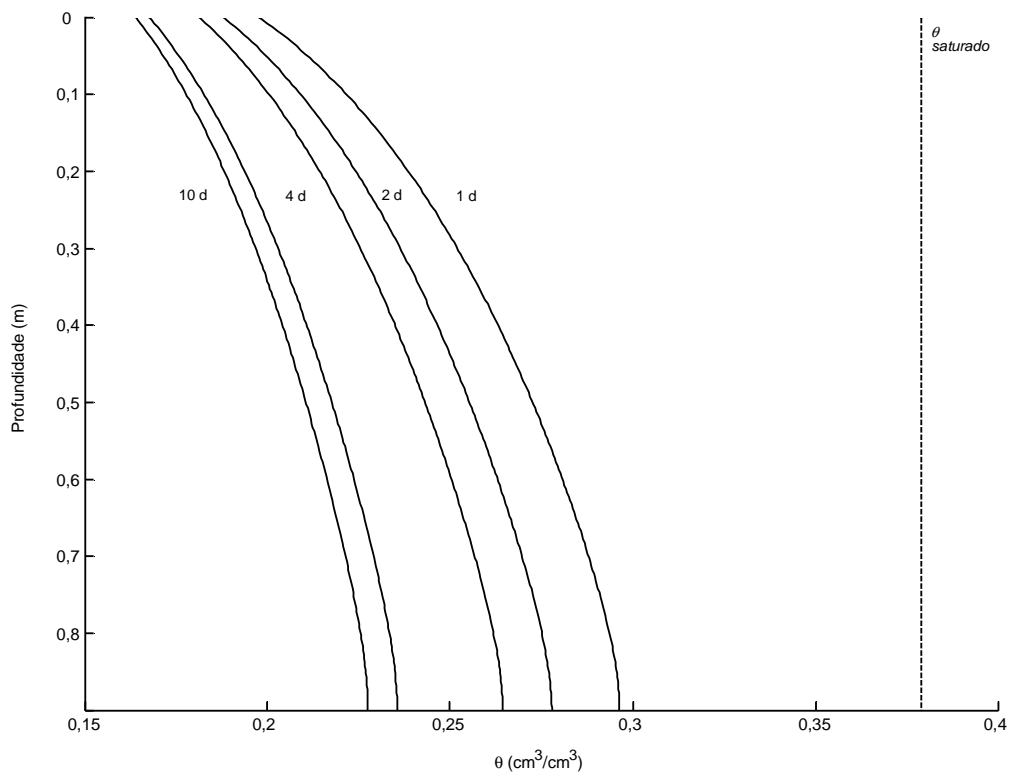


Figura 2.23 – Perfil típico do processo da drenagem interna

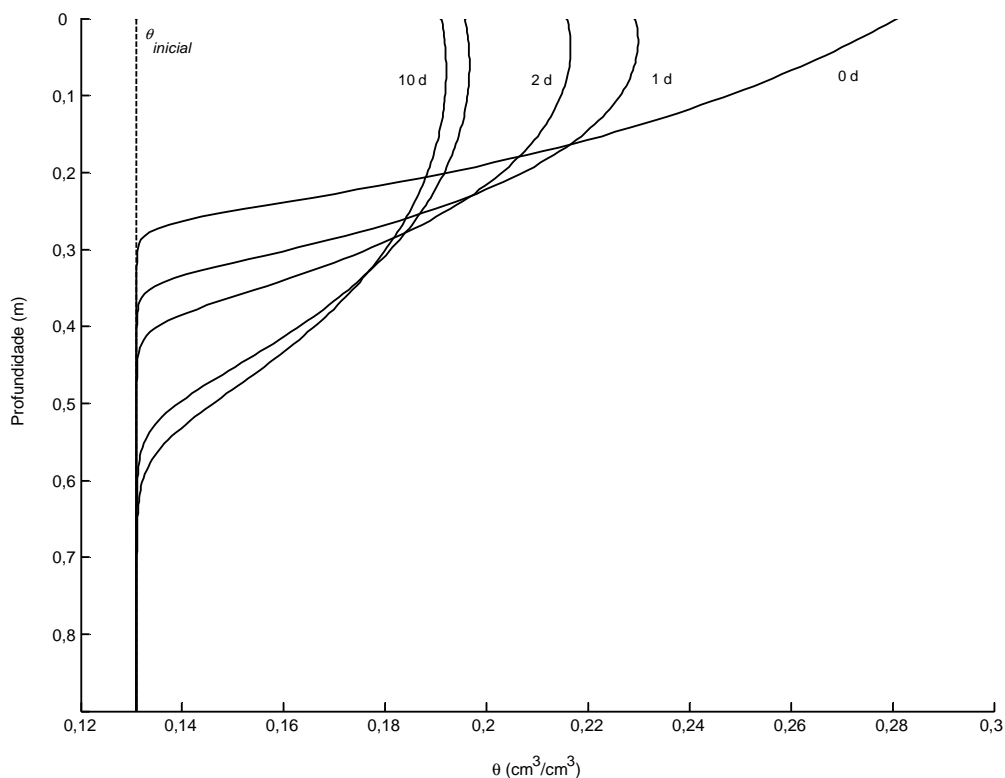


Figura 2.24 – Perfil típico do processo de redistribuição

Em qualquer um dos casos, tanto a taxa de fluxo descendente como o conteúdo de água são progressivamente diminuídos com o tempo, até que essas variações se tornem desprezíveis. Isso permite considerar que o excesso de água foi drenado e o solo atingiu a sua condição de capacidade de campo (o que pode levar horas, dias ou semanas dependendo da presença de camadas restritivas). A velocidade da redistribuição ou da drenagem interna depende fundamentalmente do gradiente de potencial matricial entre as zonas úmidas e secas, diminuindo à medida que as primeiras perdem e as últimas ganham água e da queda no valor da condutividade hidráulica à medida que a zona úmida perde água. A Figura 2.25 ilustra o comportamento monotônico da distribuição do conteúdo de água e da taxa de drenagem em um perfil de solo inicialmente saturado.

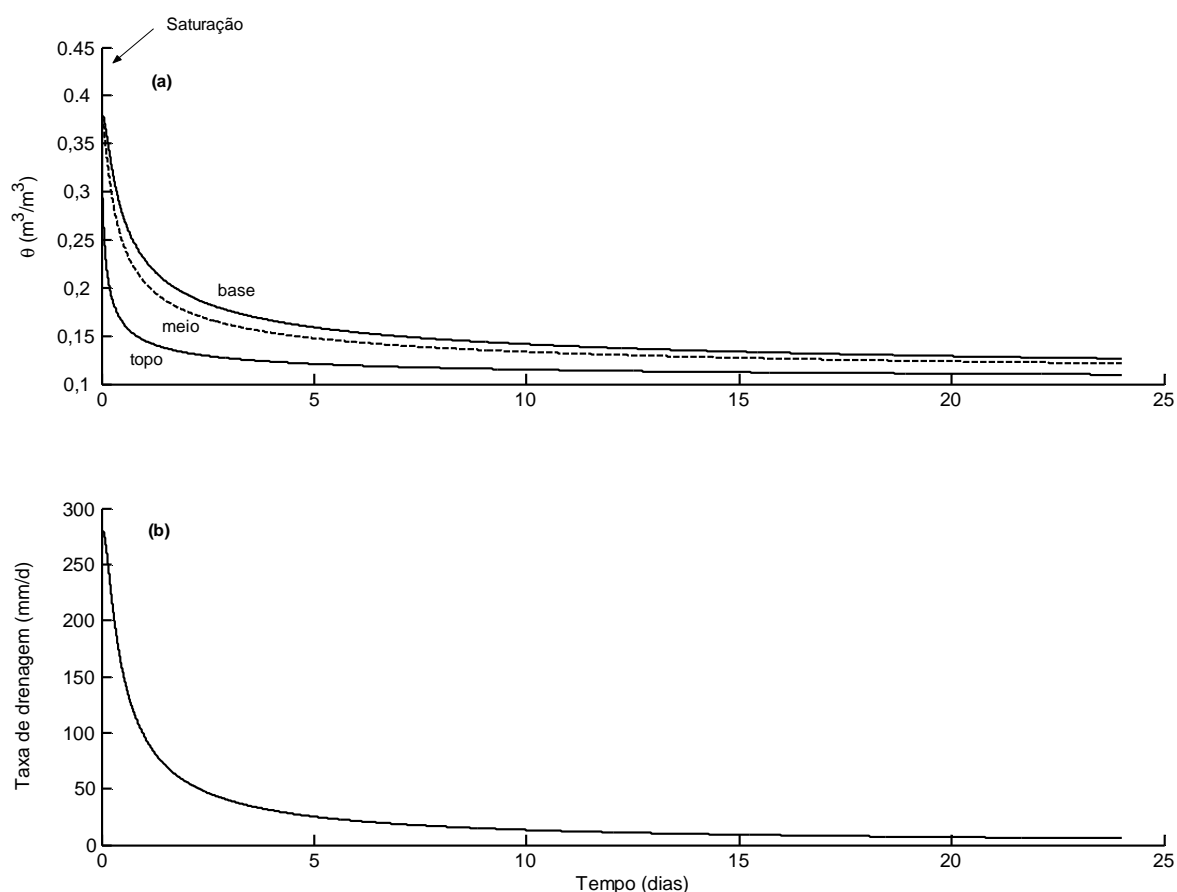


Figura 2.25 – Distribuição de θ em profundidade (a) e velocidade de redistribuição (b)

Além do exposto anteriormente, como a parte superior do solo encontra-se em fase de secamento e a parte inferior em fase de molhamento, a relação entre o potencial mátrico (ψ) e conteúdo de água (θ) tende ser diferente, tanto no espaço como no tempo. Nessas circunstâncias o fenômeno da histerese é manifestado e a dinâmica da água passa a admitir

uma infinidade de relações ($\psi \times \theta$) para descrever o movimento da água no interior do meio poroso. Isso dificulta a análise e a formulação matemática do processo da redistribuição e da drenagem interna. A Figura 2.26 esboça um perfil de umidade resultante do processo de redistribuição.

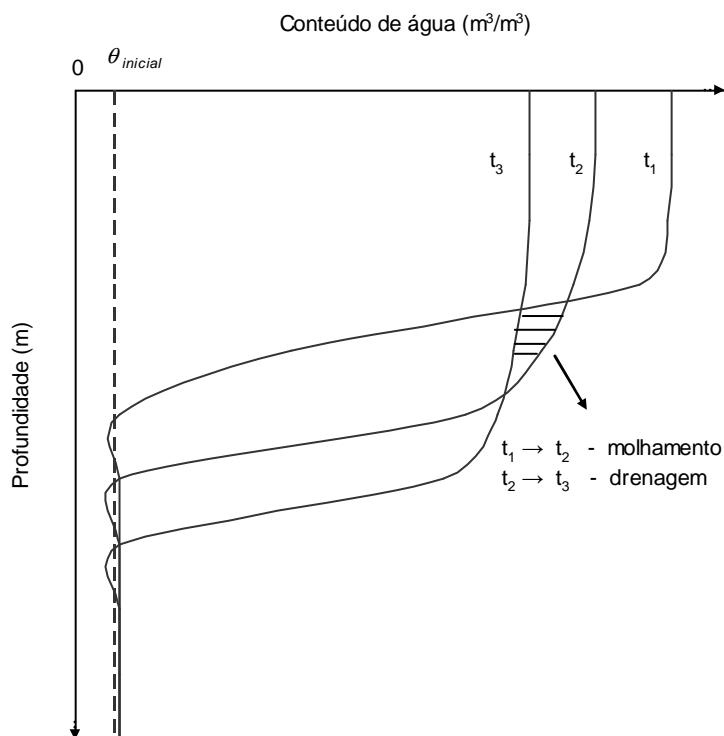


Figura 2.26 – Perfil típico de umidade resultante redistribuição. Fonte: adaptado de Jury e Horton 2004

Bastante diferente das situações anteriores, onde a dinâmica da água – redistribuição ou drenagem interna – se desenvolve em meios geológicos homogêneos, geralmente o movimento da água se processa em solos estratificados e/ou heterogêneos. A presença de camadas com diferentes habilidades hidráulicas inibe a maneira como o meio transmite e retém água em seus poros. Oportunamente, ao longo deste trabalho, será apresentado o comportamento da dinâmica da água de um exemplar de solo estratificado exibindo um arranjo do tipo barreira capilar.

Finalmente, espera-se que o texto tenha abordado o assunto satisfatoriamente. Na elaboração deu-se prestígio ao fenômeno da infiltração da água no solo, uma vez que, o efeito de barreira capilar surge quando um fluxo de água tenta atravessar um arranjo deste tipo.

“A curiosidade nossa é acima do tamanho”

Ariano Suassuna

3 METODOLOGIA

O presente capítulo descreve a metodologia utilizada, tecendo o caminho a ser percorrido para chegar aos objetivos propostos. Procurou-se realizá-lo de acordo com os procedimentos normalizados pela Associação Brasileira de Normas Técnicas, ABNT e, na ausência de uma metodologia específica para um determinado ensaio, buscou-se orientação em metodologias afins. A metodologia desenvolvida em quatro etapas é:

- desenvolvimento do aparato experimental: coluna de laboratório e simulador de chuvas;
- caracterização dos materiais empregados na coluna – parâmetros físicos e hidráulicos;
- simulação de cenários para manifestar o fenômeno em questão;
- aquisição e análise dos dados representando as variações temporais e espaciais do volume e do conteúdo de água ocorridas no modelo físico.

O conjunto de atividades é organizado e resumido no fluxograma apresentado na Figura 3.1.

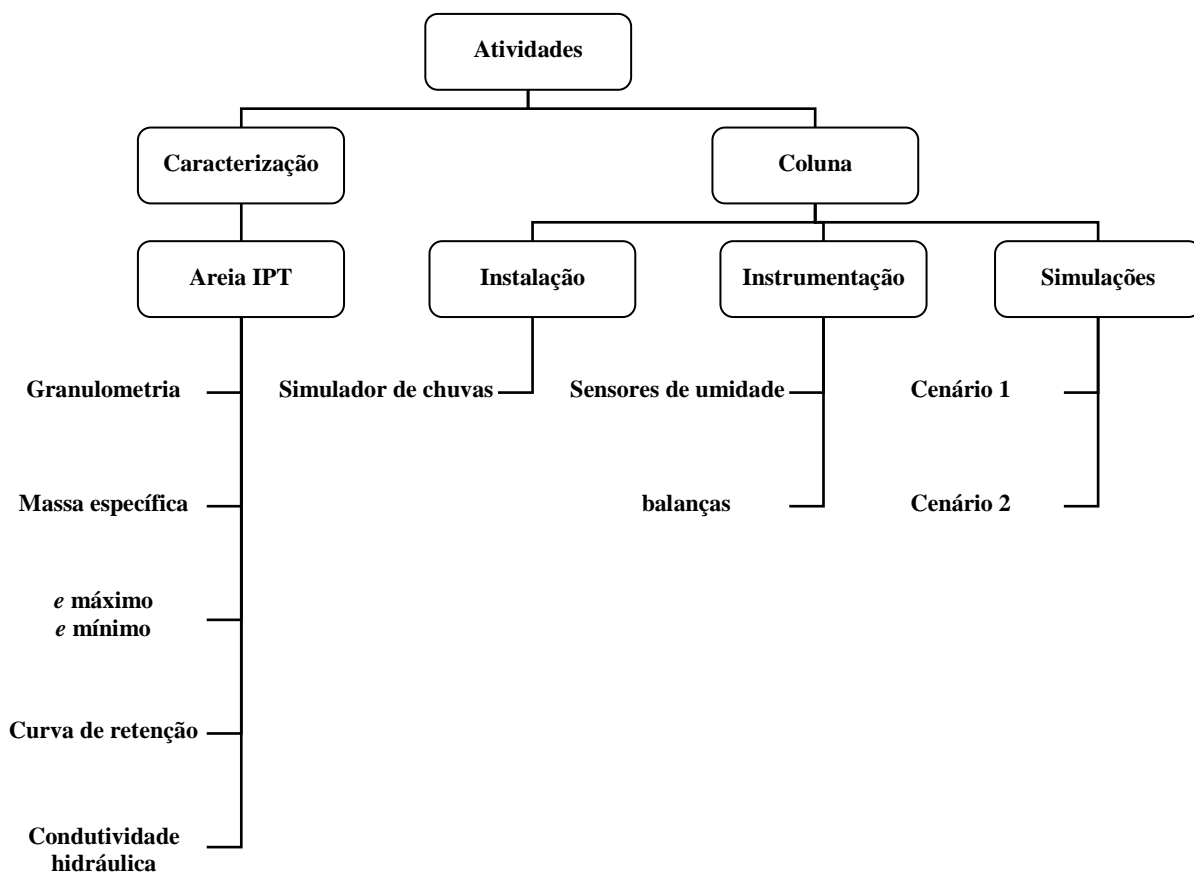


Figura 3.1 – Organograma das atividades laboratoriais

3.1 Desenvolvimento do aparato experimental

O aparato experimental é composto por uma coluna de laboratório, um simulador de chuvas, cinco sensores de umidade e duas balanças.

A coluna de laboratório, cuja função é retratar um perfil de solo do tipo barreira capilar, foi desenvolvida com um tubo de acrílico bipartido com dimensões de 10 cm de diâmetro e 50 cm de altura cada segmento, dotada de uma base com registros de entrada e saída de água e ar e de pontos para a instalação dos sensores de umidade, localizados, respectivamente, nas distâncias de 5, 20, 45, 60 e 80 cm, a partir do topo da coluna.

O simulador de chuvas é o aparelho responsável pela simulação das condições de precipitação e é composto por dois reservatórios de água, sendo: um reservatório para alimentar e manter a carga hidráulica constante no sistema e outro reservatório contendo um conjunto de agulhas (9 agulhas hipodérmicas de aço inox para uso veterinário com dimensões iguais a 6 mm de comprimento e 0,7 mm de diâmetro), para distribuir água no topo da coluna de solo. Este aparelho é capaz de produzir diferentes taxas de precipitação, conforme a quantidade de agulhas e a altura de água empregada no reservatório responsável pela distribuição da água.

O monitoramento das variações temporais e espaciais do conteúdo de água ocorridas na coluna é feita através de cinco sensores de umidade – sondas capacitivas, modelo ECH₂O, fabricado pela *Decagon Devices*, dotado com um coletor de dados – registrador e armazenador dos sinais elétricos emitidos pelos sensores. Tais sensores foram colocados perpendicularmente ao eixo longitudinal da coluna com seus eletrodos na posição deitada. A calibração desses instrumentos foi feita determinando a correspondência entre o conteúdo de água presente na amostra-teste e a respectiva leitura do impulso elétrico emitido pelos sensores. As amostras-teste foram moldadas em uma câmara de acrílico com dimensões iguais a 10 cm de diâmetro e 15 cm de altura, com compactação igual a 0,95, ou seja: massa específica compacta seca igual a 1,536 g/cm³, para a areia IPT 100 e de 1,505 g/cm³, para a areia IPT 16. Foram realizadas pelo menos três leituras para cada teor de umidade presente na amostra-teste.

O balanço hídrico ou a contabilidade da massa de água ocorrida no sistema é feita por duas balanças de precisão: uma balança, com capacidade de 30 kg e sensibilidade de 5 g, colocada abaixo da coluna, para registrar a entrada e saída de água na coluna e, outra balança, com capacidade de 3 kg e sensibilidade de 1 g, para registrar, exclusivamente, a saída ou drenagem

da água do sistema. A verificação da exatidão destas balanças foi feita com pesos padrões, aferidos pelo Instituto Nacional de Metrologia – Inmetro.

As Figuras 3.2 e 3.3 mostram os painéis fotográficos dos principais elementos do aparato experimental e as principais características da instrumentação empregada no modelo físico são apresentadas na Tabela 3.1.

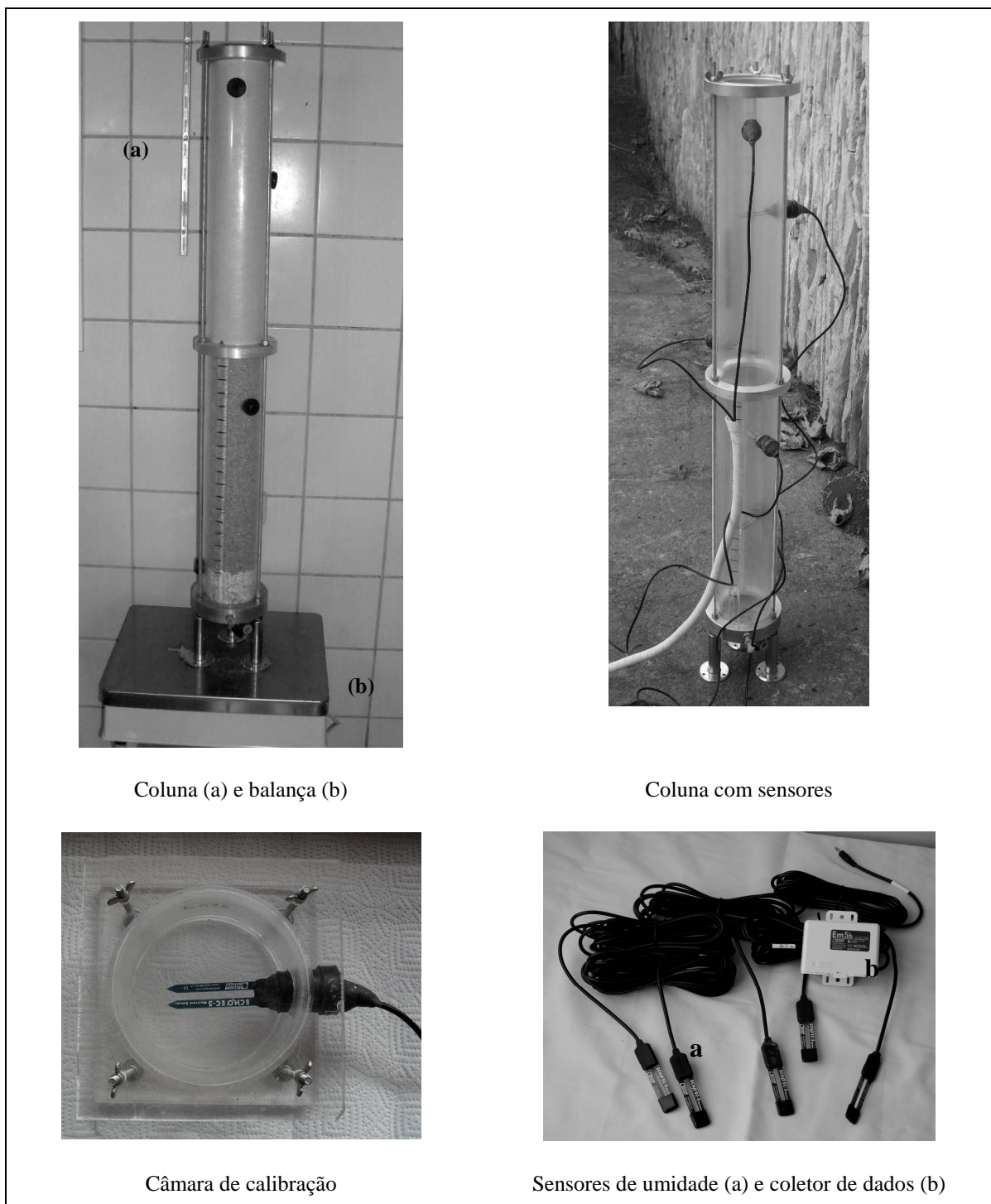
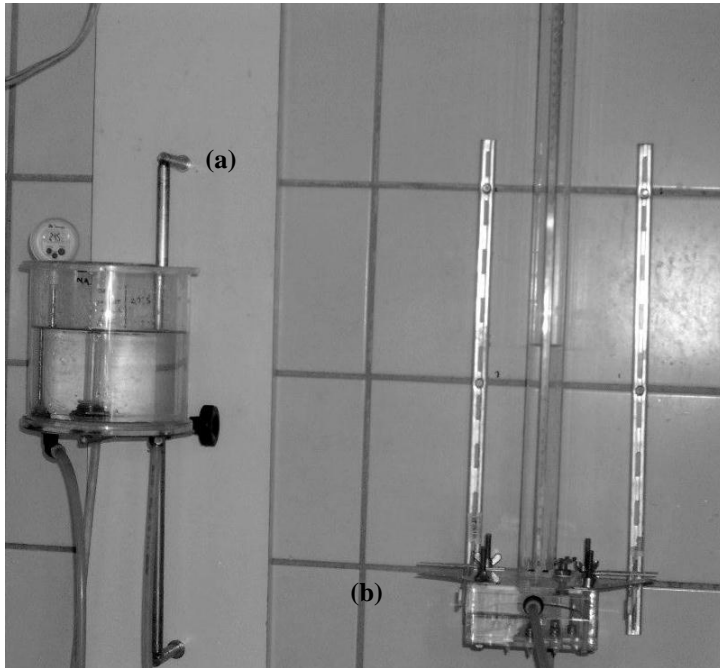
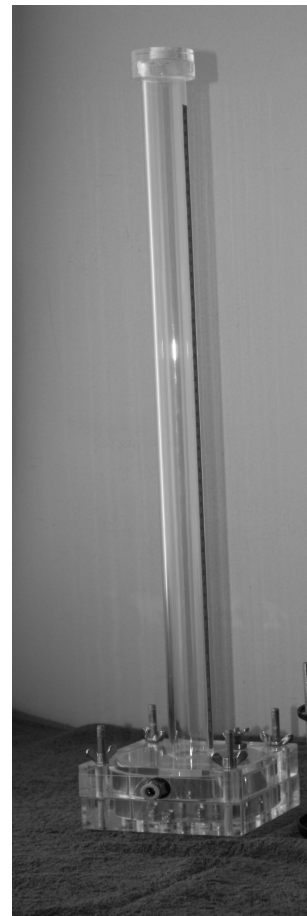


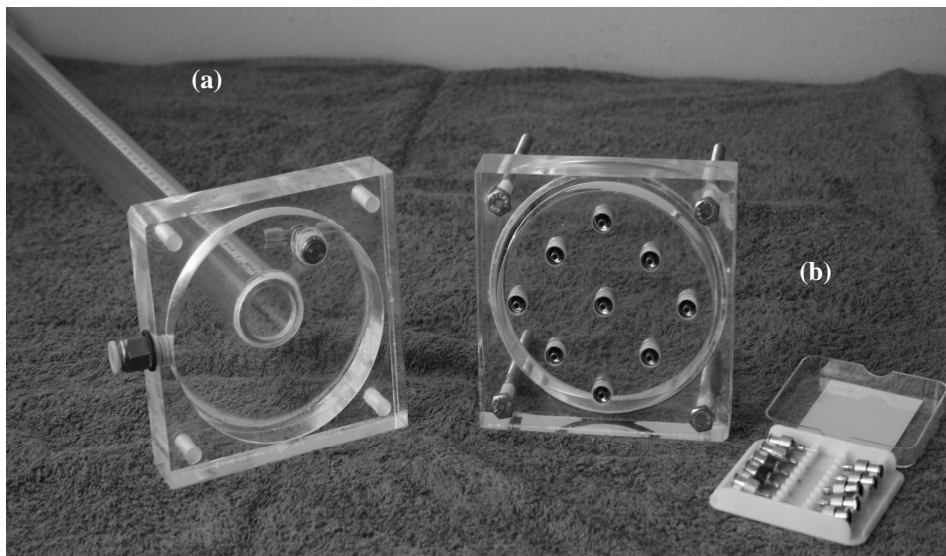
Figura 3.2 – Painel fotográfico 1 do aparato experimental



Reservatório principal (a) e reservatório de distribuição (b)



Simulador de chuvas



Detalhe simulador de chuvas (a) e agulhas (b)

Figura 3.3 – Pannel fotográfico 2 do aparato experimental

Tabela 3.1 – Características básicas da instrumentação

Equipamento	Modelo/Marca	Principais características	
Sensor de umidade	ECH ₂ O – EC5/Decagon	Funcionamento	Constante dielétrica
		Material	Plástico
		Intervalo de medição	0 a 100%
		Resolução	0,001 cm ³ /cm ³
		Exatidão	0,03 cm ³ /cm ³
		Tempo de resposta	10 ms
		Dimensões	Agulha 50 x 3,2 x 1,5 mm Circuito 30 x 20 mm
Balanças	MF5/Filizola	Capacidade máxima	30 kg
		Capacidade mínima	100 g
		Resolução	5 g
	BC200B/Becker & Decker	Capacidade máxima	3 kg
		Capacidade mínima	1 g
		Resolução	1 g

3.2 Moldagem da coluna

A barreira capilar foi confeccionada utilizando-se de dois tipos de solos arenosos. A primeira camada foi composta por uma areia denominada IPT 100, com espessura igual a 50 cm, e a uma segunda camada foi composta por uma areia denominada IPT 16, com espessura igual a 40 cm. Adicionalmente, uma camada de pedrisco com 10 cm de espessura foi colocada entre a base da coluna e a última camada de areia para precaver a ascensão capilar no contato base-material, bem como, para auxiliar a drenagem do sistema (considerou que esta camada de pedrisco não participou da dinâmica do fluxo de água). As camadas de areias foram moldadas dinamicamente, através de um soquete, em 20 segmentos com seus respectivos materiais, com compactação relativa entorno de 0,95, e umedecidas com teores de umidade entorno de 4 e 1%, sendo o primeiro teor para a camada de areia IPT 100 e o segundo para a camada de areia IPT 16.

3.3 Caracterização física e hidráulica dos materiais

Para compor a barreira capilar foram utilizados dois tipos de areias adquiridas do Instituto de Pesquisa Tecnológicas de São Paulo – IPT. Estas areias são preparadas e selecionadas para se enquadrarem nas especificações da ABNT (1982). Neste trabalho, as areias são denominadas pelas nomenclaturas: IPT 100 e IPT 16. Os ensaios para a caracterização física e hidráulica destas areias foram realizados de acordo com os procedimentos normalizados pela ABNT, exceto o ensaio da curva de retenção de água, devido à falta de normalização. Neste caso, procurou-se orientação em metodologias afins. Foram realizados os seguintes ensaios:

- composição granulométrica;
- massa específica dos sólidos;
- índice de vazios máximo;
- índice de vazios mínimo;
- condutividade hidráulica saturada;
- curva de retenção de água – método do funil de Haines.

3.3.1 Composição granulométrica

Para a determinação da composição granulométrica das areias seguiu-se a ABNT (2003). A norma estabelece os procedimentos para quantificar os diferentes diâmetros das partículas sólidas presentes numa amostra a partir de uma série de peneiras com malhas de aberturas padronizadas.

3.3.2 Massa específica dos sólidos

A determinação da massa específica das areias foi feita segundo ABNT (2009). O procedimento desta norma consiste em determinar a massa das partículas sólidas de uma amostra e o volume que esta massa ocupa.

3.3.3 Índice de vazios máximo e mínimo

Os ensaios para a determinação do índice de vazios máximo e mínimo das areias foram realizados conforme a norma ABNT (1990) e ABNT (1991), respectivamente. A primeira norma prescreve o método para a determinação do índice de vazios máximo de uma areia a

partir da determinação da massa do material em estado solto em um determinado volume de um recipiente padronizado. A segunda norma é similar à anterior, a não ser uma única diferença: o material deve apresentar um estado compacto. Este estado compacto é conseguido utilizando-se de uma mesa vibratória para produzir o máximo empacotamento dos grãos do material ensaiado. Os resultados desses ensaios expressam os valores extremos dos índices de vazios que uma areia admite ter. O estado de uma areia, ou sua compactidade, pode ser expresso pela relação entre o índice de vazios em que ela se encontra e os valores extremos que a mesma admite – índice de vazios máximo e mínimo. Essa relação é conhecida como compactidade relativa.

3.3.4 Condutividade hidráulica saturada

Os ensaios da condutividade hidráulica saturada das areias foram conduzidos seguindo a norma ABNT (1995) e o procedimento de ensaio FURNAS (2010). Essa norma e o procedimento traçam as diretrizes para a determinação da condutividade hidráulica saturada em materiais não coesivos que, em linhas gerais, consiste em submeter uma amostra à ação de uma carga hidráulica constante e na medição do volume de água que atravessa o corpo de teste num determinado tempo. Esse ensaio é uma reprodução do experimento de Darcy. A preparação dos corpos de testes envolve a escolha do grau de compactidade de moldagem, uma vez que esse parâmetro governa a massa específica e conseqüentemente a porosidade dos meios ensaiados. Os valores da condutividade hidráulica das areias foram avaliados com compactidade relativa igual a $0,95 \pm 0,03$ e moldadas diretamente em um permeâmetro de parede rígida.

3.3.5 Curva de retenção de água

Para elaborar as curvas de retenção das areias, seguindo a trajetória de drenagem, foi utilizado o método do funil de Haines. O procedimento do ensaio seguiu as orientações dos trabalhos de Cássaro *et al.* (2008); Libardi (2005) e Reichardt e Timm (2004), e envolve as seguintes operações:

- a amostra é moldada dentro do funil com dimensões iguais a 2,4 cm de altura e 6,5 cm de diâmetro, com uma compactidade relativa igual a 0,95;
- é feita a saturação da amostra, mantendo-se o nível do tubo flexível no topo da amostra por um período de 24 horas;

- em seguida, seleciona-se um valor de h e aguarda-se que o equilíbrio seja atingido (a água para de gotejar pelo orifício do tubo flexível). Geralmente, atinge-se a condição de equilíbrio após 24 horas;
- retira-se a amostra do funil e determina-se o conteúdo de água presente na amostra correspondente ao valor de h selecionado;
- este procedimento é repetido para diferentes valores de h .

Desta maneira, selecionando vários valores de h e determinando o conteúdo de água é possível elaborar a curva de retenção de água do material em questão. Vale ressaltar que o aparelho é capaz apenas de descrever a curva de retenção de água dos materiais seguindo a trajetória de drenagem. A Figura 3.4 apresenta o funil de Haines utilizado no trabalho.

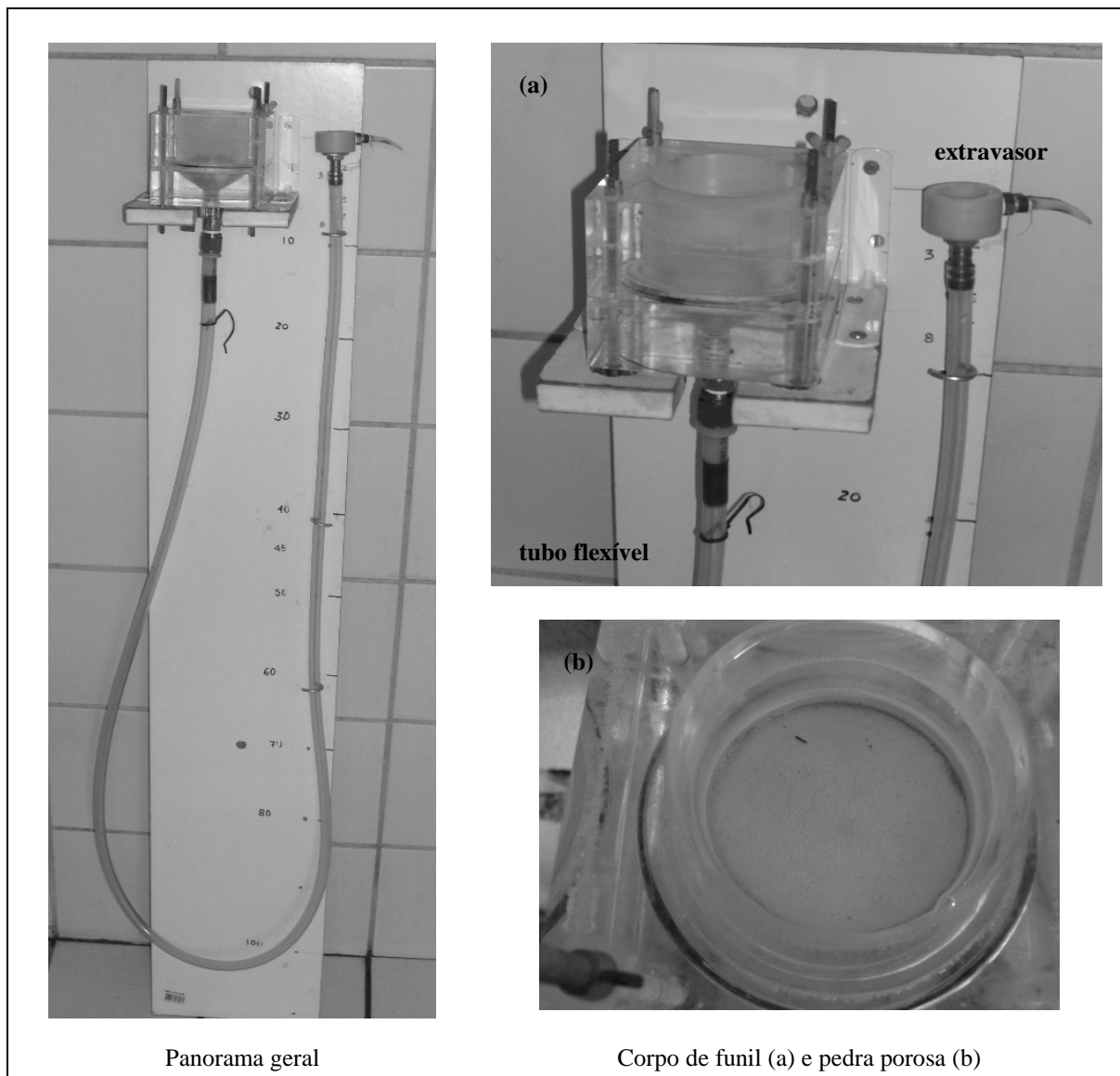


Figura 3.4 – Funil de Haines

A princípio, havia a intenção de elaborar as curvas de retenção seguindo a trajetória de molhamento a partir do método do papel-filtro. No entanto, a característica não coesiva das areias e a reduzida sensibilidade do método em relacionar o conteúdo de água existente na amostra-teste com a sucção estimada para o papel-filtro – para a faixa de sucção entorno de - 100 cm – inviabilizaram a elaboração de tais curvas.

3.4 Simulação física e numérica de cenários

A modelagem física de cenários simula a infiltração da água em uma coluna com 90 cm de comprimento e 10 cm de diâmetro, contendo duas camadas horizontais, uma camada de areia IPT 100 sobreposta a uma camada de areia IPT 16, com espessuras iguais a 50 e 40 cm, respectivamente, sem cobertura vegetal, sob ação de drenagem gravitacional. Foram elaborados dois cenários, que são:

1. **Cenário 1:** simulação do evento de infiltração da água na coluna, durante um período total de 4 horas, tendo como objetivo a interpretação e quantificação do efeito de barreira capilar. Este cenário serviu de referência para a calibração do modelo computacional.
2. **Cenário 2:** simulação do evento de infiltração da água na coluna em três estágios ao longo de 10 horas a fim de avaliar a recuperação da barreira e averiguar o desempenho do modelo computacional diante aos eventos cíclicos de infiltração.

As características finais da moldagem da coluna, duração dos experimentos e magnitude da taxa de infiltração empregada nos cenários são apresentadas no Capítulo 5 – Apresentação dos Resultados.

Já a simulação numérica destes cenários empregou o método dos volumes finitos (MVF) para a resolução da equação de Richards e serviu de complementação do estudo do fenômeno, quanto aos aspectos hidráulicos impossíveis de ser demonstrados ou estudados pela simulação física. O desenvolvimento do modelo computacional é apresentado no Capítulo 4 – Desenvolvimento do Modelo Computacional, dada a especificidade e longevidade do assunto.

3.5 Aquisição e análise de dados

Os dados representando as variações temporais e espaciais do volume e do conteúdo de água ocorridos na coluna de solo foram feitos pelas balanças e pelos sensores de umidade, cujos dados foram armazenados por um coletor de dados (*datalogger*) a cada 5 minutos,

respectivamente. Após tratamento e análise, os dados serviram para a interpretação e quantificação do fenômeno em questão e de parâmetros de calibração para o modelo numérico. O resultado desta análise é dado pelo erro relativo entre as medições registradas no modelo físico e daquelas estimadas pelo modelo computacional. O erro relativo é definido pelas Equações 3.1 e 3.2, respectivamente. A primeira equação refere-se às variações de conteúdo de água e a última às variações do volume de água, tal como apresentado a seguir.

$$\zeta_{\theta} = \left| \frac{\theta_{\text{físico}} - \theta_{\text{numérico}}}{\theta_{\text{físico}}} \right| \quad (3.1)$$

onde ζ_{θ} representa o erro relativo entre os conteúdos de água [-] e $\theta_{\text{físico}}$ e $\theta_{\text{numérico}}$ são os conteúdos de água registrados no modelo físico e calculados pelo modelo computacional, respectivamente [L^3L^{-3}].

$$\zeta_v = \left| \frac{V_{\text{físico}} - V_{\text{numérico}}}{V_{\text{físico}}} \right| \quad (3.2)$$

onde ζ_v representa o erro relativo entre os volumes de água [-] e $V_{\text{físico}}$ e $V_{\text{numérico}}$ são os volumes de água registrados no modelo físico e calculados pelo modelo computacional, respectivamente [L^3].

