

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS  
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA

ESTUDO INTEGRADO DAS CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-  
GEOTÉCNICAS COM VISTA À AVALIAÇÃO DE RECARGA DE  
AQUÍFERO: REGIÃO DE SÃO CARLOS-SP

v. 1

JÚNIO RENÉ TOLEDO FAGUNDES

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa de Pós Graduação em Geotecnia.

ORIENTADOR: LÁZARO VALENTIN ZUQUETTE

SÃO CARLOS – SP  
2010

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.



## *DEDICATÓRIA*

*Aos meus queridos pais, irmãos e avós.*

## *AGRADECIMENTOS*

*“No meio do caminho tinha uma pedra  
tinha uma pedra no meio do caminho...”*

E como os obstáculos da vida nunca são superados sozinhos,

Agradeço a Deus, pela luz e proteção.

A toda minha família, pais e irmãos, pela educação que me proporcionaram, apoio, incentivo e carinho de sempre, mesmo à distância.

Ao Professor Lázaro Zuquette, pela orientação, ensinamentos e descontraída amizade ao longo do período de doutorado.

Ao Professor Vagner Roberto Elis, pelas contribuições nas análises geofísicas.

Ao Professor Karsten Jensen, pelo meu período sanduíche na Universidade de Copenhague.

Aos colegas contemporâneos de mapeamento, Alberto, Crisley, Marcilene, Miguel, Simone, Aline, Felipe, Thiago e Cláudia, pela amizade e descontração que sempre fizeram do nosso ambiente de trabalho um lugar agradável.

Aos técnicos José Luis, Oscar e Décio, pelas inúmeras assistências aos ensaios, e especialmente ao Sr. Antônio, pela sua bondade e dedicação.

Aos funcionários Maristela, Álvaro, Neiva, Herivelto e Toninho, por serem sempre solícitos frente aos nossos problemas.

Ao companheiro Ademar, pela força, amizade e alegria durante as atividades de campo.

Aos grandes amigos William e Aline, pela prazerosa e amistosa convivência durante o período em São Carlos.

Ao amigo Osvaldo, pela amizade, boas conversas, brincadeiras e churrascos, tornando a convivência em nosso prédio ainda mais agradável.

Aos demais amigos contemporâneos da Geotecnia que, direta ou indiretamente, contribuíram para esta minha caminhada, em especial ao Cléber, Rafaela, Fagner, Juliana Azoia, Fernando Jamal, Fernando Portelinha e Valéria.

Aos amigos Thiago e Paola pelas contribuições na etapa de formatação da tese.

Aos amigos de Ouro Preto, sempre presentes.

Ao Professor Adilson do Lago Leite, da UFOP, pelo incentivo na realização do meu doutorado na EESC/USP.

Aos colegas da UTFPR/Campo Mourão, pelo apoio na fase final do meu doutorado, em especial ao Professor Jorge Goes.

Ao CNPq e à CAPES, pela concessão das bolsas de doutorado e doutorado sanduíche.

A todos, deixo o meu muito obrigado, pois...

*“...Nunca me esquecerei desse acontecimento...  
...Nunca me esquecerei que no meio do caminho  
tinha uma pedra...”*

“Somos nós que fazemos a vida, como der ou puder ou quiser...  
... Cantar, e cantar, e cantar,  
a beleza de ser um eterno aprendiz...”  
Gonzaguinha

## RESUMO

FAGUNDES, J.R.T. **Estudo integrado das características geológico-geotécnicas com vista à avaliação de recarga de aquífero: região de São Carlos-SP.** 2010. 395 p. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 2010.

Esta tese apresenta um estudo da integração das características geológico-geotécnicas da região de São Carlos que condicionam o processo de recarga do aquífero constituído pelos arenitos da Formação Botucatu. Dentre as características avaliadas, destacam-se os parâmetros de condutividade hidráulica, de retenção de poluentes e de distribuição de poros, além das informações sobre a distribuição e ocorrência dos materiais geológicos, profundidade do nível de água, uso do solo e superfícies de difração hídrica. Tais informações foram obtidas a partir de trabalhos integrados de escritório, campo e laboratório, sendo os resultados gerados na forma de mapas considerados fundamentais para a elaboração de modelos destinados à avaliação de recarga. Foi também realizado na região monitoramento pluviográfico das chuvas, bem como dos níveis de água e de umidade da zona não saturada através de poços e tensiômetros, respectivamente. As informações integradas e os dados de monitoramento foram utilizados em simulações no programa Mike-She, que considerou os diferentes aspectos geológico-geotécnicos no estudo de avaliação das taxas de recarga. O estudo demonstrou a importância da variabilidade dos materiais geológicos, das características geológico-geotécnicas e da dinâmica das águas para a adequada avaliação das taxas de recarga de aquífero e de fluxo dos poluentes.

Palavras-chave: Recarga de aquíferos, Formação Botucatu, Características geológico-geotécnicas, São Carlos.

## **ABSTRACT**

**FAGUNDES, J.R.T. Integrated study of geological and geotechnical characteristics for aquifer recharge assessment: São Carlos-SP region.** 2010. 395 p. Thesis (Doctorate) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 2010.

This thesis presents an integrated study of the geological and geotechnical characteristics of São Carlos region which influence the recharge process of the aquifer composed of sandstones of the Botucatu Formation. Among the assessed characteristics, it can be distinguished the parameters of hydraulic conductivity, retention of pollutants and pore distribution, also information about the distribution and occurrence of the geologic materials, groundwater depth, land use and water diffraction surfaces. Such information was obtained from office, field and laboratory integrated works, with the results being generated in the form of maps considered fundamental to the development of models for recharge assessment. In the region, it was also conducted monitoring of rainfall, groundwater levels and water content of the unsaturated zone through pluviograph, monitoring wells and tensiometers, respectively. The integrated information and monitoring data were used in the Mike-She software simulations, which considered the different geological and geotechnical aspects in the study for assessment of the recharge rates. The study demonstrated the importance of variability of geological materials, geological and geotechnical characteristics and dynamics of water for the adequate assessment of the aquifer recharge and transport of pollutants.

**Keywords:** Aquifer recharge, Botucatu Formation, Geological and Geotechnical characteristics, São Carlos.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Ciclo hidrológico simplificado (Modificado de USGS: <a href="http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.html">http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.html</a> ) .....	37
Figura 2 – Diferença de aquíferos quanto à porosidade.....	39
Figura 3 – Características hidráulicas de um aquífero quanto ao confinamento. ....	39
Figura 4 – Fases constituintes dos materiais geológicos.....	40
Figura 5 – Forças nas moléculas de um líquido (Modificado de LIBARDI, 2005). ....	41
Figura 6 – (a) ascensão capilar em água; (b) depressão capilar em mercúrio (Modificado de LIBARDI, 2005) .....	42
Figura 7 – Retenção da água por agregados do solo após a drenagem (Modificado de LIBARDI, 2005).....	44
Figura 8 – Exemplo de curva de retenção destacando os diferentes trechos.....	45
Figura 9 – Fenômeno de histerese.....	46
Figura 10 - Comportamento típico dos solos em função da sucção: (a) arenoso; (b) siltoso; (c) argiloso. (Fonte: FREEZE e CHERRY, 1979) .....	47
Figura 11 – Permeâmetro do tipo Guelph.....	51
Figura 12 – Variação da capacidade de infiltração com o tempo durante um evento de chuva constante.....	56
Figura 13 – Zonas do processo de infiltração (Fonte: PALMA, 2004) .....	58
Figura 14 – Exemplo de um seepage meter (Fonte: <a href="http://www.connectedwater.gov.au/framework/seepage_design.html">http://www.connectedwater.gov.au/framework/seepage_design.html</a> ). .....	69
Figura 15 – Esquema da separação de fluxos em uma hidrógrafa (Fonte: PALMA, 2004).....	70
Figura 16 – Princípio do método do plano de fluxo zero (PFZ) (Modificado de KHALIL <i>et al.</i> , 2003).....	72
Figura 17 – Exemplos de sondas TDR (Fonte: JONES <i>et al.</i> , 2002).....	75
Figura 18 – Esquema da instalação dos sensores FTDR (Modificado de DAHAN <i>et</i> <i>al.</i> , 2003).....	77
Figura 19 – Esquema de um tensiômetro.....	78
Figura 20 – Esquema de uma sonda de nêutrons (Fonte: ASSIS, 2008).....	79
Figura 21 – Exemplo do monitoramento do lençol freático no tempo.....	81

Figura 22 – Mecanismos da dispersão mecânica: (a) gradiente de velocidades nos poros e (b) tortuosidade (Modificado de FREEZE e CHERRY, 1979).....	89
Figura 23 - Mecanismo da difusão molecular (Modificado de FREEZE e CHERRY, 1979). .....	90
Figura 24 – Efeito da tortuosidade do solo (Modificado de LEITE, 2001). .....	92
Figura 25 - Categorias e subgrupos de isotermas de sorção segundo Giles <i>et al.</i> (1974). .....	95
Figura 26 – Relação entre PCLZ, $pH_0$ , $\sigma_p$ e concentração iônica (C).....	96
Figura 27 – Balanço de massa de um elemento infinitesimal de solo. ....	103
Figura 28 – Balanço de massa de soluto num elemento infinitesimal de solo. ....	105
Figura 29 – Eletrodo metálico usado pelo método da eletrorresistividade. ....	113
Figura 30 - Esquema das técnicas de investigação geoeletrica: a) Caminhamento Elétrico (CE); b) Sondagem Elétrica Vertical (SEV) (Fonte: FACHIN, 2007).....	115
Figura 31 - Curva de campo e modelo elétrico interpretado (Fonte: ELIS, 1999). ..	116
Figura 32 - Exemplo de modelo geológico-geofísico obtido através de CE (Fonte: ELIS, 1999). .....	117
Figura 33 – Fluxograma das etapas desenvolvidas. ....	121
Figura 34 – Detalhes da etapa de obtenção de dados.....	124
Figura 35 – Articulação das fotografias aéreas utilizadas (nomenclatura: faixa de vôo – número da foto) .....	126
Figura 36 – Extração de amostras em trincheira escavada. ....	135
Figura 37 – Exemplo de um ensaio com infiltrômetro de duplo anel. ....	136
Figura 38 – Linhas de fluxo num ensaio com infiltrômetro de duplo anel.....	137
Figura 39 – Curva de capacidade de infiltração. ....	138
Figura 40 – Esquema do ensaio com permeâmetro tipo Guelph modificado. ....	139
Figura 41 – Ensaio utilizando o permeâmetro Guelph modificado. ....	140
Figura 42 – Esquema de ensaio de infiltração em furo. ....	141
Figura 43 – Ensaio de infiltração em furo de sondagem a trado. ....	142
Figura 44 – Ensaio de infiltração de grandes dimensões – método do perfil instantâneo.....	143
Figura 45 – Aparato de laboratório dos ensaios de coluna. ....	149
Figura 46 – Esquema do ensaio de coluna. ....	150
Figura 47 – Localização da área de estudo (em destaque). ....	156

Figura 48 – Divisão das 22 UGRHIs no Estado de São Paulo (Fonte: CETESB, 2007).....	157
Figura 49 – Hidrografia da área de estudo. ....	158
Figura 50 – Afloramento da Formação Botucatu no Estado de São Paulo.....	159
Figura 51 – Modelo hidrogeológico regional. ....	159
Figura 52 - Relevo típico das partes onde não afloram os materiais geológicos da Formação Serra Geral. ....	161
Figura 53 - Relevo com o afloramento dos materiais geológicos da Formação Serra Geral. ....	161
Figura 54 - Intercalações das diferentes litologias da Fm Itaqueri. ....	162
Figura 55 - Corpo de diabásio e materiais inconsolidados residuais. ....	163
Figura 56 - Arenitos silicificados da Formação Botucatu sobre os quais são desenvolvidos materiais inconsolidados arenosos com fragmentos.....	164
Figura 57 - Inflexão de relevo resultante dos pacotes de arenitos silicificados e dos sem cimento. ....	165
Figura 58 - Arenitos com diferentes graus de cimentação, pertencentes ao pacote de arenitos silicificados. ....	166
Figura 59 - Detalhe do contato da Figura 58. ....	167
Figura 60 - Parte mais escura decorrente do fluxo de água pelas descontinuidades horizontalizadas. ....	167
Figura 61 – Detalhe das descontinuidades.....	168
Figura 62 - Contato entre os arenitos medianamente cimentado e os poucos cimentados. ....	168
Figura 63 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 62. ....	169
Figura 64 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 63. ....	169
Figura 65 - Arenito pouco cimentado sem estratificação que ocorre na porção central do pacote.....	170
Figura 66 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 65. ....	170
Figura 67 - Arenito pouco cimentado que ocupa a zona intermediária dos arenitos sem silicificação. ....	171
Figura 68 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 67. ....	171
Figura 69 - Exemplo de locais com ocorrência de aluviões.....	173
Figura 70 - Exemplo de locais com ocorrência de aluviões.....	173
Figura 71 - Exemplo de locais com ocorrência de aluviões.....	174

Figura 72 - Vista geral da área de ocorrência do Material Inconsolidado Retrabalhado colúvio Arenoso. ....	174
Figura 73 - Foto do material inconsolidado retrabalhado do tipo colúvio arenoso...	175
Figura 74 - Vista geral de área de ocorrência do material inconsolidado – colúvio areno-argiloso. ....	176
Figura 75 - Material inconsolidado retrabalhado arenoso sotoposto aos residuais finos. Separados pela linha de seixos e pedregulhos. ....	176
Figura 76 - Características da área de afloramento destes materiais inconsolidados. .....	177
Figura 77 - Afloramento de materiais inconsolidados arenosos com finos rasos....	178
Figura 78 - Afloramento de Materiais inconsolidados residuais finos (parte mais avermelhada sotoposta aos materiais inconsolidados retrabalhados arenosos).....	178
Figura 79 - Material Inconsolidado residual fino raso (silto argiloso) desenvolvido a partir de litologias da Formação Itaqueri. ....	179
Figura 80 - Materiais inconsolidados residuais silto argilosos rasos. ....	180
Figura 81 - Perfil de material inconsolidado residual argiloso da Formação Serra Geral. ....	180
Figura 82 - Zona de ocorrência de materiais inconsolidados residuais arenosos da FM. Botucatu. ....	181
Figura 83 - Perfil de material inconsolidado residual arenoso da Formação Botucatu. .....	181
Figura 84 - Aterro sanitário da cidade de São Carlos assentado diretamente sobre os materiais inconsolidados residuais arenosos da Formação Botucatu. ....	182
Figura 85 – Unidades de infiltração na área de estudo: unidades A, B, C, D, E, F, H, I, J e K. ....	188
Figura 86 – Esquema representativo das superfícies de difração hídrica presentes na área de estudo. Os números em algarismos romanos representam os materiais geológicos do Apêndice V. ....	189
Figura 87 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico- geoeletrico interpretado – SVP1.....	193
Figura 88 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico- geoeletrico interpretado – SVP2.....	194
Figura 89 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico- geoeletrico interpretado – SVP3.....	194

Figura 90 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP4. ....	195
Figura 91 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP5. ....	195
Figura 92 – Curvas de resistividade elétrica aparente típicas das classes de profundidade: (a) 5 a 10m; (b) 15 a 20m; e (c) maior que 20m. ....	197
Figura 93 – Seção de resistividade elétrica 2D obtida a partir do caminhamento elétrico CE1. ....	200
Figura 94 - Seção de resistividade elétrica 2D obtida a partir do caminhamento elétrico CE2. ....	201
Figura 95 – Curva da capacidade potencial de infiltração dos materiais inconsolidados residuais da FM Itaqueri. ....	203
Figura 96 - Curva da capacidade potencial de infiltração dos materiais inconsolidados residuais da FM Botucatu. ....	204
Figura 97 - Curva da capacidade potencial de infiltração dos materiais inconsolidados retrabalhados colúvio arenoso. ....	206
Figura 98 – Abertura da trincheira em solo compactado. ....	209
Figura 99 – Perfil instantâneo: ensaio em andamento – infiltração em trincheira. ...	209
Figura 100 – Execução de tradagem para determinação de perfil de umidade. ....	210
Figura 101 – Extração de amostra indeformada com auxílio de tubo de PVC de parede rígida. ....	211
Figura 102 – Variação dos perfis de umidade no ensaio LB1. ....	212
Figura 103 - Perfil instantâneo: ensaio em andamento – infiltração utilizando simulador de chuva. ....	213
Figura 104 - Perfil instantâneo: ensaio em andamento – detalhes do arranjo de campo com o simulador de chuva e o conjunto de tensiômetros. ....	214
Figura 105 – Variação dos perfis de umidade no ensaio LIB2. ....	215
Figura 106 – Variação dos perfis de umidade no ensaio LIB3. ....	218
Figura 107 – Curvas de retenção dos materiais inconsolidados: a) Formação Itaqueri; b) Formação Botucatu. ....	225
Figura 108 – Distribuição dos poros nos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu. ....	227
Figura 109 – Afloramento da Formação Botucatu e localização da área de estudo (Fonte: ZUQUETTE e PALMA, 2009). ....	234

Figura 110 - Fotografias dos materiais inconsolidados (1,6 mm x 1,2 mm): (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3. ....	235
Figura 111 - Resultados da análise térmica diferencial (ATD). ....	235
Figura 112 - Resultados da difração de raios X quando a amostra está: (a) em condições naturais, (b) tratada com etileno glicol, e (c) aquecida até 550°C. ....	236
Figura 113 - Resultados obtidos para $pH_0$ (ponto de carga zero) a partir de ensaios de titulação: (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3. ....	237
Figura 114 - pH (a, b, c) e Eh (d, e, f) iniciais e finais para os ensaios de equilíbrio em lote. ....	239
Figura 115 - Isotermas para o local 1. (a) S x Ce, (b) Kd x S, (c) log Kd x log S, (d) modelo de Freundlich, (e) modelo de Langmuir I, e (f) modelo de Langmuir II. ....	240
Figura 116 - Isotermas para o local 2. (a) S x Ce, (b) Kd x S, (c) log Kd x log S, (d) modelo de Freundlich, (e) modelo de Langmuir I, e (f) modelo de Langmuir II. ....	241
Figura 117 - Isotermas para o local 3. (a) S x Ce, (b) Kd x S, (c) log Kd x log S, (d) modelo de Freundlich, (e) modelo de Langmuir I, e (f) modelo de Langmuir II. ....	242
Figura 118 - Porcentagem de cada cátion que é sorvida pelos materiais inconsolidados para cada concentração inicial: (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3. ....	245
Figura 119 - Coeficiente de distribuição (Kd) de $K^+$ , $Cu^{++}$ e $Zn^{++}$ como uma função das concentrações iniciais dos cátions: (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3. ....	246
Figura 120 - Correlações de $C_{s,i,j}$ (cátion sorvido i na solução inicial por massa do substrato) contra $C_{p,i,j}$ (cátion potencialmente sorvível i na solução inicial por massa do substrato) para $K^+$ , $Cu^{++}$ e $Zn^{++}$ . ....	247
Figura 121 – (a) montagem do equipamento; (b) execução da sondagem – percussão; (c) amostras retiradas; (d) detalhe da textura arenosa dos materiais. ...	250
Figura 122 - Depósito de água com qualidade adequada à realização do poço de monitoramento. ....	252
Figura 123 – (a) arranjo dos equipamentos para a sondagem rotativa; (b) perfuração a seco; (c) perfuração com fluido de perfuração; (d) coroa diamantada de perfuração de 4 pol. de diâmetro. ....	253
Figura 124 – (a) Colocação da tubulação; (b) embalagem do pré-filtro; (c) pré-filtro; (d) espaço anelar para preenchimento com o pré-filtro. ....	255

Figura 125 – (a) colocação da geomembrana; (b) colocação da geomembrana; (c) concretagem da base; (d) detalhe da válvula de pé; (e) limpeza do poço; (f) poço finalizado.....	256
Figura 126 – Esquema construtivo final dos poços. ....	257
Figura 127 – Esquema de um conjunto de tensiômetros instalado. ....	258
Figura 128 – (a) submersão das pedras porosas dos tensiômetros e fluxo descendente; (b) aplicação de vácuo. ....	259
Figura 129 – (a) perfuração com trado espiral; (b) lama e introdução do tensiômetro; (c) execução de selo superficial; (d) conjunto de tensiômetros instalado. ....	261
Figura 130 – (a) detalhe do pluviógrafo; (b) pluviógrafo instalado em campo .....	264
Figura 131 - Análise de dupla massa (precipitações mensais acumuladas) – 8/2008 a 12/2009.....	267
Figura 132 – Eventos selecionados para as etapas de simulação. ....	271
Figura 133 – Medidor de nível de água. ....	274
Figura 134 – Variações de umidade registradas nos tensiômetros de 80, 150 e 250 cm de profundidade após o evento de 14/04/2009.....	278
Figura 135 – (a) variação do perfil de umidade com o tempo; (b) variação do perfil de potenciais totais. ....	278
Figura 136 – Variações de umidade registradas nos tensiômetros de 80, 150 e 250 cm de profundidade – eventos de 20/11 a 20/12/2009.....	279
Figura 137 – (a) variação do perfil de umidade com o tempo; (b) variação do perfil de potenciais totais. ....	279
Figura 138 – Distribuição dos eletrodos na trincheira de ensaio. ....	288
Figura 139 – Infiltração.....	288
Figura 140 – Detalhe do espalhamento do NaCl no interior da trincheira.....	288
Figura 141 – Infiltração da solução salina.....	288
Figura 142 – Agitador mecânico. ....	289
Figura 143 – Redistribuição da água durante a etapa de infiltração de água – Local 1.....	294
Figura 144 – Variação da sucção ao longo do perfil – Local 1. ....	295
Figura 145 – Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com água (primeira etapa) – Local 1. ....	297
Figura 146 – Variação da resistividade elétrica em profundidade relativa à infiltração de água – Local 1. ....	298