4 DESENVOLVIMENTO DO MODELO COMPUTACIONAL

Primeiramente, deve ser lembrado que este conteúdo também faz parte da metodologia do trabalho, entretanto julgou-se conveniente apresentá-lo neste capítulo à parte, dada a especificidade do assunto. A modelagem computacional é a área que trata da simulação de soluções para problemas científicos, analisando os fenômenos, desenvolvendo modelos matemáticos para sua descrição, e elaborando códigos computacionais para obtenção daquelas soluções.

Os modelos matemáticos representam os fenômenos da natureza por meio de equações. Estas equações matemáticas dos fenômenos físicos são, em alguns casos, de difícil representação e solução. Além disso, necessitam seguidamente do uso de coeficientes desconhecidos que deverão ser medidos na natureza ou em modelos físicos. Como a resolução das equações completas nem sempre é possível, faz-se necessário desprezar certos termos e ainda formular hipóteses sobre a distribuição espacial de certas grandezas ou discretizar o espaço e o tempo (modelos numéricos). Estes modelos podem ser uni, bi e tridimensionais. A escolha das hipóteses simplificadoras e do tipo de modelo é fundamental para a validade dos resultados obtidos.

4.1 Modelo conceitual

O problema aqui proposto consiste na simulação dos eventos de precipitação e drenagem em um perfil geológico com 90 cm de altura, contendo duas camadas horizontais sobrepostas formando um arranjo de uma barreira capilar, sem cobertura vegetal, sob ação de drenagem gravitacional, tal como ilustrado na Figura 4.1.

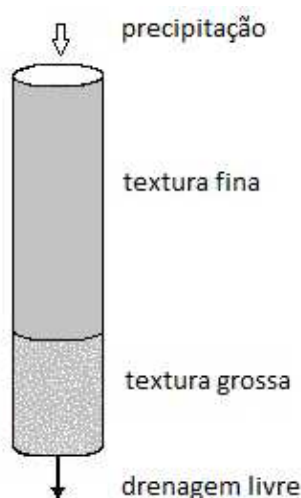


Figura 4.1 – Modelo conceitual do problema proposto

4.2 Modelo atmosférico

A condição atmosférica representada pelo evento da precipitação foi implementada no modelo computacional por uma função descrevendo uma chuva constante distribuída uniformemente durante o período de sua ocorrência, cujo valor instantâneo da precipitação pode ser calculado pela expressão:

$$P(t) = \left[\frac{A}{t} \right]_{t_i}^{t_f} \quad (4.1)$$

sendo P a precipitação diária instantânea [LT^{-1}]; A o termo que a representa amplitude da função [L]; t o tempo [T]; t_i e t_f o horário inicial e final da chuva, respectivamente [T].

O volume real de água infiltrado no perfil do solo foi determinado a partir de uma rotina de cálculo que verifica a disponibilidade do perfil geológico receber água, utilizando o valor da conteúdo de água saturado (θ_s) como parâmetro para limitar o volume de água infiltrado. O somatório deste volume de água resulta no valor efetivo do volume de água infiltrado na coluna.

Implicitamente, o escoamento superficial é calculado pela diferença entre o volume de água real infiltrado e a magnitude da precipitação imposta à experimentação.

$$R = P - Inf \quad (4.2)$$

onde R é o escoamento superficial [L] e Inf é o volume de água real infiltrado, em altura de água [L].

4.3 Método dos volumes finitos para o fluxo da água

Para resolver a equação diferencial parcial que representa o fenômeno em questão, o método dos volumes finitos foi empregado, utilizando o esquema de diferenças centrais para a derivada espacial e um esquema totalmente implícito para a derivada temporal. Uma malha de geometria unidimensional e uniforme foi adotada para discretização do domínio. Das equações discretizadas resulta um sistema linear de equações algébricas formando uma matriz tri-diagonal que é resolvida iterativamente pelo algoritmo de Thomas (*Tridiagonal Matrix Algorithm* – Patankar, 1980). A solução do sistema de equações não-lineares passa a ser um problema de solução de um sistema linear em cada iteração.

O método dos volumes finitos está intrinsecamente ligado ao conceito de fluxo entre as regiões, ou volumes adjacentes, onde o fluxo de uma grandeza, como a massa de água, é a quantidade dessa grandeza que atravessa uma fronteira. A quantidade líquida da grandeza que atravessa um volume de controle por unidade de tempo é calculada pela integração, sobre essas fronteiras, da diferença entre os fluxos que entram e os que saem do volume considerado.

A preferência pessoal deste autor pelo método dos volumes finitos é justificada primeiramente pela escola seguida na sua formação e, segundo, pelo fato de o MVF, ao criar suas equações aproximadas, realiza um balanço da propriedade em nível de volumes elementares e a conferência desse balanço pode ser feita em uma malha bastante grosseira, manuseando-se poucos resultados em execuções rápidas no computador.

O domínio é discretizado em um conjunto de volumes de controle não sobrepostos. Os valores da variável são armazenados no centróide dos volumes do controle. Para auxiliar o entendimento na obtenção das equações aproximadas é apresentada a malha de discretização do domínio com suas respectivas simbologias.

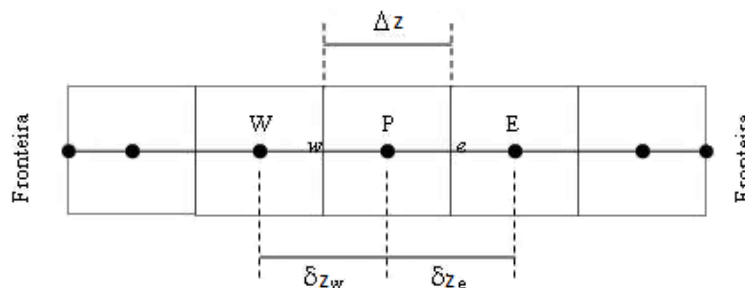


Figura 4.2 – Arquitetura da malha unidimensional

Sendo P , E e W os nós da malha (pontos discretos); ' w ' e ' e ' as interfaces do volume de controle e Δz a distância entre as interfaces (tamanho do volume de controle). Para um problema unidimensional o volume de controle deve assumir uma espessura unitária na direção x e y . Desta forma o volume de controle será: $VC = \Delta x \Delta y \Delta z = 1 \times 1 \times \Delta z = VC = \Delta z$.

Segundo Maliska (1995), para problema físico onde se tem apenas efeitos de difusão, é natural escolher uma função linear entre os pontos nodais obtidas através da expansão da série de Taylor, desprezando os termos de segunda ordem ou superior. Tal esquema é nomeado por diferenças centrais e foi utilizado no trabalho cujas derivadas nas faces do volume elementar são expressas por:

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial z} \right|_e \cong \frac{\psi_E - \psi_P}{\Delta z_e} \quad \text{e} \quad \left. \frac{\partial \psi}{\partial z} \right|_w \cong \frac{\psi_P - \psi_W}{\Delta z_w} \quad (4.3)$$

onde ψ_W , ψ_P e ψ_E são as sucções nos pontos nodais, a oeste, no ponto e a leste, respectivamente.

Para comodidade a equação de Richards é rerepresentada a seguir.

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} K(\psi)$$

As equações discretizadas são obtidas integrando a equação governante sobre cada um dos volumes de controle no domínio, tal como:

$$\int_w^e \int_t^{t+\Delta t} \left(C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \right) dt dz = \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) dz dt - \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \frac{\partial}{\partial z} K(\psi) dz dt \quad (4.4)$$

4.4 Discretização dos nós internos

4.4.1 Integração do termo do armazenamento de água

Integrando o termo do armazenamento no espaço e no tempo, tem-se:

$$\int_w^e \int_t^{t+\Delta t} C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} dt dz = C(\psi)_P \int_w^e \int_t^{t+\Delta t} \frac{\partial \psi}{\partial t} dt dz = C(\psi)_P \int_w^e \partial \psi dz = C(\psi)_P [\psi_P^1 - \psi_P^0] \Delta z_P \quad (4.5)$$

onde os subscritos 0 e 1 referem-se ao tempo velho (t) e novo ($t+\Delta t$), respectivamente.

4.4.2 Integração do termo divergente do fluxo de água

Integrando o primeiro termo do divergente em relação ao espaço, tem-se:

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz dt = \int_t^{t+\Delta t} \left[\left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_e - \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_w \right] dt \quad \therefore$$

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz dt = \int_t^{t+\Delta t} \left[\frac{K(\psi)_e (\psi_E - \psi_P)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P - \psi_W)}{(\delta z)_w} \right] dt \quad (4.6)$$

Uma questão importante surge agora com relação ao nível de tempo no qual será avaliada a Equação 4.6, ou seja, para realizar a integração em relação ao tempo é necessário adotar um perfil de variação de ψ_w , ψ_p e ψ_e ao longo de 't' até $(t + \Delta t)$. É necessário decidir como é o comportamento do fluxo de água nas duas faces do volume elementar ao longo do intervalo de tempo Δt para que a integração possa ser realizada. Deve-se definir se a avaliação da incógnita será no início, no fim ou em uma posição intermediária do intervalo de tempo. Dependendo da função escolhida para o comportamento do fluxo no intervalo de tempo, serão obtidas as formulações totalmente implícitas, implícita e explícita. Uma das maneiras é a função generalizada de interpolação, tal como apresentada a seguir.

$$\int_t^{t+\Delta t} (\psi) dt = [f\psi^1 + (1-f)\psi^0] \Delta t \quad (4.7)$$

onde f é o fator de interpolação temporal, podendo ser: $f = 0$ – perfil implícito; $f = 0,5$ – perfil explícito ou Crank-Nicolson e $f = 1$ – perfil totalmente implícito. Novamente, os subscritos 0 e 1 referem-se ao tempo velho (t) e novo ($t + \Delta t$), respectivamente.

$$\int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz dt = \left[\begin{array}{l} f \left\{ \frac{K(\psi)_e (\psi_E^1 - \psi_P^1)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P^1 - \psi_W^1)}{(\delta z)_w} \right\} \Delta t \\ + (1-f) \left\{ \frac{K(\psi)_e (\psi_E^0 - \psi_P^0)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P^0 - \psi_W^0)}{(\delta z)_w} \right\} \Delta t \end{array} \right] \quad (4.8)$$

Integrando o segundo termo do divergente no tempo e no espaço, tem-se:

$$- \int_t^{t+\Delta t} \int_w^e \frac{\partial}{\partial z} K(\psi) dz dt = - \int_t^{t+\Delta t} [K(\psi)_e - K(\psi)_w] dt = - [K(\psi)_e - K(\psi)_w] \Delta t \quad (4.9)$$

4.4.3 Manipulações algébricas

Agrupando os termos desenvolvidos anteriormente, obtém-se:

$$C(\psi)_P |\psi_P^1 - \psi_P^0| \Delta z_P = \left[\begin{array}{l} f \left\{ \frac{K(\psi)_e (\psi_E^1 - \psi_P^1)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P^1 - \psi_W^1)}{(\delta z)_w} \right\} \Delta t \\ + (1-f) \left\{ \frac{K(\psi)_e (\psi_E^0 - \psi_P^0)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P^0 - \psi_W^0)}{(\delta z)_w} \right\} \Delta t \\ - [K(\psi)_e - K(\psi)_w] \Delta t \end{array} \right] \quad (4.10)$$

Dividindo a Equação 4.10 por Δt , obtém-se:

$$\frac{C(\psi)_P [\psi_P^1 - \psi_P^0] \Delta z_P}{\Delta t} = \left[\begin{array}{l} f \left\{ \frac{K(\psi)_e (\psi_E^1 - \psi_P^1)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P^1 - \psi_W^1)}{(\delta z)_w} \right\} \\ + (1-f) \left\{ \frac{K(\psi)_e (\psi_E^0 - \psi_P^0)}{(\delta z)_e} - \frac{K(\psi)_w (\psi_P^0 - \psi_W^0)}{(\delta z)_w} \right\} \\ - [K(\psi)_e - K(\psi)_w] \end{array} \right] \quad (4.11)$$

Manipulando as expressões acima para evidenciá-las em termos de $(\psi_{W,P,E}^{1,0})$.

$$\frac{C(\psi)_P \Delta z_P \psi_P^1}{\Delta t} - \frac{C(\psi)_P \Delta z_P \psi_P^0}{\Delta t} = \left[\begin{array}{l} f \frac{K(\psi)_e \psi_E^1}{(\delta z)_e} - f \frac{K(\psi)_e \psi_P^1}{(\delta z)_e} - f \frac{K(\psi)_w \psi_P^1}{(\delta z)_w} + f \frac{K(\psi)_w \psi_W^1}{(\delta z)_w} \\ (1-f) \left(\frac{K(\psi)_e \psi_E^0}{(\delta z)_e} \right) - (1-f) \left(\frac{K(\psi)_e \psi_P^0}{(\delta z)_e} \right) - (1-f) \left(\frac{K(\psi)_w \psi_P^0}{(\delta z)_w} \right) + (1-f) \left(\frac{K(\psi)_w \psi_W^0}{(\delta z)_w} \right) \\ - (K(\psi)_e - K(\psi)_w) \end{array} \right]$$

Reagrupando os termos segundo $(\psi_{W,P,E}^{1,0})$, tem-se:

$$\begin{aligned}
& \psi_P^1 \left[\left(\frac{C(\psi)_P \Delta z_P}{\Delta t} \right) + \left(f \frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e} \right) + \left(f \frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w} \right) \right] = \\
& \left. \begin{aligned}
& \psi_P^0 \left[\left(\frac{C(\psi)_P \Delta z_P}{\Delta t} \right) - (1-f) \left(\frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e} \right) - (1-f) \left(\frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w} \right) \right] \\
& + \psi_W^0 \left[(1-f) \left(\frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w} \right) \right] \\
& + \psi_W^1 \left(f \frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w} \right) \\
& + \psi_E^0 \left[(1-f) \left(\frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e} \right) \right] \\
& + \psi_E^1 \left(f \frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e} \right) \\
& - (K(\psi)_e - K(\psi)_w)
\end{aligned} \right\} \quad (4.12)
\end{aligned}$$

De acordo com Versteeg e Malalasekera (1995), o esquema de interpolação temporal totalmente implícito é incondicionalmente independente do passo temporal, isto é, reservadas as propriedades numéricas, o tamanho do passo no tempo não interfere na resolução da equação diferencial. Sendo assim, foi assumido neste trabalho um perfil totalmente implícito, ou seja, $f = 1$, reduzindo a Equação 4.12 para a seguinte forma:

$$\begin{aligned}
\psi_P^1 \left[\left(\frac{C(\psi)_P \Delta z_P}{\Delta t} \right) + \left(\frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e} \right) + \left(\frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w} \right) \right] = & \left. \begin{aligned}
& \psi_P^0 \left[\left(\frac{C(\psi)_P \Delta z_P}{\Delta t} \right) \right] \\
& + \psi_W^1 \left(\frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w} \right) \\
& + \psi_E^1 \left(\frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e} \right) \\
& - (K(\psi)_e - K(\psi)_w)
\end{aligned} \right\} \quad (4.13)
\end{aligned}$$

Finalmente, a equação discretizada do fenômeno do fluxo unidimensional de água num meio poroso, pode ser representada, para os nós internos da malha, de acordo com a expressão:

$$a_P^1 \psi_P^1 = a_W \psi_W^1 + a_E \psi_E^1 + a_P^0 \psi_P^0 + b_P \quad (4.14)$$

cujos coeficientes a_P , a_W , a_E e b_P são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Equações algébricas resultantes da discretização dos nós internos por MVF

a_w	a_p^0	a_p^1	a_E	b_p
$\frac{K(\psi)_w}{(\delta z)_w}$	$\frac{C(\psi)_p \Delta z_p}{\Delta t}$	$a_p^0 + a_w + a_E$	$\frac{K(\psi)_e}{(\delta z)_e}$	$-(K(\psi)_e - K(\psi)_w) + a_p^0 \psi_p^0$

4.4.4 Avaliação da condutividade hidráulica nas interfaces

A condutividade hidráulica nas interfaces (K_e e K_w) do volume de controle ($i \pm 1$) foi avaliada a partir da média geométrica, tal como proposto por Haverkamp e Vauclin (1979) e recomendado por Yeh e Harvey (1990), dada por:

$$K_{i \pm 1/2} = \sqrt{K_i K_{i \pm 1}} \quad (4.15)$$

4.5 Discretização dos contornos

Uma das formas de implementar as condições de contorno é o uso de volumes fictícios. Estes volumes fictícios são interpretados como volumes internos, sendo necessária a criação de equações para estes volumes em função das condições de contorno que se deseja impor ao sistema. É uma prática atraente e de fácil aplicação, porém originam novas incógnitas, aumentando o tamanho do sistema linear, situação que vai se agravando quando a dimensão do problema aumenta, por exemplo, no caso de duas ou três dimensões. Para um modelo unidimensional o fluxo da água nos contornos é dado pela expressão:

$$q = -K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} + K(\psi) \quad (4.16)$$

Definindo o eixo da coordenada de posição z orientada a partir da superfície do terreno para baixo.

4.5.1 Contorno no topo da coluna

O volume de controle localizado na superfície do terreno, no topo da coluna ($z = 0$), que recebe a imposição do modelo atmosférico simulando o evento de precipitação é dado pela expressão:

$$\text{Modelo atmosférico} = -K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} + K(\psi) \quad (4.17)$$

ou

$$P = -K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} + K(\psi) \quad (4.17a)$$

Fazendo-se esta variação infinitesimal a equação implementada neste volume de controle recebe a seguinte forma.

$$-\Delta\psi = \left[\left(\frac{P_{inf}}{K_1 + K_2} \right) - 1 \right] \frac{\Delta z}{2} \quad (4.18)$$

onde P_{inf} representa o fluxo de água que efetivamente é infiltrado no perfil do solo [LT^{-1}]; K_1 e K_2 são as condutividades hidráulicas calculadas no primeiro e no segundo nó, respectivamente [LT^{-1}] e Δz é a distância entre os nós em questão [L].

4.5.2 Contorno na base da coluna

Nesta fronteira, localizada na base da coluna ($z = L$), a condição de contorno imposta tem como propósito simular uma drenagem gravitacional. A implementação desta condição é obtida assumindo que o fluxo da água nesta fronteira é igual à condutividade hidráulica desenvolvida nela, tal como:

$$J_b = K_b(\psi) = -K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (4.19)$$

onde J_b é o fluxo de água atravessando a base da coluna [LT^{-1}] e K_b é a condutividade hidráulica calculada no nó da fronteira [LT^{-1}].

Na forma de variação infinitesimal a equação neste volume de controle recebe a seguinte expressão:

$$-\Delta\psi = \left[\left(\frac{K_{nt}}{K_{nt} + K_{nt-1}} \right) - 1 \right] \frac{\Delta z}{2} \quad (4.20)$$

sendo K_{nt} e K_{nt-1} as condutividades hidráulica não saturada no último e no penúltimo nó do domínio, respectivamente [LT^{-1}].

Quando a relação entre as condutividades hidráulica é zero o fluxo na fronteira assume uma condição impermeável. Caso contrário, a drenagem da fronteira assume a valor calculado de K_b . Desta maneira, a fronteira funciona como um ventrículo, ora impedindo a passagem de água, ora permitindo a sua passagem.

4.6 Critério de convergência

Neste trabalho, o critério de convergência adotado baseou-se na avaliação do erro relativo entre os valores do campo da variável (ψ) nos níveis de iteração k e $k-1$, em um determinado nível de tempo t . A máxima diferença deste erro é comparada com uma tolerância adotada no modelo computacional. Caso esta máxima diferença seja menor que o valor da tolerância, o tempo t é acrescido de um Δt e, assim, avançando para um nível de tempo $t+\Delta t$. A mudança relativa máxima da sucção é definida como:

$$\xi_{\psi} = \max \left| \frac{\psi_i^{k-1} - \psi_i^k}{\psi_i^{k-1}} \right| \leq \text{tol} \quad (4.21)$$

onde ξ_{ψ} representa o erro relativo entre as sucções; tol é a tolerância e k é o nível de iteração. O número máximo de iteração adotado foi igual a 100 e uma tolerância máxima igual a 10^{-6} cm entre os valores de sucção.

4.7 Balanço de massa

Muitas vezes a verificação da solução de um problema de fluxo não é dada por soluções analíticas ou numéricas tabeladas. Uma maneira de verificar a validade da solução é feita a partir do balanço de massa do sistema em questão. O balanço de massa mede a habilidade do algoritmo em conservar a propriedade envolvida (massa, volume ou altura de água) podendo ser escrito da seguinte maneira.

$$B_m^t = \left| \frac{V_f^t - (V_o^t + V_{aporte}^t - V_{drenado}^t)}{V_f^t} \right| 100 \quad (4.22)$$

sendo B_m o erro no balanço de massa [L]; V_f e V_o os volumes final e inicial de água na coluna, expresso em altura de água, respectivamente [L]; V_{aporte} o volume de água que entra no topo da coluna, expresso em altura de água [L] e $V_{drenado}$ o volume de água que sai na base da coluna, expresso em altura de água [L].

4.8 Estrutura da matriz de coeficientes

A matriz genérica representante do esquema de discretização da equação diferencial e das condições de contornos é apresentada a seguir.

$$\begin{bmatrix} 1 \\ 2 \\ \vdots \\ \vdots \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ n-1 \\ n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -fa_{w(2)} & ap_{(2)} & -fa_{E(2)} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & -fa_{w3} & ap_3 & -fa_{E3} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -fa_{w4} & ap_4 & -fa_{E4} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -fa_{w5} & ap_5 & -fa_{E5} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -fa_{w(n-1)} & ap_{(n-1)} & -fa_{w(n-1)} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \psi_3 \\ \psi_4 \\ \psi_5 \\ \vdots \\ \psi_{n-1} \\ \psi_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} +J_{topo} \\ b_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ b_3 \\ b_4 \\ b_5 \\ \vdots \\ b_{n-1} \\ J_{Base} \end{bmatrix}$$

onde J_{topo} representa o fluxo de água da precipitação [LT^{-1}] e J_{base} é o fluxo na base da coluna [LT^{-1}]. O código descrito anteriormente foi escrito utilizando-se da linguagem do programa *Matlab@ 6* – Hanselman e Littlefield (2003).

4.9 Limitações do código computacional

Dentre as hipóteses simplificadoras adotadas no modelo matemático (ver item 2.42), talvez a não consideração do fenômeno da histerese seja a mais significativa. Apesar das inúmeras tentativas de implementação do modelo de Kool e Parker (1987), elas não foram bem sucedidas. A aparente simplicidade das rotinas para estimar a varredura da água no perfil de solo (estimação das curvas de varreduras) causou erros significativos e absurdos no balanço de massa do código computacional. É sabido dos prejuízos que a falta deste elemento traz na quantificação do fenômeno. Contudo, pouco ou nada se perde na interpretação do fenômeno de barreira capilar. É de se esperar que os resultados das simulações numéricas estejam um pouco distanciados dos resultados das simulações físicas.

4.10 Verificação numérica do modelo computacional

A verificação é o exercício que tem como proposta certificar a acurácia e precisão do código computacional. São testes que comprovam a validade, a correção ou concordância com padrões. Para isso, existem alguns problemas na literatura que são clássicos e freqüentemente usados para comparar modelos numéricos. Nesse sentido são apresentados a seguir dois problemas-teste: um problema para certificar a qualidade do esquema numérico em resolver uma equação diferencial para um caso que tem solução exata e, outro, mais bem elaborado, para conferir a acurácia e a habilidade do modelo computacional proposto em reproduzir um problema envolvendo o fenômeno da infiltração em um perfil de solo homogêneo.

4.10.1 Problema-teste – resolvidor

O primeiro problema-teste tem como tarefa a verificação da preparação da matriz representante da discretização para resolver uma equação diferencial semelhante à equação de Richards por aproximação do método dos volumes finitos. Para tal, lançou-se mão do exercício 4.1 de Versteeg e Malalasekera (1995). O exercício consiste de um problema de condução de calor, em regime estacionário, numa barra cujas extremidades estão submetidas às temperaturas constantes de 100 e 500 °C. A solução exata é dada pela expressão: $t = 800x + 100$, sendo t a temperatura e x a distância.

Lembrando de que as Leis de Darcy e de Fick são equivalentes, isso torna possível descrever um mesmo fenômeno a partir de analogias, tal como demonstrado pelas equações a seguir.

$$\frac{d}{dx} \left(K_t \frac{dT}{dx} \right) + S = 0 \quad \infty \quad \frac{d}{dx} \left(K_h \frac{d\psi}{dx} \right) + S = 0 \quad (4.23)$$

onde K_t e K_h são as condutividades térmica e hidráulica, respectivamente.

A seguir, a Figura 4.3 apresenta a comparação entre a solução exata e numérica do problema-teste em questão.

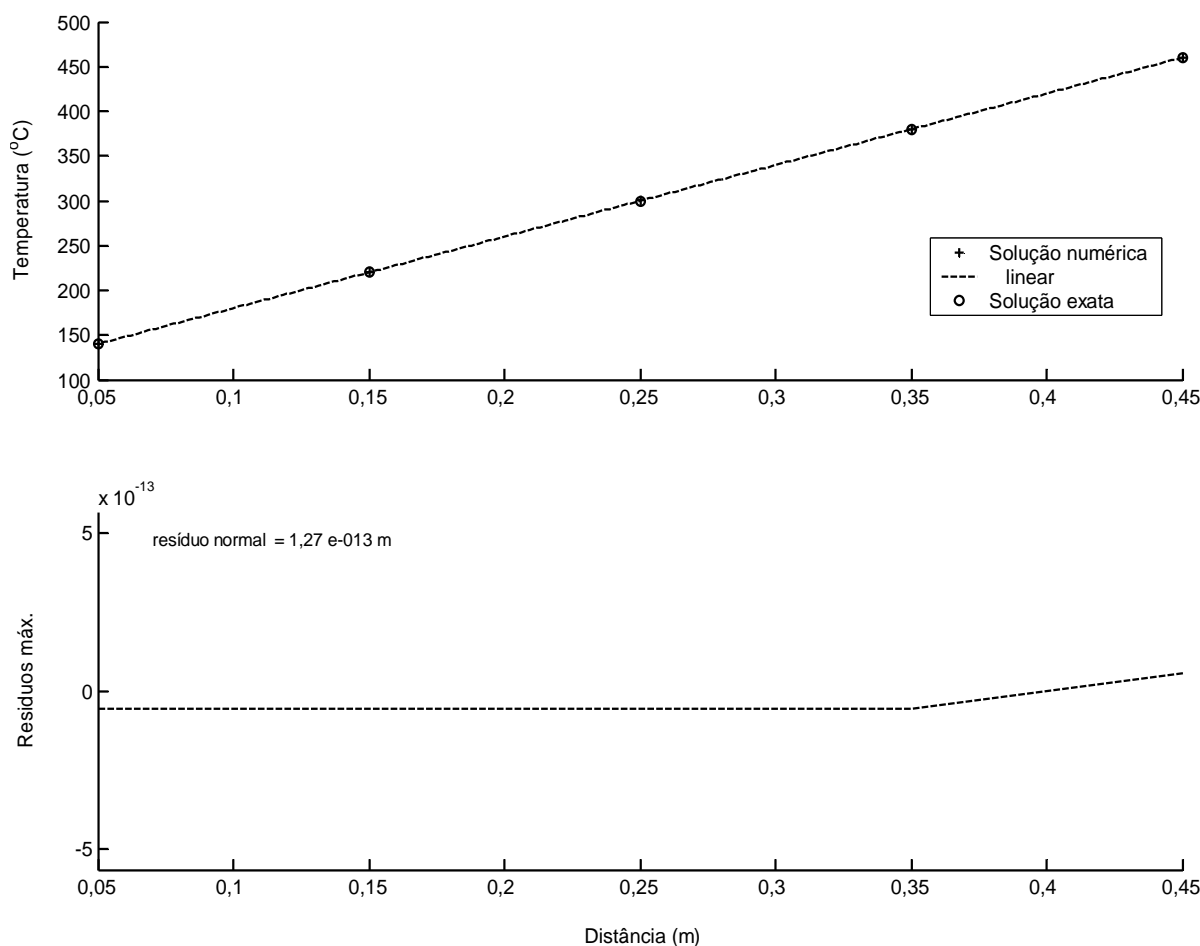


Figura 4.3 – Comparação entre a solução exata e numérica do problema-teste (a) e resíduos numéricos (b)

O resultado apresentado na Figura 4.3 não deixa dúvida de que o esquema numérico desenvolvido para resolver um problema de condução pura é bastante acurado. Os resíduos numéricos foram da ordem de 10^{-13} m, o que é, perfeitamente, aceitável em se tratando de aproximações numéricas. Tendo assegurado a eficiência desta etapa (espinha dorsal do programa responsável pela resolução da equação diferencial composta pelas equações discretizadas e pelo sistema linear de equações), o passo seguinte é submeter o código computacional a testes mais elaborados e fidedignos com a realidade que se propõe modelar.

4.10.2 Problema-teste – infiltração da água em solo homogêneo

Grande foi o esforço despendido na busca de um problema-teste com condições ideais para verificar o código computacional como um todo – sistema semelhante à de uma barreira capilar com resultados tabelados, principalmente, da evolução da frente de molhamento. Infelizmente, tal pretensão foi frustrada. Para contornar o problema, a alternativa encontrada foi a escolha do trabalho de Haverkamp *et al.* (1977), mesmo sabendo do seu distanciamento

conquanto a realidade a ser modelada. O problema-teste é um exemplo clássico da literatura estudado em várias ocasiões, por exemplo: Celia *et al.*, 1990, Vasconcellos e Amorim, 2001 etc.

O problema-teste consiste na distribuição da água num perfil de solo homogêneo sujeito ao fenômeno da infiltração apresentado por Haverkamp *et al.* (1977). Esses autores estudaram o fenômeno da infiltração numa série de experimentos conduzidos em laboratório usando uma coluna de 93 cm de altura e 6 cm de diâmetro, contendo um solo arenoso com massa específica igual a 1,66 g/cm³. A coluna foi instrumentada com tensiômetros localizados em diferentes alturas e com um atenuador de raio gama para medir a mudança no conteúdo de água. Dessa experimentação os autores propuseram as seguintes expressões como representantes do modelo hidráulico para o material em questão. São elas:

$$K(\psi) = K_s \frac{A}{A + |\psi|^\phi} \quad (4.24)$$

e

$$\theta(\psi) = \frac{\lambda(\theta_s - \theta_r)}{\lambda + |\psi|^\xi} + \theta_r \quad (4.25)$$

onde A , ϕ , λ e ξ são parâmetros de ajustes [-]; θ_s é o conteúdo de água na condição saturada [L³L⁻³]; θ_r é o conteúdo de água residual [L³L⁻³] e K_s é a condutividade hidráulica na condição saturada [LT⁻¹].

Os parâmetros hidráulicos e de ajustes do material utilizado na experimentação são apresentados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Valores dos parâmetros para o solo arenoso

Material	K_s (cm/s)	A	λ	ϕ	ξ	θ_r	θ_s
Areia	$9,44 \times 10^{-3}$	$1,19 \times 10^6$	$1,61 \times 10^6$	4,74	3,96	0,075	0,287

Fonte: Haverkamp *et al.*, 1977

Para certificarem a validade da proposta, os autores simularam numericamente a experimentação anterior, comparando-a com a solução de Philip (1957) a partir de um modelo

empregando a equação de Richards. O fenômeno foi simulado em um tempo total de 48 minutos com a seguinte condição inicial e de contorno:

$$\begin{cases} \psi(z,0) = -61,5 \text{ cm} & 0 < z < 93 \\ \psi(0,t) = -20,73 \text{ cm} & t > 0 \\ \psi(90,t) = -61,5 \text{ cm} & t > 0 \end{cases} \quad (4.26)$$

Para reproduzir a experimentação dos referidos autores, uma malha igualmente espaçada de 1 cm ($\Delta z = 1 \text{ cm}$), um incremento de tempo igual a 5 segundos ($\Delta t = 5 \text{ s}$) e a média aritmética, para avaliar a função K avaliada, foram empregadas no modelo computacional. A Figura 4.4 mostra a evolução dos perfis de umidade desenvolvidos na coluna durante um tempo total de 48 minutos de simulação. As linhas representam os perfis do conteúdo de água nos tempos de simulações iguais a 6, 12 e 48 minutos, respectivamente. Já os perfis do conteúdo de água da solução de Philip são identificados por pontos, para os mesmos tempos de simulação.

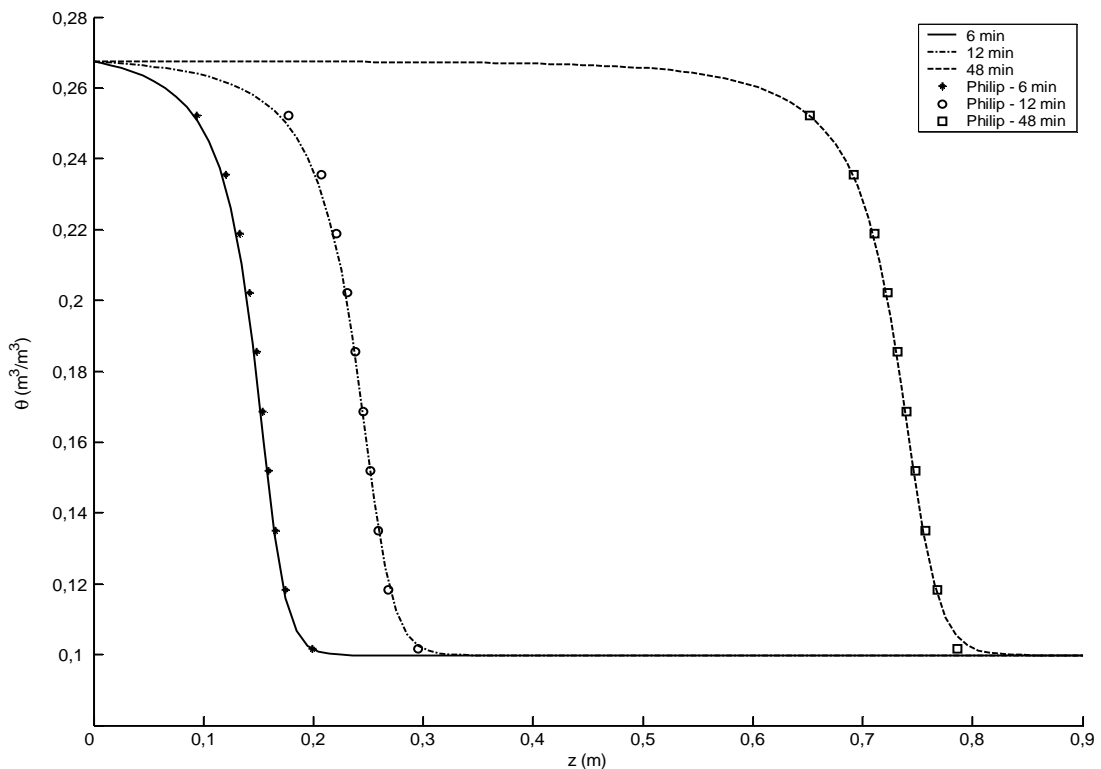


Figura 4.4 – Frentes de molhamento calculadas pelo modelo computacional e de referência

Aos olhos, fica evidente que a solução encontrada pelo modelo computacional é bem próxima da solução de Philip, e que os formatos das frentes de molhamento são idênticos. Percebe-se apenas um singelo retardo nas frentes de molhamento, principalmente, no tempo de 48 minutos.

4.11 Sensibilidade do modelo computacional

Para avaliar a sensibilidade do modelo computacional quanto o espaçamento, passo de tempo e tipo de média para estimar a função da condutividade hidráulica, foi realizada uma série de experimentações numéricas com o segundo problema-teste – infiltração de água em solo homogêneo. As simulações foram feitas com malhas igualmente espaçadas de 0,1, 0,5, 1 e 2 cm, evoluindo no tempo em passos de 1, 2 e 5 s, avaliando a função K pelas médias aritmética, geométrica e harmônica e mantidas as condições de contorno e iniciais do referido problema-teste. A Tabela 4.3 apresenta os resultados da análise de sensibilidade entre os parâmetros variados, tipos de média e do erro no balanço de massa.

Tabela 4.3 – Resultado da análise sensitiva do modelo computacional

Parâmetros variados		Erro no balanço de massa (%)		
Δz (cm)	Δt (s)	Média aritmética	Média geométrica	Média harmônica
0,1	1	0,305	0,306	0,306
	2	0,472	0,473	0,473
	5	0,862	0,863	0,863
0,5	1	0,343	0,532	1,090
	2	0,492	0,541	0,518
	5	0,868	0,880	0,866
1	1	0,310	0,885	2,800
	2	0,512	1,002	2,662
	5	0,912	1,220	2,292
2	1	0,227	1,570	5,899
	2	0,409	1,678	5,858
	5	0,845	1,956	5,723

Adotando como critério de aceitabilidade da solução um erro no balanço de massa menor ou igual a 1%, pode-se verificar a partir da Tabela 4.3, que:

- a *média aritmética*: apresentou um erro no balanço de massa menor que 1% em quaisquer combinações dos parâmetros Δz e Δt . Porém, exibiu oscilações quando esses parâmetros são refinados;
- a *média geométrica*: mostrou-se coerente com a expectativa de que o erro no balanço de massa é tão menor quanto menor for o tamanho da malha e do passo de tempo. A exigência quanto ao erro foi alcançada na combinação de $\Delta z = 1$ cm com $\Delta t = 1$ s ; e,

- a *média harmônica*: foi aquela que apresentou os piores resultados e problemas de instabilidade numérica. Uma aceitabilidade consistente somente foi alcançada na combinação de $\Delta z = 0,1 \text{ cm}$ com $\Delta t = 5 \text{ s}$.

Na Figura 4.5 é apresentado o fluxograma do código computacional e no Apêndice 7 é apresentado a escrita do referido código.

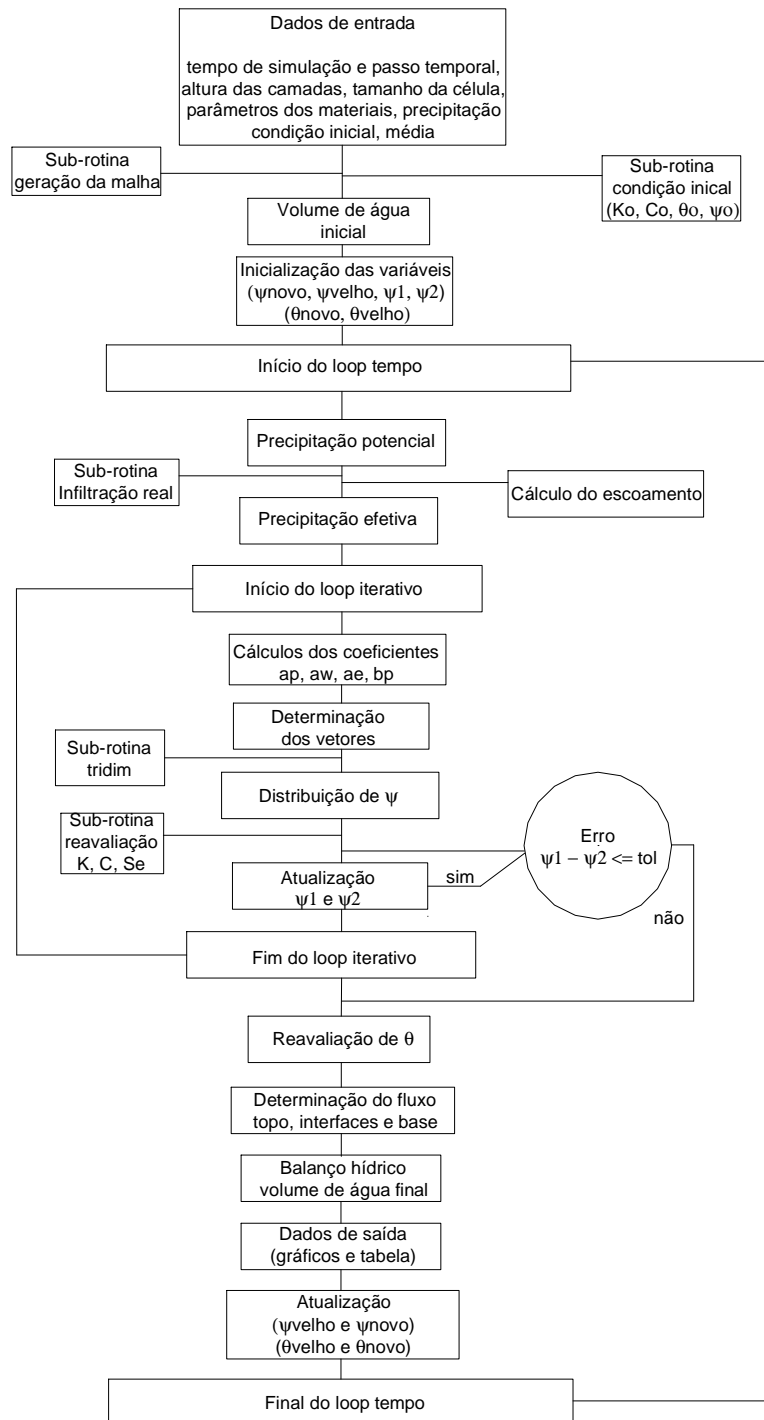


Figura 4.5 – Fluxograma do código computacional

“Quando a memória falha, a imaginação preenche”

Ariano Suassuna

5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Nesta seção são apresentados os resultados finais da caracterização física e hidráulica dos materiais empregados no modelo físico, da calibração dos sensores de umidade e da determinação da taxa de precipitação do dispositivo simulador de chuvas, os quais representam a média aritmética de pelo menos três determinações cujo desvio médio (diferença entre as observações individuais e a média) foi menor ou igual a 5%.