Figura 147 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para o primeiro tipo de ensaio – Local 1.....	300
Figura 148 – Variação do perfil de umidades com o tempo para solução salina – Local 1.....	301
Figura 149 – Variação da sucção ao longo do perfil para a solução salina – Local 1. ....	302
Figura 150 – Variação das concentrações de Na <sup>+</sup> em profundidade com o tempo – Local 1.....	303
Figura 151 – Variação da razão de massa de Na <sup>+</sup> e de massa de solo $RM_{Na/S}$ – Local 1. ....	304
Figura 152 - Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com solução salina – Local 1. ....	305
Figura 153 – Variação do perfil de resistividade elétrica em profundidade – Local 1. ....	306
Figura 154 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para a solução salina – Local 1. ....	308
Figura 155 – Redistribuição da água durante a etapa de infiltração de água – Local 2. ....	310
Figura 156 – Variação da sucção ao longo do perfil – Local 2.....	311
Figura 157 – Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com água (primeira etapa) – Local 2.....	313
Figura 158 – Variação da resistividade elétrica em profundidade relativa à infiltração de água – Local 2.....	314
Figura 159 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para o primeiro tipo de ensaio – Local 2.....	316
Figura 160 – Variação do perfil de umidades com o tempo para solução salina – Local 2.....	317
Figura 161 – Variação da sucção ao longo do perfil para a solução salina – Local 2. ....	318
Figura 162 – Variação das concentrações de Na <sup>+</sup> em profundidade com o tempo – Local 2.....	319
Figura 163 – Variação da razão de massa de Na <sup>+</sup> e de massa de solo $RM_{Na/S}$ – Local 2. ....	320



Figura 164 - Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com solução salina – Local 2.....	321
Figura 165 – Variação do perfil de resistividade elétrica em profundidade – Local 2. ....	322
Figura 166 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para a solução salina – Local 2.....	323
Figura 167 – Redistribuição da água durante a etapa de infiltração de água – Local 3.....	325
Figura 168 – Variação da sucção ao longo do perfil – Local 3. ....	326
Figura 169 – Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com água (primeira etapa) – Local 3. ....	328
Figura 170 – Variação da resistividade elétrica em profundidade relativa à infiltração de água – Local 3. ....	329
Figura 171 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para o primeiro tipo de ensaio – Local 3. ....	330
Figura 172 – Variação do perfil de umidades com o tempo para solução salina – Local 3. ....	331
Figura 173 – Variação da sucção ao longo do perfil para a solução salina. ....	332
Figura 174 – Variação das concentrações de Na <sup>+</sup> em profundidade com o tempo – Local 3. ....	333
Figura 175 – Variação da razão de massa de Na <sup>+</sup> e de massa de solo $RM_{Na/S}$ – Local 2.....	334
Figura 176 - Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com solução salina – Local 2.....	335
Figura 177 – Variação do perfil de resistividade elétrica em profundidade.....	336
Figura 178 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para a solução salina. ....	337
Figura 179 – Processos hidrológicos simulados no programa MIKE SHE (Modificado de GRAHAM e BUTTS, 2005). ....	339
Figura 180 – Bacia do córrego Vaçununga: localização e mapa topográfico (Fonte: ZUQUETTE <i>et al.</i> , 2006).....	343
Figura 181 – Mapa de materiais inconsolidados e perfil geológico da bacia do córrego Vaçununga (Fonte: ZUQUETTE <i>et al.</i> , 2006). ....	346

Figura 182 – Mapa de uso e ocupação do solo na bacia do córrego Vaçununga (Fonte: ZUQUETTE <i>et al.</i> , 2006).....	347
Figura 183 – Comportamento da infiltração frente aos diferentes tipos de uso e condições (Fonte: ZUQUETTE <i>et al.</i> , 2006).....	348
Figura 184 – Precipitação diária na bacia do córrego Vaçununga (2000 a 2001). ..	350
Figura 185 – comparação entre as taxas de descarga medida e simulada no exutório da bacia.....	351
Figura 186 – Condição de carga hidráulica na bacia no estágio final da simulação (31/12/2001).....	352
Figura 187 – Exemplo das variações de umidade volumétrica em profundidade para uma única coluna do grid do modelo em local ocupado por cana de açúcar durante 2000 e 2001. ....	352
Figura 188 – Visualização da área selecionada para a simulação.....	355
Figura 189 – Variação do IAF adotada para a cana de açúcar. ....	359
Figura 190 – Perfis de umidades real (tradagens) e modelado após um tempo de 2:00 horas – Local 1.....	363
Figura 191 - Perfis de umidades real (tradagens) e modelado após um tempo de 17:30 horas – Local 1.....	364
Figura 192 – Distribuição dos tamanhos de poros obtida por porosimetria de intrusão de mercúrio – Local 1.....	365
Figura 193 - Perfis de umidades após 2:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 1.....	368
Figura 194 - Perfis de umidades após 17:30 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 1.....	368
Figura 195 - Perfis de umidades após 2:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 2.....	369
Figura 196 - Perfis de umidades após 20:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 2.....	370
Figura 197 - Perfis de umidades após 1:30 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 3.....	370
Figura 198 - Perfis de umidades após 17:30 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 3.....	371
Figura 199 - Perfis de umidades após 42:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 3.....	371

Figura 200 – Variação de umidade volumétrica ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento A. ....	373
Figura 201 - Variação de umidade ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento B. ....	374
Figura 202 - Variação de umidade ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento C1. ....	375
Figura 203 - Variação de umidade ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento C2. ....	376

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Métodos de medida de sucção (Fonte: VILAR, 2006).....	47
Tabela 2 – Equações de ajuste das curvas de retenção e respectivos parâmetros de ajuste.....	48
Tabela 3 – Principais modelos de base empírica. I(t) – infiltração acumulada; i(t) – infiltração instantânea (Fonte: SILVA, 2009).....	63
Tabela 4 – Valores típicos dos coeficientes de dispersividade.....	90
Tabela 5 – Valores de coeficiente de difusão molecular em água livre para alguns íons, $D_0 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ , (Fonte: APPELO e POSTMA, 2005).....	91
Tabela 6 – Programas computacionais frequentemente usados para simulação de fluxo e de transporte de poluentes. ....	108
Tabela 7 - Valores de resistividade elétrica de materiais conhecidos (Fonte: ORELLANA, 1972).....	113
Tabela 8 – Componentes e atributos analisados no trabalho. ....	123
Tabela 9 – Atributos relacionados ao substrato rochoso.....	128
Tabela 10 – Classes de classificação dos maciços rochosos. ....	130
Tabela 11 - Critérios para avaliação dos materiais inconsolidados em termos de massa e constituintes.....	131
Tabela 12 - Principais tipos de materiais inconsolidados retrabalhados quanto à heterogeneidade e descontinuidade. ....	132
Tabela 13 - Principais variações dos Materiais inconsolidados residuais. ....	132
Tabela 14 - Resumo das litologias encontradas na área de estudo.....	162
Tabela 15 – Materiais inconsolidados encontrados na área de estudo.....	172
Tabela 16 - Resumo das principais características geológico-geotécnicas dos materiais inconsolidados encontrados na área de estudo.....	183
Tabela 17 – Tipos de uso na área de estudo. ....	186
Tabela 18 – Condutividade hidráulica saturada $K_{\text{sat}}$ por material inconsolidado através de ensaios em furo. ....	207
Tabela 19 - Índices físicos dos materiais inconsolidados em profundidade – Ensaio LB1.....	211
Tabela 20 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi <i>et al.</i> (1980) – Ensaio LB1.....	212

Tabela 21 - Índices físicos dos materiais inconsolidados em profundidade – Ensaio LB2. ....	214
Tabela 22 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi <i>et al.</i> (1980) – Ensaio LB2. ....	215
Tabela 23 – Resultado dos tensiômetros frente à simulação da chuva – Ensaio LB2. ....	216
Tabela 24 - Índices físicos dos materiais inconsolidados em profundidade – Ensaio LB3. ....	217
Tabela 25 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi <i>et al.</i> (1980) – Ensaio LB3. ....	218
Tabela 26 – Caracterização física básica dos materiais inconsolidados da área de estudo. ....	219
Tabela 27 – Caracterização físico-química dos materiais estudados. ....	221
Tabela 28 – Parâmetros das curvas de retenção dos materiais segundo o modelo de van Genuchten (1980). ....	224
Tabela 29 – Distribuição granulométrica dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu. ....	227
Tabela 30 – Condutividade hidráulica saturada $K_{sat}$ mediante ensaios em coluna. ....	228
Tabela 31 – Características físicas e físico-químicas dos materiais estudados. ....	234
Tabela 32 - Soluções utilizadas nos ensaios de equilíbrio em lote. ....	238
Tabela 33 - Parâmetros de sorção para os três materiais geológicos obtidos a partir dos modelos linear, Freundlich, Langmuir I e Langmuir II. ....	243
Tabela 34 – Localização e características dos poços de monitoramento tubulares. ....	258
Tabela 35 – Dados diários de precipitação (mm) – período de 02/2007 a 02/2010. ....	265
Tabela 36 – Precipitações mensais (mm). ....	266
Tabela 37 – Comparação entre registros pluviométricos do INMET e do pluviógrafo (mm). ....	266
Tabela 38 – Distribuição de freqüência - intervalos de classes de chuva diários. ...	268
Tabela 39 – Distribuição de freqüência - intervalos de classes de chuva em períodos horários. ....	268
Tabela 40 – Distribuição de freqüência - intervalos de classes de chuva em períodos de 10 minutos. ....	269

Tabela 41 – Distribuição de freqüência - intervalos de classes de chuva em períodos de 5 minutos.....	269
Tabela 42 – Características dos eventos selecionados. ....	272
Tabela 43 - Localização e características dos poços. ....	273
Tabela 44 – Variação dos índices físicos dos materiais com a profundidade – Local 1. ....	293
Tabela 45 – Sequência de atividades para o ensaio de infiltração conjugado com geofísica – Local 1. ....	293
Tabela 46 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi <i>et al.</i> (1980). ....	296
Tabela 47 – Índices físicos dos materiais inconsolidados no Local 2.....	309
Tabela 48 – Sequência de atividades para o ensaio de infiltração conjugado com geofísica – Local 2. ....	309
Tabela 49 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi <i>et al.</i> (1980) – Local 2. ....	311
Tabela 50 – Variação dos índices físicos dos materiais em profundidade – Local 3. ....	324
Tabela 51 – Sequência de atividades para o ensaio de infiltração conjugado com geofísica – Local 3. ....	324
Tabela 52 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi <i>et al.</i> (1980) – Local 3. ....	327
Tabela 53 – Precipitação mensal entre 2000 e 2001 (mm). ....	345
Tabela 54 – Parâmetros dos materiais inconsolidados considerando diferentes tipos de uso. ....	349
Tabela 55 – Discretização vertical utilizada na área selecionada. ....	356
Tabela 56 – Resultados da evapotranspiração de referência para 2009 (mm/dia). ....	358
Tabela 57 - Parâmetros da evapotranspiração real referentes aos tipos de uso do solo.....	359
Tabela 58 – Funções de condutividade hidráulica $K(\theta)$ das camadas simuladas – Local 1.....	363
Tabela 59 – Parâmetros de simulação adotados para as camadas do modelo. ....	367
Tabela 60 – Resumo dos parâmetros para modelagem validados pela calibração dos materiais inconsolidados para os Locais 1, 2 e 3.....	372