Já os resultados finais dos ensaios de coluna representam a média aritmética de pelo menos três determinações, cujo desvio médio foi menor ou igual a 10%. Vários aspectos foram levados em conta para adoção deste valor, tais como: a exatidão dos sensores de umidade, que segundo o fabricante é igual a $\pm 3\%$, o desempenho das agulhas para garantir um fluxo constante de água em períodos prolongados de tempo, e a dificuldade na reprodução de exemplares idênticos do arranjo da barreira capilar.

Esses dois conjuntos de ensaios foram repetidos tantas vezes necessárias até que, pelo menos, três determinações satisfizessem o critério do desvio médio. A saber, foram realizados 19 ensaios de coluna.

Finalmente, as comparações entre as simulações físicas e numéricas são apresentadas e a análise dos dados é feita a partir do erro relativo entre as medições registradas no modelo físico e daquelas estimadas pelo modelo computacional. Não existe uma regra básica e nem tão pouco um valor é estipulado para a deliberação da comparação entre as diferentes abordagens. Geralmente, desvio menor ou igual a 10% é apontado como pequeno e a comparação é dita satisfatória, tal qual mencionado por Corradini *et al.*, 1994 dentre outros. Acredita-se que a idéia de juízo de valor deve ser acompanhada de uma análise criteriosa de todas as etapas do processo, cujas inconsistências devem ser ponderadas, levando-se em conta a distinção das abordagens – o distanciamento entre o físico e o matemático; a natureza da fenomenologia – complexidade do fluxo de água em meios estratificados; bem como, o conhecimento e experiência acumulada sobre o assunto.

5.1 Caracterização das areias

As principais propriedades físicas e hidráulicas dos materiais empregados na coluna são apresentadas na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Caracterização física e hidráulica das areias

Areias				
Ensaio		IPT 100	IPT 16	Valores típicos*
Índices físicos e hidráulicos	Massa específica dos grãos (g/cm ³)	2,604	2,621	2,650
	Massa específica seca solta (g/cm ³)	1,291	1,367	-
	Massa específica seca compacta (g/cm ³)	1,567	1,536	-
	Índice de vazios máximo	1,017	0,917	0,65 – 1,10
	Índice de vazios mínimo	0,662	0,738	0,35 – 0,70
	Porosidade máxima (%)	50	48	45 – 52
	Porosidade mínima (%)	40	42	26 – 35
	<i>K</i> saturada (m/s) *	1,2 x 10 ⁻⁴	6,0 x 10 ⁻³	10 ⁻⁵ – 10 ⁻²
Granulometria ABNT (2003)	Diâmetro efetivo (D ₁₀)	0,15	1,2	
	Diâmetro (D ₁₅)	0,18	1,25	-
	Diâmetro (D ₆₀)	0,22	1,8	-
	Diâmetro (D ₈₅)	0,25	2,1	
	Coefficiente de não uniformidade	1,38	1,50	< 2
	Graduação	Fina	Grossa	-
Proteção de filtro (Terzaghi)	D ₁₅ (IPT 16)/D ₈₅ (IPT 100)**	4,8		< 5
	D ₁₅ (IPT 16)/D ₁₅ (IPT 100)***	8,0		> 5

Fonte: Caputo, 1985. * *K* determinado com compactação entorno de 0,95 a 20 °C. ** verificação da ocorrência de invasão de material de um estrato para o outro. *** verificação da diferença de permeabilidade entre os materiais.

Como era de se esperar, verificou-se que os valores das propriedades físicas e hidráulicas exibidas pelas areias, IPT 100 e IPT 16, são concordantes com aqueles registrados na literatura. O beneficiamento, seleção e preparo, destas areias faz com que suas características físicas se mantenham, praticamente, as mesmas.

Considerou-se que a escolha destes materiais foi adequada para retratar uma barreira capilar. Na Tabela 5.1, os valores expressam que os critérios de proteção de filtros foram satisfeitos (os vazios da areia IPT 16 são suficientes para assegurar a invasão dos grãos da areia IPT 100 no estrato inferior e a areia IPT 16 é pelos menos 5 vezes mais permeável do que a outra). Esse último critério traduz a eficiência da barreira capilar – quanto maior a diferença entre as condutividades hidráulicas saturadas dos materiais, maior será o efeito e a eficiência delas.

A composição granulométrica das areias IPT 100 e IPT 16 são apresentadas na Figura 5.1, revelando que cada uma delas é formada, basicamente, por grãos de tamanhos semelhantes.

Tal característica também é verificada segundo os valores dos coeficientes de não uniformidade, cujas areias são consideradas muito uniformes (ver Tabela 5.1).

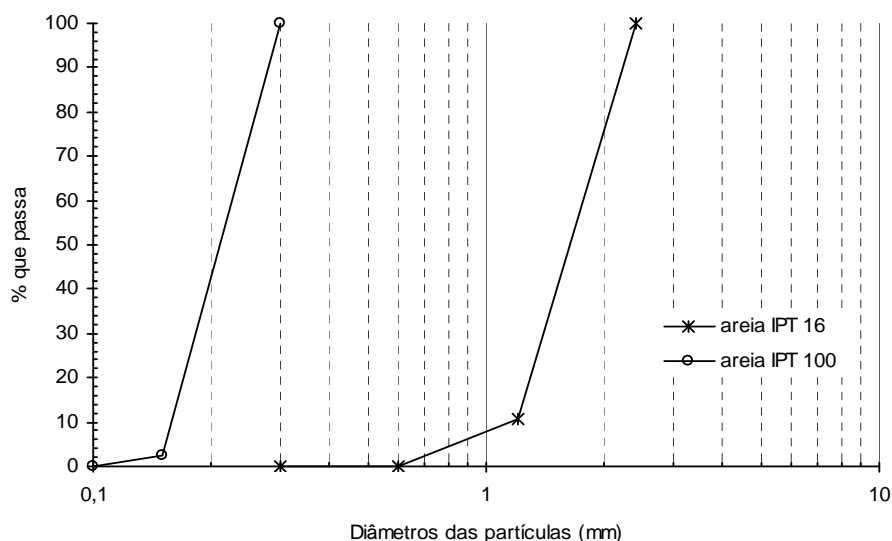


Figura 5.1 – Composição granulométrica das areias IPT 100 e IPT 16

O resultado final das curvas de retenção das areias IPT 100 e IPT 16, seguindo a trajetória de drenagem, obtidas pelo método do funil de Haines, é apresentado na Tabela 5.2. As mudanças significativas destes materiais são compreendidas nos seguintes intervalos: areia IPT 100 – sucção entre -40 a -50 cm e conteúdo de água entre 0,389 a 0,183 cm^3/cm^3 e areia IPT 16 – sucção entre -7 a -8 cm e conteúdo de água entre 0,282 a 0,138 cm^3/cm^3 . As fichas destes ensaios estão localizadas no Apêndice 1.

Tabela 5.2 – Curva de retenção de água de drenagem das areias IPT 100 e IPT 16

Areia IPT 100		Areia IPT 16	
Sucção (cm)	Conteúdo de água médio (cm^3/cm^3)	Sucção (cm)	Conteúdo de água médio (cm^3/cm^3)
-1	0,402	-1	0,415
-5	0,372	-2	0,400
-10	0,386	-3	0,399
-20	0,362	-5	0,338
-30	0,355	-7	0,277
-40	0,263	-8	0,135
-50	0,153	-10	0,074
-60	0,071	-20	0,025
-70	0,051	-30	0,018
-80	0,046	-60	0,013
-100	0,041	-80	0,010
-150	0,037	-100	0,010

Em seguida os traçados das curvas de retenção dos materiais em questão são apresentados na Figura 5.2. Antecipadamente, eles revelam que as areias têm inclinações semelhantes e acentuadas cujas zonas de saturação e drenagem são visivelmente definidas e que a passagem da água de uma para a outra ocorre com pequenas variações no potencial mátrico.

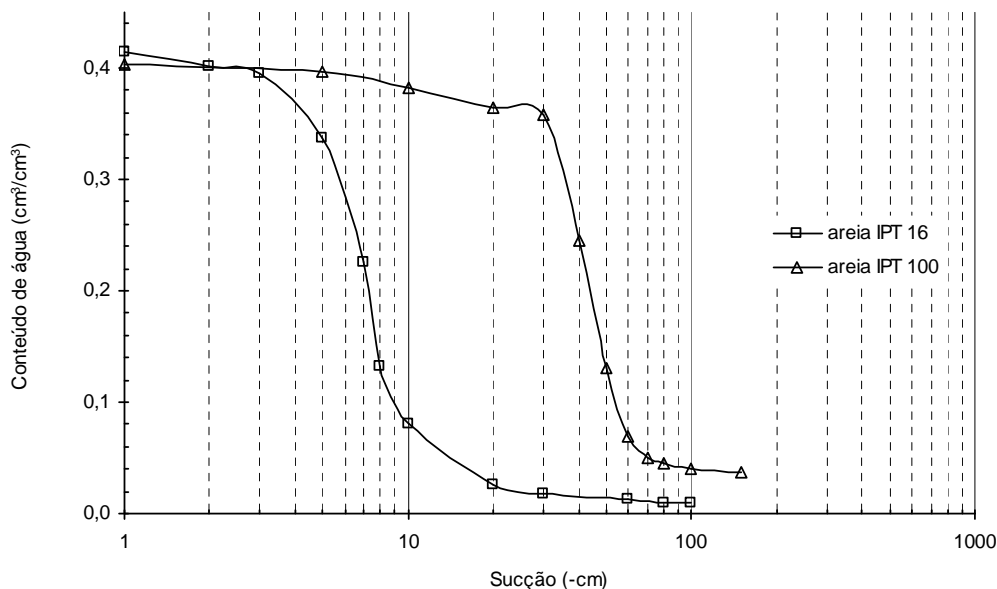


Figura 5.2 – Curvas de retenção de água seguindo a trajetória de drenagem da areia IPT 100 e areia IPT 16

De posse dos dados experimentais das curvas de retenção de água de cada material, correlação entre o conteúdo de água e a sucção, o próximo passo é abstrair os parâmetros de ajustes destas curvas, utilizando o modelo hidráulico de van Genuchten (1980). Os parâmetros θ_r , θ_s , m , n e α podem ser determinados a partir de métodos gráficos ou por técnicas de ajuste de uma reta, por exemplo, método dos mínimos quadrados, utilizando programas computacionais. Na Tabela 5.3 são apresentados os valores dos parâmetros de ajustes.

Tabela 5.3 – Parâmetros de drenagem do modelo hidráulico de van Genuchten, 1980

Método	Material	α^d (cm^{-1})	n^d	m^d	θ_r^d	θ_s^d	R^2
SWRC**		0,0264	6,0531	0,8348	0,038	0,398	0,992
SWRC	Areia IPT 100	0,0269	5,7388	0,8269	0,037	0,401	0,990
Gráfico		0,0232	5,9738	0,8326	0,037	0,402	-
SWRC**		0,1460	5,6821	0,8240	0,014	0,403	0,991
SWRC	Areia IPT 16	0,1498	5,1318	0,8051	0,010	0,415	0,990
Gráfico		0,1497	4,3534	0,7703	0,010	0,415	-

*o sobrescrito 'd' indica a trajetória de drenagem. ** com regressão.*

Os valores registrados anteriormente foram obtidos, tanto pelo método gráfico como pelo programa computacional, *SWRC*, de Dourato-Neto *et al.*, 2001, com os valores de θ_r e θ_s fixos e a relação de m e n é concordante com Mualem (1976). Os valores apresentados pelos diferentes métodos são bastante coincidentes e, inicialmente, serão testados na modelagem numérica, cuja escolha dos parâmetros ideais será definida na fase de calibração do modelo numérico – ou seja, na fase que se dedica a encontrar os parâmetros que conduzem e levem o processo iterativo do modelo numérico à convergência. Vale ressaltar que, os valores registrados na tabela anterior são concordantes com os resultados apresentados por Vieira, 2005 e Santos, 2005. O primeiro autor utilizou a panela de Richards com as referidas areias do IPT e o segundo utilizou o funil de Haines com areias granulometricamente semelhantes.

5.2 Calibração dos sensores de umidade

Os resultados finais da calibração dos sensores de umidade são apresentados na Tabela 5.4. A equação apresentada pelo fabricante dos sensores, para um material genérico, é, a saber: $\theta = 0,00085 \text{ (mV)} - 0,4810$ (*Decagom Devices*, 2008).

Tabela 5.4 – Equações de ajuste da calibração dos sensores de umidade

Sensor	z (cm)	Areia			
		IPT 100		IPT 16	
1	5	$\theta = 0,0011 \text{ (mV)} - 0,4149$	$R^2 = 0,9712$	-	-
2	20	$\theta = 0,0011 \text{ (mV)} - 0,4439$	$R^2 = 0,9909$	-	-
3	45	$\theta = 0,0012 \text{ (mV)} - 0,4692$	$R^2 = 0,9907$	-	-
5	60	-	-	$\theta = 0,0009 \text{ (mV)} - 0,3175$	$R^2 = 0,9856$
4	80	-	-	$\theta = 0,0011 \text{ (mV)} - 0,4001$	$R^2 = 0,9612$

A título de exemplo, a Figura 5.3 apresenta o resultado da calibração do sensor 1 para areia IPT 100. Virtualmente, as leituras dos potenciais elétricos são iguais para um mesmo conteúdo de água. Os demais gráficos da correlação entre conteúdo de água e potencial elétrico emitido pelos sensores de umidade são apresentados no Apêndice 2 – Calibração dos sensores de umidade.

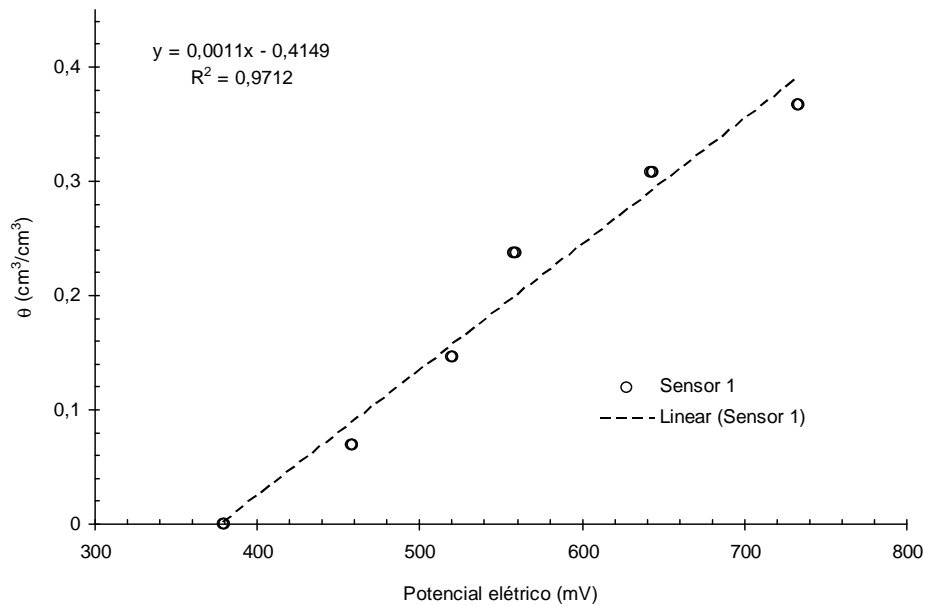


Figura 5.3 – Calibração do sensor de umidade 1 – areia IPT 100

5.3 Determinação das taxas de precipitação

O resultado, vazão *versus* coluna de água, produzido pelo simulador de chuvas, com apenas uma agulha, é apresentado pelo ábaco na Figura 5.4. Com o ábaco é possível definir a quantidade de agulhas e a altura da água no aparelho para produzir uma especificada taxa de precipitação. Os valores exibidos no ábaco são válidos para um intervalo de temperatura entre 15 e 40 °C.

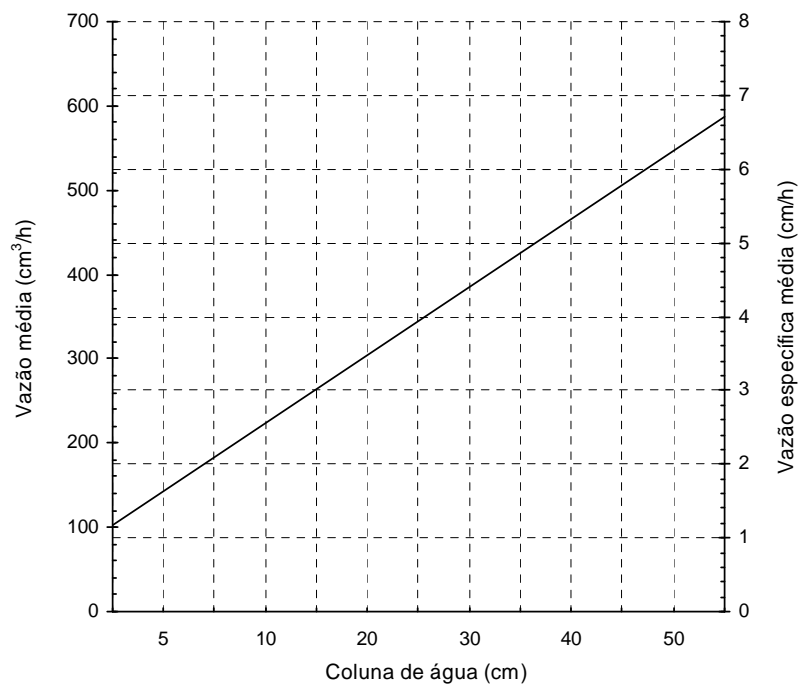


Figura 5.4 – Ábaco do simulador de chuvas – vazão *versus* coluna de água

5.4 Ensaios de coluna

No campo da modelagem física, os modelos físicos representam uma aproximação da realidade e servem para diversos propósitos, tais como: calibração e confirmação de modelos numéricos, determinação de parâmetro ou conjunto de parâmetros físicos da natureza modelada, conhecimento da causa-efeito de uma natureza pouco ou não compreendida, dentre outros.

5.4.1 Cenário 1

O cenário proposto consiste na simulação física e numérica da infiltração da água em uma coluna com 90 cm de altura e 10 cm de diâmetro, contendo duas camadas horizontais sobrepostas de solos arenosos, areias IPT 100 e IPT 16, com espessuras iguais a 50 e 40 cm respectivamente, sem cobertura vegetal, sob ação de drenagem gravitacional, durante 4 horas. A coluna foi submetida a uma taxa de precipitação igual a 91 mm/h, nas primeiras 2 horas e o tempo restante sujeita à drenagem livre.

Estrategicamente, a simulação é apresentada em dois momentos distintos: um momento que trata da experimentação física do fenômeno em questão – ensaios de coluna e, outro referente à simulação numérica propriamente dita, em que as comparações entre o modelo físico foram feitas.

a) Experimentação física do cenário 1

As características da moldagem da coluna de solo e os eventos de infiltração e drenagem são apresentados na Tabela 5.5. Os valores antecedidos do símbolo ‘±’ representam a variação ocorrida nos ensaios. No total foram realizados 19 experimentos e a média resultante dos três últimos ensaios foi adotada como resultado final. A compactação dos materiais na coluna, a produção e distribuição da vazão de água realizada pelo simulador de chuvas, o padrão espaço-temporal da evolução da água no interior da coluna e as respostas elétricas dos sensores de umidade atenderam o critério de aceitabilidade adotado no trabalho.

Tabela 5.5 – Características básicas da simulação física do cenário 1

Características de moldagem da coluna de solo					
Material			Areia IPT 100		Areia IPT 16
Área da coluna (cm ²)			78,54		78,54
Altura (cm)			50		40
Conteúdo de água inicial (cm ³ /cm ³)			0,070 ± 0,005		0,015 ± 0,002
Massa específica úmida (g/cm ³)			1,598 ± 0,02		1,527 ± 0,02
Massa específica seca (g/cm ³)			1,530 ± 0,05		1,509 ± 0,03
Compacidade relativa			0,95 ± 0,03		0,95 ± 0,03
Características dos eventos					
Eventos	Duração (h)	Período (h)	Massa de água média (g)	Vazão média (cm ³ /h)	Vazão específica média (cm/h)
Precipitação	2	0 às 2	1430 ± 10	710 ± 10	9,1 ± 05
Redistribuição	2	2 às 4	650 ± 10	-	-
Temperatura de ensaio		22 a 27 °C			

Na Figura 5.5 é mostrada a evolução temporal das vazões de água ocorridas na simulação física do cenário 1. Durante o evento de precipitação, entre 0 e 2 horas, a coluna de solo experimentou uma vazão de infiltração que se manteve, aproximadamente, constante e igual a 710 cm³/h. Explorando um pouco mais a referida figura pode-se ter uma idéia da faixa de variação para a vazão de drenagem a partir da derivada da curva no período em que ela é predominante. O resultado mostra que a vazão de drenagem variou de 230 a 120 cm³/h, sendo o primeiro valor correspondente ao início da drenagem e o segundo para o término significativo do processo.

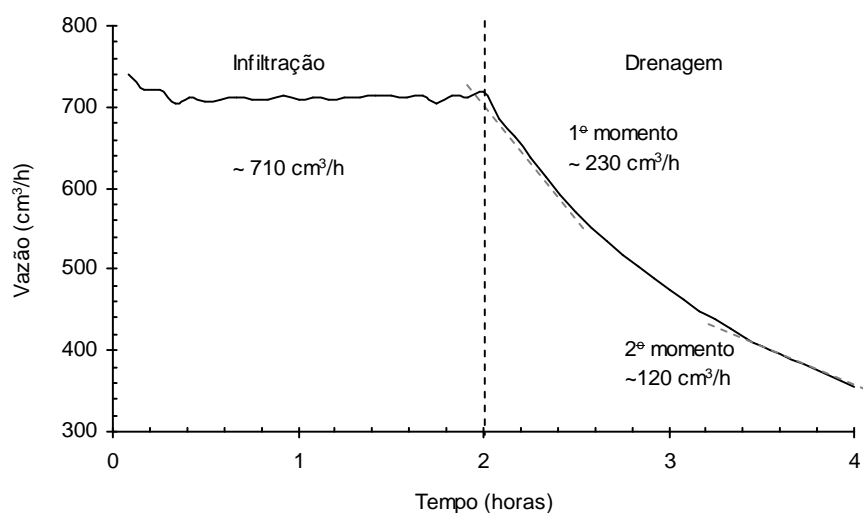


Figura 5.5 – Vazão média ocorrida no modelo físico do cenário 1

A tradução da figura anterior, em termos de vazão específica, equivale dizer que a taxa de infiltração foi aproximadamente igual a 9,1 cm/h e que a taxa de drenagem variou de 3,0 a 1,5 cm/h, para os mesmos momentos descritos anteriormente. Nota-se que o valor da taxa de infiltração concorda com o valor pré-estabelecido para a simulação do cenário em questão (Figura 5.6).

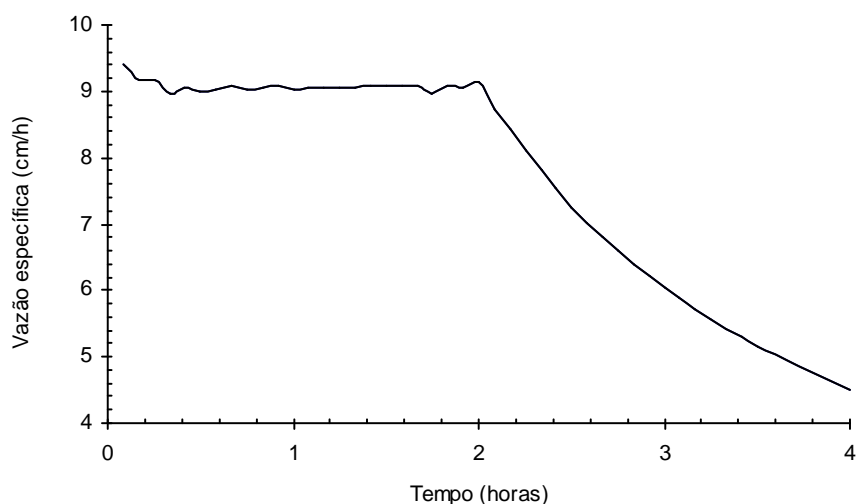


Figura 5.6 – Vazão específica média ocorrida no modelo físico do cenário 1

As pequenas oscilações registradas nas figuras anteriores são devidas ao procedimento de ajustes operacionais do dispositivo, simulador de chuvas, responsável pela produção e simulação do evento de precipitação. Apesar deste fato, pode-se considerar que o referido aparelho é bastante satisfatório para reproduzir artificialmente um evento desta natureza, conseqüentemente, o procedimento operacional não causou nenhum prejuízo à simulação do cenário 1.

Na Tabela 5.6 é apresentado o resumo do balanço de massa de água ocorrido na coluna de solo durante o evento de infiltração de água. Conforme dito anteriormente, a contabilidade foi registrada por duas balanças: uma colocada abaixo da coluna para registrar as variações de massa de água – entrada e saída e, outra para registrar, exclusivamente, a drenagem no sistema. O estudo completo dos ensaios é apresentado no Apêndice 3.

Tabela 5.6 – Resumo do balanço de massa de água do modelo físico do cenário 1

Volume de água (cm ³)	Tempo (minutos)									
	0	30	55	75	105	120	150	180	210	240
Infiltração	0	358	658	898	1251	1430	1438	1438	1440	1440
Armazenamento	320	677	978	1217	1547	1543	1287	1190	1140	1110
Drenagem	0	0	0	0	25	207	472	569	620	650
Erro no balanço de massa (%)	0	0,1	0,1	0,8	0,5	0,2	0,3	0,1	0,4	0,6
Eventos	Infiltração									
							*			
							Redistribuição			

* causa-resposta da combinação de infiltração e drenagem.

Os valores dos volumes de água e dos erros no balanço de massa de água registrados na Tabela 5.8 mostram a eficiência e adequabilidade da simulação física do presente caso. O erro no balanço de massa foi calculado conforme a Equação 4.22 e contabilizou que a quantidade de água que entrou no sistema foi praticamente igual aquela armazenada e extraída.

A evolução temporal do volume de água infiltrado, armazenado e drenado no referido cenário é mostrada na Figura 5.7.

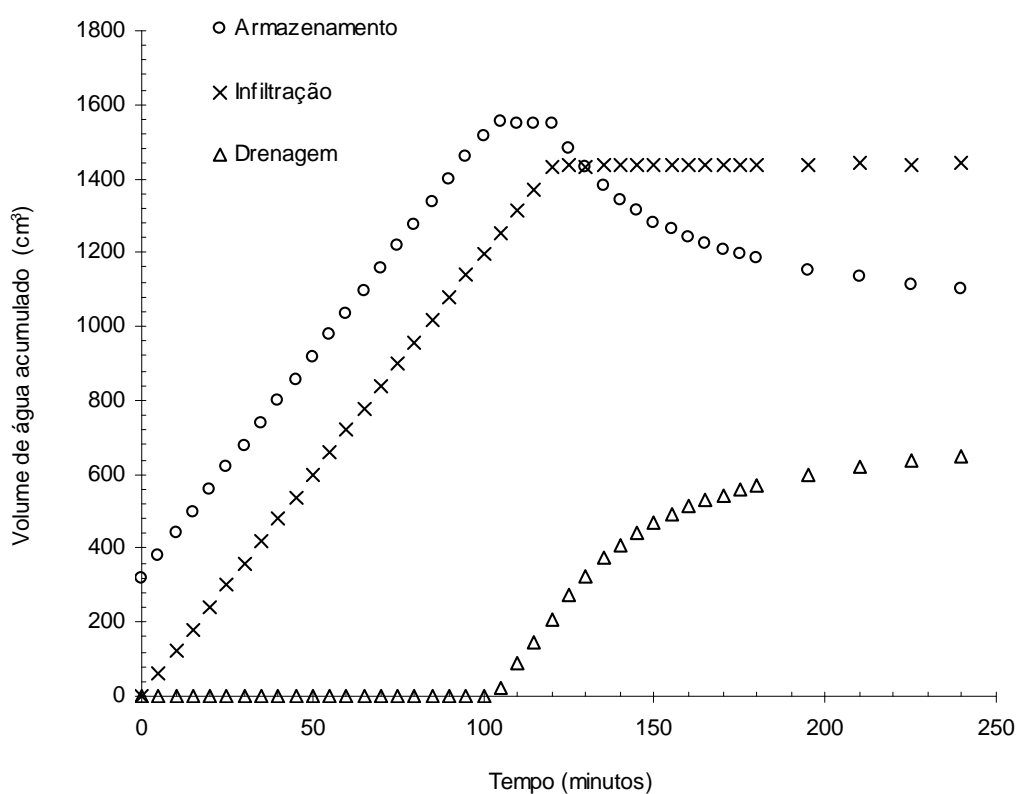


Figura 5.7 – Evolução temporal do volume de água ocorrida no modelo físico – cenário 1

Os valores temporais e espaciais do conteúdo de água no perfil de solo do presente cenário são apresentados na Tabela 5.7. Conforme dito anteriormente, os conteúdos de água foram registrados pelos sensores de umidade e armazenados a cada 5 minutos em um coletor de dados.

Tabela 5.7 – Conteúdo de água no modelo físico da barreira capilar do cenário 1

z (cm)	Tempo (minutos)/Conteúdo de água (cm ³ /cm ³)								
	0	30	55	75	105	120	150	210	240
5	0,074	0,265	0,267	0,269	0,261	0,258	0,152	0,122	0,116
20	0,071	0,240	0,283	0,285	0,284	0,287	0,220	0,192	0,188
45	0,072	0,072	0,171	0,372	0,404	0,406	0,406	0,406	0,405
60	0,017	0,017	0,017	0,031	0,106	0,108	0,089	0,069	0,065
80	0,015	0,016	0,016	0,016	0,096	0,101	0,089	0,071	0,067

Na tabela anterior é possível observar mudanças significativas nos conteúdos de água nas camadas de areias, principalmente no intervalo entre 55 a 105 minutos de simulação, nas posições de 45 e 60 cm da coluna. Esse fato é mais bem visualizado e constatado a partir da evolução das frentes de molhamento mostrada na Figura 5.8.

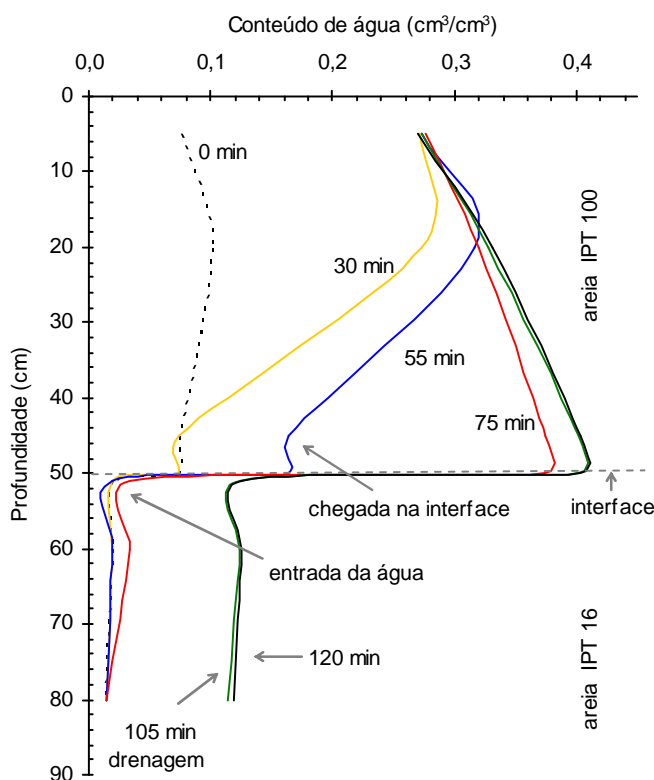


Figura 5.8 – Perfil de água na coluna de solo durante a infiltração do cenário 1

Na Figura 5.8 verifica-se que a frente de molhamento alcança a interface entre as duas camadas de areias, aproximadamente, aos 55 minutos do início da infiltração e, progressivamente, ela torna-se mais pronunciada, na medida em que, a água vai acumulando sobre a interface. Quando o conteúdo de água da areia IPT 100 se aproxima da condição saturada, exibindo um conteúdo de água próximo de 0,4, ocorre uma mudança significativa no conteúdo de água na camada inferior (tempo igual a 75 minutos na profundidade de 60 cm). Certamente, uma quantidade de água atravessou a interface da barreira capilar e ela deixou de funcionar como um anteparo hidráulico. O tempo transcorrido entre a chegada da água na interface e o início da entrada da água na camada inferior, quantifica a magnitude do efeito de barreira capilar. Neste caso, a restrição à passagem da água, durou, aproximadamente, 20 minutos. Somente aos 105 minutos do início do experimento é que uma pequena quantidade de água foi drenada do sistema.

Utilizando as informações da Tabela 5.6 e considerando o que foi dito anteriormente, pode-se quantificar a magnitude do efeito de barreira capilar a partir da diferença dos valores do armazenamento de água nos correspondentes momentos. O resultado obtido foi um volume igual a 240 cm^3 , o qual representa, aproximadamente, 20% do volume de água armazenado até a entrada da água na camada inferior.

b) Experimentação numérica do cenário 1

Até o momento, foram apresentados os resultados da experimentação física do cenário 1 a partir das variações de volume de água, quantificando o efeito de barreira capilar. O próximo passo consistiu na simulação numérica do referido cenário a fim de explorar a distribuição temporal e espacial da condutividade hidráulica, da saturação efetiva, do conteúdo de água no perfil e na interface da barreira capilar, cujos aspectos são impossíveis de serem detalhados e estudados na simulação física. Aproveitando a oportunidade a experimentação física serviu de referência para a calibração do modelo numérico onde a comparação entre as diferentes abordagens foi realizada.

A modelagem numérica utilizou uma malha igualmente espaçada de 0,1 cm e um incremento de tempo igual a 1 segundo para discretizar o domínio. Inicialmente foi considerado um perfil quase seco, ou seja, a grande maioria dos poros é preenchida de ar, retratando uma condição de um longo período de estiagem, o que leva a saturação próxima do seu valor residual. Traduzindo essa condição inicial, tem-se a seguinte expressão:

$$\begin{cases} \psi(z,0) = -68 \text{ cm} & 0 < z < 50 & (S_e = 10\%) \\ \psi(z,0) = -40 \text{ cm} & 50 < z < 90 & (S_e = 2\%) \end{cases} \quad (5.1)$$

Após várias tentativas, julgou-se, finalmente, que os parâmetros registrados na Tabela 5.8 são ideais para representar, matematicamente, os solos diante do fenômeno da infiltração da água na barreira capilar. Lembrando, mais uma vez, que os valores obtidos tiveram como referência o modelo físico, sendo o volume de água infiltrado, armazenado e drenado e a evolução da frente de molhamento, atentamente, observados e seus erros calculados pelas Equações 3.1 e 3.2. Além disso, a definição destes valores foi orientada pelo processo de convergência do modelo numérico – erro no balanço de massa e número de iterações, bem como pelos aspectos teóricos que cercam a fenomenologia em questão.

Tabela 5.8 – Parâmetros hidráulicos resultantes da calibração

Material	K_s (cm/s)	α (cm ⁻¹)	n	m	θ_r	θ_s
Areia IPT 100	1,215 x 10 ⁻²	0,02696	6,1448	0,8372	0,037	0,402
Areia IPT 16	5,0 x 10 ⁻¹	0,13930	4,1680	0,7946	0,010	0,415

Neste ponto é necessário reunir as informações da Tabela 5.3 – parâmetros de ajuste obtidos nos ensaios, da Tabela 5.8 – parâmetros de ajuste resultantes da calibração e dos ensaios do coeficiente de permeabilidade (dispostos no Anexo 1) para oferecer uma melhor apreciação dos parâmetros resultantes do processo de calibração, tal como indicado na Tabela 5.9. Vale ressaltar que os valores de θ_r e θ_s não foram alterados e o parâmetro m é decorrente da relação $m = 1 - 1/n$.

Tabela 5.9 – Parâmetros hidráulicos obtidos nos ensaios e na calibração

Material	K_s (cm/s)		α (cm ⁻¹)		n		m	
	ensaio	calibração	ensaio	calibração	ensaio	calibração	ensaio	calibração
Areia IPT 100	1,50 x 10 ⁻²		0,0264		6,0531		0,8348	
	1,28 x 10 ⁻²	1,215 x 10 ⁻²	0,0269	0,02696	5,7388	6,1448	0,8257	0,8372
	1,18 x 10 ⁻²		0,0232		5,9738		0,8326	
Areia IPT 16	6,40 x 10 ⁻¹		0,1460		5,6821		0,8240	
	6,25 x 10 ⁻¹	5,0 x 10 ⁻¹	0,1498	0,13930	5,1318	4,1680	0,8051	0,7946
	5,97 x 10 ⁻¹		0,1494		4,3551		0,7703	

Da tabela anterior pode-se observar que os valores resultantes da calibração são muito próximos daqueles obtidos nos ensaios, no entanto, para esses tipos de materiais, pequenas variações nos valores dos parâmetros α , n e m modificam consideravelmente a habilidade deles em transmitir e armazenar água em seus poros.

Vários argumentos tentam explicar a diferença entre os parâmetros de ajuste de α , n e m derivados da curva principal de retenção de água e daqueles calculados na experimentação numérica. A princípio, as curvas de retenção de água dos materiais ditas como referências foram determinadas separadamente e a condição de equilíbrio da água é prevalecente. No entanto, os parâmetros abstraídos na modelagem numérica foram calculados em conjunto e a condição da água é, eminentemente, dinâmica. A magnitude dos parâmetros m e n depende da convergência do modelo e, dificilmente, eles apresentarão uma igualdade. Tais argumentos são encontrados em Sillers *et al.*, 2001; Yeh *et al.*, 1990, dentre outros.

O procedimento de calibração basicamente atuou no valor do parâmetro α , fazendo com que a curva de retenção deslocasse horizontalmente em busca de um valor de sucção de entrada de ar capaz de amortizar o fluxo da água para compensar parcialmente a falta da inclusão da histerese e de promover uma distribuição da água no interior do arranjo mais próxima do referencial. As Figuras 5.9 e 5.10 apresentam os traçados das curvas de drenagem obtidas nos ensaios e na calibração do modelo numérico, onde é possível observar que o deslocamento entre elas produziu pequenas variações nos parâmetros de ajustes.

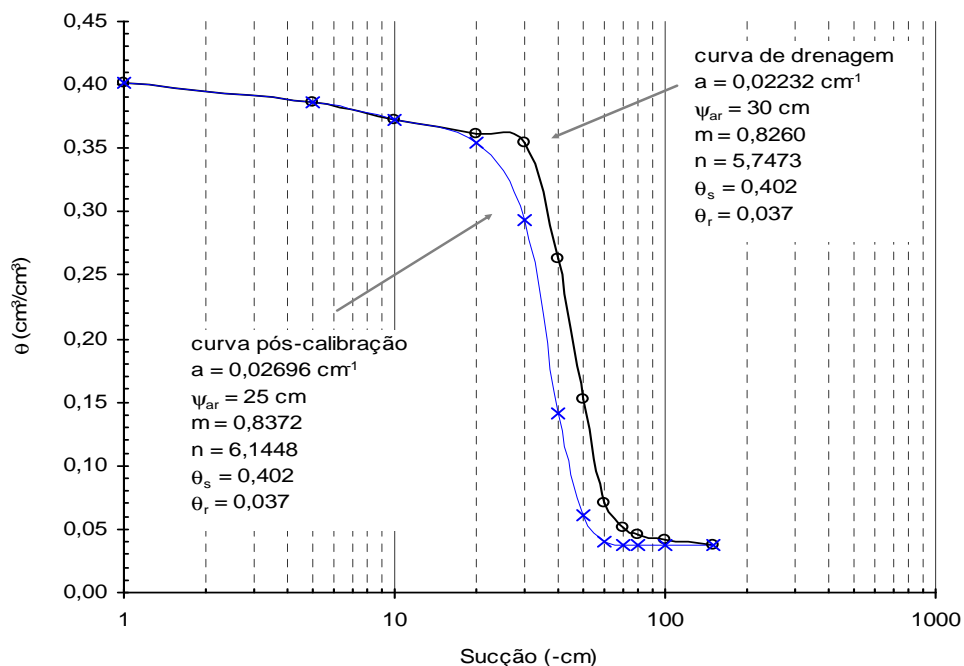


Figura 5.9 – Curva de drenagem principal e curva pós-calibração da areia IPT 100

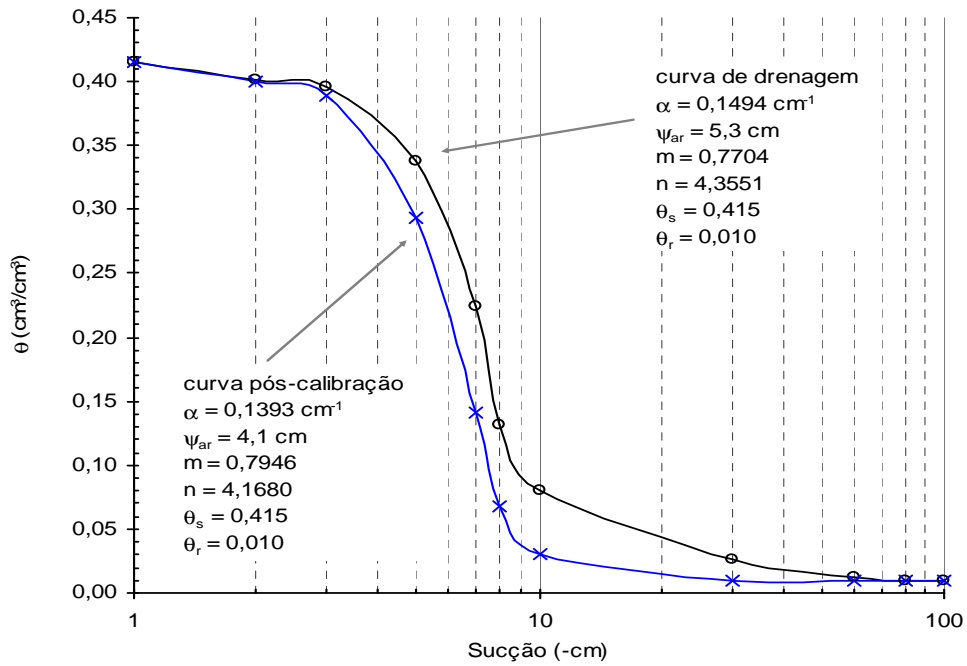


Figura 5.10 – Curva de drenagem principal e curva pós-calibração da areia IPT 16

A seguir, é apresentada uma série de figuras e tabelas mostrando os principais resultados obtidos na simulação numérica e o confronto entre os modelos, físico *versus* numérico, do cenário 1. O evento de infiltração imposta à experimentação é mostrado na Figura 5.11. Nela toda água precipitada no topo da coluna (pontos azuis) é convertida em volume de água infiltrado (linha vermelha), de tal modo que, o escoamento superficial seja nulo (linha verde).

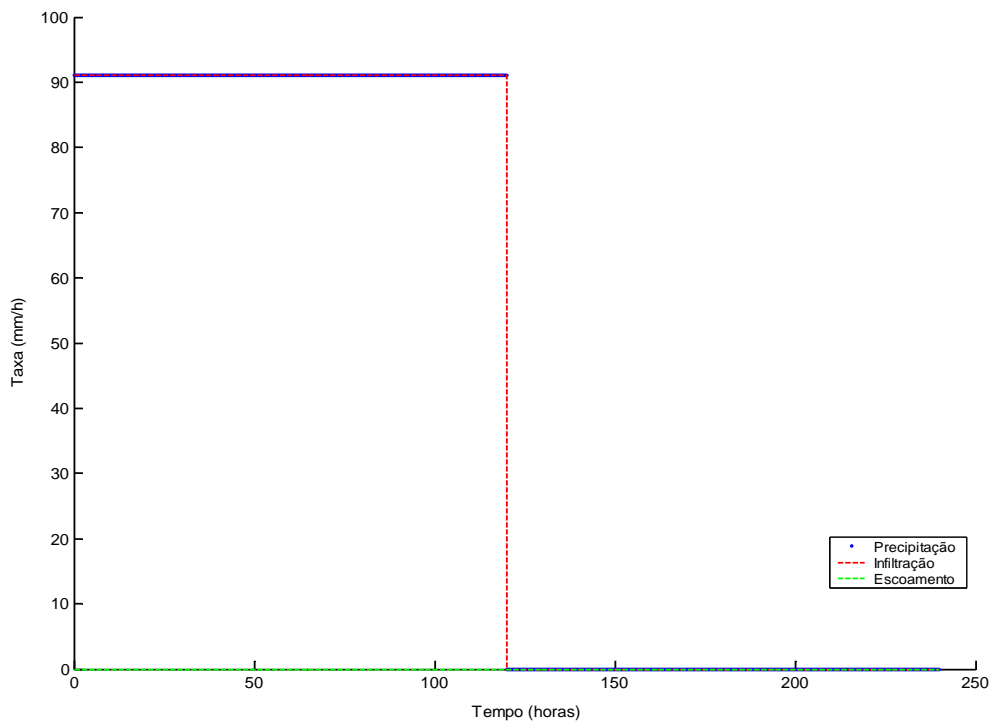


Figura 5.11 – Precipitação, infiltração e escoamento imposto à solução numérica - cenário 1

Na Figura 5.12 é apresentado o confronto da evolução do volume acumulado de água na experimentação física e numérica do presente cenário. É fácil perceber pelos traçados das curvas que uma boa aproximação ocorreu entre os volumes de água estimados pelo modelo computacional e aqueles observados no modelo físico.

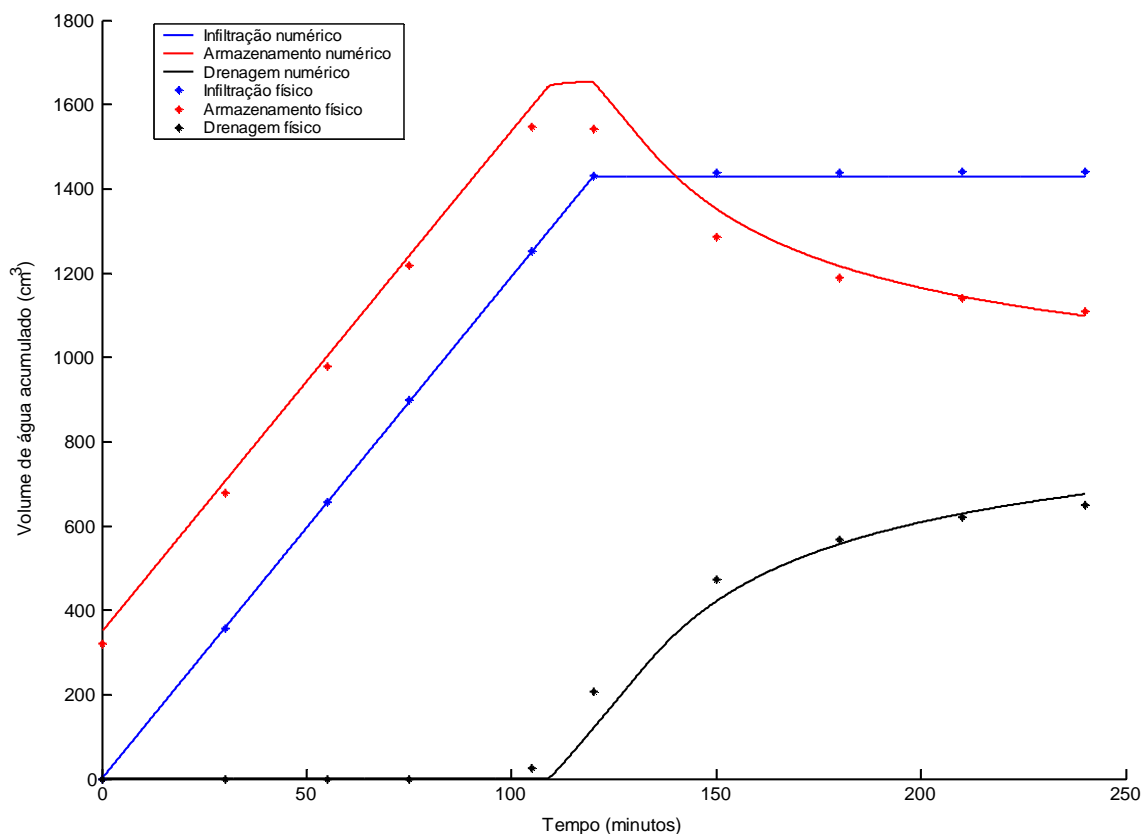


Figura 5.12 – Comparação entre o modelo físico e o numérico da evolução temporal do volume de água do cenário 1

Da Figura 5.12, pode-se chegar às conclusões: (i) o volume de água que entra no sistema apresentou uma excepcional concordância entre o físico e o numérico (linha e pontos azuis); (ii) a evolução do volume de água drenado (linha e pontos pretos) exibiu um pequeno retardo no início do evento; (iii) em decorrência disso, o cômputo do armazenamento traduziu um valor mais alto do que o desejado (linha e pontos vermelhos). O valor desta última parcela é refém das quantidades determinadas na entrada e na saída da água do sistema.

Atribui-se o fato à apuração do valor da condutividade hidráulica $K(\psi)$ calculado nesta fronteira, o qual é vinculado à condição de contorno adotada e implementada pela Equação 4.20, que, por sua vez, também, depende dos dados de entrada, ou seja, dos parâmetros hidráulicos dos solos resultantes da calibração do modelo computacional. É importante assinalar que um descompasso inicial e final na drenagem, também, foi observado por Zhang

et al. (2009), apesar dos autores utilizarem um código numérico cuja histerese é contemplada.

As principais diferenças dos volumes de água ocorridas no modelo físico e no numérico são mais bem apreciadas na Tabela 5.10, cujos resultados confirmam que as maiores diferenças ocorreram no confronto entre os volumes drenados.

Tabela 5.10 – Comparação dos volumes de água acumulado do cenário 1

Volume de água (cm ³)	Tempo (minutos)/Tipo de simulação								
	0			55			105		
	Físico	Num.	Erro	Físico	Num.	Erro	Físico	Num.	Erro
Infiltração	0	0	0	658	657	0,1	1251	1250	0,1
Armazenamento	320	322	0,6	978	980	0,2	1547	1621	4,7
Drenagem	0	0	0	0	0	0	27	0	100

Volume de água (cm ³)	Tempo (minutos) /Tipo de simulação								
	120			150			240		
	Físico	Num.	Erro	Físico	Num.	Erro	Físico	Num.	Erro
Infiltração	1430	1429	0,1	1438	1429	0,5	1440	1429	0,7
Armazenamento	1543	1621	5,0	1287	1300	1,0	1110	1105	0,5
Drenagem	207	190	8,2	472	460	2,5	650	696	7,1

Erro calculado conforme a Equação 3.2, expresso em porcentagem.

Desprezando o erro correspondente ao instante de 105 minutos, devido à pequenez da drenagem, observa-se que as diferenças tendem a diminuir, na medida em que, o tempo de simulação avança. Pode-se considerar que, em termos de volume de água, o modelo computacional foi bastante concordante como a referência cujos erros relativos foram menores que 10%.

A comparação dos perfis de água na coluna de solo é apresentada na Figura 5.13. As linhas tracejadas representam as frentes de molhamento estimadas pelo modelo numérico e os pontos discretos, no formato de círculo e estrela, representam as frentes de molhamento obtidas no modelo físico. Visualmente, os resultados mostram que o modelo numérico reproduziu as tendências gerais do deslocamento da água no solo, indicadas pelos dados experimentais, mas, apontam importantes diferenças entre as simulações, as quais serão detalhadas, em seguida, na Tabela 5.11.

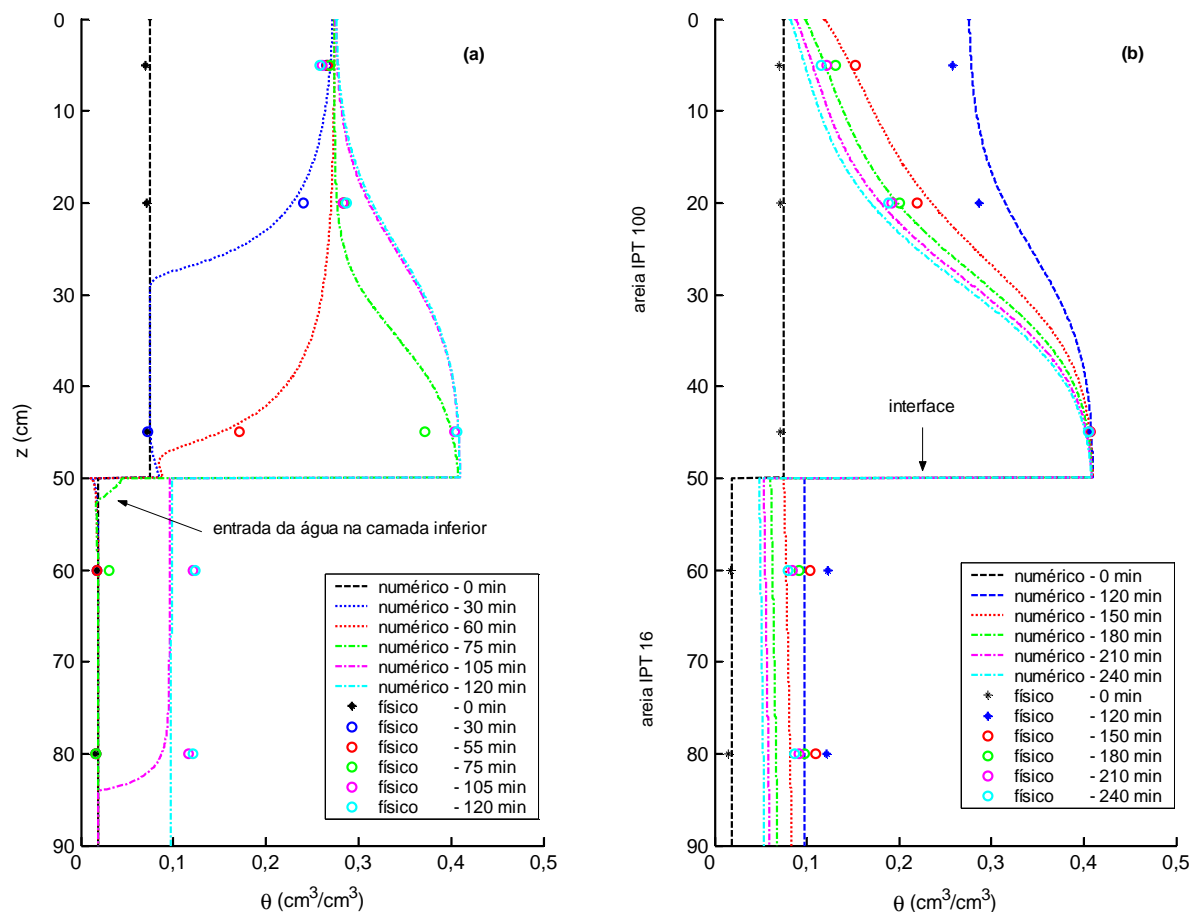


Figura 5.13 – Perfis de água desenvolvidos no modelo físico e na simulação numérica do cenário 1 durante: a infiltração e drenagem (a) e na redistribuição (b)

Na Figura 5.13a, período marcado pela infiltração, destacam-se: a chegada e início do acúmulo da água na interface (linha tracejada vermelha), a entrada da água na camada inferior (linha tracejada verde) e a iminência da chegada da água na base da coluna (linha tracejada rosa). O formato da frente de molhamento pode ser idealizado como se fosse um pistão cujo êmbolo avança dentro das camadas, ou seja, de forma monotônica, condizente com o padrão de um solo uniforme (ver item 2.4.2, premissas e as simplificações do modelo matemático – equação de Richards).

Já na Figura 5.13b, período caracterizado pela redistribuição, o padrão do fluxo da camada superior é, essencialmente, influenciado pela presença da lâmina de água sobre a interface interna. A feição da frente de molhamento assemelha-se à de uma barreira, típica da drenagem na presença de um lençol freático. Por sua vez, na camada inferior, livre dessa circunstância, a frente de molhamento desenha uma configuração própria daquela estabelecida pela drenagem gravitacional, cujo formato tende à verticalização.

A dinâmica da água exibida na experimentação física e numérica seguiu o mesmo padrão de comportamento apresentado na literatura (Zaslavsky, 1964; Miyazaki, 1993; Hillel, 1998, dentre outros).

A Tabela 5.11 apresenta os valores dos conteúdos de água resultantes das simulações e seus correspondentes erros relativos, onde é possível constatar claramente o distanciamento entre os resultados mostrados na figura anterior.

Tabela 5.11 – Conteúdo de água do modelo físico *versus* o modelo numérico – cenário 1

z (cm)	Tipo de evento/Tempo (minutos)/Conteúdo de água (cm ³ /cm ³)								
	Infiltração								
	0			30			55		
	Físico	Numérico	Erro	Físico	Numérico	Erro	Físico	Numérico	Erro
5	0,074	0,074	0	0,265	0,254	3,7	0,267	0,257	3,7
20	0,071	0,074	5,7	0,240	0,226	6,1	0,283	0,255	9,8
45	0,072	0,074	2,7	0,072	0,076	5,5	0,171	0,198	15,7
60	0,017	0,018	5,6	0,017	0,018	5,6	0,017	0,018	5,6
80	0,015	0,018	20,0	0,016	0,018	12,5	0,016	0,018	12,5
z (cm)	Infiltração			Infiltração-drenagem					
	75			105			120		
	Físico	Numérico	Erro	Físico	Numérico	Erro	Físico	Numérico	Erro
5	0,269	0,258	4,1	0,261	0,262	0,4	0,258	0,262	1,5
20	0,285	0,267	6,3	0,284	0,307	8,1	0,287	0,310	8,0
45	0,372	0,405	8,9	0,404	0,409	1,2	0,406	0,409	0,7
60	0,031	0,018	41,8	0,106	0,096	9,4	0,108	0,097	10,1
80	0,016	0,018	12,5	0,096	0,093	3,1	0,101	0,097	2,9
z (cm)	Redistribuição da água								
	150			210			240		
	Físico	Numérico	Erro	Físico	Numérico	Erro	Físico	Numérico	Erro
5	0,152	0,139	8,5	0,122	0,101	17,2	0,116	0,094	18,9
20	0,220	0,234	1,8	0,192	0,184	5,1	0,188	0,174	6,9
45	0,406	0,407	0,2	0,406	0,404	0,5	0,405	0,403	0,5
60	0,089	0,075	20,2	0,069	0,054	21,7	0,065	0,049	24,2
80	0,089	0,080	10,1	0,071	0,057	19,7	0,067	0,051	23,8

Erro calculado conforme a Equação 3.1, expresso em porcentagem.

De todas as diferenças, chama-se atenção para aquela destacada na tabela anterior – momento

caracterizado pela falha da barreira capilar correspondente ao tempo de 75 minutos e na profundidade igual a 60 cm. A entrada da água na camada inferior não foi devidamente diagnosticada pela simulação numérica, sendo necessário recorrer à Figura 5.10a para certificar a ocorrência do fato. Certamente, essa inabilidade é causa primeira da adoção dos modelos hidráulicos dos solos, os quais tiveram parâmetros com valores únicos para retratar os diferentes eventos – drenagem e molhamento.

Um aspecto que concorreu com os resultados foi a dificuldade em reproduzir experimentalmente a condição de drenagem livre na coluna de laboratório. É natural que quando dois materiais entram em contato a capilaridade é manifestada. Durante os ensaios foi observada uma pequena ascensão capilar da água na base da coluna, momentos antes de iniciar a drenagem do sistema. Acredita-se que essa momentânea subida de água, entorno de 5 cm, foi capaz de mudar a umidade na vizinhança e refletir nas leituras do sensor instalado imediatamente acima. Presume-se que os erros apontados na profundidade de 80 cm, na ocasião da drenagem e da redistribuição da água, são menores do que aqueles exibidos na Tabela 5.12.

Outra característica importante é a magnitude dos conteúdos de água que apresentam valores muito baixos, por exemplo, menores que $0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Tais erros são fortemente influenciados pela ordem de grandeza dos números envolvidos e, talvez, eles não sejam tão significantes quantos parecem ser.

Apesar dos fatores concorrerem para o distanciamento entre as simulações, é fato que tais discrepâncias são mais devidas à não consideração da histerese no modelo numérico, principalmente, na fase da redistribuição da água e na camada da areia de textura grossa, onde ela é mais pronunciada. Mesmo assim, acredita-se que a existência de tais diferenças não prejudica o estudo dos aspectos hidráulicos que serão apresentados a seguir, os quais são impossíveis de serem verificados com a simulação física. Erros semelhantes a esses são, também, encontrados em Young *et al.* (2002).

A variação no conteúdo de água ocorrida na barreira capilar pode ser observada em termos de saturação efetiva, tal como mostrada na Figura 5.14. Vale recordar que a saturação efetiva é a normalização do conteúdo de água presente no meio em relação ao seu conteúdo de água residual e saturado. Ao passo que a camada superior experimenta uma acentuada variação, partindo de um estado seco para um estado saturado, a variação na camada inferior é pouco pronunciada e, é devida à alta permeabilidade do material do estrato em questão.

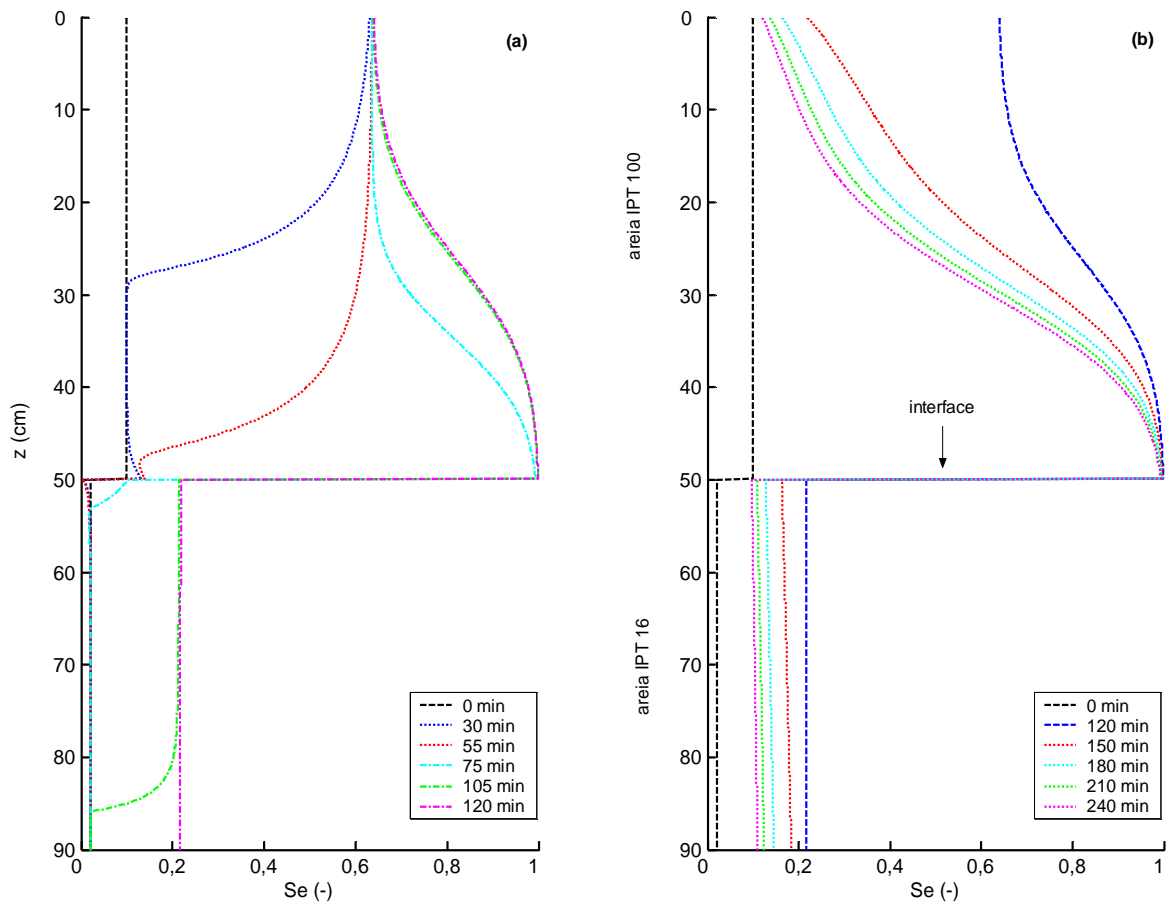


Figura 5.14 – Distribuição temporal e espacial de S_e na coluna de solo da simulação numérica do cenário 1 durante: infiltração e drenagem (a) e redistribuição (b)

A distribuição temporal e espacial da condutividade hidráulica é mostrada na Figura 5.15. As descontinuidades observadas nas curvas retratam a diferença entre as propriedades hidráulicas dos materiais que compõem as duas camadas de solo do arranjo em questão. A condutividade hidráulica mostra-se ser um parâmetro muito sensível à variação no conteúdo de água, cuja amplitude foi, aproximadamente, 7 ordens de grandeza, variando de 10^{-4} a 10^{-11} m/s, no momento do efeito de barreira capilar. Segundo Reichardt e Timm (2004) é comum uma redução de K de 100 a 1000 vezes para um decréscimo de 5% na umidade do solo.

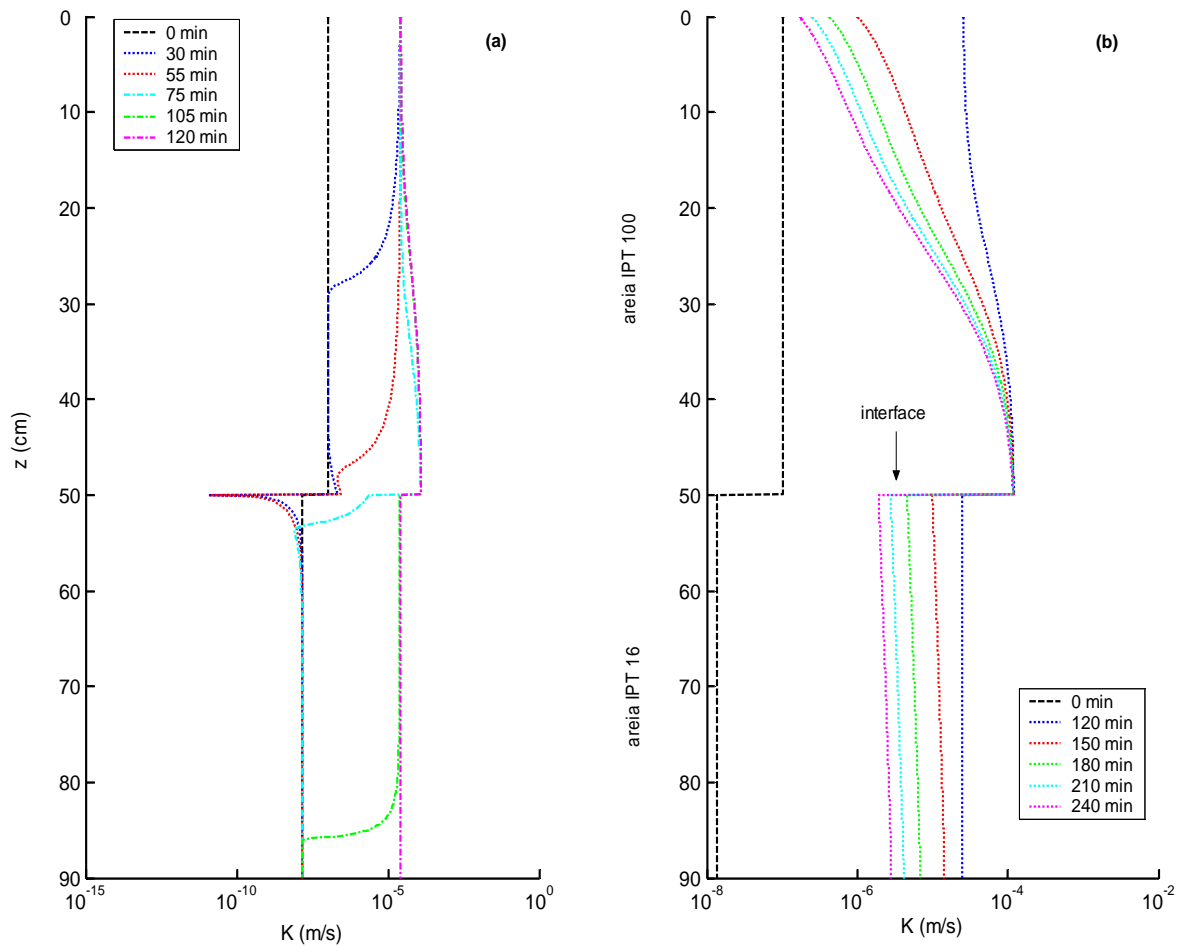


Figura 5.15 – Distribuição temporal e espacial de K na coluna de solo da simulação numérica do cenário 1 durante: infiltração e drenagem (a) e redistribuição (b)

A dinâmica da condutividade hidráulica e da saturação efetiva ocorrida nas proximidades da interface durante a simulação do fenômeno pode ser observada na Figura 5.16 – K e S_e são calculadas, imediatamente, acima e abaixo da interface, a uma distância igual a metade do tamanho do volume de controle adotado na discretização do domínio, $\Delta z/2$.

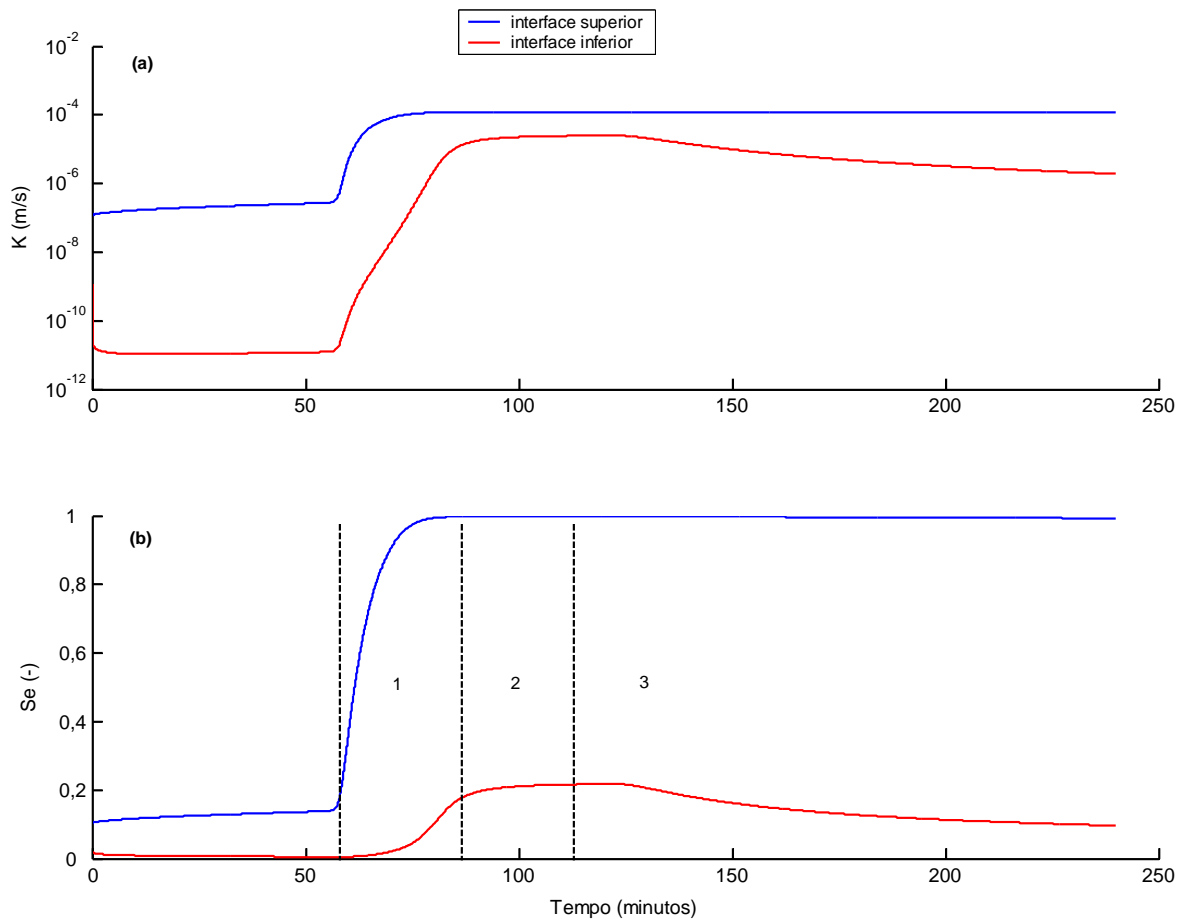


Figura 5.16 – Distribuição de K (a) e S_e (b) na interface entre as duas camadas de areias da simulação numérica do cenário 1

Na Figura 5.16a pode-se observar que a entrada de água na camada inferior ocorre quando o grau de saturação da camada superior se aproxima de 1 (condição de saturação) e, por conseqüência a sua condutividade hidráulica aproxima-se da condutividade hidráulica saturada e quando os valores das condutividades hidráulicas dos materiais das duas camadas apresentam a menor diferença entre eles. Já na Figura 5.16b destacam-se três estágios, a saber: (1) o surgimento e duração do efeito de barreira capilar; (2) entrada da água na camada inferior – falha da barreira capilar; (3) drenagem da água adicionada na camada inferior. Neste último estágio, o volume da água que atravessa a barreira vai, aos poucos, sendo percolado para camadas mais profundas devido à ação da gravidade. Com a passagem do tempo, a camada inferior volta a funcionar como anteparo ao fluxo de água imposto pela camada superior, na medida em que o volume de água presente na camada for sendo drenado.

A Figura 5.17 apresenta a evolução da sucção e do conteúdo de água ocorrida nas proximidades da interface entre as duas areias, destacando-se o período do efeito de barreira capilar. Apesar da pequena diferença entre os níveis de sucção, elas apresentam conteúdos de

água bastante diferentes e, é devido à relação entre ψ e θ que elas possuem.

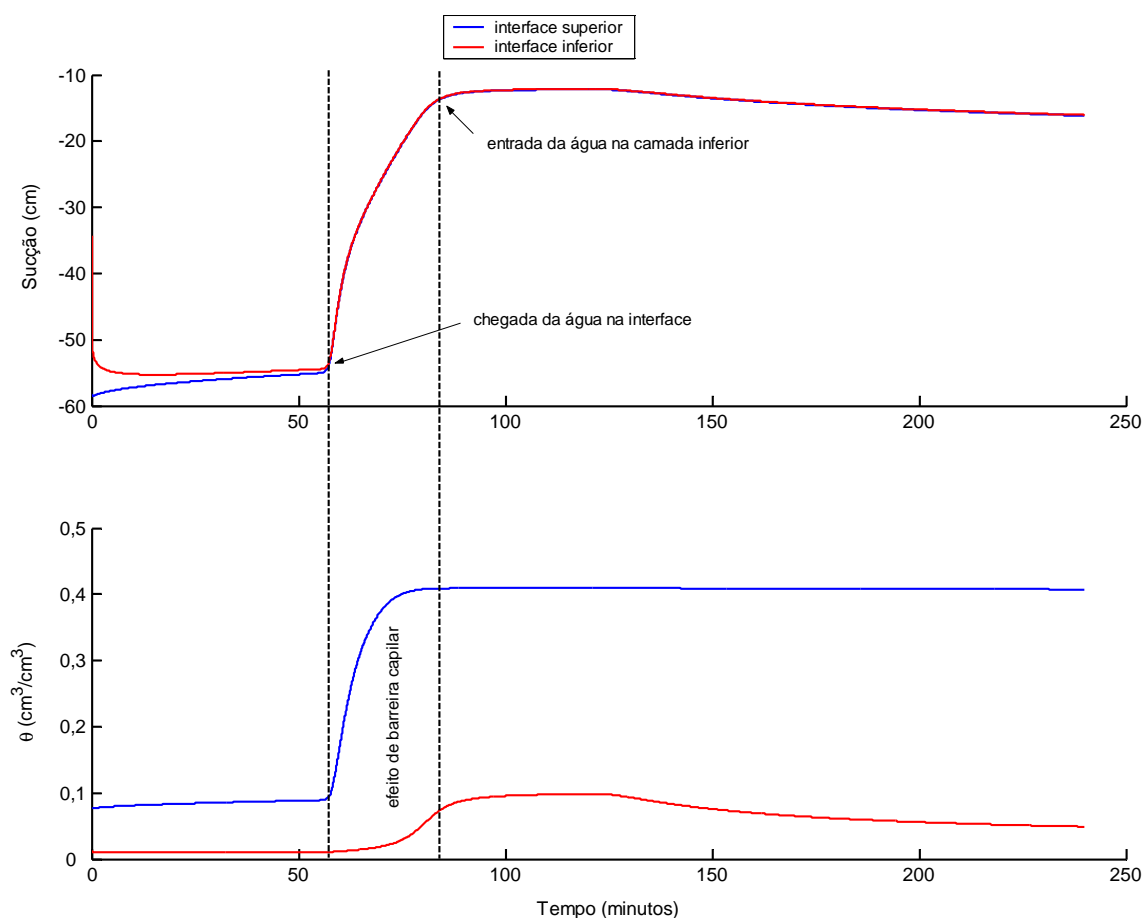


Figura 5.17 – Evolução de ψ (a) e θ (b) na interface entre as duas camadas de areias da simulação numérica do cenário 1

Observando a figura em questão e auxiliado pela Figura 5.2 ou pela Tabela 5.2 – curva de retenção de água, pode-se dizer que: (i) quando o material da interface superior, a areia IPT 100, experimenta uma sucção entorno de -50 cm e um conteúdo de água próximo de $0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, o fluxo da água ocorre na fase de transição da curva de retenção, entre a zona saturada e residual e, à medida que, a sucção se aproxima de -10 cm, o fluxo ocorre a zona de saturação, onde praticamente todos os poros estão preenchidos com água, sendo o valor do conteúdo de água condizente à condição saturada; e, (ii) quando o material da interface inferior, a areia IPT 16, experimenta uma sucção próxima de -50 cm e um conteúdo de água próximo ao valor residual ($\approx 0,013 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), diz que o fluxo da água ocorre na fase residual de drenagem ou na zona residual da curva. Ao passo que a sucção se aproxima de -10 cm, o fluxo ocorre na fase de transição e o conteúdo de água é, aproximadamente, $0,074 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. É este contraste no estado da água no solo que promove o surgimento do efeito de barreira capilar.

A seguir, a qualidade do código computacional pode ser apreciada na Figura 5.18, cuja combinação entre o número de iterações necessário para chegar à solução do problema, o erro máximo ocorrido entre a sucção e o resíduo numérico, traduz a habilidade do modelo numérico.

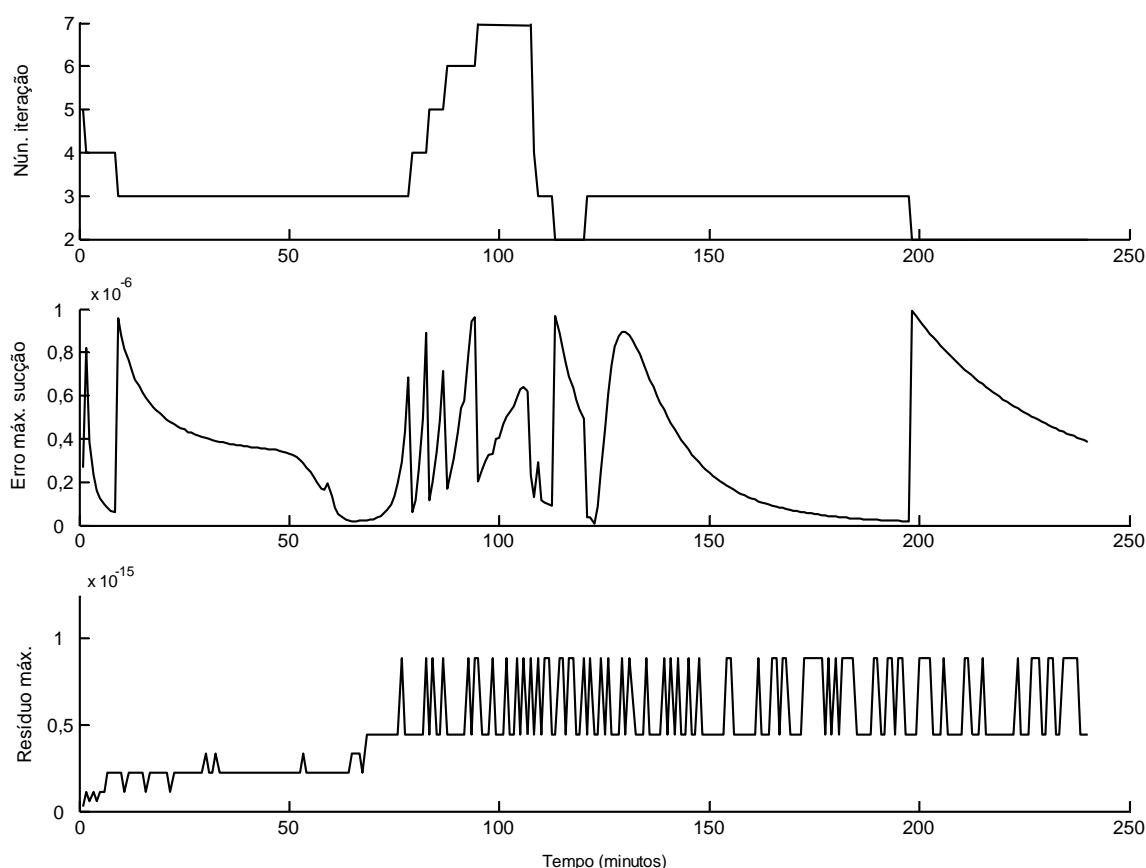


Figura 5.18 – Controle numérico da simulação numérica do cenário 1: número máximo de iterações (a), erro máximo entre as iterações (b) e resíduos numéricos máximos (c)

A evolução temporal do número de iterações ocorrida na experimentação numérica é apresentada na Figura 5.18a. Observa-se que, no início da experimentação e próximo ao surgimento do fenômeno de barreira capilar, o número de iteração exigido é maior e aos poucos vai diminuindo. Tal exigência é devido à mudança abrupta e repentina na condição de umidade perto da superfície do solo e na interface entre as duas camadas onde são criados altos gradientes hidráulicos, demandando, assim, um maior custo computacional para o esquema numérico chegar à convergência.