## SUMÁRIO

<b>Capítulo 1 – Introdução</b> .....	31
1.1 Objetivos gerais .....	32
1.2 Objetivos específicos .....	32
1.3 Justificativa .....	33
<b>Capítulo 2 – Revisão Bibliográfica</b> .....	35
2.1 Ciclo hidrológico .....	36
2.2 Conceitos gerais em hidrogeologia.....	38
2.3 Fases constituintes dos materiais geológicos.....	39
2.4 Relações entre as fases .....	41
2.4.1 Tensão superficial .....	41
2.4.2 Capilaridade .....	42
2.4.3 Adsorção .....	43
2.5 Potenciais da água no material poroso.....	44
2.6 Retenção de água .....	45
2.6.1 Equações de ajuste para as curvas de retenção.....	48
2.7 Condutividade hidráulica.....	48
2.8 Métodos para determinação da condutividade hidráulica não saturada em campo .....	50
2.8.1 Permeâmetro Guelph .....	50
2.8.2 Perfil instantâneo.....	52
2.8.2.1 Método de umidade de Libardi <i>et al.</i> (1980) .....	54
2.9 Infiltração .....	56
2.9.1 Classificação dos modelos de infiltração.....	59
2.9.1.1 Modelos de base teórica.....	59
Equação de Green-Ampt .....	59
Equação de Philip .....	61
Equação de Richards.....	61
2.9.1.2 Modelos de base empírica.....	62
2.10 Recarga .....	63
2.10.1 Estimativas de recarga.....	66

2.10.1.1 Balanço hídrico .....	67
2.10.1.2 Métodos de base física .....	68
MÉTODOS FÍSICOS DE SUPERFÍCIE.....	68
Medidor de fluxo de leito (seepage meter) .....	68
Descarga por fluxo de base.....	69
MÉTODOS FÍSICOS APLICADOS À ZONA NÃO SATURADA .....	71
Lisímetros .....	71
Plano de fluxo zero (PFZ).....	72
Lei de Darcy .....	73
MÉTODOS INDIRETOS PARA OBTENÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA NA ZONA NÃO SATURADA .....	74
Sensores TDR .....	74
Sensores FTDR.....	76
Tensiômetros .....	78
Sonda de nêutrons .....	78
MÉTODOS FÍSICOS APLICADOS À ZONA SATURADA.....	80
Variação do nível de água .....	80
Estimativa Darcyniana.....	81
2.10.1.3 Traçadores .....	82
Traçadores químicos .....	84
Traçadores isotópicos.....	84
2.10.1.4 Modelagens numéricas .....	85
2.11 Mecanismos de transporte de poluentes.....	86
2.11.1 Advecção .....	87
2.11.2 Dispersão hidrodinâmica .....	88
2.11.2.1 Dispersão mecânica.....	89
2.11.2.2 Difusão molecular.....	90
2.11.3 Coeficiente de retardamento.....	92
2.11.4 Sorção .....	93
2.11.4.1 Representação matemática das isothermas de sorção.....	97
Condição para solução monocomponente .....	97
Linear.....	97
Freundlich.....	98
Langmuir.....	98



Isoterma Langmuir de dois sítios .....	99
Condição para solução multicomponente .....	100
Modelo de Freundlich ampliado .....	101
2.12 Modelagem matemática.....	102
2.12.1 Modelagem de fluxo .....	103
2.12.2 Modelagem de transporte de poluente.....	105
2.12.2.1 Exemplos de programas utilizados em modelagem .....	108
MODFLOW .....	110
FEFLOW .....	110
MIKE SHE.....	111
2.13 Método da eletrorresistividade.....	111
2.13.1 Considerações gerais.....	111
2.13.2 Tipos de ensaios .....	112
2.13.2.1 Sondagem elétrica vertical (SEV).....	115
2.13.2.2 Caminhamento elétrico (CE) .....	116
2.13.3 Aplicações.....	118
<b>Capítulo 3 – Materiais e métodos .....</b>	<b>121</b>
3.1 Etapa 1 – Revisão Bibliográfica .....	122
3.2 Etapa 2 – Definição dos atributos .....	122
3.3 Etapa 3 – Obtenção dos dados e geração dos documentos básicos .....	122
3.3.1 Delimitação da área de estudo.....	124
3.3.2 Trabalhos de escritório.....	125
3.3.2.1 Vetorização das cartas topográficas.....	125
3.3.2.2 Modelo Digital do Terreno (MDT) .....	125
3.3.2.3 Ortorectificação e mosaico de fotos aéreas .....	126
3.3.2.4 Fotointerpretação.....	126
3.3.3 Trabalhos de campo.....	127
3.3.3.1 Investigação geofísica por eletrorresistividade .....	127
3.3.3.2 Substrato rochoso.....	127
3.3.3.3 Materiais inconsolidados .....	130
3.3.3.4 Amostragem .....	134
3.3.3.5 Ensaios de infiltração.....	136
Ensaio com infiltrômetro de duplo anel .....	136
Ensaio com permeâmetro de Guelph.....	138

Ensaio em furos de sondagem .....	140
Método do perfil instantâneo .....	142
3.3.3.6 Monitoramento .....	143
3.3.4 Trabalhos de laboratório .....	144
3.3.4.1 Ensaio de caracterização geotécnica básicos .....	144
3.3.4.2 Porosimetria por intrusão de mercúrio .....	145
3.3.4.3 Ensaio para a determinação dos parâmetros hidráulicos dos materiais inconsolidados .....	146
Curva de retenção de água .....	146
rendimento específico $S_y$ e capacidade de campo .....	147
Ensaio de colunas para determinação da condutividade hidráulica saturada .....	148
3.3.4.4 Ensaio de caracterização físico-química dos materiais inconsolidados .....	150
3.3.4.5 Ensaio de equilíbrio em lote .....	150
3.3.5 Documentos gerados.....	151
3.3.5.1 Carta de declividade.....	151
3.3.5.2 Mapa de substrato rochoso.....	151
3.3.5.3 Mapa de materiais inconsolidados .....	152
3.3.5.4 Mapa de documentação .....	152
3.3.5.5 Mapa de uso e ocupação do solo .....	152
3.3.5.6 Mapa das unidades de infiltração.....	152
3.3.5.7 Mapa de profundidade da zona saturada.....	153
3.3.5.8 Mapa das superfícies de difração hídrica.....	154
<b>Capítulo 4 – Caracterização da área de estudo .....</b>	<b>155</b>
4.1 Características gerais.....	155
4.1.1 Localização.....	155
4.1.2 Aspectos climáticos .....	156
4.1.3 Aspectos geológicos .....	157
4.1.4 Aspectos hidrológicos .....	157
4.1.5 Aspectos hidrogeológicos .....	158
4.2 Características dos materiais geológicos .....	160
4.2.1 Substrato rochoso.....	160
4.2.1.1 Formação Itaqueri .....	162

4.2.1.2 Formação Serra Geral .....	163
Basaltos .....	163
Diabásios .....	163
4.2.1.3 Formação Botucatu .....	164
4.2.2 Materiais inconsolidados .....	171
4.2.2.1 Retrabalhados .....	172
Aluvião .....	172
Colúvio arenoso .....	174
Colúvio areno-argiloso .....	175
Arenoso.....	176
4.2.2.2 Residuais .....	177
RESIDUAIS DA FORMAÇÃO ITAQUERI .....	177
Arenosos com finos.....	177
Arenosos com finos rasos.....	177
Finos (silto-argilosos).....	178
Finos rasos .....	179
RESIDUAIS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	179
Silto argiloso raso.....	179
Argiloso .....	180
Argiloso raso .....	180
RESIDUAIS DA FORMAÇÃO BOTUCATU .....	181
Arenoso.....	181
Arenoso raso.....	182
Arenoso raso com fragmentos – Silicificado .....	182
4.3 Carta de declividade .....	185
4.4 Uso e ocupação do solo .....	185
4.5 Mapa das unidades de zoneamento quanto ao fluxo de água.....	186
4.6 Mapa das unidades de profundidade da zona saturada .....	188
4.7 Mapa das superfícies de difração hídrica .....	189
<b>Capítulo 5 – Resultados dos ensaios de campo e de laboratório .....</b>	<b>191</b>
5.1 Ensaios de campo .....	192
5.1.1 Ensaios de geofísica de eletrorresistividade .....	192
5.1.1.1 Sondagens elétricas verticais (SEVs).....	192
SEVs profundas (SVP).....	193

SEVs rasas (SEV) .....	196
5.1.1.2 Caminhamento elétrico (CE) .....	198
5.1.2 Ensaio de infiltração .....	202
5.1.2.1 Duplo anel (DA).....	202
Materiais inconsolidados residuais da Formação Itaqueri .....	202
Materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu .....	203
Materiais inconsolidado retrabalhado colúvio arenoso .....	205
5.1.2.2 Permeâmetro Guelph modificado.....	206
5.1.2.3 Ensaio em furo de trado .....	207
5.1.2.4 Ensaio do perfil instantâneo .....	208
LB1 – Material inconsolidado retrabalhado colúvio arenoso.....	208
LB2 – Material inconsolidado residual da Formação Itaqueri: uso de pastagem .....	213
LB3 – Material inconsolidado residual da Formação Itaqueri: terra arada....	217
5.2 Resultados dos ensaios de laboratório .....	219
5.2.1 Índices físicos .....	219
5.2.2 Caracterização físico-química dos materiais inconsolidados.....	220
5.2.3 Curva de retenção: método do papel filtro .....	221
5.2.3.1 Extração das amostras.....	221
5.2.3.2 Execução do ensaio: técnica do papel filtro .....	222
5.2.3.3 Modelagem matemática dos resultados: curva de retenção .....	222
5.2.3.4 Correção com tradagem de campo .....	223
5.2.3.5 Modelagem com os resultados corrigidos e parâmetros finais.....	223
5.2.4 Porosimetria por intrusão de mercúrio .....	226
5.2.4.1 Relação com a distribuição granulométrica.....	227
5.2.5 Condutividade hidráulica saturada em colunas .....	228
5.3 Análise geral.....	228
<b>Capítulo 6 – Ensaio de equilíbrio em lote.....</b>	<b>231</b>
6.1 Procedimentos de ensaio .....	231
6.2 Caracterização dos materiais inconsolidados .....	233
6.3 Caracterização das soluções multi-iônicas.....	238
6.4 Resultados e discussões.....	238
6.5 Análises parciais .....	248
<b>Capítulo 7 – Instalação dos poços de monitoramento e dos tensiômetros.....</b>	<b>249</b>