Na Figura 5.18b é apresentada a evolução do erro relativo máximo entre os valores do campo da variável (ψ) nos níveis temporais de iteração k (tempo atual) e $k-1$ (tempo anterior). Conforme dito anteriormente, o valor do erro adotado foi igual ou menor que 10^{-6} cm e é,

comumente, praticado no campo da modelagem numérica, por exemplo, no trabalho de Matthews *et al.* (2004) – ver item 4.6.

A Figura 5.18c exibe os resíduos numéricos ocorridos durante a experimentação. Pouco se perdeu nos cálculos devido às aproximações numéricas e os truncamentos numerais (ver item 4.3).

Por fim, uma maneira de verificar a validade da solução é a análise do balanço de massa do sistema em questão. O resultado apresentado na Figura 5.19 revela que o esquema numérico é bastante acurado, pois o erro máximo no balanço de massa foi menor que 0,4%. Julga-se que este valor é perfeitamente aceitável em se tratando de aproximações numéricas.

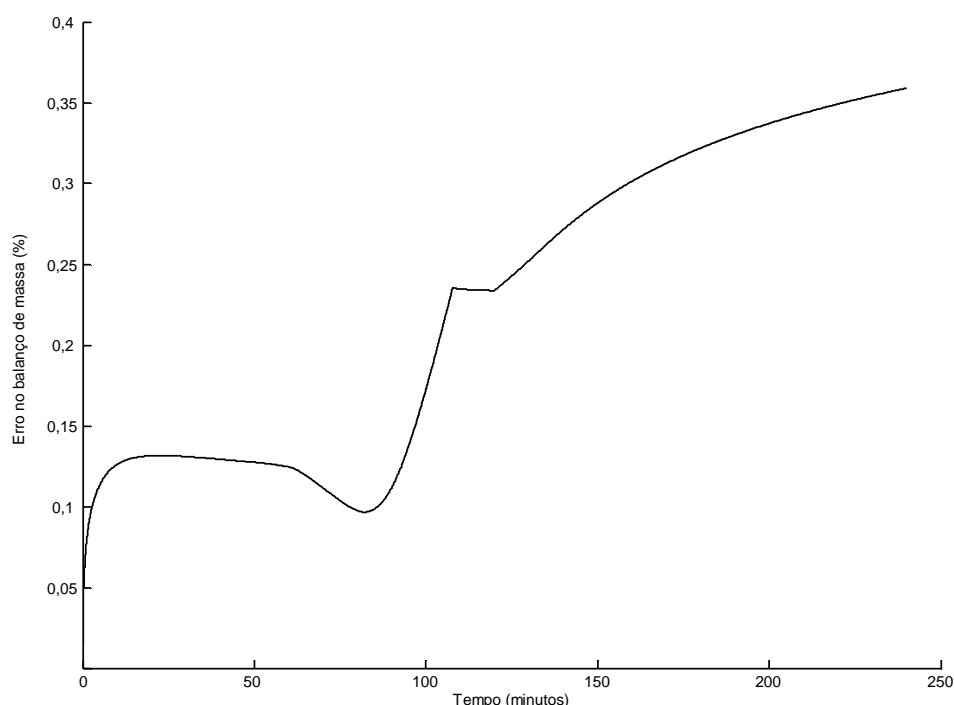


Figura 5.19 – Erro no balanço de massa da simulação numérica do cenário 1

Para concluir, acredita-se que o estudo do cenário 1 cumpriu o seu objetivo. A experimentação física simulou o surgimento do efeito de barreira capilar e a ocorrência da falha da barreira, tornando possível a quantificação da magnitude desse efeito. Já a simulação numérica forneceu subsídio para uma abordagem da influência hidráulica da interface, mostrando claramente que o fenômeno da barreira capilar ocorre devido à diferença da condutividade hidráulica entre os meios envolvidos. Os resultados do modelo computacional reproduziram as tendências gerais do deslocamento da água no solo, indicadas pelos dados experimentais, confirmando a viabilidade do esquema numérico, assim como a metodologia empregada para a realização do cenário em questão.

5.4.2 Cenário 2 – recuperação da barreira capilar

O segundo cenário é basicamente um prolongamento do cenário anterior, a não ser, a seqüência de infiltração da água em três ciclos, cujo propósito principal foi avaliar a recuperação da barreira capilar e verificar o desempenho do modelo numérico diante dos eventos cíclicos de infiltração.

Não é demais lembrar que a recuperação do efeito de barreira capilar somente ocorrerá quando o sistema readmitir um acréscimo de água e voltar a funcionar como anteparo ao fluxo da água. O tempo de recuperação depende, fundamentalmente, do fenômeno da redistribuição da água no perfil.

As características da moldagem da coluna de solo e os eventos de infiltração e redistribuição da água são apresentados na Tabela 5.12. O tempo de cada evento foi estipulado a partir da observação da drenagem do sistema. Quando a drenagem se tornou muito pequena, considerou-se que o processo tinha alcançado seu término. Foram necessárias 2 horas de drenagem livre para que a evolução do volume de água drenado na coluna tendesse para uma forma assintótica.

Tabela 5.12 – Características básicas do modelo físico para o cenário 2

Características de moldagem da coluna de solo					
Material			Areia IPT 100		Areia IPT 16
Área da coluna (cm ³)			78,54		78,54
Altura (cm)			50		40
Conteúdo de água inicial (cm ³ /cm ³)			0,070 ± 0,005		0,015 ± 0,002
Massa específica úmida (g/cm ³)			1,598 ± 0,02		1,527 ± 0,03
Massa específica seca (g/cm ³)			1,530 ± 0,05		1,509 ± 0,03
Compacidade relativa			0,95 ± 0,03		0,95 ± 0,03
Características dos eventos					
Eventos	Duração (h)	Período (h)	Massa de água média (g)	Vazão média (cm ³ /h)	Vazão específica média (cm/h)
Precipitação	2	0 às 2	1430 ± 10	712 ± 5	9,1 ± 0,5
Redistribuição	2	2 às 4	650 ± 5	-	-
Precipitação	1	4 às 5	717 ± 10	717 ± 5	9,1 ± 0,5
Redistribuição	2	5 às 7	440 ± 5	-	-
Precipitação	1	7 às 8	732 ± 10	732 ± 5	9,3 ± 0,5
Redistribuição	2	8 às 10	452 ± 5	-	-

A contabilidade da massa de água do cenário 2 é apresentada na Tabela 5.13. Igualmente ao cenário anterior, o erro no balanço de massa foi calculado conforme a Equação 4.22 e contabilizou que a quantidade de água que entrou no sistema foi praticamente igual àquela armazenada e extraída. O estudo completo dos ensaios é apresentado no Apêndice 5.

Tabela 5.13 – Balanço de massa de água do modelo físico do cenário 2

Volume de água (cm ³)	Tempo (horas)									
	0	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Infiltração	0	1430	1438	1440	2157	2157	2160	2892	2894	2889
Armazenamento	320	1547	1187	1103	1543	1182	1100	1550	1188	1098
Drenagem	0	207	566	650	933	1294	1377	1662	2024	2111
Erro no balanço de massa (%)	0	0,2	0,4	0,6	0,1	0,1	0,2	0,0	0,2	0,2
Eventos	infiltração			infiltra.			infiltra.			
		redistribuição			redistribuição			redistribuição		

A recuperação da barreira capilar no modelo físico é identificada pela capacidade do sistema em acumular água sem que ocorra uma drenagem significativa, tal como mostrado na Figura 5.20.

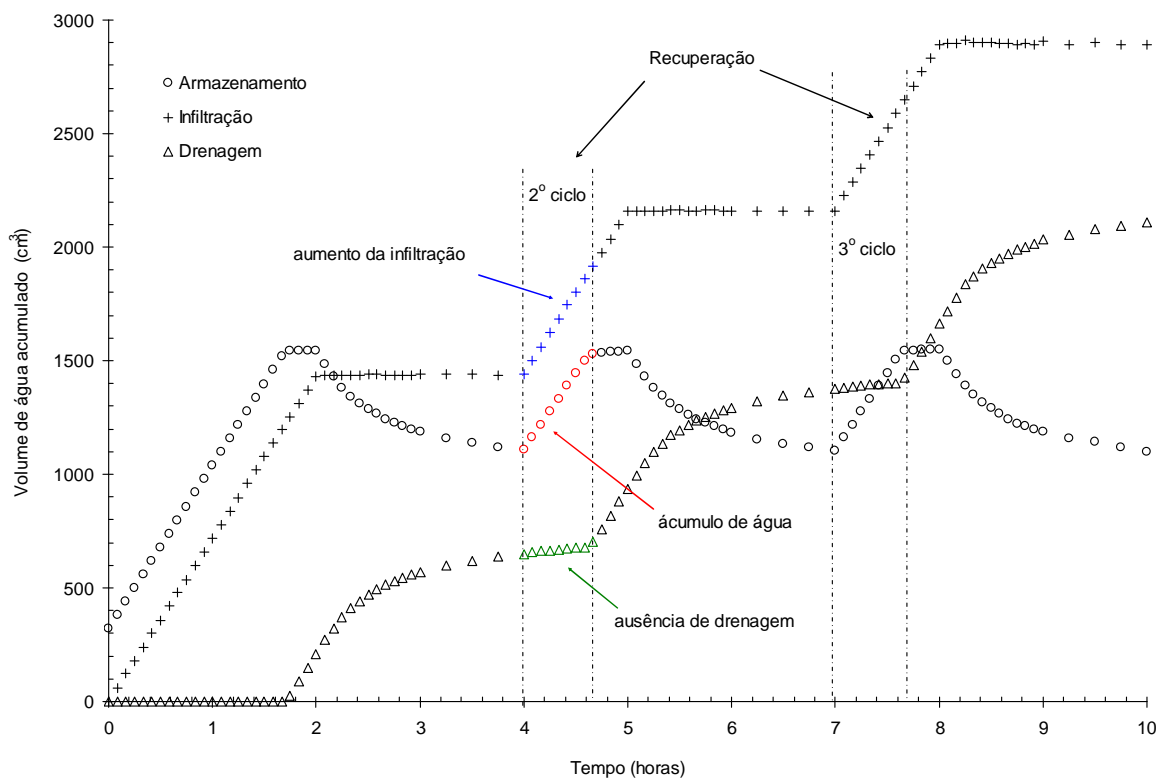


Figura 5.20 – Recuperação da barreira capilar do modelo físico do cenário 2

Para melhor apreciação da recuperação da barreira capilar são apresentados na Tabela 5.14 os volumes de água ocorridos nesta fase.

Tabela 5.14 – Volume de água ocorrido na recuperação da barreira capilar do modelo físico do cenário 2

Ciclo	Tempo de ocorrência (h)	Sistema como um todo			Camada 2	Barreira capilar
		Infiltração (cm ³)	Armaz. (cm ³)	Drenagem (cm ³)	Armaz. (cm ³)	Volume admitido (cm ³)
2°	4	1440	1110	650		
	4,67	1914	1532	702	188	234
	Subtotal	474	422	52		
Ciclo	Tempo de ocorrência (h)	Infiltração (cm ³)	Armaz. (cm ³)	Drenagem (cm ³)	Armaz. (cm ³)	Volume admitido (cm ³)
3°	7	2160	1103	1377		
	7,67	2650	1543	1427	219	221
	Subtotal	490	440	50		

O volume de água armazenado na camada 2, camada inferior composta pela areia IPT 16, foi calculado utilizando o valor do conteúdo de água representativo de cada momento de recuperação, ou seja, 0,06 cm³/cm³, para o segundo ciclo e 0,07 cm³/cm³, para o terceiro ciclo (ver Figura 5.23 a seguir), multiplicado pelo volume da referida camada – volume igual a 3134 cm³. Já os resultados dos volumes de água admitidos pela barreira foram determinados, em cada momento, a partir da diferença entre os volumes armazenados no sistema e na camada inferior. Pode-se constatar que o volume de água admitido na barreira, em ambos os momentos, é próximo da magnitude do efeito de barreira capilar determinada anteriormente no item, experimentação física do cenário 1, cuja monta é igual a 240 cm³.

Na tabela anterior pode-se observar que um pequeno volume de água drenou do sistema. Apesar do intervalo de tempo destinado ao evento de drenagem livre ter sido considerado apropriado (ver Figura 5.20 cujo volume de água drenado é praticamente inalterado no final do processo), a condição de drenagem zero é difícil de ser atingida. Isso exigiria um bom tempo, talvez, até dias. Certamente, o prolongamento deste evento prejudicaria o experimento, pois, uma nova variável apareceria – perda de água por evaporação. Sendo assim, entende-se que tal drenagem é apenas uma continuidade do evento anterior.

A fim de explorar a recuperação da barreira capilar e avaliar o código numérico ante os

eventos cíclicos foi realizada uma modelagem numérica do cenário 2 com as mesmas condições do exercício anterior. Isto é, uma malha igualmente espaçada de 0,1 cm e um incremento de tempo igual a 1 segundo foram usados para discretizar o domínio e um perfil de solo, inicialmente, considerado quase seco e sujeito à drenagem livre. A condição inicial e de contorno e os modelos hidráulicos dos solos são iguais àqueles adotados na experimentação do cenário 1.

A solicitação imposta à experimentação é mostrada na Figura 5.21 cujas taxas de precipitação foram distribuídas da seguinte maneira: 91 mm/h, para as duas primeiras horas, 92 mm/h, para o período entre 4 e 5 horas e 94 mm/h, para o intervalo entre 8 e 9 horas. Nela toda água precipitada no topo da coluna (pontos azuis) é convertida em volume de água infiltrado (linha vermelha), de tal modo que, o escoamento superficial seja nulo (linha verde).

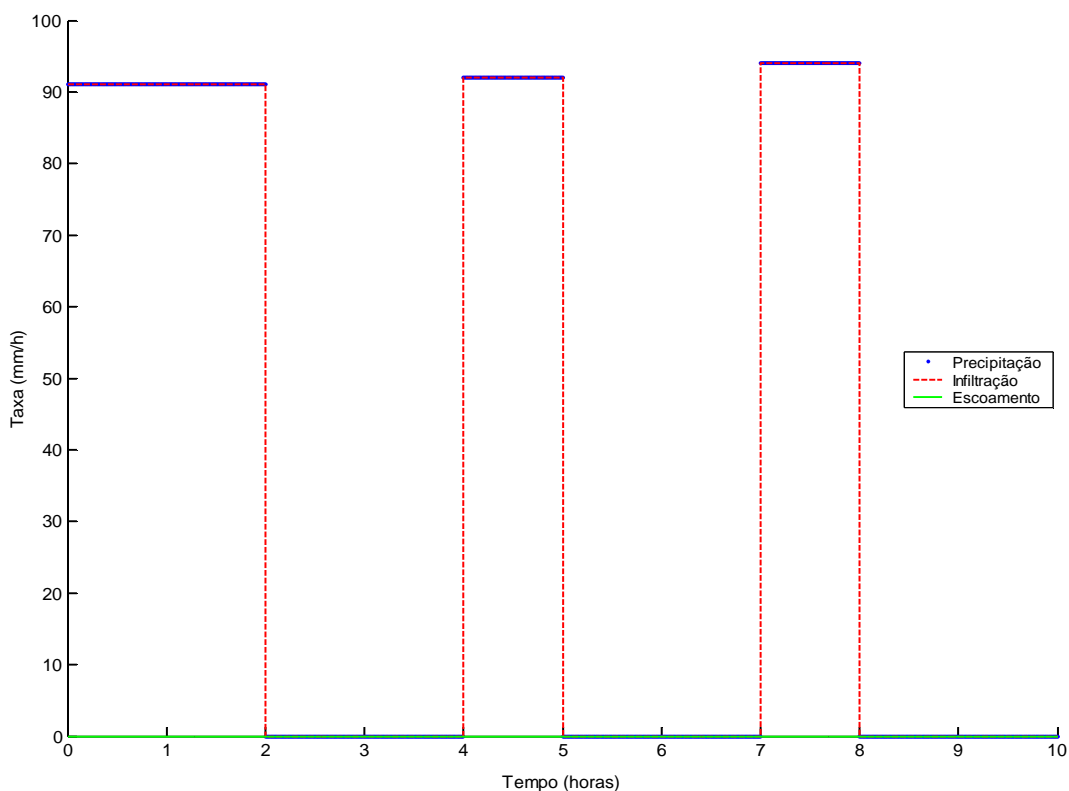


Figura 5.21 – Precipitação, infiltração e escoamento superficial imposto à experimentação numérica do cenário 2

A Figura 5.22 apresenta o comportamento hidráulico da interface entre as duas areias do cenário 2, demonstrando, claramente, que a recuperação da barreira capilar ocorre quando a diferença entre as condutividades hidráulicas dos meios envolvidos é de pelo menos 2 ordens de grandeza. Nesta situação, o sistema admite um novo acréscimo de água e a barreira volta a funcionar como anteparo hidráulico ao fluxo de água.

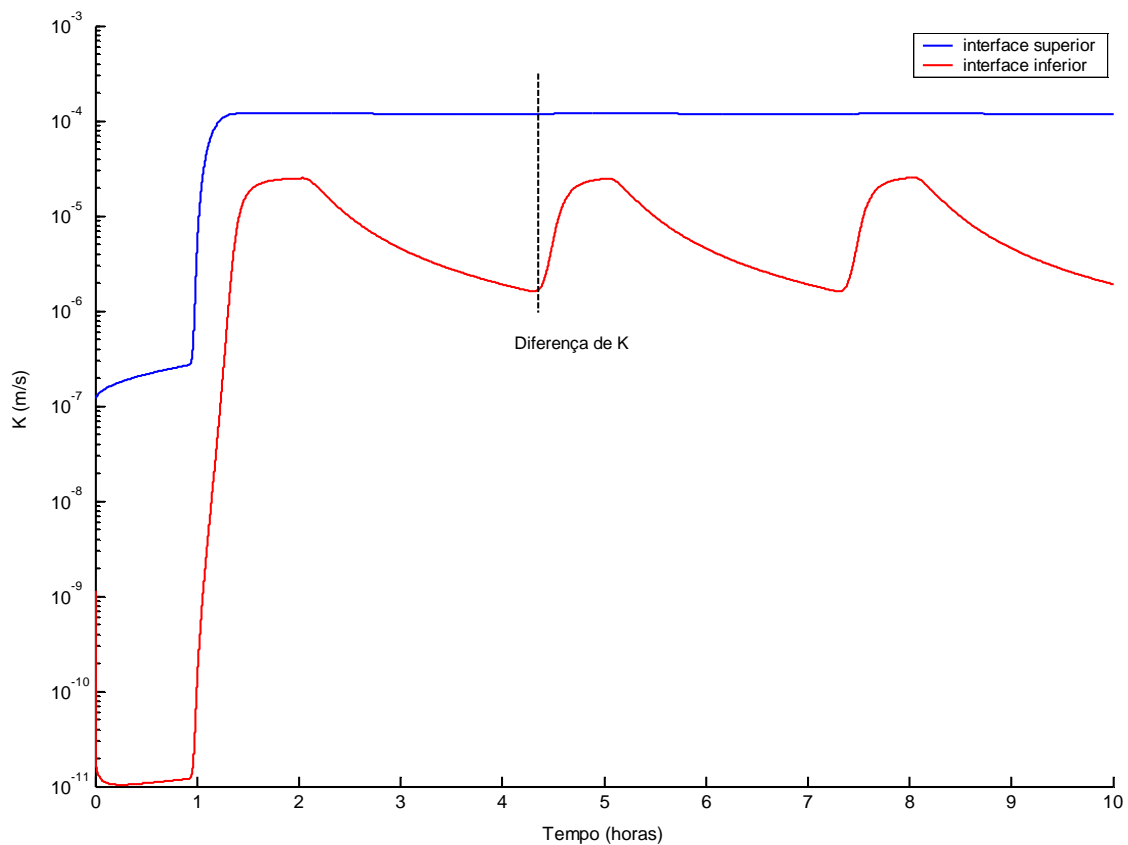


Figura 5.22 – Diferença de K na interface entre as duas camadas de areias da simulação numérica do cenário 2

Para finalizar, o desempenho e a habilidade do código computacional podem ser apreciados, resumidamente, a partir da evolução temporal do volume de água ocorrido na experimentação, da forma e posição da frente de molhamento no interior do perfil de solo e do balanço de massa, tal como se segue.

Na Figura 5.23 é fácil perceber, pelos traçados das curvas, que ocorreu uma boa aproximação entre os volumes de água estimados pelo modelo computacional e observados pelo modelo físico. As mesmas considerações e conclusões feitas para o cenário anterior são aplicadas neste caso (ver comentário da Figura 5.12) e podem ser resumidas, tal como: em termos de volume de água, as modelagens são perfeitamente comparáveis cujo distanciamento entre elas exibiu um erro relativo máximo menor que 10%.

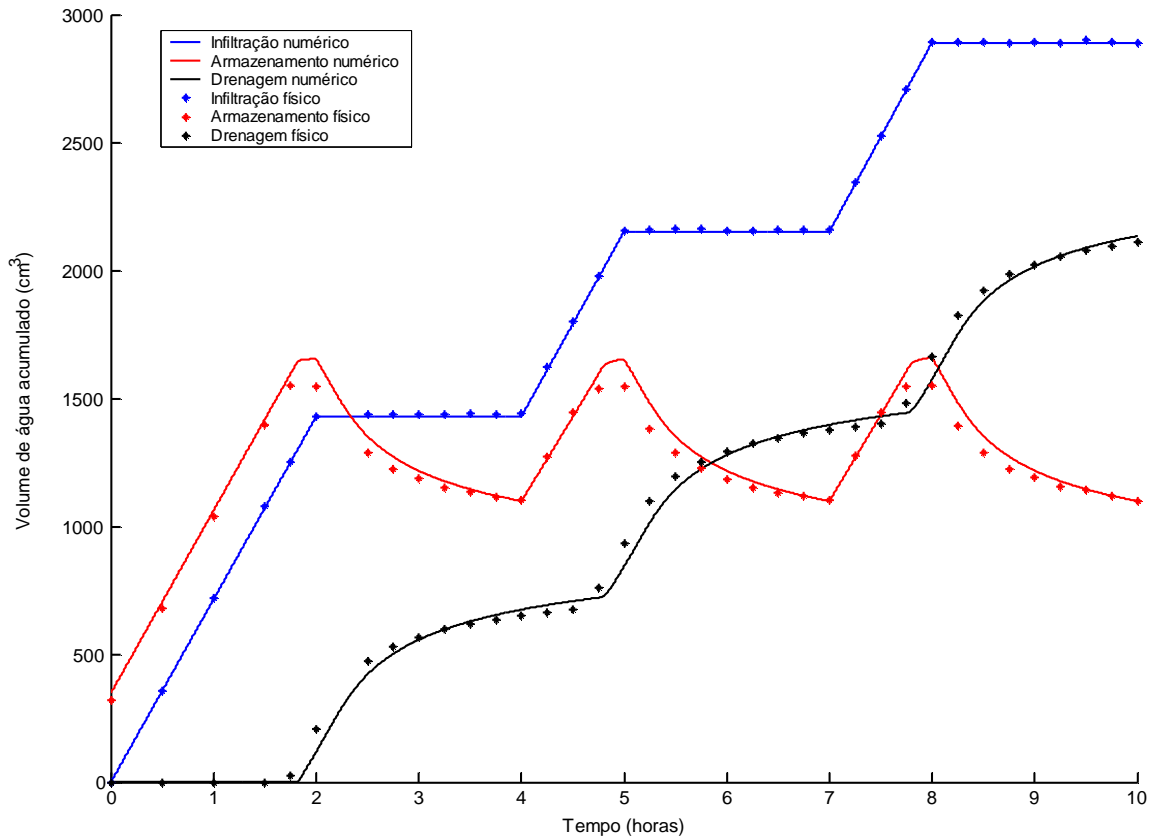


Figura 5.23 – Comparação entre o modelo físico e o numérico da evolução temporal do volume de água do cenário 2

A forma e posição das frentes de molhamento ocorridas na coluna de solo são mostradas na Figura 5.24, cujas tendências gerais do movimento da água no perfil exibiram um distanciamento entre o físico e o numérico. As considerações e ponderações feitas, oportunamente, no desenvolvimento do cenário 1 são válidas, também, para este caso. Tal distanciamento é causa primeira da adoção dos modelos hidráulicos dos solos, tal qual mencionado anteriormente (ver comentário da Tabela 5.11). As linhas tracejadas representam o movimento da água na coluna estimado pelo modelo numérico e os pontos a posição da água observada no modelo físico.

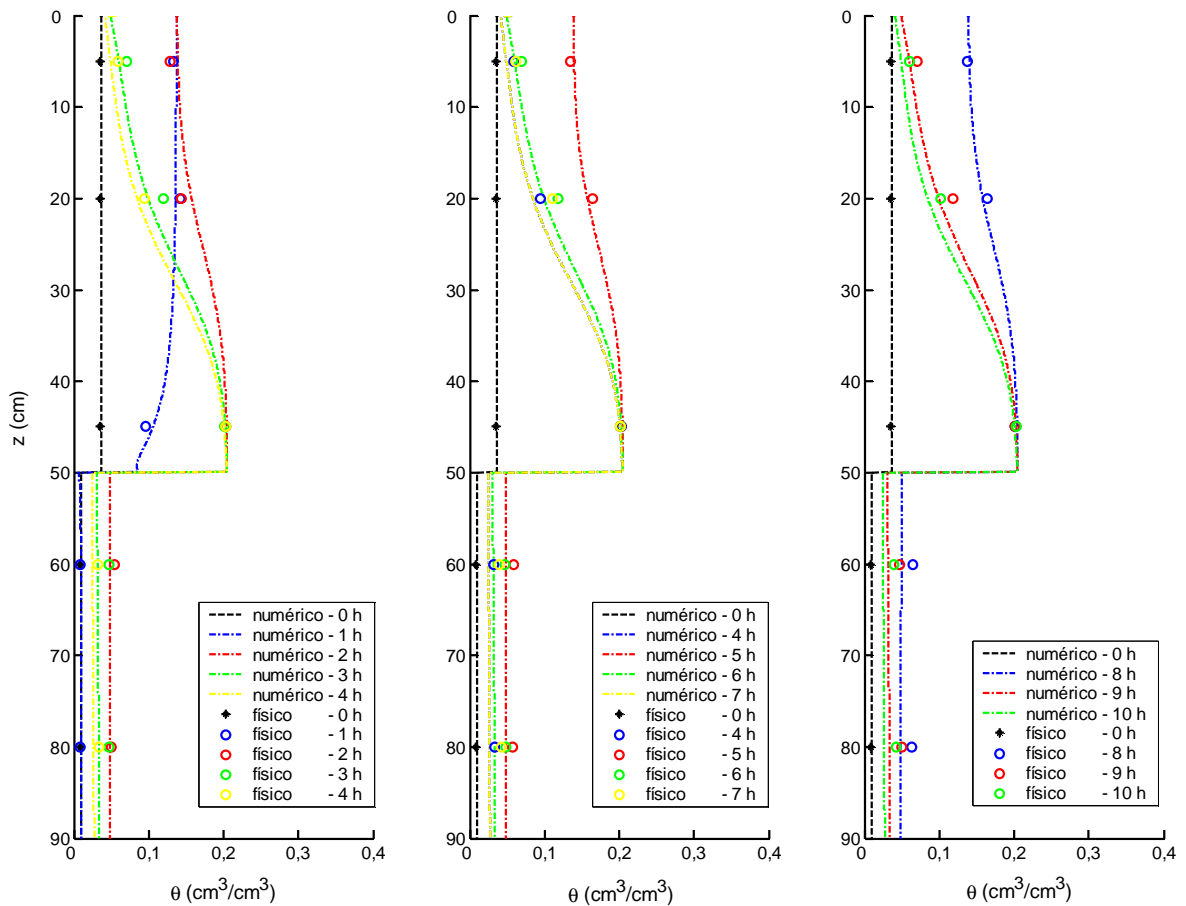


Figura 5.24 – Evolução da frente de molhamento ocorrida na coluna de solo durante a experimentação numérica do cenário 2

Por se tratar de aproximações numéricas, a verificação da validade da solução é feita pela análise do balanço de massa do sistema em questão. O resultado apresentado na Figura 5.25 revela que o esquema numérico apresentou um erro máximo no balanço de massa menor que 0,5%, o que é perfeitamente aceitável.

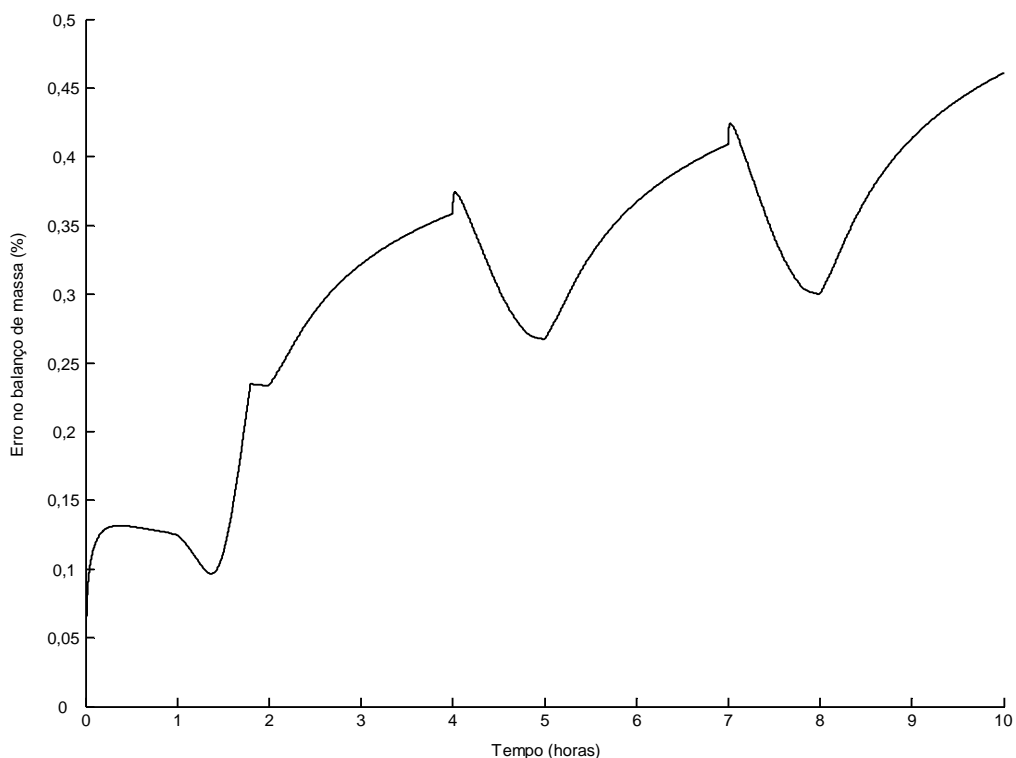


Figura 5.25 – Erro no balanço de massa de água do cenário 2

Concluindo, acredita-se que o estudo do cenário 2 cumpriu o seu objetivo. Com a experimentação física tornou-se possível a identificação da recuperação do efeito de barreira capilar e a simulação numérica mostrou que a barreira capilar volta a funcionar como anteparo hidráulico à medida que a diferença entre as condutividades hidráulicas dos meios envolvidos seja pelo menos cerca de 2 ordens de grandezas.

“A tarefa não é contemplar o que ninguém ainda contemplou, mas meditar, como ninguém ainda meditou sobre o que todo mundo tem diante dos olhos”

Schopenhauer

6 CONCLUSÕES

Este trabalho teve como proposta o estudo do fenômeno de barreira capilar através de uma modelagem física e numérica. As principais conclusões e sugestões para futuras pesquisas são enumeradas a seguir.

- 1) Quanto à instrumentação empregada para a simulação dos cenários, pode-se chegar às seguintes conclusões: (i) o cômputo das massas de água realizado pelas balanças, também, apresentou erros no balanço de massa menores que 1% (ver Tabelas 5.6 e 5.13); e, (ii) os sensores de umidade são bastante precisos, isto é, capazes de fornecer indicações muito próximas umas das outras (ver Apêndices 4 e 6).
- 2) O simulador de chuvas exibiu um excepcional desempenho, haja vista que os resultados comparativos entre os volumes infiltrados na coluna e os simulados numericamente exibiram erros menores que 1%.
- 3) O funil de Haines mostrou-se bastante prático e preciso na determinação das curvas de retenção de água das areias IPT (ver Apêndice 1).
- 4) Do estudo visando definir os modelos hidráulicos dos solos, pode-se concluir que a adoção dos parâmetros hidráulicos tendendo aos valores da trajetória de drenagem foi uma estratégia parcialmente adequada para representar a dinâmica da água no meio em questão, cujos volumes de água, medidos e estimados, foram satisfatoriamente comparáveis, exibindo erros menores que 10%. Tal aproximação, também, é empregada nos trabalhos de Nielsen e Perrochet, 2000, que empregaram apenas uma curva de retenção, sem mencionar qual a trajetória adotada e Werner e Lockington, 2003, os quais reconhecem que a curva intermediária entre as curvas de retenção principal de drenagem e de molhamento, após alguns ajustes, é satisfatória para prognosticar a distribuição de água em um perfil geológico.
- 5) Quanto à comparação da forma e a posição da frente de molhamento no perfil de solo apresentado pelos modelos, físico e numérico, pode-se concluir que, apesar dos erros, os resultados do modelo computacional reproduziram as tendências gerais do deslocamento da água no solo, indicadas pelos dados experimentais, confirmando a viabilidade do esquema numérico, assim como a metodologia empregada para a realização dos cenários em questão. É nesta comparação que se sente a falta da inclusão da histerese no modelo

computacional, embora, pouco ou nada se perdeu na interpretação do fenômeno de barreira capilar.

- 6) O esquema numérico mostrou-se bastante estável diante das altas taxas de precipitação. Certamente, o distanciamento entre o físico e numérico seria um pouco menor, caso as solicitações, as taxas de precipitação, fossem mais baixas ou normais. O erro no balanço de massa na simulação numérica foi no máximo de 1%, valor perfeitamente aceitável em se tratando de aproximações numéricas.
- 7) Quanto aos estudos do efeito de barreira capilar, pode-se chegar às seguintes conclusões: a magnitude do efeito foi aproximadamente de 20%, isto quer dizer que o arranjo é capaz de reter algo entorno de 20% do volume de água adicionado na camada superior do sistema. A recuperação da barreira se dá quando a diferença entre as condutividades das duas camadas de areias é na ordem de duas grandezas, podendo, assim, aceitar um novo acúmulo de água sobre a interface e voltar a funcionar com um anteparo hidráulico.

Por fim, conclui-se que os estudos realizados revelam que as simulações físicas e numéricas, do fenômeno em questão foram, de certa maneira, adequadas, sendo que uma complementou a outra e o efeito de barreira capilar pôde ser mais bem compreendido. Tem-se como proposta para futuras pesquisas os seguintes temas:

- a) O reestudo e implementação de um modelo capilar histerético no código computacional.
- b) Determinação das curvas de retenção de água seguindo a trajetória de molhamento empregando, por exemplo, o método do perfil instantâneo.
- c) Criação de cenários levando em conta o fenômeno da evaporação da água e com tempo de simulação mais prolongado.
- d) Aperfeiçoamento do aparato experimental para receber medidas de tensiometria e vacuometria.

Na opinião do autor, apesar do estudo se concentrar no fenômeno de barreira capilar propriamente dito, as informações aqui reunidas são úteis para o entendimento de estruturas de engenharia com propósito de tirar proveito do efeito desse fenômeno, como é o caso de sistema de cobertura para o fechamento e proteção de instalações de disposição de resíduos urbanos e industriais do tipo barreira capilar ou anisotrópica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICA – ABNT (1982). Agregados – Areia Normal para Ensaio de Cimento. NBR 7214. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 7 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICA – ABNT (1990). Solo – Determinação do Índice de Vazios Mínimo de Solo Não-Coesivo. MB 3388. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 14 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICA – ABNT (1991). Solo – Determinação do Índice de Vazios Máximo de Solo Não-Coesivo. MB 3324. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 6 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICA – ABNT (1995). Solo – Determinação do Coeficiente de Permeabilidade de Solos Granulares a Carga Constante. NBR 13292. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 8 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICA – ABNT (2003). Agregados – Determinação da Composição Granulométrica. NBR NM 248. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 6 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICA – ABNT (2009). Agregados – Determinação da Massa Específica e Massa Específica Aparente. NBR NM 52. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 6 p.

BARONTINI, S.; RANZI, R.; BACCHI, B.; An Analytical to the Richards Equation for a Gradually Non-Homogeneous Soil. XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche – IDRA, p. 1-15, 2006.

BARRÈS, M., BONIN, H. (1994). The Capillary Barrier for Surface Capping. T. H. Christensen; R. Cossu e R. Stegmann (Ed.). Landfilling of Waste: Barriers, 1994. p. 139-148.

BEAR, J. (1972). Dynamics of Fluids in Porous Media. Dover Publications Inc. New York, USA, 764 p.

- BEAR, J. (1979). *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill Inc. USA, 569 p.
- BISWAS, T. D.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Redistribution of Soil Water after Infiltration. *Water Resources Research*, vol. 2, nº 3, p. 513-524, 1966.
- BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. (2004). *Infiltração da Água no Solo*. Editora da Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, Brasil, 98 p.
- BUREAU INTERNATIONAL DES POIDS ET MESURES. *The International System of Units*. 8th edition. BIPM, Pavillon de Breteuil, F-92312, STEDI Media, Paris, 2006. Disponível: <http://www.bipm.org/en/si>. Acessado: maio de 2011.
- CAPUTO, H. P. (1985). *Mecânica dos Solos e suas Aplicações*. Livros Técnicos e Científicos Editora S.A. Rio de Janeiro, RJ, Brasil, vol. 1, 218 p.
- CÁSSARO, F. A. M; PIRES, L. F.; SANTOS, R. A.; GIMÉNZ, D.; REICHARDT, K. Funil de Haines Modificado: curvas de retenção de solos próximos à saturação. *Revista Brasileira de Ciência dos Solos*, vol. 32, p. 2555-2562, 2008. Disponível: www.scielo.br/. Acessado: maio de 2009.
- CELIA, M. A.; BOULOUTAS, E.; ZARBA, R. A General Mass-Conservative Numerical Solution for the Unsaturated Flow Equation. *Water Resources Research*, vol. 26, nº 7, p. 1483-1496, July 1990.
- CHILDS, E. C. (1969). *An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena*. John Wiley e Sons Ltd. London, England, 493 p.
- COREY, A. T. (1994). *Mechanics of Immiscible Fluids in Porous Media*. Water Resources Publications, LLC, Reedição em 2003. Colorado, USA, 253 p.
- CORNELIS W. M.; KHLOSI, M.; HATMANN, R.; VAN MEIRVENNE, M.; DE VOS, B. Comparison of Unimodal Analytical Expressions for the Soil-Water Retention Curve. *Soil Science Society America Journal*, vol. 69, p. 1902-1911, 2005.
- CORRADINI, C.; MELONE, F.; SMITH, R. E. Modeling Infiltration During Complex Rainfall Sequences. *Water Resources Research*, vol. 30, nº 10, p. 2777-2784, October 1994.

DECAGON DEVICES INC. Soil Moisture Sensors: User's Manual, version 8. Pullman WA 99163 USA, Decagon Devices Inc., 2008.

DOURADO-NETO, D.; NIELSEN, D. R.; HOPMANS, JAN W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O. O. S.; LOPES, P. P. Soil Water Retention Curve, version beta 3. Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, Brasil, 2001. Disponível: <http://em.scientificcommons.org/> Acessado: janeiro de 2010.

FREDLUND, D. G.; XING, A. Equations for the Soil-Water Characteristic Curve. Canadian Geotechnical Journal, vol. 31, nº 3, p. 521-532, 1994.

FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S. A – FURNAS (2010). Permeabilidade de Carga Constante. IT. DCT. PP. 105, Goiânia, GO, 6 p.

GARDNER, W. R. Some Steady-State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation within Application to Evaporation from a Water Table. Soil Science, vol. 85, p. 288-232, 1958.

HANSELMAN, D.; LITTLEFIELD, B. (2003). Matlab@6 – Curso completo. Pearson Hall do Brasil, São Paulo, SP, Brasil, 676 p.

HASSANIZADEH, S. M.; CELIA, M. A.; DAHLE, H. Dynamic Effect in the Capillary Pressure–Saturation Relationship and its Impacts on Unsaturated Flow. Vadose Zone Journal, vol. 1, p. 38-57, 2002. Disponível: www.vadosezonejournal.org. Acessado: maio de 2008.

HAVERKAMP, R.; VAUCLIN, M. A Note on Estimating Finite Difference Inter-block Hydraulic Conductivity Values for Transient Unsaturated Flow Problems. Water Resources Research, vol. 15, nº 1, p. 181-197, February 1979.

HAVERKAMP, R.; VAUCLIN, M.; TOUMA, J.; WIERENGA, P. J.; VACHAUD, G. A Comparison of Numerical Simulation Models for One-Dimensional Infiltration. Soil Science, vol. 41, p. 285-294, 1977.

HILLEL, D. (1980). Fundamentals of Soil Physics. Academic Press, San Diego, California, USA, 413 p.

HILLEL, D. (1998). Environmental Soil Physics. Academic Press, San Diego, California, USA, 771 p.

HOGARTH, W. L.; HOPMANS, J.; PARLANGE, J-Y.; HAVERKAMP, R. Applications of Simple Soil-Water Hysteresis Model. Journal of Hydrologic, vol. 98, p. 21-29, 1988.

INSTITUTO NACIONAL DE METROLOGIA. Resumo do Sistema Internacional de Medidas – SI. Inmetro, 2007. Disponível: <http://www.inmetro.gov.br>. Acessado: maio de 2011.

IRYO, T; ROWE, R. K. Numerical Study of Infiltration into a Soil-geotextile Column. Geosynthetics International, vol. 11, nº 5, p. 377-387, 2004.

IWATA, S.; TABUCHI, T.; WARKENTIN, B. P. (1995). Soil-Water Interactions: mechanics and applications. Marcel Dekker Inc. New York, NY, USA, 440 p.

JAYNES, D. B. Comparison of Soil-Water Hysteresis Models. Journal of Hydrology, vol. 7, p. 287-299, 1984.

JURY, W. A.; HORTON, R. (2004). Soil Physics. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA, 370 p.

KÄMPF, M.; MONTENEGRO, H. On the Performance of Capillary Barriers as Landfill Cover. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 4, p. 925-929, 1997.

KIRKHAM, M. B. (2005). Principles of Soil and Plant Water Relations. Elsevier Academic Press, San Diego, California, USA, 500 p.

KOOL, J. B.; PARKER, J.C. Development and Evaluation of Closed-Form Expressions for Hysteretic Soil Hydraulic Properties. Water Resources Research, vol. 23, nº 1, p. 105-114, January 1987.

KOOL, J. B.; PARKER, J.C.; VAN GENUCHTEN, M. TH. Determining Soil Hydraulic Properties from One-step Outflow Experiments by Parameter Estimation: theory and numerical studies. Society America Journal, vol. 49, p. 1348-1354, 1985.

LEE, K. S. Effects of Hysteresis in *K-S-P* Relationships on the Performance of Mine-waste

Soil Covers. *Geosciences Journal*, vol. 11, nº 3, p 241-247, September 2007.

LEONG, E. C.; RAHARDJO, H. Review of Soil-Water Characteristic Curve Equations. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. P. 1106-1117, December 1997. Disponível: www.soilvision.com. Acessado: outubro de 2007.

LIBARDI, P. L. (2005). *Dinâmica da Água no Solo*. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 335 p.

MALISKA, C. R. (1995). *Transferência de Calor e Mecânica dos Fluidos Computacional*. LTC Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 424 p.

MANZINI, G.; FERRARIS, S. Mass-Conservative Finite Volume Methods on 2D Unstructured Grids for the Richards' Equation. *Advances in Water Resources*, vol. 27, p. 1199-1215, 2004. Disponível: www.sciencedirect.com. Acessado: janeiro de 2008.

MARINOSCHI, G. The Diffusive Form of Richards' equation with Hysteresis. *Nonlinear Analysis: Real World applications*, vol. 9, p. 518-535, 2008. Disponível: www.sciencedirect.com. Acessado: maio de 2009.

MATTHEWS, C. J.; BRADDOCK, J. H. SANDER, G. C. Modeling Flow Through a One-dimensional Multi-layered Soil Profile Using the Method of Lines. *Environmental Modeling and Assessment*, vol. 9, p. 103-113, 2004.

MIYAZAKI, T. (1993). *Water Flow in Soils*. Marcel Dekker Inc. New York, New York, USA, 296 p.

MORRIS, C. E.; STORMONT, J. C. Capillary Barriers and Subtitle D Covers: Estimating Equivalency. *Journal of Environmental Engineering*, vol. 123, nº 3, p. 3-10, 1997. Disponível: <http://ro.uow.edu.au/engpapers/349>. Acessado: novembro de 2008.

MUALEM, Y. A Conceptual Model of Hysteresis. *Water Resources Research*, vol. 10, nº 3, p. 514-520, June 1974.

MUALEM, Y. A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resources Research*, vol. 12, nº 3, p. 513-522, June 1976.

- MUALEM, Y. Extension of the Similarity Hypothesis used for Modeling the Soil Water Characteristic. *Water Resources Research*, vol. 13, nº 4, p. 773-780, 1977.
- NIELSEN, P.; PERROCHET, P. Watertable Dynamics under Capillary Fringes: experiments and modeling. *Advances in Water Resources*, vol. 23, p. 503-515, 2000. Disponível: www.sciencedirect.com. Acessado: abril de 2008.
- O’KANE CONSULTANTS INC. Evaluation of the Long-term Performance of Dry Cover Systems. OKC Report nº 684-02, March 2003.
- OLDENBURG, C. M.; PRUESS, K. On Numerical Modeling of Capillary Barriers. *Water Resources Research*, vol. 29, nº 4, p. 1045-1056, April 1993.
- OR, D.; TULLER, M. Liquid Retention and Interfacial Area in Variably Saturated Porous Media: Upscaling from Single-pore to Sample-scale Model. *Water Resources Research*, vol. 35, nº 12, p. 3591-3605, December 1999.
- PARLANGUE, J-Y. Theory of Water-Movement in Soil: 2. one-dimensional infiltration. *Soil Science*, vol. 111, nº 3, p. 170-174, 1971.
- PATANKAR, S. V. (1980). *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Hemisphere Publishing Corporation. USA, 193 p.
- PHILIP, J. R. The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and its Solution. *Soil Science*, vol. 83, p. 345-357, 1957.
- PHILIP, J. R. Theory of Infiltration. *Advance in Hydrosience*, vol. 5, p. 216-305, 1969.
- PHILIP, J. R; KNIGHT, J. H. On Solving the Unsaturated Flow Equation: 3. New quasi-analytical technique. *Soil Science*, vol. 117, nº 1, p. 1-13, 1974.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. (2004). *Solo, Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações*. Editora Manole Ltda. Barueri, SP, Brasil, 478 p.
- ROOS, B. The Diversion Capacity of Capillary Barriers. *Water Resources Research*, vol. 26, nº 10, p. 2625-2629, October 1990.

SANTOS, R. A. Propriedades de Retenção de Água por Espaços Porosos não Homogêneos: experimentos de laboratório e simulação computacional. 2005, 146 p. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Ponta Grossa. Rio Grande do Sul, RG, Brasil.

SCHWEIZER, B. Instability of Gravity Wetting Fronts for Richards Equation with Hysteresis. Fakultät für Mathematic, Technische Universität Dortmund, 44227 Dortmund, Juni, 2010. Disponível: www.tu-dortmund.de/mathpreprints. Acesso: dezembro 2010.

SELKER, J. S.; KELLER, C. K.; McCORD, T. J. (1999). *Vadose Zone Processes*. CRC Press LLC. Florida, USA, 339 p.

SILLERS, W. S.; FREDLUND, D. G.; ZAKERZADEH, N. Mathematical Attributes of Some Soil-Water Characteristic Curve Models. *Geotechnical and Geological Engineering*, vol. 19 p. 243-283, 2001.

THOMAZINI, D.; ALBUQUERQUE, P. U. B. (2005). *Sensores Industriais: fundamentos e aplicações*. Editora Érica, São Paulo, SP, 219 p.

VAN DAM, J. C.; FEDDS, R. A. Numerical Simulation of Infiltration, Evaporation and Shallow Groundwater Levels with the Richards Equation. *Journal of Hydrology*, vol. 233, p. 72-85, 2000. Disponível: www.elsevier.com/locate/jhydrol. Acessado: janeiro de 2008.

VAN GENUCHTEN, M. TH. A Closed-form Equation for Prediction the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society America Journal*, vol. 44, p. 892-898, 1980.

VARADO, N.; BRAUD, I.; ROOS, P. J.; HAVERKAMP, R. Assessment of an Efficient Numerical Solution of the 1D Richards' Equation on Bare Soil. *Journal of Hydrology*, 323, p. 244-257, 2006. Disponível: www.sciencedirect.com. Acessado: janeiro de 2008.

VASCONCELLOS, C. A. B.; AMORIM, J. C. C. Numerical Simulation of Unsaturated Flow in Porous Media Using a Mass-Conservative Model. *Proceedings of COBEM, Fluid Mechanics*, vol. 8, p. 139-148, 2001.

VERSTEEG, H. K.; MALALASEKERA, W. (1995). *An Introduction to Computational Fluid Dynamics. The Finite Volume Method*. John Wiley & Sons Inc., New York, NY,

USA, 257 p.

VIEIRA, A. M. Estudo de Barreiras Capilares como Cobertura Final de Aterro de Resíduos. 2005, 265 p. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2005.

WARRICK, A. W. (2003). Soil Water Dynamics. Oxford University Press. Oxford, New York, USA, 391 p.

WARRICK, A. W. Analytical Solutions to the One-dimensional Linearized Moisture Flow Equation for Arbitrary Input. Soil Science. vol. 120, nº 2, p. 79-84, August 1975.

WARRICK, A. W.; ISLAS, A.; LOMEN, D. O. An Analytical Solution to Richards' Equation for Time-Varying Infiltration. Water Resources Research, vol. 27, nº 5, p. 763-766, May 1991.

WERNER, A. D.; LOCKINGTON, D. A. Influence of Hysteresis on the Capillary Fringe Dynamics in a Well-Sorted Sand. Advances in Water Resources, vol. 26, p. 1199-1204, 2003. Disponível: www.sciencedirect.com. Acessado: abril de 2008.

WHISLER, F. D.; KLUTE, A. The Numerical Analysis of Infiltration, Considering Hysteresis, into a Vertical Soil Column at Equilibrium under Gravity. Soil Science Society America Journal, vol. 29, p. 489-494, 1965.

WILDENSCHILD, D.; JENSEN, K. H. Numerical Modeling of Observed Effective Flow Behavior in Saturated Heterogeneous Sands. Water Resources Research, vol. 35, nº 1, p. 29-42, January 1999.

YANG, H.; RAHARDJO, H.; LEONG, E. C. Behavior of Unsaturated Layered Soil Columns During Infiltration. Journal of Hydrologic Engineering. Vol. 11, nº 4, p. 329-337, July 2006.

YEH, T-C. J.; HARVEY, D. J. Effective Unsaturated Hydraulic of Layered Sands. Water Resources Research, vol. 26, nº 6, p. 1271-1279, June 1990.

YOUNG, M. H. KARAGUNDUZ, A. ŠIMŮNEK, J.; PENNELL, K. D. A Modified Upward Infiltration Method for Characterizing Soil Hydraulic Properties. Soil Science

Society America Journal, vol. 66, p. 57-64, 2002.

ZASLAVSKY, D. Theory of Unsaturated Flow Into a Non-uniform Soil Profile. Soil Science, vol. 97, p. 400-410, 1964.

ZHANG, QI; WERNER, A. D.; AVIYANTO, R. F.; HUTSON, J. Influence of Soil Moisture Hysteresis on the Functioning of Capillary Barriers. Hydrological Processes, vol. 23, p. 1369-1375, 2009.

ZHOU, J.; YU, J-L. Influences Affecting the Soil-Water Characteristic Curve. Journal of Zhejiang University Science, vol. 6A, n^o 8, p. 797-804, 2005. Disponível: <http://www.zju.edu.cn/ejzs>. Acessado: novembro de 2008.

Apêndice 1 – Ensaio da curva de retenção de água

Areia IPT 100

ρ_{seco}	1,536	g/cm^3
----------------------	-------	-----------------

Determinações

Pontos	Potencial (cm)	h	h	h	h	h	h	h	h média	θ (cm^3/cm^3)	Se H
1	1	0,259	0,259	0,259	0,267	0,266			0,26	0,410	1,00
2	5	0,261	0,256						0,26	0,397	1,00
3	10	0,235	0,245	0,243	0,256	0,265			0,25	0,382	1,00
4	20	0,225	0,232	0,230	0,261				0,24	0,364	0,99
5	30	0,222	0,238	0,200	0,256	0,247			0,23	0,357	0,93
6	40	0,126	0,118	0,114	0,123	0,235	0,240		0,16	0,245	0,71
7	50	0,073	0,081	0,076	0,079	0,114			0,08	0,130	0,42
8	60	0,046	0,048	0,044	0,044				0,05	0,070	0,21
9	70	0,034	0,032	0,033					0,03	0,051	0,11
10	80	0,029	0,032	0,032	0,025				0,03	0,045	0,06
11	100	0,028	0,028	0,026	0,023				0,03	0,040	0,02
12	150	0,029	0,019	0,024					0,02	0,037	0,00

Estimativa dos parâmetros de van Genuchten - gráfico					
θ_{res}	0,037	cm^3/cm^3	Sp	3,174	
θ_{sat}	0,410	cm^3/cm^3	m	0,8294	
θ_{50}	0,187	cm^3/cm^3	n	5,8607	
Ψ_{50}	47	cm	α^{-1}	0,0223	1/cm

Areia IPT 16

ρ_{seco}	1,505	g/cm^3
----------------------	-------	-----------------

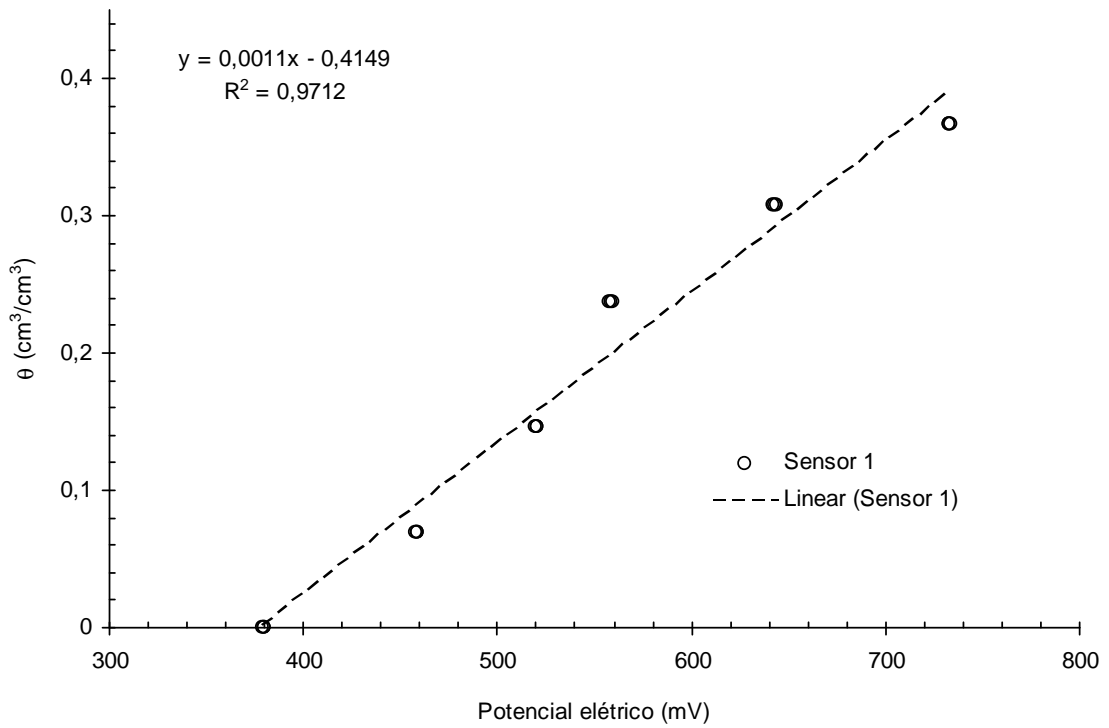
Determinações

Pontos	Potencial (cm)	h	h	h	h	h	h	h média	θ (cm^3/cm^3)	Se
1	1	0,281	0,280	0,266				0,28	0,415	1,00
2	2	0,266	0,267	0,266				0,27	0,401	1,00
3	3	0,257	0,272	0,260				0,26	0,396	0,98
4	5	0,198	0,237	0,238				0,22	0,338	0,83
5	7	0,172	0,171	0,128	0,128			0,15	0,225	0,54
6	8	0,079	0,107	0,083	0,081	0,090		0,09	0,132	0,41
7	10	0,048	0,069	0,041	0,058			0,05	0,081	0,23
8	20	0,017	0,017	0,019				0,02	0,026	0,03
9	30	0,012	0,011	0,012				0,01	0,018	0,01
10	60	0,010	0,008	0,010				0,01	0,014	0,00
11	80	0,007	0,006	0,006				0,01	0,010	0,00
12	100	0,007	0,006	0,006				0,01	0,010	0,00

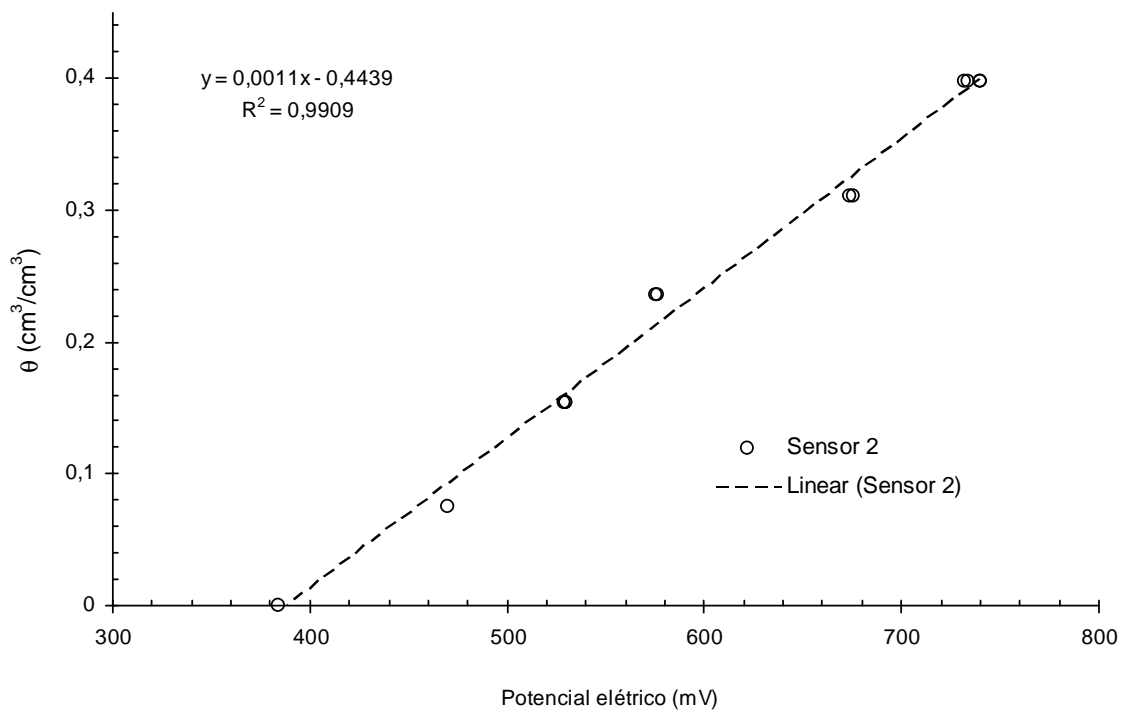
Estimativa dos parâmetros de van Genuchten - gráfico					
θ_{res}	0,010	cm^3/cm^3	Sp	2,295	
θ_{sat}	0,415	cm^3/cm^3	m	0,7703	
θ_{50}	0,20	cm^3/cm^3	n	4,3534	
Ψ_{50}	7,3	cm	α^{-1}	0,1494	1/cm

Apêndice 2 A – Calibração dos sensores de umidade

Sensor 1 (areia IPT 100)

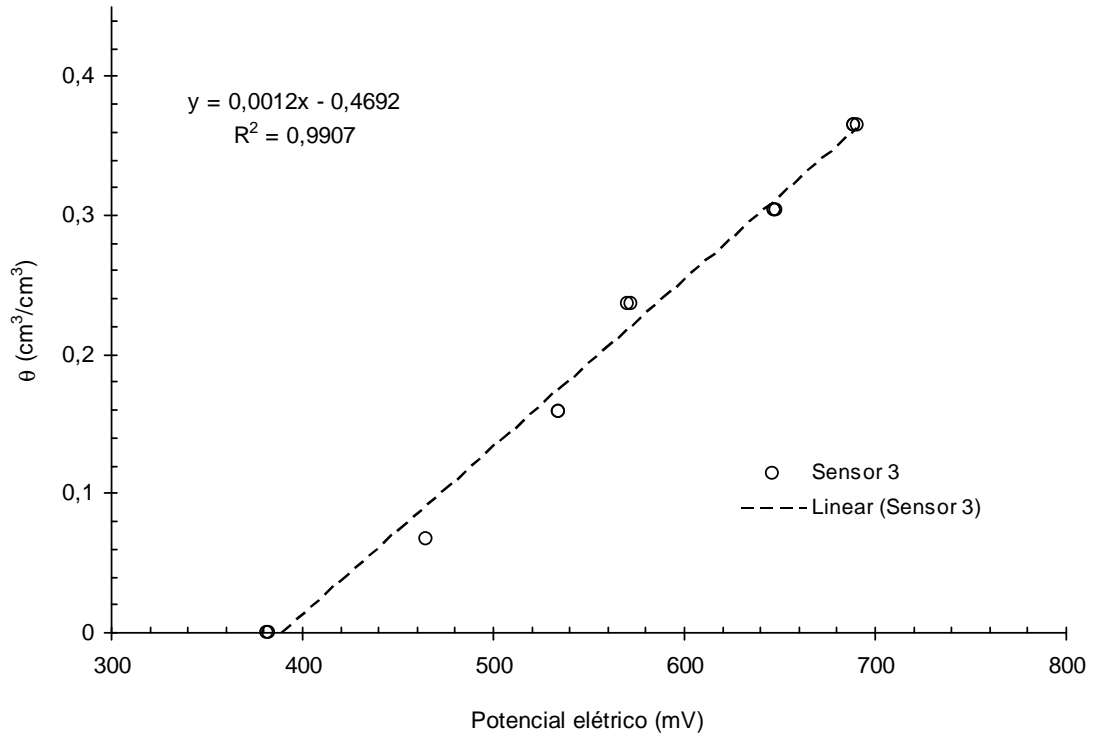


Sensor 2 (areia IPT 100)

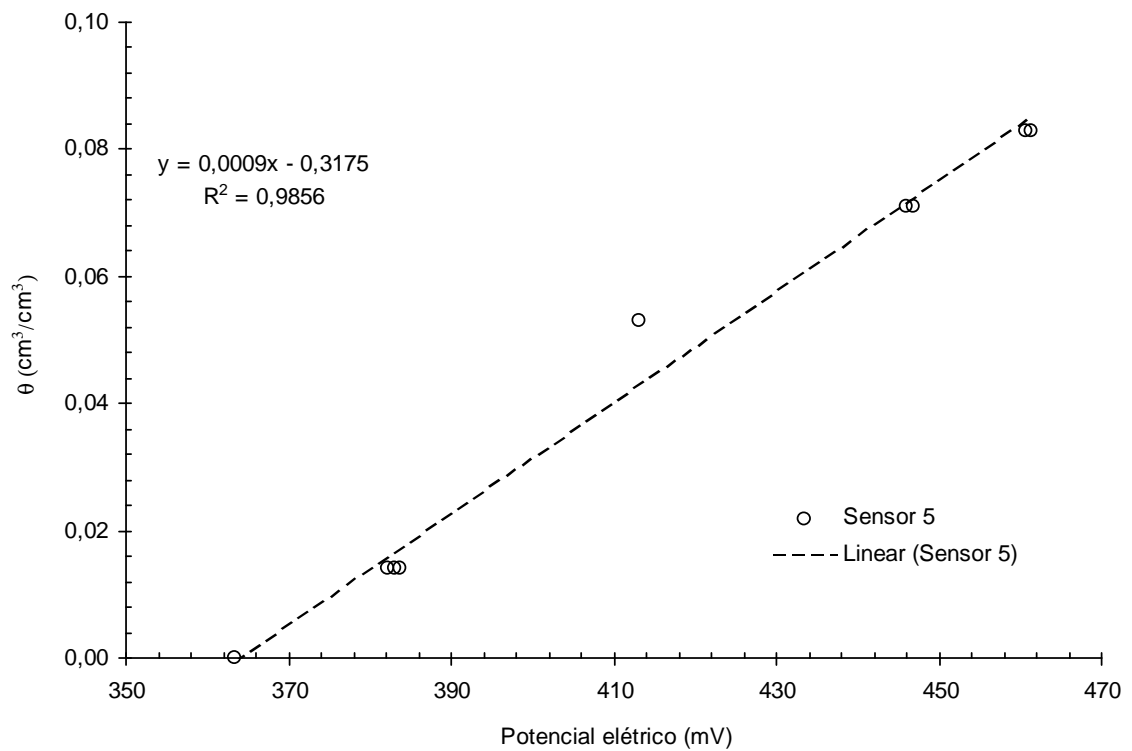


Apêndice 2 B – Calibração dos sensores de umidade

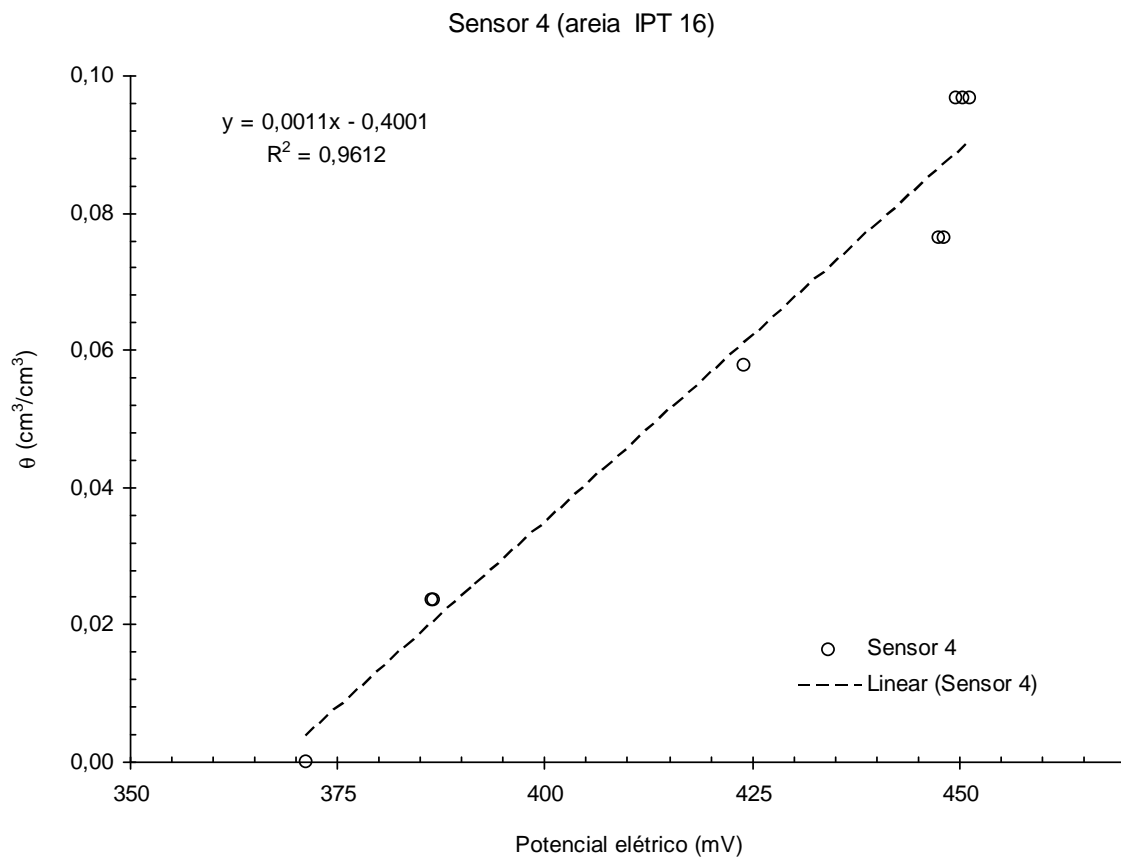
Sensor 3 (areia IPT 100)



Sensor 5 (areia IPT 16)



Apêndice 2 C – Calibração dos sensores de umidade



Apêndice 3 – Ensaio de coluna do cenário 1

	Teste 17	Teste 18	Teste 19	media
Massa de Pedrisco (g)	1000	1050	1050	1033
Massa de areia IPT 100 (g)	6000	5970	5970	5980
Massa de areia IPT 16 (g)	5000	5000	5000	5000
Massa de material na coluna (g)	12000	12020	12020	12013
Tara da coluna com acessórios (g)	8280	8280	8280	8280
Massa total da coluna (g)	20280	20300	20300	20293

Tempo Último de Infiltração (min)	120	120	120	120
Massa Total de Água Infiltrada (g)	1416	1440	1434	1430
Q (cm ³ /h)	708	720	717	715
q (cm/h)	9,01	9,17	9,13	9,1

Volume do pedrisco (cm ³)	585
Volume do areia IPT 100 (cm ³)	3735
Volume do areia IPT 16 (cm ³)	3275
Volume total (cm ³)	7605
Área da coluna	78,54
Coluna de água (cm)	5
Tara do recipiente do dreno (g)	96
Passo no tempo (minuto)	5

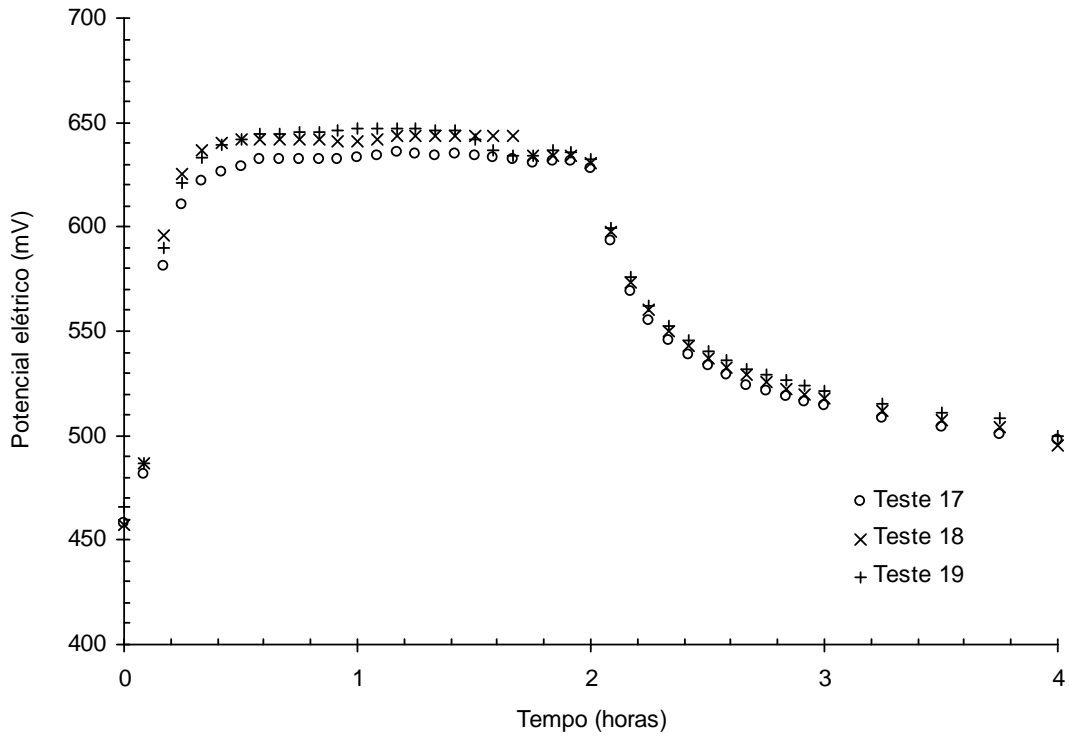
Densidade úmida da areia IPT 100	1,606	1,598	1,598	1,60
Densidade úmida da areia IPT 16	1,527	1,527	1,527	1,53
Teor de umidade areia IPT 100	0,042	0,044	0,044	0,04
Teor de umidade areia IPT 16	0,012	0,010	0,010	0,01
Densidade seca da areia IPT 100	1,542	1,531	1,531	1,53
Densidade seca da areia IPT 16	1,509	1,511	1,512	1,51
Theta inicial areia IPT 100	0,065	0,067	0,067	0,07
Theta inicial areia IPT 16	0,018	0,016	0,015	0,02

Dens. esperada areia 100 (g/cm ³)	1,610	1,600	1,600	1,603
Dens. esperada areia 16 (g/cm ³)	1,518	1,522	1,522	1,521
Erro na moldagem (% areia 100)	0,2	0,1	0,1	0,1
Erro na moldagem (% areia 16)	0,6	0,3	0,3	0,4

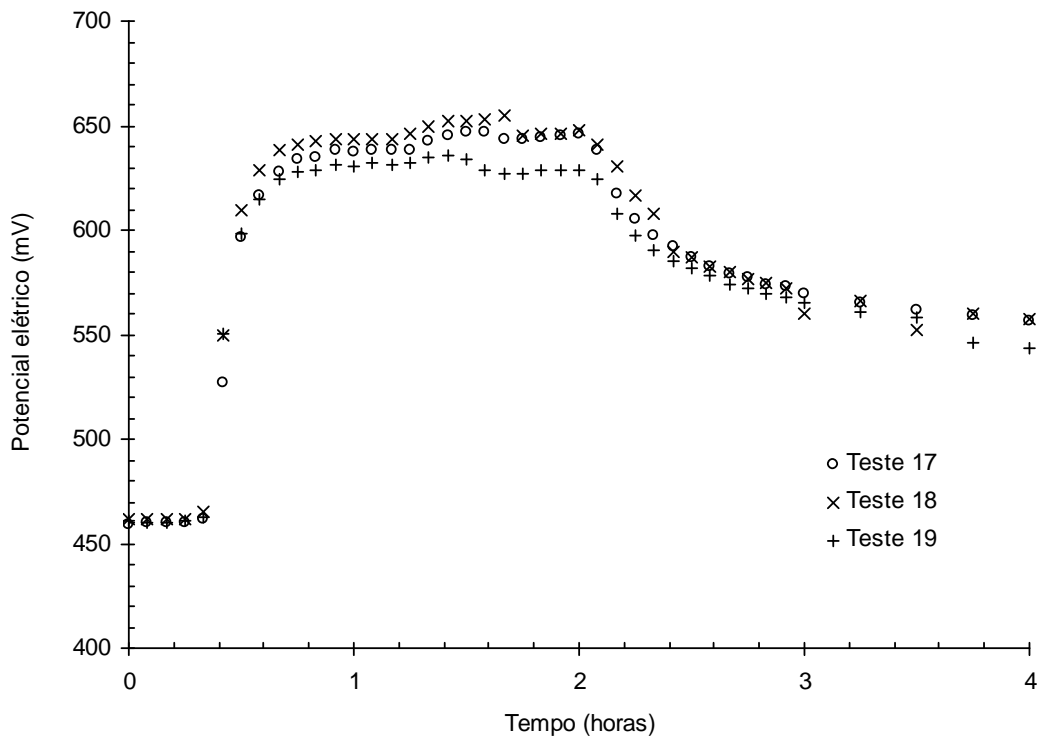
	Tempo horas	Tempo (minuto)	Massa da coluna (g)				Água na coluna (g)				Água acumulada	Água drenada (g)			Armazena 320	
			Teste 17	Teste 18	Teste 19	média	Teste 17	Teste 18	Teste 19	media		17	18	19		media
0	0,00	0	20265	20285	20265	20272	0	0	0	0	0				0	320
1	0,08	5	20320	20350	20325	20332	55	65	65	62	62				0	382
2	0,17	10	20380	20410	20385	20392	115	125	125	122	122				0	442
3	0,25	15	20435	20470	20445	20450	170	185	185	180	180				0	500
4	0,33	20	20495	20530	20505	20510	230	245	245	240	240				0	560
5	0,42	25	20555	20590	20565	20570	290	305	305	300	300				0	620
6	0,50	30	20610	20650	20625	20628	345	365	365	358	358				0	678
7	0,58	35	20670	20710	20685	20688	405	425	425	418	418				0	738
8	0,67	40	20730	20770	20745	20748	465	485	485	478	478				0	798
9	0,75	45	20785	20830	20805	20807	520	545	545	537	537				0	857
10	0,83	50	20850	20890	20865	20868	585	605	605	598	598				0	918
11	0,92	55	20910	20950	20925	20928	645	665	665	658	658				0	978
12	1,00	60	20970	21010	20985	20988	705	725	725	718	718				0	1038
13	1,08	65	21030	21070	21045	21048	765	785	785	778	778				0	1098
14	1,17	70	21090	21130	21105	21108	825	845	845	838	838				0	1158
15	1,25	75	21150	21190	21165	21168	885	905	905	898	898				0	1218
16	1,33	80	21210	21250	21225	21228	945	965	965	958	958				0	1278
17	1,42	85	21270	21310	21285	21288	1005	1025	1025	1018	1018				0	1338
18	1,50	90	21330	21370	21345	21348	1065	1085	1085	1078	1078				0	1398
19	1,58	95	21390	21430	21405	21408	1125	1145	1145	1138	1138				0	1458
20	1,67	100	21450	21490	21465	21468	1185	1205	1205	1198	1198	96	96	96	0	1518
21	1,75	105	21505	21545	21500	21503	1240	1220	1220	1227	1251	102	135	125	25	1547
22	1,83	110	21485	21510	21500	21498	1220	1225	1225	1223	1312	175	193	187	89	1543
23	1,92	115	21485	21510	21500	21498	1220	1225	1225	1223	1371	234	252	244	147	1543
24	2,00	120	21485	21510	21500	21498	1220	1225	1225	1223	1430	292	311	305	207	1543
25	2,08	125	21425	21450	21425	21433	1160	1165	1165	1163	1436	354	371	381	273	1483
26	2,17	130	21375	21395	21380	21383	1110	1110	1110	1110	1434	408	427	424	324	1430
27	2,25	135	21325	21350	21330	21335	1060	1065	1065	1063	1436	455	473	477	372	1383
28	2,33	140	21285	21310	21285	21293	1020	1025	1025	1023	1434	492	510	518	411	1343
29	2,42	145	21255	21280	21255	21263	990	995	995	993	1436	525	542	549	443	1313
30	2,50	150	21225	21255	21220	21233	960	970	970	967	1438	553	568	582	472	1287
31	2,58	155	21205	21235	21200	21213	940	950	950	947	1439	576	589	601	493	1267
32	2,67	160	21180	21215	21185	21193	915	930	930	925	1438	596	608	622	513	1245
33	2,75	165	21165	21195	21165	21175	900	910	910	907	1437	611	627	640	530	1227
34	2,83	170	21150	21180	21155	21162	885	895	895	892	1435	627	640	651	543	1212
35	2,92	175	21135	21170	21140	21148	870	885	885	880	1437	641	653	665	557	1200
36	3,00	180	21125	21160	21130	21138	860	875	875	870	1438	652	664	677	568	1190
39	3,25	195	21095	21130	21085	21103	830	845	845	840	1439	682	692	710	599	1160
42	3,50	210	21075	21110	21075	21087	810	825	825	820	1440	704	714	729	620	1140
45	3,75	225	21055	21090	21055	21067	790	805	805	800	1437	721	729	749	637	1120
48	4,00	240	21045	21080	21040	21055	780	795	795	790	1440	731	743	764	650	1110