7.1 Poços de monitoramento tubulares .....	249
7.1.1 Seleção dos locais .....	249
7.1.2 Avaliação inicial.....	249
7.1.3 Perfuração.....	251
7.1.4 Colocação da tubulação, pré-filtro e filtro .....	254
7.1.5 Encerramento.....	254
7.1.6 Esquema construtivo geral dos poços.....	257
7.2 Tensiômetros .....	258
7.2.1 Calibração .....	259
7.2.2 Instalação.....	260
<b>Capítulo 8 – Monitoramento.....</b>	<b>263</b>
8.1 Dados de chuva .....	263
8.1.1 Informações gerais e dados preliminares.....	263
8.1.2 Estatística: distribuição de frequências .....	268
8.1.3 Seleção de eventos para simulação.....	270
8.2 Dados dos poços de monitoramento .....	272
8.2.1 Análise dos dados dos poços.....	274
8.3 Dados de tensiômetros .....	275
8.3.1 Análise dos dados dos tensiômetros.....	277
8.4 Análise geral do monitoramento .....	281
<b>Capítulo 9 – Ensaio de infiltração com controle por eletrorresistividade .....</b>	<b>285</b>
9.1 Procedimentos do ensaio .....	286
9.1.1 Extração de Na <sup>+</sup> .....	289
9.1.2 Investigação geofísica - eletrorresistividade.....	290
9.2 Resultados.....	292
9.2.1 Local 1- Ensaio LB4 .....	292
9.2.1.1 Primeiro tipo de ensaio .....	293
9.2.1.2 Segundo tipo de ensaio .....	301
9.2.2 Local 2 – Ensaio LB5 .....	309
9.2.2.1 Primeiro tipo de ensaio .....	310
9.2.2.2 Segundo tipo de ensaio .....	317
9.2.3 Local 3 – Ensaio LB6 .....	324
9.2.3.1 Primeiro tipo de ensaio .....	325
9.2.3.2 Segundo tipo de ensaio .....	331

9.3 Análises.....	338
<b>Capítulo 10 – Modelagem no MIKE SHE.....</b>	<b>339</b>
10.1 Evapotranspiração real (ET).....	340
10.2 Exemplo - Bacia do córrego Vaçununga .....	342
10.2.1 Características da área .....	343
10.2.2 Materiais e métodos.....	344
10.2.3 Dados de entrada .....	344
10.2.3.1 Discretização.....	345
10.2.3.2 Topografia .....	345
10.2.3.3 Dados de chuva .....	345
10.2.3.4 Cenário geológico .....	345
10.2.3.5 Uso do solo .....	347
10.2.3.6 Evapotranspiração de referência ( $E_r$ ).....	348
10.2.3.7 Condições saturadas e não saturadas dos materiais inconsolidados	349
10.2.3.8 Vazões em canais (descarga).....	349
10.2.4 Validação .....	349
10.2.5 Resultados e discussão .....	350
10.3 Exemplo – modelagem e simulações para a área de estudo.....	353
10.3.1 Definição da área (domínio).....	353
10.3.2 Topografia.....	356
10.3.3 Discretização do domínio.....	356
10.3.4 Discretização de tempo (passo de tempo).....	357
10.3.5 Dados de chuva .....	357
10.3.6 Evapotranspiração de referência ( $E_r$ ).....	357
10.3.7 Uso do solo .....	358
10.3.8 Características dos materiais geológicos.....	359
10.3.8.1 Zona saturada .....	360
10.3.8.2 Zona não saturada .....	361
10.3.9 Calibração das propriedades hidráulicas dos materiais inconsolidados ...	362
10.4 Resultados - eventos.....	372
10.5 Análise geral.....	378
<b>Capítulo 11 – Conclusões.....</b>	<b>379</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>383</b>

APÊNDICE I

APÊNDICE II

APÊNDICE III

APÊNDICE IV

APÊNDICE V

APÊNDICE VI

APÊNDICE VII

APÊNDICE VIII

APÊNDICE IX

APÊNDICE X

APÊNDICE XI

APÊNDICE XII

APÊNDICE XIII

## **Capítulo 1 – Introdução**

---

A demanda de água vem se tornando gradativamente maior em função do desenvolvimento econômico e crescimento populacional. Para suprir esta necessidade social, é prática comum o abastecimento oriundo de captação de água superficial e/ou exploração de água subterrânea.

A captação de origem superficial, feita em córregos e rios, é normalmente preferida basicamente devido aos menores custos de implantação do sistema. Entretanto, a crescente demanda e o surgimento de leis que limitam os volumes de água a serem captados superficialmente motivam a busca por outras formas de abastecimento, como através do uso da água subterrânea.

Ressalta-se que o estado de fluxo permanente dos canais e rios depende da continuidade da recarga das águas subsuperficiais e da sua qualidade.

Estimativas apontam que, do volume total de água no planeta, 95,96 % são de água salgada, constituindo os oceanos e mares, enquanto que 4,04% referem-se à parcela de água doce. Compondo esta parcela, cerca de 1,05% está presente no subsolo, sugerindo um vasto reservatório subsuperficial quando se contrasta aos 0,009% disponíveis superficialmente em rios e lagos.

Contudo, a ocorrência e a distribuição da água subterrânea no meio geológico é complexa e não uniforme, o que torna os volumes a serem explotáveis dependente de fatores ambientais intrínsecos de cada região, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos. O conhecimento destes fatores e variáveis ambientais deve, portanto, nortear as tarefas de gerenciamento das reservas no intuito de determinar as capacidades hídricas.

Dentre os aspectos que competem ao gerenciamento dos recursos hídricos, mais especificamente aqueles relacionados ao ciclo hidrológico, a recarga é, talvez, o de maior complexidade de determinação, e o aspecto mais importante, pois condiciona os possíveis volumes a serem explotados e o transporte de poluentes.

A partir desta constatação, tem-se que a avaliação a priori da recarga das águas subsuperficiais é o ponto mais importante dentro do contexto de gerenciamento das águas em uma região.



Associado a isto existe a diversidade de métodos para tal avaliação, que estão relacionados a diferentes propriedades do meio ambiente e de condições temporais. Entretanto, poucos são os estudos que relacionam chuvas, clima, condições geológico-geotécnicas dos materiais geológicos, superfícies de difração hídrica e profundidade do nível de água conjuntamente. Assim, há um déficit de conhecimento neste tema que motivou o desenvolvimento desta tese.

## **1.1 Objetivos gerais**

Diante do contexto, neste trabalho busca-se o desenvolvimento de estudos envolvendo a integração de dados geológico-geotécnicos, climáticos, de chuvas e a espacialização de materiais geológicos, de superfícies de difração hídrica e da profundidade do nível de água com vista à adequada avaliação da recarga.

## **1.2 Objetivos específicos**

De acordo com o objetivo central do trabalho, podem ser citados como objetivos específicos:

- Estudar a forma de ocorrência das chuvas na região;
- Obtenção da distribuição e ocorrência dos materiais geológicos da área de estudo;
- Obtenção dos parâmetros hidráulicos dos materiais geológicos que influenciam os processos de recarga;
- Avaliação dos condicionantes geológico-geotécnicos dos regimes de fluxo superficial e subsuperficial;
- Obtenção de parâmetros relativos ao transporte de poluentes;
- Avaliar a interação entre estes fatores com vista a obtenção de taxas de recarga.

### 1.3 Justificativa

O presente trabalho justifica-se por buscar procedimentos de integração dos aspectos geológico-geotécnicos relacionados ao processo natural de recarga de aquíferos, com vista à adequada previsão de recarga das zonas não saturada e saturada.

O desenvolvimento destes procedimentos permitiriam que as previsões consideradas sejam mais efetivas e que no futuro estudos de recarga sejam mais integrados e não setoriais como na atualidade.

A área selecionada para o desenvolvimento da tese justifica-se por apresentar variabilidade de materiais geológicos, de usos e de condições de chuvas. Além disso, trata-se de uma área de cerca de 200 km<sup>2</sup> que envolve a ocorrência dos aquíferos livres relacionados aos arenitos da Formação Botucatu, ao norte da cidade de São Carlos. Tal área é considerada de grande potencial de expansão, uma vez que a cidade se encontra limitada nos demais sentidos devido à proximidade dos limites com outros municípios.



## **Capítulo 2 – Revisão Bibliográfica**

---

O abastecimento de água por meio de águas subterrâneas é uma prática que vem se tornando cada dia mais comum, seja em virtude da má qualidade hídrica ou da insuficiência de vazão dos cursos de água superficiais disponíveis. Além disso, o crescimento populacional e o surgimento de leis que limitam os volumes de água a serem captados superficialmente motivam ainda mais a busca de alternativas de abastecimento, como através da exploração de água subterrânea. É, portanto, empregada como suprimento complementar e muitas vezes como fonte principal de abastecimento, geralmente captadas em poços profundos, comumente empregado em grandes conglomerados urbanos.

A exploração de água subsuperficial é feita em unidades geológicas denominadas aquíferos, que podem ser classificadas como porosas, cársticas ou fraturadas, e são reconhecidas pela sua grande capacidade de armazenar e transmitir água. Em São Paulo, segundo avaliações do SIGRH (2006), 60% das águas subsuperficiais do estado são armazenadas pelo aquífero Botucatu. Levantamento realizado pela CETESB diz que 80% dos municípios do estado são total ou parcialmente abastecidos por este recurso (CETESB, 2007). Porém, com o aumento no número de outorgas concedidas pelo DAEE, estima-se que este número seja bem maior atualmente. O levantamento ainda mostra que a captação é mais intensa na porção centro-oeste do estado, onde estão cerca de 80% dos municípios são abastecidos exclusivamente por água subterrânea (CETESB, 2004). Grande parte deste abastecimento é realizado através do sistema composto basicamente pelas Formações Serra Geral, Botucatu e Pirambóia. Como exemplo, cita-se a cidade de Ribeirão Preto, que é quase totalmente abastecida pelo aquífero Botucatu.

Entretanto, a ocupação territorial diversificada também ocasiona sérios problemas ambientais como a degradação dos recursos naturais do solo, vegetação e água. A água subsuperficial é um recurso natural importante que é vulnerável a diversos fatores externos, principalmente os antrópicos, sendo o mais importante a disposição inadequada de resíduos e rejeitos e o uso indisciplinado do solo. Atividades urbanas, industriais entre outras formas, vêm sendo desenvolvidas em parcelas das áreas de afloramento, afetando as condições iniciais, seja em termos

da infiltração, e conseqüente recarga, ou em termos de qualidade das águas subsuperficiais. Nestas áreas, onde a recarga é considerada direta, a vulnerabilidade à poluição é ainda maior.