Apêndice 4 A – Leitura dos sensores do cenário 1

Sensor 1 (areia IPT 100) - cenário 1

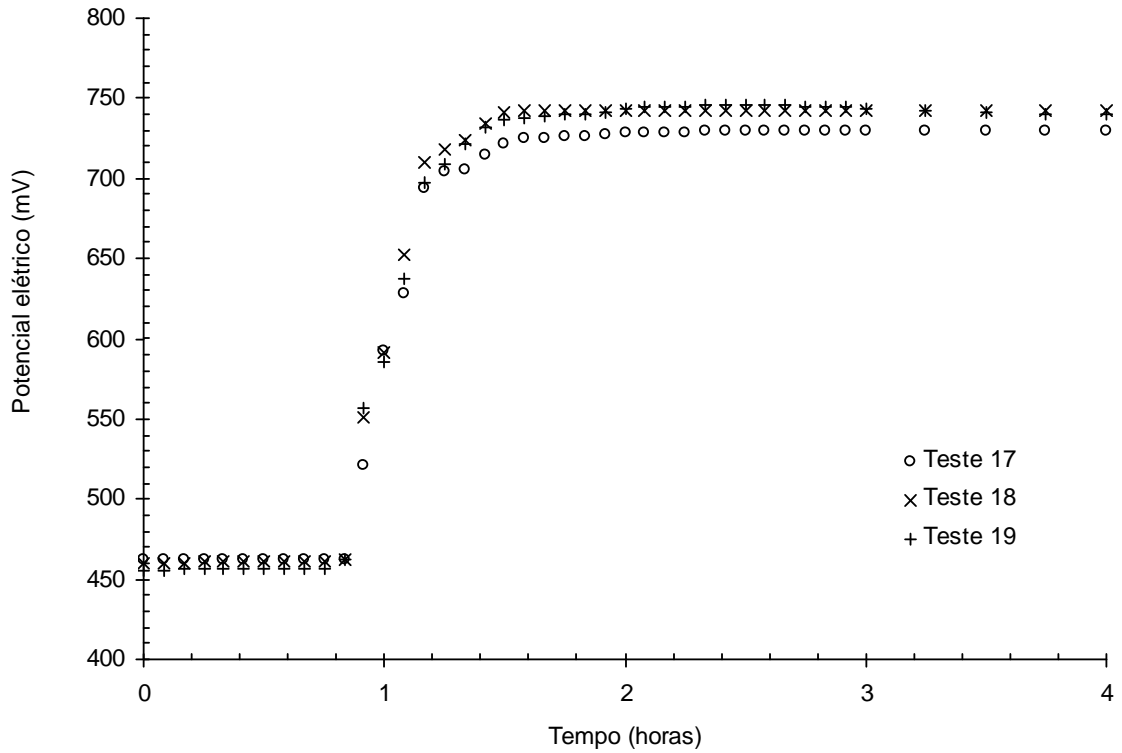


Sensor 2 (areia IPT 100) - cenário 1

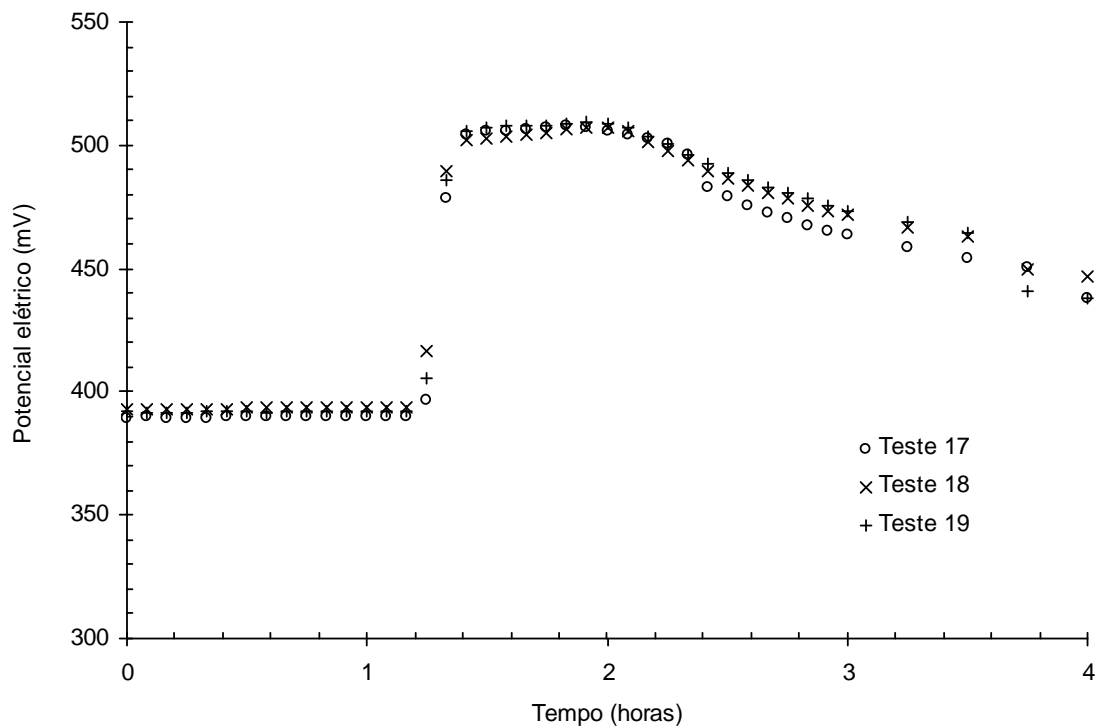


Apêndice 4 B – Leitura dos sensores do cenário 1

Sensor 3 (areia IPT 100) - cenário 1

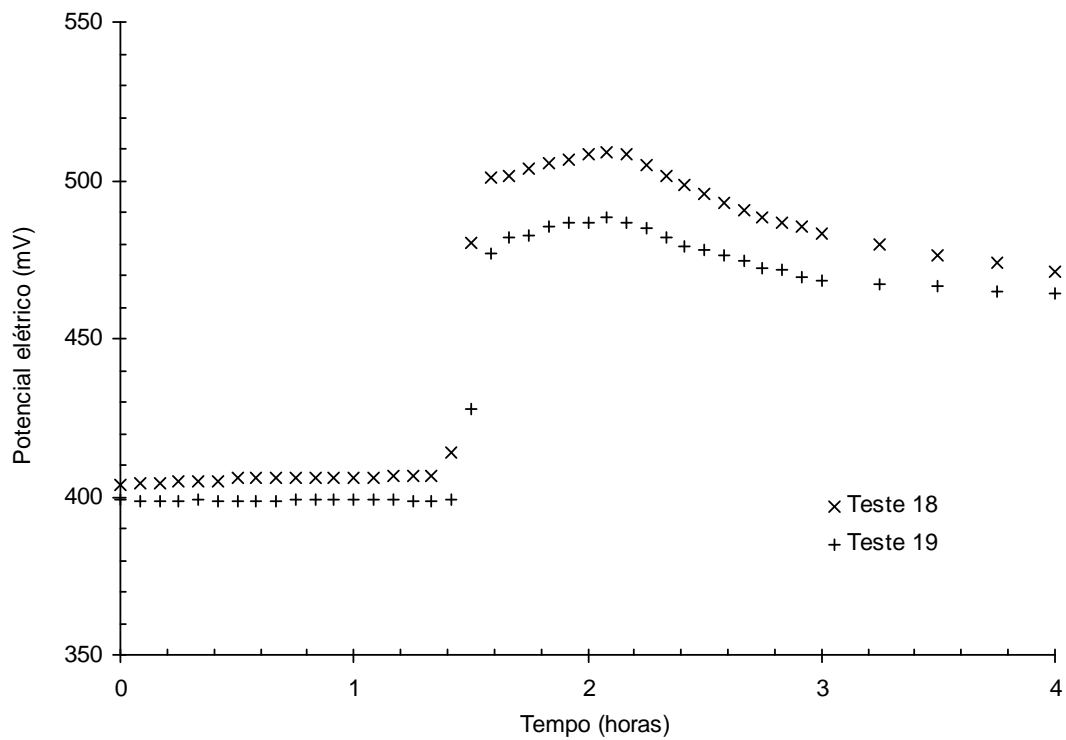


Sensor 5 (areia IPT 16) - cenário 1



Apêndice 4 C – Leitura dos sensores do cenário 1

Sensor 4 (areia IPT 16) - cenário 1



Apêndice 5 – Ensaio de coluna do cenário 2

	Teste 17	Teste 18	Teste 19	media
Massa de Pedrisco (g)	1000	1050	1050	1033
Massa de areia IPT 100 (g)	6000	5970	5970	5980
Massa de areia IPT 16 (g)	5000	5000	5000	5000
Massa de material na coluna (g)	12000	12020	12020	12013
Tara da coluna com acessórios (g)	8280	8280	8280	8280
Massa total da coluna (g)	20280	20300	20300	20293
Tempo Último de Infiltração (min)	120	120	120	120
Massa Total de Água Infiltrada (g)	1416	1440	1434	1430
Q (cm ³ /h)	708	720	717	715
q (cm/h)	9.01	9.17	9.13	9.1
Tempo Último de Infiltração (min)	300	300	300	300
Massa Total de Água Infiltrada (g)	2158	2143	2169	2157
Q (cm ³ /h)	719	714	723	719
q (cm/h)	9.16	9.10	9.21	9.2
Tempo Último de Infiltração (min)	480	480	480	480
Massa Total de Água Infiltrada (g)	2902	2868	2905	2892
Q (cm ³ /h)	744	725	736	735
q (cm/h)	9.47	9.23	9.37	9.4
Entrada	2902	2865	2901	2889
Saída	2117	2090	2126	2111
Armazenamento	1105	1095	1095	1098

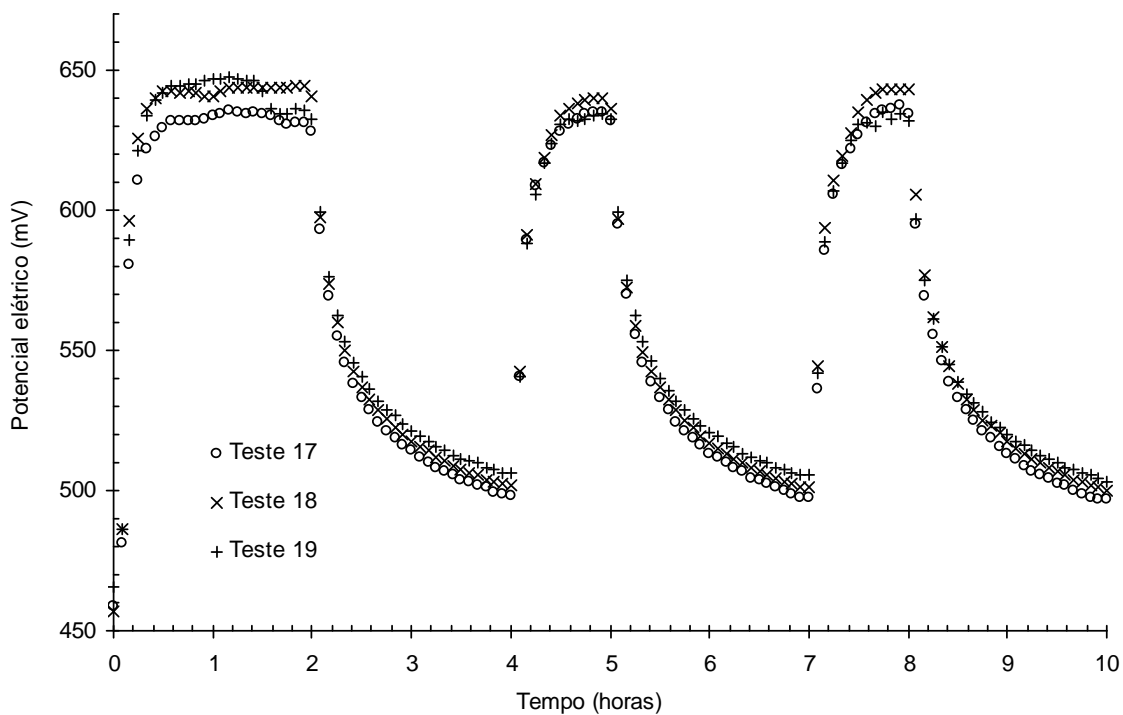
Volume do pedrisco (cm ³)	585
Volume do areia IPT 100 (cm ³)	3735
Volume do areia IPT 16 (cm ³)	3275
Volume total (cm ³)	7605
Área da coluna	78,54
Coluna de água (cm)	5
Tara do recipiente do dreno (g)	96
Passo no tempo (minuto)	5

	Teste 17	Teste 18	Teste 19	media
Densidade úmida da areia IPT 100	1.606	1.598	1.598	1.60
Densidade úmida da areia IPT 16	1.527	1.527	1.527	1.53
Teor de umidade areia IPT 100	0.042	0.044	0.044	0.04
Teor de umidade areia IPT 16	0.012	0.010	0.010	0.01
Densidade seca da areia IPT 100	1.542	1.531	1.531	1.53
Densidade seca da areia IPT 16	1.509	1.511	1.512	1.51
Theta inicial areia IPT 100	0.065	0.067	0.067	0.07
Theta inicial areia IPT 16	0.018	0.016	0.015	0.02
Dens. esperada areia 100 (g/cm ³)	1.610	1.600	1.600	1.603
Dens. esperada areia 16 (g/cm ³)	1.518	1.522	1.522	1.521
Erro na moldagem (%) areia 100	0.2	0.1	0.1	0.1
Erro na moldagem (%) areia 16	0.6	0.3	0.3	0.4

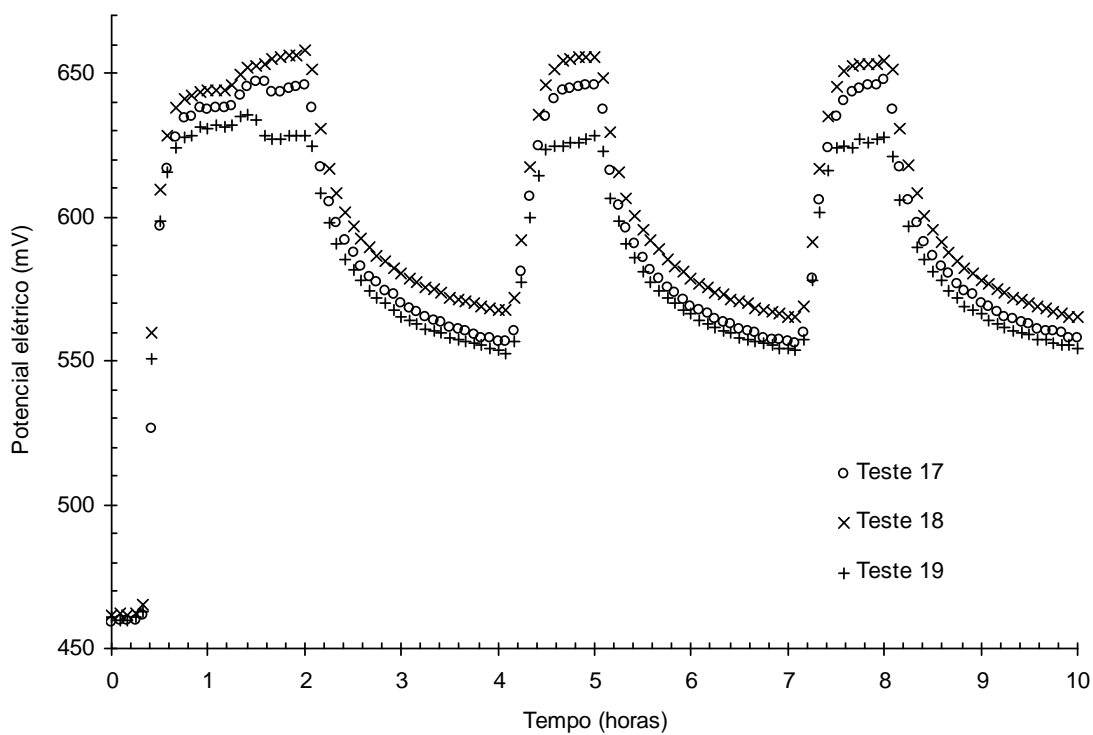
Tempo horas	Tempo (minuto)	Massa da coluna (g)				Água na coluna (g)				Infiltrada	Massa Drenada (g)				Armazena
		Teste 17	Teste 18	Teste 19	média	Teste 17	Teste 18	Teste 19	média		Teste 17	Teste 18	Teste 19	média	
0.00	0	20265	20285	20265	20272	0	0	0	0	0	0	0	0	0	320
0.08	5	20320	20350	20325	20332	55	65	65	62	62	0	0	0	0	382
0.17	10	20380	20410	20385	20392	115	125	125	122	122	0	0	0	0	442
0.25	15	20435	20470	20445	20450	170	185	185	180	180	0	0	0	0	500
0.33	20	20495	20530	20505	20510	230	245	245	240	240	0	0	0	0	560
0.42	25	20555	20590	20565	20570	290	305	305	300	300	0	0	0	0	620
0.50	30	20610	20650	20625	20628	345	365	365	358	358	0	0	0	0	678
0.58	35	20670	20710	20685	20688	405	425	425	418	418	0	0	0	0	738
0.67	40	20730	20770	20745	20748	465	485	485	478	478	0	0	0	0	798
0.75	45	20785	20830	20805	20807	520	545	545	537	537	0	0	0	0	857
0.83	50	20850	20890	20865	20868	585	605	605	598	598	0	0	0	0	918
0.92	55	20910	20950	20925	20928	645	665	665	658	658	0	0	0	0	978
1.00	60	20970	21010	20985	20988	705	725	725	718	718	96	96	96	0	1038
1.08	65	21030	21070	21045	21048	765	785	785	778	778	102	102	102	25	1098
1.17	70	21090	21130	21105	21108	825	845	845	838	838	175	193	187	89	1158
1.25	75	21150	21190	21165	21168	885	905	905	898	898	234	252	244	147	1218
1.33	80	21210	21250	21225	21228	945	965	965	958	958	292	311	305	207	1278
1.42	85	21270	21310	21285	21288	1005	1025	1025	1018	1018	354	371	381	273	1338
1.50	90	21330	21370	21345	21348	1065	1085	1085	1078	1078	408	427	424	324	1398
1.58	95	21390	21430	21405	21408	1125	1145	1145	1138	1138	455	473	477	372	1458
1.67	100	21450	21490	21465	21468	1185	1205	1205	1198	1198	492	510	518	411	1518
1.75	105	21505	21545	21520	21523	1240	1260	1260	1253	1253	525	542	549	443	1578
1.83	110	21465	21510	21485	21488	1220	1225	1225	1223	1312	553	568	582	472	1638
1.92	115	21485	21510	21500	21498	1220	1225	1225	1223	1371	576	589	601	493	1698
2.00	120	21485	21510	21500	21498	1220	1225	1225	1223	1430	596	608	622	513	1758
2.08	125	21425	21450	21425	21433	1160	1165	1165	1163	1436	611	627	640	530	1818
2.17	130	21375	21395	21380	21383	1110	1110	1110	1110	1434	627	640	651	543	1878
2.25	135	21325	21350	21330	21335	1060	1065	1065	1063	1436	641	653	665	557	1938
2.33	140	21285	21310	21285	21293	1020	1025	1025	1023	1434	652	664	677	568	1998
2.42	145	21255	21280	21255	21261	990	995	995	992	1436	682	692	710	599	2058
2.50	150	21225	21255	21220	21233	960	970	970	967	1438	704	714	729	620	2118
2.58	155	21205	21235	21200	21213	940	950	950	947	1439	721	729	749	637	2178
2.67	160	21180	21215	21185	21193	915	930	930	925	1438	731	743	764	650	2238
2.75	165	21165	21195	21165	21175	900	910	910	907	1437	736	743	764	650	2298
2.83	170	21150	21180	21155	21162	885	895	895	892	1435	749	757	777	663	2358
2.92	175	21135	21170	21140	21148	870	885	885	880	1437	762	770	790	676	2418
3.00	180	21125	21160	21130	21138	860	875	875	870	1438	776	784	804	689	2478
3.25	195	21095	21130	21095	21103	830	845	845	840	1439	789	797	817	702	2538
3.50	210	21075	21110	21075	21087	810	825	825	820	1440	802	810	830	715	2598
3.75	225	21055	21090	21055	21067	790	805	805	800	1437	815	823	843	728	2658
4.00	240	21045	21080	21040	21055	780	795	795	790	1440	828	836	856	741	2718
4.08	245	21100	21135	21100	21112	835	850	850	845	1502	841	849	869	754	2778
4.17	250	21155	21190	21155	21167	890	905	905	900	1562	854	862	882	767	2838
4.25	255	21215	21245	21210	21223	950	960	960	957	1622	867	875	895	780	2898
4.33	260	21275	21300	21265	21280	1010	1015	1015	1013	1682	880	888	908	793	2958
4.42	265	21335	21360	21330	21342	1070	1075	1075	1073	1746	893	901	921	806	3018
4.50	270	21395	21405	21390	21397	1130	1130	1130	1123	1800	906	914	934	819	3078
4.58	275	21445	21465	21440	21450	1180	1180	1180	1180	1860	919	927	947	832	3138
4.67	280	21480	21495	21475	21483	1215	1210	1210	1212	1914	932	940	960	845	3198
4.75	285	21485	21500	21485	21490	1220	1215	1215	1217	1976	945	953	973	858	3258
4.83	290	21490	21500	21490	21493	1225	1215	1215	1218	2035	1001	1002	1023	871	3318
4.92	295	21490	21505	21490	21495	1225	1220	1220	1222	2101	1014	1015	1036	884	3378
5.00	300	21495	21505	21490	21497	1230	1220	1220	1223	2157	1027	1028	1049	897	3438
5.08	305	21435	21445	21425	21435	1170	1160	1160	1163	2158	1040	1041	1062	910	3498
5.17	310	21375	21395	21375	21382	1110	1110	1110	1110	2160	1053	1054	1075	923	3558
5.25	315	21325	21350	21325	21333	1060	1065	1065	1063	2161	1066	1067	1088	936	3618
5.33	320	21290	21310	21285	21295	1025	1025	1025	1025	2160	1079	1080	1101	949	3678
5.42	325	21255	21275	21245	21258	990	990	990	990	2162	1092	1093	1114	962	3738
5.50	330	21230	21255	21220	21235	965	970	970	968	2163	1105	1106	1127	975	3798
5.58	335	21205	21230	21200	21212	940	945	945	943	2160	1118	1119	1140	988	3858
5.67	340	21185	21210	21185	21193	920	925	925	923	2160	1131	1132	1153	1001	3918
5.75	345	21170	21195	21165	21177	905	910	910	908	2162	1144	1145	1166	1014	3978
5.83	350	21155	21180	21150	21162	890	895	895	893	2162	1157	1158	1179	1027	4038
5.92	355	21135	21165	21140	21147	870	880	880	877	2161	1170	1171	1192	1040	4098
6.00	360	21125	21150	21125	21133	860	865	865	863	2157	1183	1184	1205	1053	4158
6.25	375	21095	21120	21095	21103	830	835	835	833	2157	1196	1197	1		

Apêndice 6 A – Leitura dos sensores do cenário 2

Sensor 1 (areia IPT 100) - cenário 2

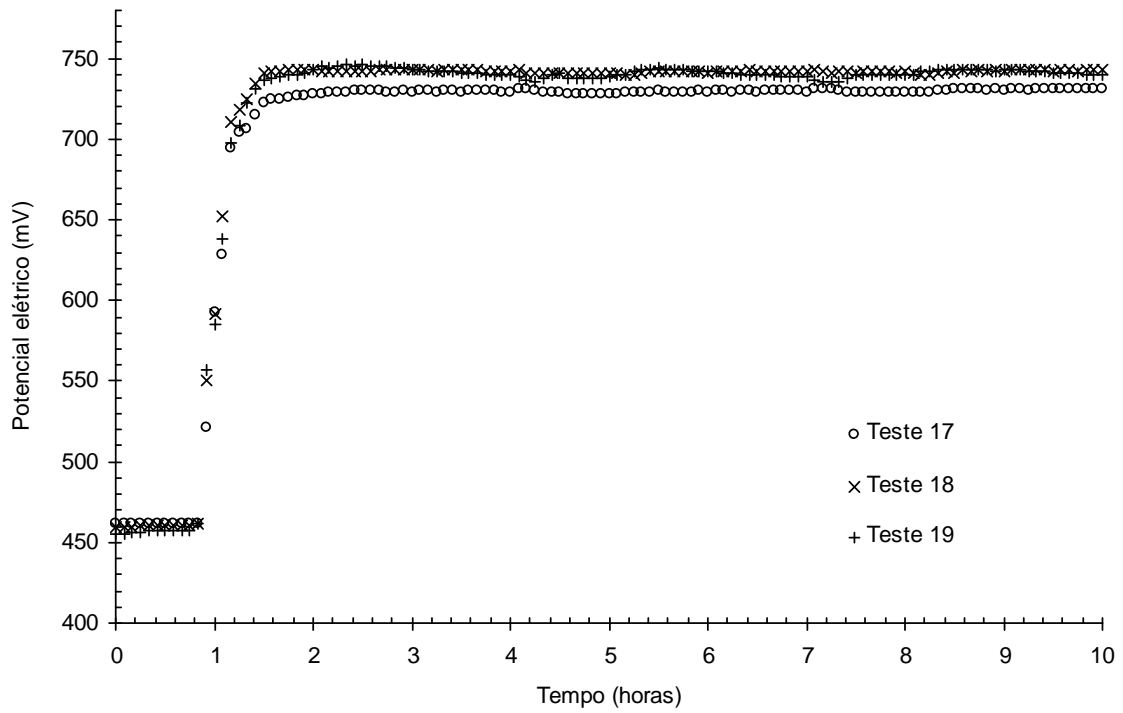


Sensor 2 (areia IPT 100) - cenário 2

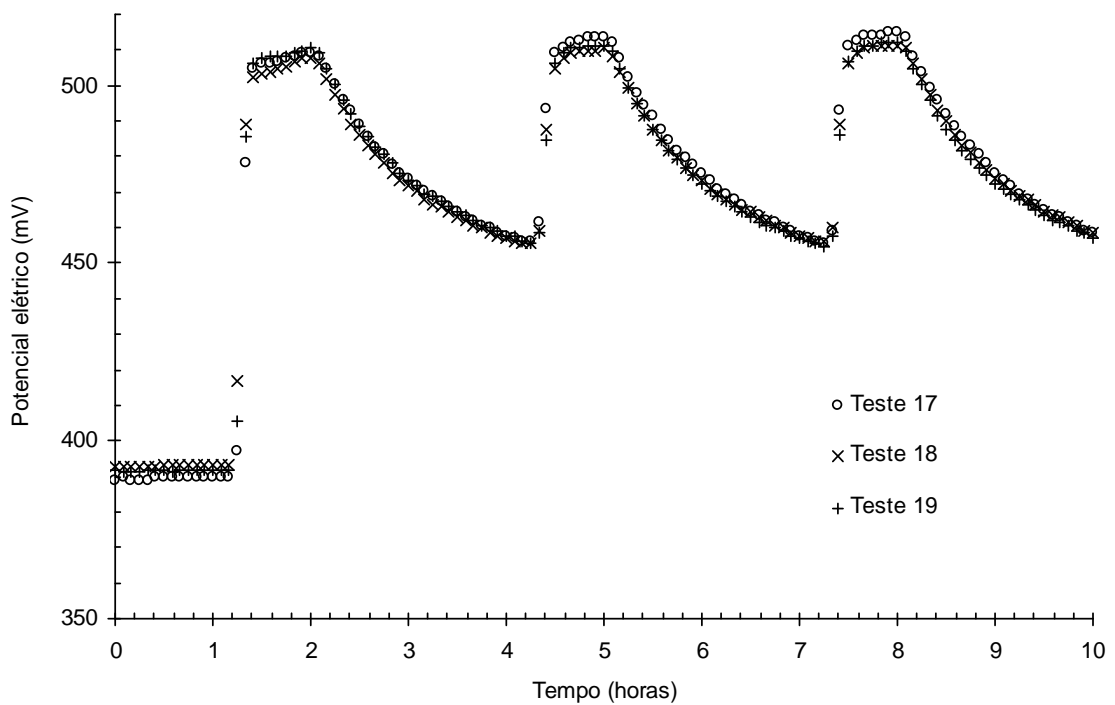


Apêndice 6 B – Leitura dos sensores do cenário 2

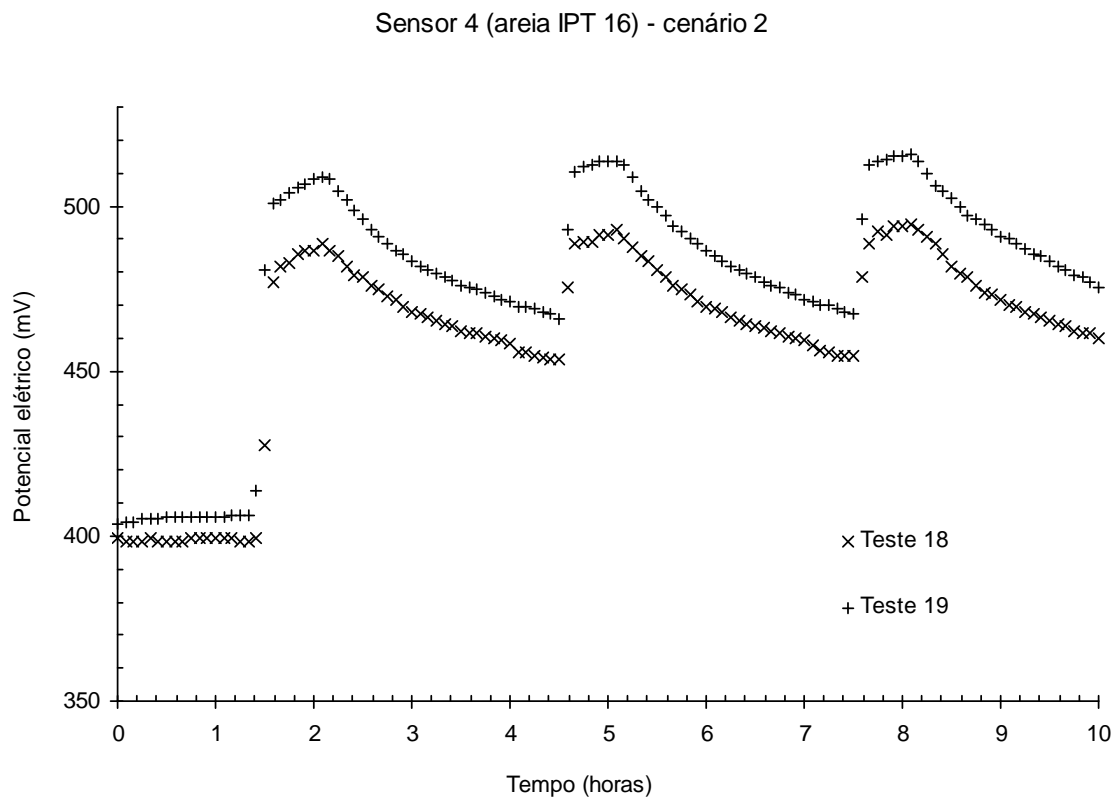
Sensor 3 (areia IPT 100) - cenário 2



Sensor 5 (areia IPT 16) - cenário 2



Apêndice 6 C – Leitura dos sensores do cenário 2



Apêndice 7 – Código numérico principal

```
% CENÁRIO 1 - BARREIRA CAPILAR

clc % Limpa tela.
clear all % Limpa todas as variáveis.
format short g % Formata os números.
% *****
% *****
% 1 ENTRADA DE DADOS
tol = 1e-6; % Tolerância admissível.
nitmax = 100; % Número máximo de iteração.
% Tempo Total de horas de simulação (4, 12, 24 horas).
Tmaxhoras = 4;
% Passo de incremento do tempo (segundo).
dt = 1;
% Atributo gráfico (visualização máx. 50 segundos).
dt_visual = 20;
% -----
% Comprimento total da coluna (intervalo de 10 cm).
LTOTAL = 90;
% Tamanho das células da camada superior (1 ou par).
dzC = 0.1;
% Comprimento da camada inferior (intervalo de 10 cm).
LA = 40;
% Tamanho das células da camada inferior (1 ou par).
dzA = 0.1;
% -----
% Condição inicial de saturação do material (1, 2, 5, 10, 20, 30 40, 50, 60 70, 80, 85%)
SaturaMaterialCobertura = 10;
SaturaMaterialCapilar = 2;
% Avaliação de K pelas médias (Aritmética = 10, Geométrica = 20, Harmônica = 30).
Media = 20;
% -----
% Taxa horária de precipitação (mm/hora).
TaxaChuval = 91;
% *****
% *****
% 1.1 MATERIAL DA BARREIRA
% Areia IPT 100
KsatC = 0.01215; % Condutividade saturada (cm/segundo).
nC = 6.14; % Parâmetro de ajuste (adimensional).
alfaC = 0.02696; % Parâmetro de ajuste (cm-1)
ThetasatC = 0.402; % Conteúdo volumétrico saturado.
ThetaresC = 0.037; % Conteúdo volumétrico residual.
mC = 1-(1/nC); % Parâmetro de ajuste (adimensional).
% Areia IPT 16
KsatA = 0.5; % Condutividade saturada (cm/segundo).
nA = 4.161; % Parâmetro de ajuste (adimensional).
alfaA = 0.1393; % Parâmetro de ajuste (cm-1).
ThetasatA = 0.415; % Conteúdo volumétrico saturado.
ThetaresA = 0.010; % Conteúdo volumétrico residual.
mA = 1-(1/nA); % Parâmetro de ajuste (adimensional).

% INICIANDO O ESTADO DE SUCCÃO
[SucC,SucA] = SaturaMaterial(SaturaMaterialCobertura,SaturaMaterialCapilar,mC,mA,nC,nA,alfaC,alfaA);
% *****
% *****(final de 1)
% 2 GEOMETRIA DA MALHA - Malha Dupla
[Nt, NLTOT, NL, NINT, dzCmedio, dzAmedio, z, dz, dze, dzw] = MalhaDupla(LA, dzA, LTOTAL, dzC);
% *****
```

```

%***** (final de 2)
% 3 CONDIÇÕES INICIAIS
[K0, Kw0, Ke0, Capac0, Theta0, Suc0, Se0] = Inicial_Dupla(Nt, NLTOT, NL, NINT, nC, nA, mC, mA, alfaC,...
alfaA, ThetasatC, ThetasatA, ThetaresC, ThetaresA, KsatC, KsatA, SucC, SucA, Media);
%*****
%***** (final de 3)
% 4 VOLUME DE ÁGUA INICIAL NO DOMÍNIO
Vagua0 = sum(Theta0(1:Nt).*dz(1:Nt));
Vagua0_1 = sum(Theta0(1:NLTOT).*dz(1:NLTOT));
Vagua0_2 = sum(Theta0(NL:Nt).*dz(NL:Nt));
%*****
%***** (final de 4)
% 5 ARRUMANÇA DO TEMPO E PRECIPITAÇÃO
Tmaxsegundo = 3600*Tmaxhoras;
Precipita1 = TaxaChuva1/36000;
% Ajuste para a visualização dos dados.
if dt_visual < dt
    dt_visual = dt;
end
%*****
%***** (final de 5)
% 6 INICIALIZAÇÃO DAS VARIÁVEIS
Tempo = 0;
Tprov = 0;
Tprov2 = 0;
Tprov4 = 0;
Tprov5 = 0;
Tprov6 = 0;
Jprint = 1;
Tprint (Jprint) = 0;
Jprint2 = 1;
Tprint2 (Jprint2) = 0;
Jprint4 = 1;
Tprint4 (Jprint4) = 0;
Jprint5 = 1;
Tprint5 (Jprint5) = 0;
Jprint6 = 1;
Tprint6 (Jprint6) = 0;
% Artificio para o tempo zero.
Jprint = 0; Jprint2 = 0;
Jprint4 = 0; Jprint5 = 0; Jprint6 = 0;
Kw = Kw0; K = K0; Ke = Ke0;
Capac = Capac0;
Thetanovo = Theta0; Thetavelho = Theta0;
Sucvelho = Suc0; Sucnovo1 = Suc0; Sucnovo2 = Suc0;
%*****
%***** (final de 6)
% 7 INÍCIO DO LOOP DO TEMPO
tic; % inicio do tempo de processamento.
for t = 1 : dt : Tmaxsegundo % vetor tempo em segundo.
    Tempo = Tempo + dt; % contagem do tempo.
    Tprov = Tprov + dt; % contador do tempo (reagrupamento).
    Tprov2 = Tprov2 + dt;
    Tprov4 = Tprov4 + dt;
    Tprov5 = Tprov5 + dt;
    Tprov6 = Tprov6 + dt;

    % Função da Precipitação.
    if Tempo <= 7200 % 2 horas.
        P = Precipita1;
    else
        P = 0;
    end
end

```

```

end
% Contabilidade da infiltração potencial.
if Tprov4 == dt
    Tprint4 (Jprint4) = Tempo;
    Pprint (Jprint4) = P;
    Psoma = sum(Pprint);
    Pacunula (Jprint4) = Psoma;
    Tprov4 = 0;
end

% Sub-rotina infiltração real
[INF] = Infiltrareal (Thetavelho, dz, P, dt, ThetasatC);

% Contabilidade da infiltração real e do volume infiltrado.
if Tprov5 == dt
    Tprint5 (Jprint5) = Tempo;
    INFprint (Jprint5) = INF;
    INFsoma = sum(INFprint);
    INFacumula (Jprint5) = INFsoma;
    Tprov5 = 0;
end

% Runoff - volume de água escoado e contabilidade do escoamento.
Runoff = P - INF;
if Tprov6 == dt
    Tprint6 (Jprint6) = Tempo;
    Rprint (Jprint6) = Runoff;
    Rsoma = sum(Rprint);
    Racumula (Jprint6) = Rsoma;
    Tprov6 = 0;
end

% Cálculo da razão entre a infiltração e precipitação.
if Psoma == 0
    INFA = 1;
else
    INFA = (INFsoma/Psoma);
end
% *****
% *****
% 7.1 INÍCIO DO LOOP ITERATIVO
erromax = tol+1; % inicialização do critério de convergência.
nit = 0; % inicialização da contagem das iterações.

while erromax >= tol & nit <= nitmax % critério convergência.
    nit = nit+1; % contagem das iterações.
    aW (1) = 0;
    aE (1) = 1;
    ap1(1) = 1;
    bp (1) = (((INF)/((K(1)+K(2))/2))-1)*dzCmedio;

    aW (2:NINT) = Kw(2:NINT)./dzw(2:NINT);
    aE (2:NINT) = Ke(2:NINT)./dze(2:NINT);
    ap0(2:NINT) = (Capac(2:NINT).*dz(2:NINT))/dt;
    ap1(2:NINT) = ap0(2:NINT) + aW(2:NINT) + aE(2:NINT);
    bp (2:NINT) = -(Ke(2:NINT) - Kw(2:NINT))+(ap0(2:NINT)).*Sucvelho(2:NINT);

    aW (Nt) = 1;
    aE (Nt) = 0;
    ap1(Nt) = 1;
    bp (Nt) = -(((K(Nt))/((K(Nt)+K(NINT))/2))-1)*dzAmedio;

```

```

% Preparação dos vetores A, B, C, D.
A(1) = aW (1);
B(1) = ap1(1);
C(1) = aE (1);
D(1) = bp (1);
A(2:NINT) = aW (2:NINT); % assumindo negativo na Tridim.
B(2:NINT) = ap1(2:NINT);
C(2:NINT) = aE (2:NINT); % assumindo negativo na Tridim.
D(2:NINT) = bp (2:NINT);
A(Nt) = aW (Nt);
B(Nt) = ap1(Nt);
C(Nt) = aE (Nt);
D(Nt) = bp (Nt);

% Sub-rotina Tridim - Resolução do sistema linear.
Sucnovo2 = tridim (A, B, C, D, Nt, NINT);

% Sub-rotina reavaliação de K e Capac segundo Sucnovo2.
[K, Kw, Ke, Capac, Se] = Reavaliacao_Dupla(Sucnovo2, Nt, NL, NLTOT, NINT, nC, nA,...
mC, mA, alfaC, alfaA, ThetasatC, ThetasatA, ThetaresC, ThetaresA, KsatC, KsatA, Media);

% Avaliação do erro relativo entre as succões a cada iteração.
erro(1:NINT) = abs((Sucnovo2(1:NINT)-Sucnovo1(1:NINT))./Sucnovo2(1:NINT));
erromax = max(erro);

% Cálculo dos resíduos - controle numérico.
for ii = 2 : NINT
    Residuo(ii) = aE(ii)*Sucnovo2(ii+1) + aW(ii)*Sucnovo2(ii-1) + bp(ii) - (ap1(ii)*Sucnovo2(ii));
end
Residuo_max = max(abs(Residuo));

% Atualização da succão no loop iterativo.
Sucnovo1 = Sucnovo2;
end
% *****
% *****(final do loop iterativo)
% 7.2 ATUALIZAÇÃO DE THETA
% Sub-rotina Thetanovo_Dupla
[Thetanovo] = Thetanovo_Dupla(Sucnovo2, Nt, NL, NLTOT, nC, nA, mC, mA,...
alfaC, alfaA, ThetasatC, ThetasatA, ThetaresC, ThetaresA);
% *****
% *****(final 7.2)
% 7.3 BALANÇO DE MASSA DE ÁGUA NA COLUNA

% Volume de água que passa pelo topo da coluna.
if Media == 10
    KmedioTopo = (K(2)+K(1))/2;
elseif Media == 20
    KmedioTopo = sqrt((K(2)*K(1)));
else
    KmedioTopo = (2*(K(2)*K(1)))/(K(2)+K(1));
end
GradTopo = (Sucnovo2(2) - Sucnovo2(1))/dzCmedio;
FluxoTopo = - (KmedioTopo*GradTopo) + KmedioTopo;
DVaguaTopo = FluxoTopo*dt;

% Volume de água que passa pela base da coluna.
if Media == 10
    KmedioBase = (K(Nt)+K(NINT))/2;
elseif Media == 20
    KmedioBase = sqrt((K(Nt)*K(NINT)));

```

```

else
    KmedioBase = (2*(K(Nt)*K(NINT)))/(K(Nt)+K(NINT));
end
GradBase = (Sucnovo2(Nt) - Sucnovo2(NINT))/dzAmedio;
FluxoBase = -(KmedioBase*GradBase) + KmedioBase;
DVaguaBase = FluxoBase*dt;

% Volume de água que passa pela interface superior do perfil.
if Media == 10
    KmedioFace1 = (K(NLTOT)+K(NLTOT-1))/2;
elseif Media == 20
    KmedioFace1 = sqrt((K(NLTOT)*K(NLTOT-1)));
else
    KmedioFace1 = (2*(K(NLTOT)*K(NLTOT-1)))/(K(NLTOT)+K(NLTOT-1));
end
GradFace1 = (Sucnovo2(NLTOT) - Sucnovo2(NLTOT-1))/dzC;
FluxoFace1 = - (KmedioFace1*GradFace1) + KmedioFace1;
DVaguaFace1 = FluxoFace1*dt;

% Volume de água que passa pela interface inferior do perfil.
if Media == 10
    KmedioFace2 = (K(NL)+K(NLTOT+1))/2;
elseif Media == 20
    KmedioFace2 = sqrt((K(NL)*K(NLTOT)));
else
    KmedioFace2 = (2*(K(NL)*K(NLTOT)))/(K(NL)+K(NLTOT));
end
GradFace2 = (Sucnovo2(NL) - Sucnovo2(NLTOT))/dzA;
FluxoFace2 = - (KmedioFace2*GradFace2) + KmedioFace2;
DVaguaFace2 = FluxoFace2*dt;

% Mobilidade nas interfaces e contornos.
Face1 = DVaguaFace1 + Face1;
Face2 = DVaguaFace2 + Face2;
Dif_Face = Face1 - Face2; % conferência
Topo = DVaguaTopo + Topo;
Base = DVaguaBase + Base;

% Diferença do volume de água entre o topo e a base (Conferência).
DVaguaFluxo = (DVaguaTopo - DVaguaBase);

% Diferença do volume de água na coluna (Conferência).
DVaguaTheta = sum((Thetanovo(1:Nt) - Thetavelho(1:Nt)).*dz(1:Nt));

% Diferença do volume de água segundo fluxo e theta (Conferência).
DifVagua = DVaguaTheta - DVaguaFluxo;

% Volume final de água na coluna.
Vaguafinal = sum(Thetanovo(1:Nt).*dz(1:Nt));
Vaguafinal_1 = sum(Thetanovo(1:NLTOT).*dz(1:NLTOT));
Vaguafinal_2 = sum(Thetanovo(NL:Nt).*dz(NL:Nt));

% Volume de água infiltrado na coluna.
VaguaInfiltrado = Vaguafinal - Vagua0;

% Infiltração acumulada na coluna e taxa de infiltração.
I = VaguaInfiltrado;
Taxal = VaguaInfiltrado/Tempo;
% *****
% *****(final 7.3)
% 7.4 DETERMINAÇÃO DOS DADOS DE SAÍDA (reagrupamento temporal)
if Tprov2 == dt

```

```

Tprint2          (Jprint2) = Tempo;
VaguaTopoprint  (Jprint2) = DVaguaTopo;
VaguaTopo       = sum(VaguaTopoprint);
VaguaTopoacumula (Jprint2) = VaguaTopo;
VaguaBaseprint  (Jprint2) = DVaguaBase;
VaguaBase       = sum(VaguaBaseprint);
VaguaBaseacumula (Jprint2) = VaguaBase;
VaguaFace1print (Jprint2) = DVaguaFace1;
VaguaFace1      = sum(VaguaFace1print);
VaguaFace1acumula (Jprint2) = VaguaFace1;
VaguaFace2print (Jprint2) = DVaguaFace2;
VaguaFace2      = sum(VaguaFace2print);
VaguaFace2acumula (Jprint2) = VaguaFace2;
DifFaceprint    (Jprint2) = Dif_Face;
VaguaColuna     (Jprint2) = Vaguafinal;
VaguaColunasoma = sum(Vaguafinal);
VaguaColunaprint (Jprint2) = VaguaColunasoma;
VaguaColunaprint (Jprint2) = Vaguafinal;
Camada1print    (Jprint2) = Vaguafinal_1;
Camada2print    (Jprint2) = Vaguafinal_2;
Thetaprint      (Jprint2) = sum(Thetanovo);
Theta1print     (Jprint2) = Thetanovo(1);
ThetaF1print    (Jprint2) = Thetanovo(NLTOT);
ThetaF2print    (Jprint2) = Thetanovo(NL);
ThetaNtprint    (Jprint2) = Thetanovo(Nt);
SeF1print       (Jprint2) = Se(NLTOT);
SeF2print       (Jprint2) = Se(NL);
K0F1print       (Jprint2) = K0(NLTOT);
K0F2print       (Jprint2) = K0(NL);
KTopoprint      (Jprint2) = K(1);
KF1print        (Jprint2) = K(NLTOT);
KF2print        (Jprint2) = K(NL);
KBaseprint      (Jprint2) = K(Nt);
Sucnovo2F1print (Jprint2) = Sucnovo2(NLTOT);
Sucnovo2F2print (Jprint2) = Sucnovo2(NL);
RazaoInFprint   (Jprint2) = INFa;
Iprint          (Jprint2) = I;
TaxaIprint      (Jprint2) = TaxaI;

% Balanço de massa de água na coluna.
Estoque1        = Vagua0 + INFsoma - VaguaBase;
BMpercente      = 100 * ((Estoque1 - Vaguafinal)/Vaguafinal);
BMPpprint (Jprint2) = BMpercente;
BMmaxpercente   = max(abs(BMPpprint));
Tprov2          = 0;
end

if fix(Tprov) == dt_visual
    Tprint      (Jprint) = Tempo;
    Estoqueprint (Jprint) = Estoque1;
    Erromaxprint (Jprint) = erromax;
    Nitprint     (Jprint) = nit;
    Residuoprint (Jprint) = Residuo_max;
    GradTopoprint (Jprint) = GradTopo;
    GradFace1print (Jprint) = GradFace1;
    GradFace2print (Jprint) = GradFace2;
    GradBaseprint (Jprint) = GradBase;
    FluxoFace1print (Jprint) = FluxoFace1;
    FluxoFace2print (Jprint) = FluxoFace2;
    Tprov        = 0;

% Reagrupamento para exibir os perfis.