Ressalta-se aqui, portanto, a importância do estudo dos processos de infiltração e recarga na avaliação dos potenciais de contaminação de aquíferos, principalmente nas suas porções de afloramento, caracterizada como uma região de dinâmica intensa. Tal importância se deve ao fato destes processos constituírem a primeira etapa do fenômeno de transporte de poluentes.

No processo de definição de uma fonte hídrica, é importante avaliar como e onde a água pode ser melhor extraída, e quais as conseqüências que esta extração pode acarretar ao ambiente. Kumar (1993) afirma que a quantidade de água que pode ser extraída de um aquífero sem causar déficit hídrico é dependente da recarga. Heathcote *et al.* (2004) lembram que diversos países têm requerido, por lei, avaliações ambientais que considerem os prováveis efeitos ocasionados pela exploração de água subterrânea. Portanto, a necessidade de precisão na caracterização e quantificação dos processos físicos de dinâmica da água tem sido gradativamente ampliada, inclusive para a previsão da recarga subterrânea.

Modelos hidrogeológicos têm sido criados e estudados a partir de valores de recarga estimados. Logo, certo grau de erro é normalmente encontrado em modelos deste tipo, o que pode influir diretamente na confiabilidade dos resultados. Portanto, para uma tentativa mais realística de quantificação da componente da recarga, uma melhor compreensão do processo físico da dinâmica das águas e o detalhamento de suas variáveis envolvidas no fenômeno tornam-se indispensáveis a este objetivo.

Sendo assim, a quantificação da recarga além de constituir uma ferramenta para o planejamento e gestão das áreas de exploração de águas subterrâneas, uma vez que a capacidade hídrica dos reservatórios está diretamente relacionada a este fator, auxiliando nos trabalhos e medidas de minimização da poluição.

## **2.1 Ciclo hidrológico**

Na natureza, a água se encontra num permanente ciclo, denominado ciclo hidrológico, estabelecido entre a atmosfera, a superfície terrestre e os oceanos. Neste ciclo, a água evaporada dos oceanos, lagos, rios e superfícies úmidas

expostas à atmosfera, juntamente à decorrente do fenômeno de transpiração das plantas, se concentra na forma de nuvens nas camadas mais altas da atmosfera. Dependendo das condições climáticas nestas camadas, o vapor d'água se condensa, transformando-se em gotículas de água que, sob a ação da gravidade, se precipitam sob a forma de chuva, neve, granizo, nevoeiro e geada. A Figura 1 ilustra de forma esquemática o ciclo hidrológico.

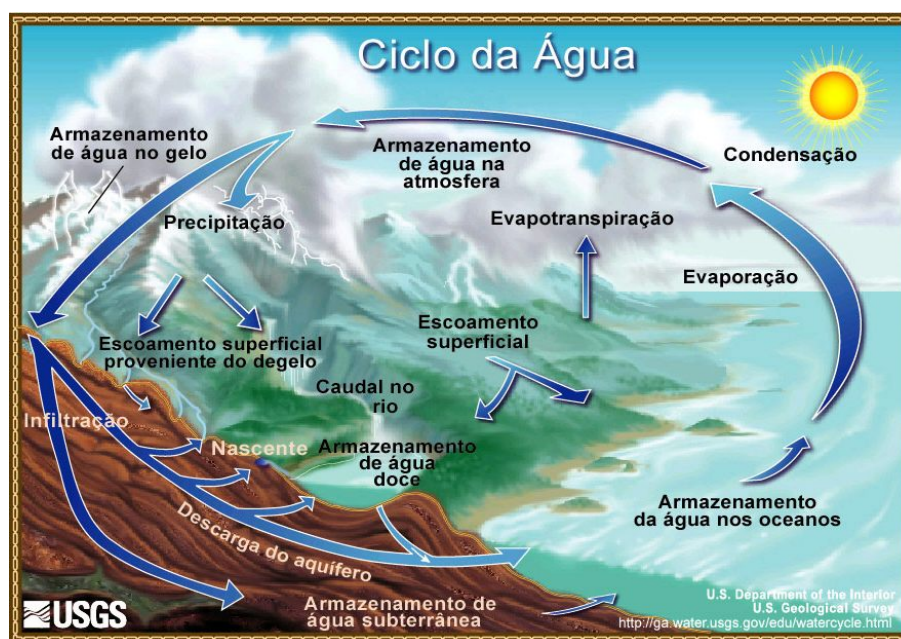


Figura 1 – Ciclo hidrológico simplificado (Modificado de USGS: <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.html>)

Num evento chuvoso, forma predominante de precipitação, parte das águas de chuva que caem sobre a superfície terrestre podem sofrer interceptação pelas folhas dos vegetais e pelas construções, de onde evaporam. Da parte que atinge o solo, seja por precipitação direta ou por superação da capacidade de interceptação, uma parcela retorna à atmosfera na forma de evaporação, parte se infiltra no material geológico e outra parte pode escoar na superfície. A parcela que infiltra pode ainda ser dividida em três sub-parcelas: uma porção que pode também sofrer evaporação; outra que é utilizada pelas plantas para suas funções vitais e retorna à atmosfera pelo processo conhecido como transpiração; e outra que percola pelo solo a camadas mais profundas e atinge teoricamente a zona saturada, caracterizando a recarga. As duas primeiras somadas caracterizam o fenômeno da evapotranspiração, enquanto que a última é o principal contribuinte da zona

saturada, onde ocorre o escoamento subterrâneo que é responsável pela alimentação de base dos rios (fluxo de base).

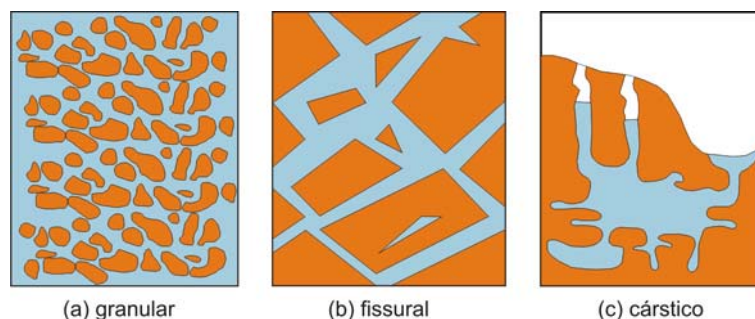
O material geológico, no entanto, constitui um meio poroso onde a infiltração e percolação são comandadas pelas forças capilares e pela gravidade. Assim, na medida em que o solo se satura, a capacidade de infiltração decai à taxa residual e o excedente não infiltrado irá compor o escoamento superficial. Este, por sua vez, impulsionado pela gravidade para cotas mais baixas, cria uma rede de drenagem que faz convergir a água para os canais de drenagens. O destino final destes cursos mais estáveis são lagos, mares e oceanos, que também estão sujeitos à evaporação. O vapor d'água oriundo da evaporação juntamente com o da transpiração (evapotranspiração) retorna à atmosfera e, dessa forma, dependendo das condições climatológicas, o ciclo novamente se estabelece (Tucci, 2002).

## **2.2 Conceitos gerais em hidrogeologia**

Hidrogeologia é a ciência que se destina a estudar o escoamento dos fluidos através de unidades geológicas denominadas aquíferos, em definição são formações geológicas suficientemente permeáveis e capazes de armazenar e transmitir água em quantidades que possam ser aproveitadas como fonte de abastecimento. Caracteriza-se, portanto, como um reservatório natural, podendo ser classificado tanto em relação às suas características de porosidade (granular, fissural ou cárstico), quanto em relação às suas características hidráulicas (livre ou confinado).

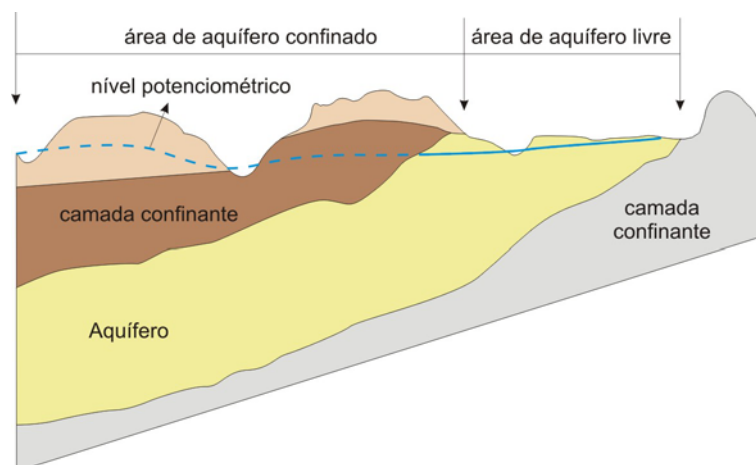
O aquífero granular é aquele que ocorre normalmente em formações sedimentares constituídas de grãos minerais, como os arenitos, siltitos e os seus respectivos materiais inconsolidados. Quando as formações geológicas são compostas de rochas compactas, como as ígneas ou as metamórficas, a transmissão de água para aproveitamento é dependente da quantidade de fraturas existentes nestes maciços e da interconexão entre elas, sendo, neste caso, classificadas como aquífero fissural. Os aquíferos cársticos são aqueles em que a sua porosidade é resultante da dissolução do carbonato pela água, ocorrendo, portanto, em rochas carbonáticas. Constituem um tipo peculiar de aquífero fraturado,

onde as fraturas podem atingir aberturas muito grandes, gerando até cavernas. A Figura 2 ilustra esquematicamente estes três tipos de característica de porosidade.



**Figura 2 – Diferença de aquíferos quanto à porosidade.**

Aquífero livre é aquele cujo limite superior está submetido à pressão atmosférica, e é livre para receber a recarga direta oriunda dos processos de infiltração na zona não saturada. Quando o seu limite superior é limitado por materiais geológicos de menor condutividade hidráulica e o nível potenciométrico encontra-se acima deste limite, diz-se que ele é confinado. A Figura 3 ilustra os dois tipos de classificação de aquíferos quanto às suas características hidráulicas.



**Figura 3 – Características hidráulicas de um aquífero quanto ao confinamento.**

## 2.3 Fases constituintes dos materiais geológicos



O material geológico é uma estrutura porosa constituída por um conjunto de partículas com água (ou outro líquido) e ar nos espaços intermediários (Figura 4). É normalmente caracterizado por três fases: sólido, água e ar.

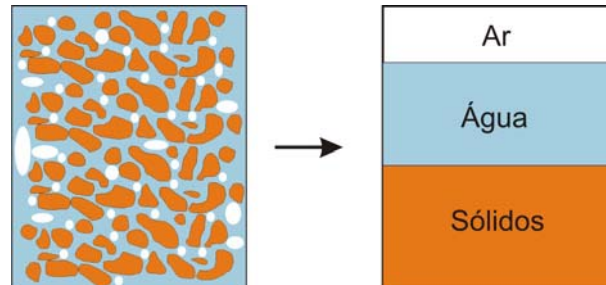


Figura 4 – Fases constituintes dos materiais geológicos.

Alguns índices que relacionam os pesos e os volumes das fases constituintes são utilizados com a finalidade de se identificar o estado do material geológico, tais como:

- Índice de vazios ( $e$ ): relação entre o volume de vazios (ar + água) e o volume das partículas sólidas, isto é:  $e = \frac{V_v}{V_s}$ .

- Porosidade ( $n$ ): relação entre o volume de vazios e o volume total, ou seja:  $n = \frac{V_v}{V_T}$ . Esta característica também pode ser relacionada ao índice de vazios,

através da seguinte expressão:  $n = \frac{e}{1+e}$ .

- Grau de saturação ( $S$ ): relação entre o volume de água e o volume de vazios, variando de zero (solo seco) a 1,0 (solo saturado):  $S = \frac{V_w}{V_v}$ .

- Umidade gravimétrica ( $w$ ): relação entre o peso de água e o peso de sólidos;

- Umidade volumétrica ( $\theta$ ): relação entre o volume de água e o volume total, isto é:  $\theta = \frac{V_w}{V_T}$ . Pode ser obtida também por meio das seguintes relações:

$\theta = n \cdot S$  e  $\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} \cdot w$ , Em que  $\rho_d$  é a massa específica aparente seca e  $\rho_w$  a massa

específica da água.

## 2.4 Relações entre as fases

### 2.4.1 Tensão superficial

A tensão superficial é um fenômeno que se manifesta na interface líquido-gás, resultante de forças intermoleculares de tração, e é de fundamental importância para o entendimento das características de retenção da água no solo. Normalmente dada como força de tração por unidade de comprimento, N/m, a tensão superficial  $T_s$  é a responsável por fazer com que a superfície do líquido se contraia, quando este permanece em estado constante de tensão. Sua magnitude é dependente da temperatura, sendo menor quando esta é alta.

A explicação molecular da tensão superficial se baseia na força de coesão entre as moléculas. No interior de um líquido, a atração entre as moléculas diminui com a distância entre elas, até que se anulam a partir de uma distância  $r$ . Conforme ilustra a Figura 5, tendo em vista o raio de influência da força de atração de uma única molécula, a sua resultante torna-se nula caso a esfera imaginária esteja completamente inserida na fase líquida (moléculas  $M_1$  e  $M_2$ ). Já para as moléculas próximas à interface líquido-gás (moléculas  $M_3$  e  $M_4$ ), há o surgimento de uma força resultante das forças de coesão não equilibradas, responsável pelo aparecimento da tensão superficial.

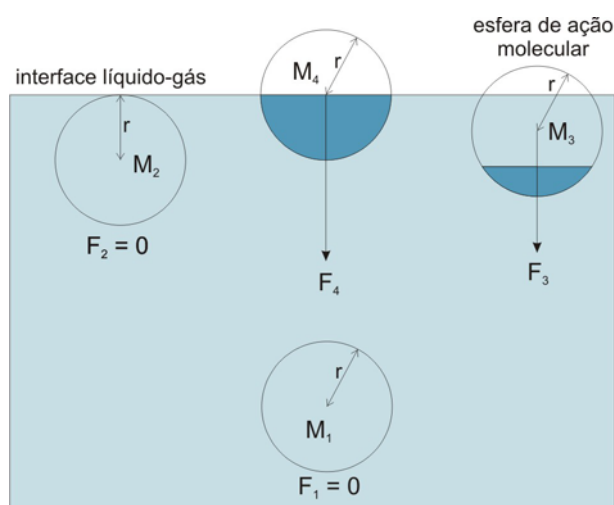


Figura 5 – Forças nas moléculas de um líquido (Modificado de LIBARDI, 2005).

Por definição, tensão superficial de um líquido é o trabalho por unidade de área gasto para distender a superfície deste líquido. É equivalente a uma força por unidade de comprimento. Em outras palavras, a tensão superficial atua na superfície de qualquer líquido como uma força  $F$  contrátil, tangente à superfície e numericamente igual ao trabalho necessário para trazer do interior para a superfície do líquido um número suficiente de moléculas para criar uma superfície de área unitária.

### 2.4.2 Capilaridade

A capilaridade é um fenômeno que se manifesta em tubos de pequeno diâmetro postos em um líquido, resultado da tensão superficial e da tendência de a água molhar a superfície do tubo, tendo relação direta com a componente de sucção total no solo.

Em decorrência da tensão superficial, a superfície se contrai e deixa de ser plana. Desta forma, surge um diferencial de pressão entre as duas faces, produzindo o fenômeno de capilaridade, que provoca uma ascensão (ou depressão) capilar de altura  $h_c$ , de forma a equilibrar as forças na direção vertical.

A curvatura do menisco, por convenção, é considerada negativa quando o seu centro de curvatura localiza-se fora da fase líquida, ou seja, quando a superfície do líquido é côncava, como no caso da água (Figura 6a). Neste caso, a pressão na água é negativa em relação à atmosfera, ocorrendo então a ascensão capilar. Já para os casos em que o menisco seja convexo, como o de mercúrio em um vidro, ocorre o contrário, resultando numa depressão capilar (Figura 6b).

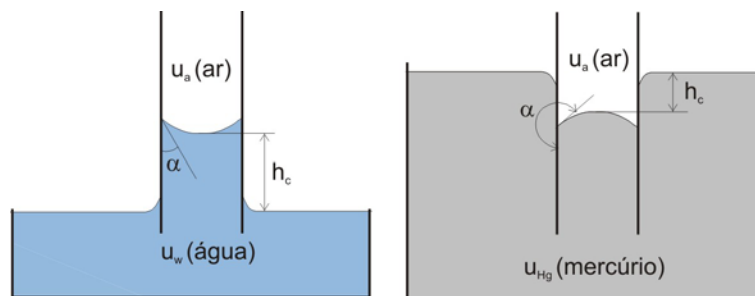


Figura 6 – (a) ascensão capilar em água; (b) depressão capilar em mercúrio (Modificado de LIBARDI, 2005)

Por meio do emprego da fórmula de Laplace e de algumas simplificações, a altura da ascensão capilar pode ser determinada através da Equação 1:

$$h_c = \frac{2 \cdot T_s \cdot \cos \alpha}{\rho \cdot g \cdot r} \quad \text{Equação 1}$$

Sendo,  $T_s$  e  $\rho$  a tensão superficial e a massa específica característicos do líquido, respectivamente,  $g$  a aceleração da gravidade,  $r$  o raio do tubo capilar e  $\alpha$  o ângulo de contato sólido-líquido.

O material geológico pode ser considerado como um emaranhado de capilares de diferentes formas, diâmetros e arranjo. Quando a água se aloja nestes espaços formam-se meniscos de todas as sortes, onde cada material tem seu ângulo de contato. Por sua vez,  $\alpha$  é característico para uma dada combinação líquido-sólido-gás e depende, principalmente, das forças de adsorção entre as moléculas.

### **2.4.3 Adsorção**

Pode ser entendida como a retenção de água na superfície dos sólidos como filmes que envolvem ou recobrem as partículas. É originada da resultante das forças de atração e repulsão entre moléculas de água e superfícies sólidas, notavelmente nos minerais de argila. A Figura 7 ilustra a retenção de água num solo drenado devido ao efeito das forças capilares e das forças de adsorção, as quais, em conjunto, dão origem ao potencial mátrico.

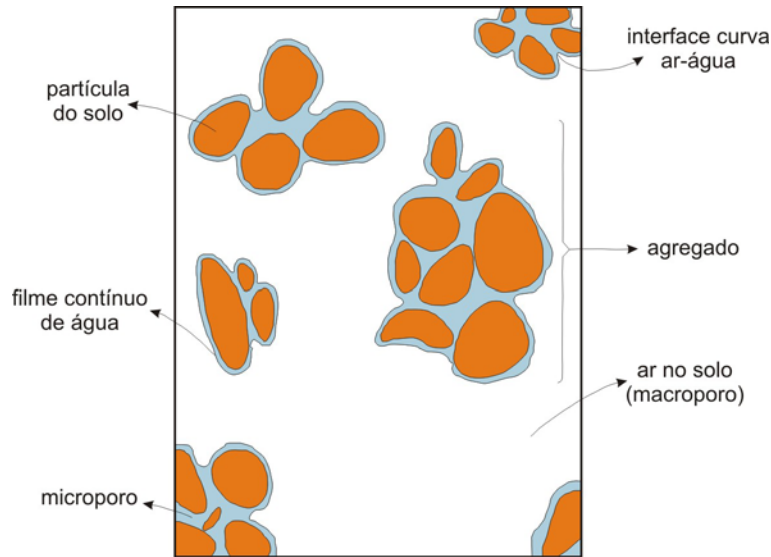


Figura 7 – Retenção da água por agregados do solo após a drenagem (Modificado de LIBARDI, 2005).

## 2.5 Potenciais da água no material poroso

O fluxo de água nos materiais porosos, seja em meio saturado ou não saturado, ocorre basicamente devido à diferença de potencial total existente entre dois pontos. Portanto, é de fundamental importância o conhecimento destes potenciais.

O potencial da água pode ser decomposto nas seguintes parcelas: pneumático, gravitacional, osmótico e matricial, conforme apresentado na Equação 2.

$$\psi_T = \psi_P + \psi_G + \psi_O + \psi_M$$

Equação 2

Sendo:

$\psi_T$  – Potencial total

$\psi_P$  – Potencial de pressão, aplicáveis em caso de saturação e correspondente à pressão de líquido relativo à medida na vertical do ponto até a superfície piezométrica.

$\psi_G$  – Potencial gravitacional, que está relacionado à energia potencial gravitacional da molécula de água, e tomado como uma medida vertical entre o ponto onde ela se localiza e um referencial de posição.

$\psi_O$  – Potencial osmótico, causado por diferenças de concentração de sais na água do meio poroso, ocasionando sucção osmótica no meio como tentativa equalizar as concentrações.

$\psi_M$  – Potencial matricial, relativo à ação combinada das forças capilares e de adsorção exercidas na interface sólido-líquido-ar, que tendem a gerar sucção matricial (pressão negativa).

Segundo Fredlund e Rahardjo (1993), a sucção total ( $\psi$ ) é definida como a pressão negativa exercida pelos potenciais osmóticos e matriciais. Entretanto, em aplicações de fluxo de escala regional, é comum tratar a sucção total como somente àquela referente aos potenciais matriciais, desconsiderando, portanto, o efeito da variação nas concentrações de sais.

## 2.6 Retenção de água

A umidade volumétrica  $\theta$  quando representa em função da sucção  $\psi$  define a curva de retenção, que é uma ferramenta conceitual e interpretativa útil para o entendimento do comportamento dos solos não saturados. Sendo assim, a Figura 9 apresenta uma típica curva de retenção com destaque para os principais trechos, sendo  $\theta_s$  e  $\theta_r$  as umidades volumétricas saturada e residual, respectivamente.