```

```

if Tmaxsegundo == 14400
  if Tprint(Jprint) == 1800 % 30 minutos.
    Theta30 = Thetanovo;
    Suc30 = Sucnovo2;
    K30 = K;
    Se30 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 3300 % 55 minutos.
    Theta55 = Thetanovo;
    Suc55 = Sucnovo2;
    K55 = K;
    Se55 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 4500 % 75 minutos.
    Theta75 = Thetanovo;
    Suc75 = Sucnovo2;
    K75 = K;
    Se75 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 6300 % 105 minutos.
    Theta105 = Thetanovo;
    Suc105 = Sucnovo2;
    K105 = K;
    Se105 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 7200 % 120 minutos.
    Theta120 = Thetanovo;
    Suc120 = Sucnovo2;
    K120 = K;
    Se120 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 9000 % 150 minutos.
    Theta150 = Thetanovo;
    Suc150 = Sucnovo2;
    K150 = K;
    Se150 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 10800 % 180 minutos.
    Theta180 = Thetanovo;
    Suc180 = Sucnovo2;
    K180 = K;
    Se180 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 12600 % 210 minutos.
    Theta210 = Thetanovo;
    Suc210 = Sucnovo2;
    K210 = K;
    Se210 = Se;
  end
  if Tprint(Jprint) == 14400 % 240 minutos.
    Theta240 = Thetanovo;
    Suc240 = Sucnovo2;
    K240 = K;
    Se240 = Se;
  end
end
end
% *****
% *****(final 7.4)
% 8.6 ATUALIZAÇÃO DA SUCÇÃO
Sucvelho = Sucnovo2;
Thetavelho = Thetanovo;

```



```

end
%*****
%*****(final do loop do tempo)
% Passando de segundo para minutos
Tprint      = Tprint/60;
Tprint2     = Tprint2/60;
Tprint4     = Tprint4/60;
Tprint5     = Tprint5/60;
Tprint6     = Tprint6/60;

% Passando de cm/segundo para mm/hora.
Pprinto     = Pprint*36000/dt;
INFprinto   = INFprint*36000/dt;
Rprinto     = Rprint*36000/dt;
Iprinto     = Iprint/dt;
TaxaIprinto = TaxaIprint*3600/dt;
FluxoFace1printo = FluxoFace1print*36000/dt;
FluxoFace2printo = FluxoFace2print*36000/dt;

% Passando de cm/segundo para metro/segundo.
KF1printo   = KF1print/100;
KF2printo   = KF2print/100;
K0          = K0/100;
K30         = K30/100;
K55         = K55/100;
K75         = K75/100;
K105        = K105/100;
K120        = K120/100;
K150        = K150/100;
K180        = K180/100;
K210        = K210/100;
K240        = K240/100;

% FRENTE DE MOLHAMENTO DO MODELO FÍSICO
ThetaREF0   = [0.070, 0.071, 0.071, 0.017, 0.015];
ThetaREF30  = [0.265, 0.240, 0.072, 0.017, 0.016];
ThetaREF55  = [0.267, 0.283, 0.171, 0.017, 0.016];
ThetaREF75  = [0.269, 0.285, 0.372, 0.031, 0.016];
ThetaREF105 = [0.261, 0.284, 0.404, 0.106, 0.096];
ThetaREF120 = [0.258, 0.287, 0.406, 0.108, 0.101];
ThetaREF150 = [0.152, 0.220, 0.406, 0.089, 0.089];
ThetaREF180 = [0.131, 0.200, 0.406, 0.079, 0.079];
ThetaREF210 = [0.122, 0.192, 0.406, 0.069, 0.071];
ThetaREF240 = [0.116, 0.188, 0.405, 0.065, 0.067];

% DISTÂNCIA DA FRENTE DE MOLHAMENTO DO MODELO FÍSICO
z01         = [5, 20, 45, 60, 80];
% VOLUME DE ÁGUA E TEMPO NO MODELO FÍSICO
Infiltra    = [0,358, 658, 898, 1251, 1430, 1438, 1438, 1440, 1440];
Armazena    = [320, 678, 978, 1218, 1547, 1543, 1287, 1190, 1140, 1110];
Drena       = [0, 0, 0, 0, 25, 207, 472, 568, 620, 650];
TX          = [0, 30, 55, 75, 105, 120, 150, 180, 210, 240];

% CONTROLE NUMÉRICO
figure (1)
subplot (3,1,1)
plot (Tprint,Nitprint,'-k'), ylabel ('Nún. iteração');
subplot(3,1,2)
plot (Tprint,Erromaxprint,'-k'), ylabel ('Erro max. Sucção');
subplot(3,1,3)
plot (Tprint,Residuoprint,'-k'), ylabel ('Resíduo máx.'), xlabel ('Tempo (minutos)');

```

```

% PERFIL DE THETA
figure (2)
subplot (1,2,1)
plot(Theta0,z,'-k', Theta30,z,'b', Theta55,z,'r', Theta75,z,'-g', Theta105,z,'-m', Theta120,z,'-c',...
ThetaREF0,z01,'*k', ThetaREF30,z01,'ob', ThetaREF55,z01,'or', ThetaREF75,z01,'og',ThetaREF105,z01,'om',...
ThetaREF120,z01,'oc');
ylabel ('z (cm)'), xlabel ('\theta (cm^{3}/cm^{3})'), legend ('numérico - 0 min', 'numérico - 30 min', 'numérico -
60 min', 'numérico - 75 min', 'numérico - 105 min', 'numérico - 120 min', 'físico - 0 min', 'físico - 30 min', 'físico
- 55 min', 'físico - 75 min', 'físico - 105 min', 'físico - 120 min');
subplot (1,2,2)
plot (Theta0,z,'-k', Theta120,z,'-b', Theta150,z,'r', Theta180,z,'-g', Theta210,z,'-m', Theta240,z,'-c',...
ThetaREF0,z01,'*k', ThetaREF120,z01,'*b', ThetaREF150,z01,'or', ThetaREF180,z01,'og',...
ThetaREF210,z01,'om', ThetaREF240,z01,'oc');
xlabel ('\theta (cm^{3}/cm^{3})'), legend ('numérico - 0 min', 'numérico - 120 min', 'numérico - 150 min',
'numérico - 180 min', 'numérico - 210 min', 'numérico - 240 min', 'físico - 0 min', 'físico - 120 min', 'físico - 150
min', 'físico - 180 min', 'físico - 210 min', 'físico - 240 min');

% INFILTRAÇÃO E ESTOQUE DE ÁGUA NA COLUNA
figure (3)
plot (Tprint4,Pprinto,'b', Tprint5,INFprinto,'-r', Tprint6,Rprinto,'-g');
legend ('Precipitação', 'Infiltração', 'Escoamento',0), ylabel ('Taxa (mm/h)'), xlabel ('Tempo (horas)');

% VOLUME DE ÁGUA NA COLUNA
figure (4)
plot(Tprint5, INFacumula*78.54,'b', Tprint2, VaguaColunaprint*78.54,'r', Tprint2,VaguaBaseacumula*78.54,'k',
TX,Infiltra,'*b', TX,Armazena,'*r', TX,Drena,'*k');
legend ('Infiltração numérico', 'Armazenamento numérico', 'Drenagem numérico', 'Infiltração físico', ...
'Armazenamento físico', 'Drenagem físico');
xlabel ('Tempo (minutos)'), ylabel ('Volume de água acumulado (cm^{3})');

% VOLUME DE ÁGUA NAS CAMADAS 1 E 2
figure (5)
subplot (2,1,1)
plot (Tprint2,Camada1print*78.54,'b'), legend ('Areia fina'), ylabel ('Volume de água (cm^{3})');
subplot (2,1,2)
plot (Tprint2,Camada2print*78.54,'r'), legend ('Areia grossa'), ylabel ('Volume de água (cm^{3})');
xlabel ('Tempo (minutos)');

% K E Se NAS INTERFACES
figure (6)
subplot (2,1,1)
plot (Tprint2,KF1printo,'-b', Tprint2,KF2printo,'-r'), semilogy (Tprint2,KF1printo,'-b', Tprint2,KF2printo,'-r');
legend ('interface superior', 'interface inferior',0), ylabel ('K (m/s)');
subplot (2,1,2)
plot (Tprint2,SeF1print,'-b', Tprint2,SeF2print,'-r'), ylabel ('Se (-)'), xlabel ('Tempo (minutos)');

% EVOLUÇÃO DO VOLUME NO TOPO, INTERFACES E BASE
figure (7)
subplot (2,1,1)
plot (Tprint2,VaguaTopoprint,'-b', Tprint2,VaguaFace1print,'-k'), legend ('topo', 'interface superior'), ylabel
('volume de água (cm^{3})');
subplot (2,1,2)
plot (Tprint2,VaguaFace2print,'-r', Tprint2,VaguaBaseprint,'-k'), legend ('interface inferior', 'base');
xlabel ('Tempo (minutos)'), ylabel ('Volume de água (cm^{3})');

% BALANÇO DE MASSA
figure (8)
plot (Tprint2,BMPprint,'-k'), ylabel ('Erro no balanço de massa (%)'), xlabel ('Tempo (minutos)');

% TAXA DE INFILTRAÇÃO
figure (9)
subplot (2,1,1)

```

```

plot (Tprint2,Iprinto), ylabel ('Infiltração acumulada (cm)');
subplot (2,1,2)
plot (Tprint2,TaxaIprinto), ylabel ('Taxa de Infiltração (cm/h)'), xlabel ('Tempo (hora)');

% PERFIL (SUCCÃO - K - Se)
figure (10)
subplot (1,2,1)
plot (K0,z,'-k', K30,z,':b', K55,z,':r', K75,z,'-.c', K105,z,'-.g', K120,z,'-.m');
semilogx (K0,z,'-k', K30,z,':b', K55,z,':r', K75,z,'-.c', K105,z,'-.g', K120,z,'-.m');
ylabel ('z (cm)'), xlabel ('K (m/s)'), legend ('0 min', '30 min', '55 min', '75 min', '105 min', '120 min');
subplot (1,2,2)
plot (K0,z,'-k', K120,z,':b', K150,z,':r', K180,z,':g', K210,z,':c', K240,z,':m');
semilogx (K0,z,'-k', K120,z,':b', K150,z,':r', K180,z,':g', K210,z,':c', K240,z,':m');
xlabel ('K (m/s)'), legend ('0 min', '120 min', '150 min', '180 min', '210 min', '240 min');

figure (11)
subplot (1,2,1)
plot (Se0,z,'-k', Se30,z,':b', Se55,z,':r', Se75,z,'-.c', Se105,z,'-.g', Se120,z,'-.m');
xlabel ('Se (-)'), ylabel ('z (cm)'), legend ('0 min', '30 min', '55 min', '75 min', '105 min', '120 min');
subplot (1,2,2)
plot (Se0,z,'-k', Se120,z,'-b', Se150,z,':r', Se180,z,':c', Se210,z,':g', Se240,z,':m');
xlabel ('Se (-)'), legend ('0 min', '120 min', '150 min', '180 min', '210 min', '240 min');

figure (12)
subplot (1,2,1)
plot (Suc0,z,'-k', Suc30,z,':b', Suc55,z,':r', Suc75,z,'-.c', Suc105,z,'-.g', Suc120,z,'-.m');
xlabel ('Sucção (cm)'), ylabel ('z (cm)'), legend ('0 min', '30 min', '55 min', '75 min', '105 min', '120 min');
subplot (1,2,2)
plot (Suc0,z,'-k', Suc120,z,'-b', Suc150,z,':r', Suc180,z,':c', Suc210,z,':g', Suc240,z,':m');
xlabel ('Sucção (cm)'), legend ('0 min', '120 min', '150 min', '180 min', '210 min', '240 min');

figure (13)
subplot (4,1,1)
plot (Tprint2,VaguaTopoacumula,'-k'), ylabel ('Gradiente hidraulico (cm/cm)'), xlabel ('Tempo (minutos)');
legend ('Topo'), ylabel ('Fluxo (cm/min)');
subplot (4,1,2)
plot (Tprint2,VaguaFace1acumula,'-k'), legend ('Interface superior');
subplot (4,1,3)
plot (Tprint2,VaguaFace2acumula,'-k'), legend ('Interface inferior');
subplot (4,1,4)
plot (Tprint2,VaguaBaseacumula,'-k'), legend ('Base');
xlabel ('Tempo (minutos)');

% SUCCÃO E THETA NAS INTERFACES
figure (14)
subplot (2,1,1)
plot (Tprint2,Sucnovo2F1print,'-b', Tprint2,Sucnovo2F2print,'-r'); legend ('interface superior', 'interface inferior');
ylabel('Sucção (cm)');
subplot(2,1,2)
plot (Tprint2,ThetaF1print,'-b', Tprint2,ThetaF2print,'-r'); ylabel ('\theta (cm^{3}/cm^{3})');
xlabel ('Tempo (minutos)');

% TABELAS DE CONFERÊNCIA
fid1 = fopen ('TEMPO 0 minuto.txt','w');
Tab1 = [z; Suc0; Theta0];
fprintf (fid1,' z   Suc0   Theta0   \n\n');
fprintf (fid1,'%5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab1);
fclose (fid1);

fid2 = fopen ('TEMPO 30 minuto.txt','w');
Tab2 = [z; Suc30; Theta30];
fprintf (fid2,' z   Suc30   Theta30   \n\n');

```

```

fprintf(fid2,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab2);
fclose(fid2);
fid3 = fopen('TEMPO 55 minuto.txt','w');
Tab3 = [z; Suc55; Theta55];
fprintf(fid3,' z Suc55 Theta55 \n\n');
fprintf(fid3,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab3);
fclose(fid3);

fid4 = fopen('TEMPO 75 minuto.txt','w');
Tab4 = [z; Suc75; Theta75];
fprintf(fid4,' z Suc75 Theta75 \n\n');
fprintf(fid4,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab4);
fclose(fid4);

fid5 = fopen('TEMPO 105 minuto.txt','w');
Tab5 = [z; Suc105; Theta105];
fprintf(fid5,' z Suc105 Theta105 \n\n');
fprintf(fid5,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab5);
fclose(fid5);

fid6 = fopen('TEMPO 120 minuto.txt','w');
Tab6=[z; Suc120; Theta120];
fprintf(fid6,' z Suc120 Theta120 \n\n');
fprintf(fid6,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab6);
fclose(fid6);

fid7 = fopen('TEMPO 150 minuto.txt','w');
Tab7 = [z; Suc150; Theta150];
fprintf(fid7,' z Suc150 Theta150 \n\n');
fprintf(fid7,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab7);
fclose(fid7);

fid8 = fopen('TEMPO 180 minuto.txt','w');
Tab8 = [z; Suc180; Theta180];
fprintf(fid8,' z Suc180 Theta180 \n\n');
fprintf(fid8,' %5.2f %5.3f %5.3f \n',Tab8);
fclose(fid8);

fid9 = fopen('TEMPO 210 minuto.txt','w');
Tab9 = [z; Suc210; Theta210];
fprintf(fid9,' z Suc210 Theta210 \n\n');
fprintf(fid9,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab9);
fclose(fid9);

fid10 = fopen('TEMPO 240 minuto.txt','w');
Tab10 = [z; Suc240; Theta240];
fprintf(fid10,' z Suc240 Theta240 \n\n');
fprintf(fid10,' %5.2f %5.4f %5.4f \n',Tab10);
fclose(fid10);

TempoCPU = toc; % tempo final do processamento.

```

Anexo 1 A – Ensaio de permeabilidade (areia IPT 100)



FURNAS
CENTRAIS ELÉTRICAS S.A.

SISTEMA DE GESTÃO DA QUALIDADE

SUPERINTENDÊNCIA DE EMPREENDIMENTOS DE GERAÇÃO
Ref. IT.DCT.PP.015

OS: 64/120	Furo: -	Data: 07/10/2010
-------------------	---------	-------------------------

Local: -	Amostra: -	Prof.: -
----------	------------	----------

Registro: 4.633.2010	Permeômetro: K1
-----------------------------	------------------------

Método de Moldagem: ESTÁTICA	Nº Camadas: 3
-------------------------------------	----------------------

Dados da Amostra						
Massa Esp. Seca Máx (&#s máx)	g/cm ³	-	Massa Esp. Real (&#s)	g/cm ³	-	
Massa Esp. Seca Mín (&#s mín)	g/cm ³	-	Material Passante na # 200	%	-	

Características do Corpo de Prova						
Compacidade Relativa (CR)	%	-	Massa por Camada	g	525,28	
Massa Esp. Seca Pré Definida	g/cm ³	1,536	Diâmetro do Corpo de Prova (D)	cm	9,99	
Massa Esp. Seca de Moldagem (&#s)	g/cm ³	1,536	Área do Corpo de Prova (A)	cm ²	78,37	
Índice de Vazios (e)	-		Altura Corpo de Prova (L)	cm	13,09	
Massa do Solo Seco (Ms)	g	1.575,84	Volume do permeômetro (Vp)	cm ³	1.025,94	

Dados de Moldagem por Vibração					
Tempo de Vibração	(s)	-	Sobrecarga	(kgf/cm ²)	-

Determinação		nº	1	2	3	4	5
Leitura no Piezômetro	(h1)	cm	20,30	20,30	20,30	20,30	20,30
Leitura no Piezômetro	(h2)	cm	7,30	7,30	7,30	7,30	7,30
Perda de Carga	(&#h = h1 - h2)	cm	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00
Gradiente	(i)	-	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
Volume Medido	(V)	cm ³	69,2	137,0	208,5	278,5	350,2
Tempo Decorrido	(t)	s	60	120	180	240	300
Temperatura da Água	(T)	°C	26,6	26,1	26,6	26,6	26,6
Correção da Viscosidade		Rt	0,856	0,865	0,856	0,856	0,856
Coeficiente de Permeabilidade	K _{20°C}		1,27E-02	1,27E-02	1,27E-02	1,28E-02	1,28E-02
	Média	(cm/s)	1,28E-02				
		(m/s)	1,28E-04				

Equipamentos			Pontos de Verificação	Assinatura do Responsável
Descrição	Número	Validade		
Proveta de - ml	-	-	Moldagem	FÉLIX
Balança	15889	30/06/2010	Montagem	FÉLIX
Termômetro	75722/09	21/08/2014	Saturação	FÉLIX
Cronômetro	18062	22/10/2013	Permeabilidade	FÉLIX
			Verificação Final	-

Solicitado por:	PAULO	Calculado por:	FÉLIX
Ensaiado por:	FÉLIX	Conferido por:	-

Observações: areia fina # 100

Anexo 1 B – Ensaio de permeabilidade (areia IPT 100)



FURNAS
CENTRAIS ELÉTRICAS S.A.

SISTEMA DE GESTÃO DA QUALIDADE

SUPERINTENDÊNCIA DE EMPREENDIMENTOS DE GERAÇÃO
Ref. IT.DCT.PP.015

OS: 64/120	Furo: -	Data: 07/10/2010
-------------------	---------	-------------------------

Local: -	Amostra: -	Prof.: -
----------	------------	----------

Registro: 4.633.2010	Permeômetro: K1
-----------------------------	------------------------

Método de Moldagem: ESTÁTICA	Nº Camadas: 3
-------------------------------------	----------------------

Dados da Amostra						
Massa Esp. Seca Máx (1s máx)	g/cm ³	-	Massa Esp. Real (1s)	g/cm ³	-	
Massa Esp. Seca Mín (1s mín)	g/cm ³	-	Material Passante na # 200	%	-	

Características do Corpo de Prova						
Compacidade Relativa (CR)	%	-	Massa por Camada	g	510,92	
Massa Esp. Seca Pré Definida	g/cm ³	1,494	Diâmetro do Corpo de Prova (D)	cm	9,99	
Massa Esp. Seca de Moldagem (1s)	g/cm ³	1,494	Área do Corpo de Prova (A)	cm ²	78,37	
Índice de Vazios (e)	-		Altura Corpo de Prova (L)	cm	13,09	
Massa do Solo Seco (Ms)	g	1.532,75	Volume do permeômetro (Vp)	cm ³	1.025,94	

Dados de Moldagem por Vibração					
Tempo de Vibração	(s)	-	Sobrecarga	(kgf/cm ²)	-

Determinação	nº	1	2	3	4	5
Leitura no Piezômetro (h1)	cm	20,30	20,30	20,30	20,30	20,30
Leitura no Piezômetro (h2)	cm	7,30	7,30	7,30	7,30	7,30
Perda de Carga (1 h = h1 - h2)	cm	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00
Gradiente (i)	-	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
Volume Medido (V)	cm ³	20,5	40,1	60,2	80,1	100,0
Tempo Decorrido (t)	s	15	30	45	60	75
Temperatura da Água (T)	°C	26,2	26,2	26,2	26,2	26,2
Correção da Viscosidade	Rt	0,863	0,863	0,863	0,863	0,863
Coeficiente de Permeabilidade	K _{20°C}	1,52E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02
	Média (cm/s)	1,50E-02				
	(m/s)	1,50E-04				

Equipamentos			Pontos de Verificação	Assinatura do Responsável
Descrição	Número	Validade		
Proveta de - ml	-	-	Moldagem	FÉLIX
Balança	15889	30/06/2010	Montagem	FÉLIX
Termômetro	75722/09	21/08/2014	Saturação	FÉLIX
Cronômetro	18062	22/10/2013	Permeabilidade	FÉLIX
			Verificação Final	-

Solicitado por:	PAULO	Calculado por:	FÉLIX
Ensaiado por:	FÉLIX	Conferido por:	-

Observações:	AREIA FINA # 100
--------------	-------------------------

Anexo 1 C – Ensaio de permeabilidade (areia IPT 100)



FURNAS
CENTRAIS ELÉTRICAS S.A.

SISTEMA DE GESTÃO DA QUALIDADE

SUPERINTENDÊNCIA DE EMPREENDIMENTOS DE GERAÇÃO
Ref. IT.DCT.PP.015

OS: 64/120	Furo: -	Data: 07/10/2010
-------------------	---------	-------------------------

Local: -	Amostra: -	Prof.: -
----------	------------	----------

Registro: 4.633.2010	Permeâmetro: K1
-----------------------------	------------------------

Método de Moldagem: ESTÁTICA	Nº Camadas: 3
-------------------------------------	----------------------

Dados da Amostra						
Massa Esp. Seca Máx (φs máx)	g/cm ³	-	Massa Esp. Real (φs)	g/cm ³	-	
Massa Esp. Seca Mín (φs mín)	g/cm ³	-	Material Passante na # 200	%	-	

Características do Corpo de Prova						
Compacidade Relativa (CR)	%	-	Massa por Camada	g	525,28	
Massa Esp. Seca Pré Definida	g/cm ³	1,536	Diâmetro do Corpo de Prova (D)	cm	9,99	
Massa Esp. Seca de Moldagem (φs)	g/cm ³	1,536	Área do Corpo de Prova (A)	cm ²	78,37	
Índice de Vazios (e)	-		Altura Corpo de Prova (L)	cm	13,09	
Massa do Solo Seco (Ms)	g	1.575,84	Volume do permeâmetro (Vp)	cm ³	1.025,94	

Dados de Moldagem por Vibração					
Tempo de Vibração	(s)	-	Sobrecarga	(kgf/cm ²)	-

Determinação	nº	1	2	3	4	5	
Leitura no Piezômetro (h1)	cm	20,30	20,30	20,30	20,30	20,30	
Leitura no Piezômetro (h2)	cm	17,00	17,00	17,00	17,00	17,00	
Perda de Carga (φ h = h1 - h2)	cm	3,30	3,30	3,30	3,30	3,30	
Gradiente (i)	-	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	
Volume Medido (V)	cm ³	16,3	32,8	49,1	65,0	81,8	
Tempo Decorrido (t)	s	60	120	180	240	300	
Temperatura da Água (T)	°C	26,6	26,6	26,6	26,6	26,6	
Correção da Viscosidade	Rt	0,855	0,855	0,855	0,855	0,855	
Coeficiente de Permeabilidade	K _{20°C}		1,18E-02	1,18E-02	1,18E-02	1,17E-02	1,18E-02
	Média	(cm/s)	1,18E-02				
		(m/s)	1,18E-04				

Equipamentos			Pontos de Verificação	Assinatura do Responsável
Descrição	Número	Validade		
Proveta de - ml	-	-	Moldagem	FÉLIX
Balança	15889	30/06/2010	Montagem	FÉLIX
Termômetro	75722/09	21/08/2014	Saturação	FÉLIX
Cronômetro	18062	22/10/2013	Permeabilidade	FÉLIX
			Verificação Final	-

Solicitado por:	PAULO	Calculado por:	FÉLIX
Ensaiado por:	FÉLIX	Conferido por:	-

Observações: AREIA FINA #100

Anexo 1 D – Ensaio de permeabilidade (areia IPT 16)



FURNAS
CENTRAIS ELÉTRICAS S.A.

SISTEMA DE GESTÃO DA QUALIDADE

SUPERINTENDÊNCIA DE EMPREENDIMENTOS DE GERAÇÃO
Ref. IT.DCT.PP.015

OS: 64/120	Furo: -	Data: 07/10/2010
-------------------	---------	-------------------------

Local: -	Amostra: -	Prof.: -
----------	------------	----------

Registro: 4.634.2010	Permeâmetro: K1
-----------------------------	------------------------

Método de Moldagem: ESTÁTICA	Nº Camadas: 3
-------------------------------------	----------------------

Dados da Amostra						
Massa Esp. Seca Máx (↑s máx)	g/cm ³	-	Massa Esp. Real (↑s)	g/cm ³	-	
Massa Esp. Seca Mín (↑s mín)	g/cm ³	-	Material Passante na # 200	%	-	

Características do Corpo de Prova						
Compacidade Relativa (CR)	%	-	Massa por Camada	g	514,68	
Massa Esp. Seca Pré Definida	g/cm ³	1,505	Diâmetro do Corpo de Prova (D)	cm	9,99	
Massa Esp. Seca de Moldagem (↑s)	g/cm ³	1,505	Área do Corpo de Prova (A)	cm ²	78,37	
Índice de Vazios (e)	-		Altura Corpo de Prova (L)	cm	13,09	
Massa do Solo Seco (Ms)	g	1.544,04	Volume do permeâmetro (Vp)	cm ³	1.025,94	

Dados de Moldagem por Vibração					
Tempo de Vibração	(s)	-	Sobrecarga	(kgf/cm ²)	-

Determinação		nº	1	2	3	4	5
Leitura no Piezômetro	(h1)	cm	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
Leitura no Piezômetro	(h2)	cm	18,70	18,70	18,70	18,70	18,70
Perda de Carga	(↑ h = h1 - h2)	cm	1,30	1,30	1,30	1,30	1,30
Gradiente	(i)	-	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Volume Medido	(V)	cm ³	86,3	171,7	255,9	342,7	424,7
Tempo Decorrido	(t)	s	15	30	45	60	75
Temperatura da Água	(T)	°C	26,7	26,7	26,7	26,8	26,8
Correção da Viscosidade		Rt	0,853	0,853	0,853	0,851	0,851
Coeficiente de Permeabilidade	K _{20°C}		6,31E-01	6,27E-01	6,23E-01	6,25E-01	6,19E-01
	Média	(cm/s)	6,25E-01				
		(m/s)	6,25E-03				

Equipamentos			Pontos de Verificação	Assinatura do Responsável
Descrição	Número	Validade		
Proveta de - ml	-	-	Moldagem	FÉLIX
Balança	15889	30/06/2010	Montagem	FÉLIX
Termômetro	75722/09	21/08/2014	Saturação	FÉLIX
Cronômetro	18062	22/10/2013	Permeabilidade	FÉLIX
			Verificação Final	-

Solicitado por:	PAULO	Calculado por:	FÉLIX
Ensaiado por:	FÉLIX	Conferido por:	-

Observações:	AREIA GROSSA # 16
--------------	--------------------------

Anexo 1 E – Ensaio de permeabilidade (areia IPT 16)



FURNAS
CENTRAIS ELÉTRICAS S.A.

SISTEMA DE GESTÃO DA QUALIDADE

SUPERINTENDÊNCIA DE EMPREENDIMENTOS DE GERAÇÃO
Ref. IT.DCT.PP.015

OS: 64/120	Furo: -	Data: 07/10/2010
-------------------	---------	-------------------------

Local: -	Amostra: -	Prof.: -
----------	------------	----------

Registro: 4.634.2010	Permeâmetro: K1
-----------------------------	------------------------

Método de Moldagem: ESTÁTICA	Nº Camadas: 3
-------------------------------------	----------------------

Dados da Amostra						
Massa Esp. Seca Máx (ηs máx)	g/cm ³	-	Massa Esp. Real (ηs)	g/cm ³	-	
Massa Esp. Seca Mín (ηs mín)	g/cm ³	-	Material Passante na # 200	%	-	

Características do Corpo de Prova						
Compacidade Relativa (CR)	%	-	Massa por Camada	g	514,68	
Massa Esp. Seca Pré Definida	g/cm ³	1,505	Diâmetro do Corpo de Prova (D)	cm	9,99	
Massa Esp. Seca de Moldagem (ηs)	g/cm ³	1,505	Área do Corpo de Prova (A)	cm ²	78,37	
Índice de Vazios (e)	-		Altura Corpo de Prova (L)	cm	13,09	
Massa do Solo Seco (Ms)	g	1.544,04	Volume do permeâmetro (Vp)	cm ³	1.025,94	

Dados de Moldagem por Vibração					
Tempo de Vibração	(s)	-	Sobrecarga	(kgf/cm ²)	-

Determinação		nº	1	2	3	4	5
Leitura no Piezômetro	(h1)	cm	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
Leitura no Piezômetro	(h2)	cm	15,70	15,70	15,70	15,70	15,70
Perda de Carga	(ηh = h1 - h2)	cm	4,30	4,30	4,30	4,30	4,30
Gradiente	(i)	-	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
Volume Medido	(V)	cm ³	269,1	534,1	798,0	1056,1	1326,6
Tempo Decorrido	(t)	s	15	30	45	60	75
Temperatura da Água	(T)	°C	26,3	26,1	26,1	26,3	26,3
Correção da Viscosidade		Rt	0,861	0,865	0,865	0,865	0,865
Coeficiente de Permeabilidade		K _{20°C}	6,00E-01	5,98E-01	5,96E-01	5,91E-01	5,94E-01
	Média	(cm/s)	5,97E-01				
		(m/s)	5,97E-03				

Equipamentos			Pontos de Verificação	Assinatura do Responsável
Descrição	Número	Validade		
Proveta de - ml	-	-	Moldagem	FÉLIX
Balança	15889	30/06/2010	Montagem	FÉLIX
Termômetro	75722/09	21/08/2014	Saturação	FÉLIX
Cronômetro	18062	22/10/2013	Permeabilidade	FÉLIX
			Verificação Final	-

Solicitado por:	PAULO	Calculado por:	FÉLIX
Ensaiado por:	FÉLIX	Conferido por:	-

Observações:	AREIA GROSSA # 16
--------------	--------------------------

Anexo 1 F – Ensaio de permeabilidade (areia IPT 16)



FURNAS
CENTRAIS ELÉTRICAS S.A.

SISTEMA DE GESTÃO DA QUALIDADE

SUPERINTENDÊNCIA DE EMPREENDIMENTOS DE GERAÇÃO
Ref. IT.DCT.PP.015

OS: 64/120	Furo: -	Data: 07/10/2010
-------------------	---------	-------------------------

Local: -	Amostra: -	Prof.: -
----------	------------	----------

Registro: 4.634.2010	Permeâmetro: K1
-----------------------------	------------------------

Método de Moldagem: ESTÁTICA	Nº Camadas: 3
-------------------------------------	----------------------

Dados da Amostra						
Massa Esp. Seca Máx ((s máx)	g/cm ³	-	Massa Esp. Real ((s)	g/cm ³	-	
Massa Esp. Seca Mín ((s mín)	g/cm ³	-	Material Passante na # 200	%	-	

Características do Corpo de Prova						
Compacidade Relativa (CR)	%	-	Massa por Camada	g	514,68	
Massa Esp. Seca Pré Definida	g/cm ³	1,505	Diâmetro do Corpo de Prova (D)	cm	9,99	
Massa Esp. Seca de Moldagem ((s)	g/cm ³	1,505	Área do Corpo de Prova (A)	cm ²	78,37	
Índice de Vazios (e)	-		Altura Corpo de Prova (L)	cm	13,09	
Massa do Solo Seco (Ms)	g	1.544,04	Volume do permeâmetro (Vp)	cm ³	1.025,94	

Dados de Moldagem por Vibração					
Tempo de Vibração	(s)	-	Sobrecarga	(kgf/cm ²)	-

Determinação	nº	1	2	3	4	5	
Leitura no Piezômetro (h1)	cm	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	
Leitura no Piezômetro (h2)	cm	17,40	17,40	17,40	17,40	17,40	
Perda de Carga ((h = h1 - h2)	cm	2,60	2,60	2,60	2,60	2,60	
Gradiente (i)	-	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	
Volume Medido (V)	cm ³	176,2	347,8	516,1	690,9	866,0	
Tempo Decorrido (t)	s	15	30	45	60	75	
Temperatura da Água (T)	°C	26,6	26,5	26,5	26,6	26,6	
Correção da Viscosidade	Rt	0,855	0,857	0,857	0,855	0,855	
Coeficiente de Permeabilidade	K _{20°C}		6,45E-01	6,38E-01	6,31E-01	6,32E-01	6,34E-01
	Média	(cm/s)	6,40E-01				
		(m/s)	6,40E-03				

Equipamentos			Pontos de Verificação	Assinatura do Responsável
Descrição	Número	Validade		
Proveta de - ml	-	-	Moldagem	FÉLIX
Balança	15889	30/06/2010	Montagem	FÉLIX
Termômetro	75722/09	21/08/2014	Saturação	FÉLIX
Cronômetro	18062	22/10/2013	Permeabilidade	FÉLIX
			Verificação Final	-

Solicitado por:	PAULO	Calculado por:	FÉLIX
Ensaiado por:	FÉLIX	Conferido por:	-

Observações:	AREIA GROSSA # 16
--------------	--------------------------

Anexo 2 – Grandezas, dimensões e unidades mais utilizadas

Grandeza	Nome/Símbolo	Dimensão (LMT)	Unidade SI	Múltiplos/ Outras unidades
Massa	Quilograma	M	kg	g
Comprimento	Metro	L	m	cm, mm
Área	Metro quadrado	L ²	m ²	cm ²
Volume	Metro cúbico	L ³	m ³	cm ³
Tempo	Segundo	T	s	min, h, d
Temperatura	Kelvin	θ	K	°C
Força (F)	Newton	MLT ⁻²	N	kgf
Energia (E)	Joule	ML ² T ⁻²	J = N.m	
Pressão, tensão (P)	Pascal	ML ⁻¹ T ⁻²	Pa = N/m ²	atm
Potencial da água (ψ)	Energia/volume	ML ⁻¹ T ⁻²	Pa	atm
	Energia/peso	L	m	cm, mmH ₂ O
Tensão superficial	σ	MT ⁻²	N/m	
Massa específica	ρ	ML ⁻³	kg/m ³	g/cm ³
Condutividade hidráulica	K	LT ⁻¹	m/s	cm/min
Gradiente hidráulico	H	LL ⁻¹	m/m	cm/cm
Densidade de fluxo	q			
Evaporação, precipitação	E, P	LT ⁻¹	m/s	mm/d, mm/h, mm/ano
Conteúdo volumétrico de água	θ	L ³ L ⁻³	m ³ /m ³	cm ³ /cm ³
Aceleração da gravidade	g	LT ⁻²	m/s ²	
Condutância hidráulica	CH	L ² T ⁻¹	m ² /s	mm ² /s

Fonte: Inmetro (2001)