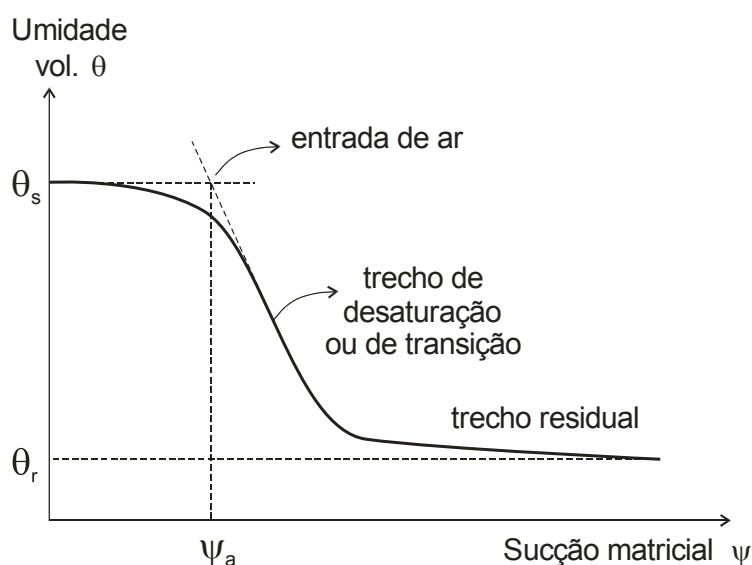
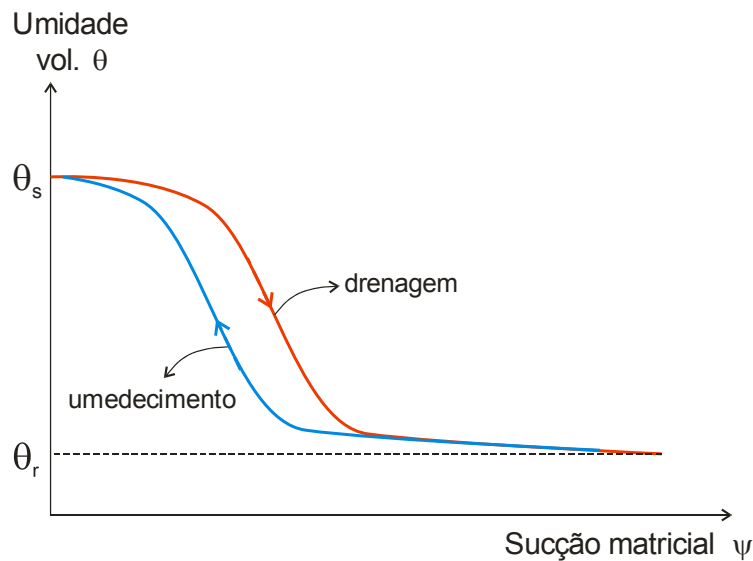


Figura 8 – Exemplo de curva de retenção destacando os diferentes trechos.

Hilel (1971), Presa (1982) e outros autores constataram que a curva de retenção se comporta de maneira distinta em função da trajetória de secagem ou de umedecimento do meio poroso, como mostra a Figura 9 que caracteriza o fenômeno de histerese.



**Figura 9 – Fenômeno de histerese.**

A curva de retenção pode ser determinada por meio de ensaios de laboratório, como através das técnicas da câmara de pressão, funil de placa porosa, papel filtro, bomba de fluxo, etc, ou em campo, através da utilização de aparelhos denominados tensiômetros. A Tabela 1 apresenta um resumo com as principais características destas técnicas.

Outro ponto importante a ser mencionado é que, dependendo do nível de sucção, solos argilosos podem apresentar condutividade hidráulica maior que solos arenosos, que, teoricamente, tem diâmetros de poros maiores. Este comportamento pode ser explicado pelo fato de ser mais difícil retirar água de solos com diâmetros de poros menores. Em outras palavras, o esforço necessário para reduzir a umidade volumétrica neste tipo de solo é maior. A Figura 10 ilustra esquematicamente o comportamento de diferentes solos em função do nível de sucção imposto.

Tabela 1 – Métodos de medida de sucção (Fonte: VILAR, 2006).

Método/ Tipo de sucção	Faixa de medida (kPa)	Observações
Blocos porosos / matricial	10 a 1000	- baseia-se na condutividade elétrica dos materiais porosos - Desvantagens: solubilidade do gesso, histerese pronunciada, sensível a altas sucções; - Tempo de equilíbrio de semanas
equilíbrio da fase vapor / total	acima de 400	- Solução com concentração conhecida; Umidade relativa; sucção total; - Amostra de solo em dessecador sem contato com a solução até o equilíbrio de peso; - Tempo de equilíbrio demorado.
extrato da solução do solo / osmótica	todos	- Condutividade elétrica do extrato da solução; - Concentração de solutos; - Extrato + psicômetros: Resultados precários
funil de placa porosa / matricial	0 a 90	- Sucção aplicada diretamente à amostra - Indicado para determinar baixas sucções; - Tempo de equilíbrio: Horas.
membrana de pressão / matricial	até 10000	- Emprega a técnica da translação de eixos; - Emprega membrana de celulose; - Tempo de equilíbrio: Dias
papel filtro com e sem contato / matricial e total	30 a 30000	- Depende do contato com o solo; - Necessita de calibração do papel; - deve-se evitar formação de fungos; - grande precisão na pesagem; - tempo de equilíbrio: 7 a 30 dias.
placa de pressão / matricial	0 a 1500	- emprega a técnica de translação de eixos; - depende da pressão de entrada de ar da pedra porosa; - tempo de equilíbrio: horas.
psicômetros / total e osmótica	100 a 8000	- depende de controle rigoroso da temperatura; - mais indicados para laboratórios; - tempo de equilíbrio: minutos
tensiômetros / matricial	0 a 100	- tempo de resposta dependente da condutância da pedra porosa.

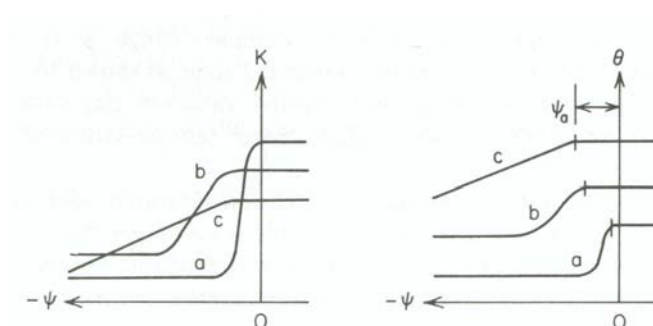


Figura 10 - Comportamento típico dos solos em função da sucção: (a) arenoso; (b) silty; (c) argiloso. (Fonte: FREEZE e CHERRY, 1979)



### 2.6.1 Equações de ajuste para as curvas de retenção

Como tentativa de representar matematicamente os mecanismos físicos de retenção nos materiais geológicos, inúmeras foram as equações de ajuste propostas, sendo as mais empregadas as de Brooks e Corey (1964), Van Genuchten (1980) e a de Fredlund e Xing (1994), mostradas na Tabela 2. Ressalta-se que os pares de valores  $\theta$  (umidade volumétrica) e  $\psi$  (sucção matricial [cm]) são obtidos por uma das técnicas de ensaio descritas na Tabela 1.

**Tabela 2 – Equações de ajuste das curvas de retenção e respectivos parâmetros de ajuste.**

Autor	Equação	Parâmetros de ajuste
Brooks e Corey (1964)	$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{\psi_a}{\psi} \right)^\lambda + \theta_r \rightarrow se \psi > \psi_a$ $\theta = \theta_s \rightarrow se \psi < \psi_a$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <math>\psi_a</math> : pressão de entrada de ar [cm];</li> <li>- <math>\lambda</math></li> <li>- <math>\theta_s</math> e <math>\theta_r</math></li> </ul>
Van Genuchten (1980)	$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left(1 +  \alpha\psi ^n\right)^m}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <math>\alpha</math> [1/cm]</li> <li>- <math>n</math></li> <li>- <math>m = 1 - (1/n)</math></li> <li>- <math>\theta_s</math> e <math>\theta_r</math></li> </ul>
Fredlund e Xing (1994)	$\theta = \theta_s \left[ 1 - \frac{\ln\left(1 + \frac{\psi}{\psi_r}\right)}{\ln\left(1 + \frac{10^6}{\psi_r}\right)} \right] \left[ \frac{1}{\ln\left(e + \left(\frac{\psi}{a}\right)^n\right)} \right]^m$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <math>\psi_r</math> : sucção correspondente a <math>\theta_r</math>;</li> <li>- <math>a</math> : valor aproximado da pressão de entrada de ar;</li> <li>- <math>n</math></li> <li>- <math>m = 1 - (1/n)</math></li> <li>- <math>\theta_s</math> e <math>\theta_r</math></li> </ul>

## 2.7 Condutividade hidráulica

Descrita primeiramente pelo engenheiro Henry Darcy em 1856, a condutividade hidráulica  $K$  é uma propriedade do meio poroso que descreve a facilidade com que água atravessa esse meio. Ela corresponde ao fator de proporcionalidade entre a vazão específica ( $Q/A$ ) e o gradiente hidráulico  $i$ .

Porém, a condutividade hidráulica não é um parâmetro dependente somente do meio poroso em questão. As características do fluido e do meio também influem

em sua magnitude. Experimentalmente, verifica-se que a condutividade hidráulica ( $K$ ) de um meio poroso rígido pode ser obtida pela Equação 3:

$$K = k \cdot \frac{\rho}{\mu} \cdot g \quad \text{Equação 3}$$

Sendo:

$k$  – permeabilidade intrínseca;

$\rho$  - massa específica do fluido;

$\mu$  - viscosidade dinâmica do fluido;

$g$ – aceleração da gravidade.

A permeabilidade intrínseca  $k$  depende do arranjo geométrico das partículas do meio e da umidade, que determinam a seção transversal útil para o fluxo. Sua magnitude será tanto maior quanto maiores forem as dimensões dos poros e a conectividade entre eles.

A percolação do fluido no meio poroso se processa normalmente em regime laminar, e as suas características  $\rho$  e  $\mu$  são afetadas pela temperatura, pressão e concentração de sais solúveis. A aceleração da gravidade  $g$  é a característica do meio ambiente que interfere na condutividade hidráulica.

Dependendo da saturação do meio, tem-se a condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  (quando  $S=100\%$ ) ou a não saturada  $K(\theta)$  ( $S<100\%$ ). Ambos os casos são descritos pela equação de Darcy, porém, no último, a condutividade hidráulica é dada em função do grau de umidade volumétrica ( $K = K(\theta)$ ).

Em um solo saturado quando submetido à drenagem, o ar gradativamente ocupa os espaços deixados pelos poros maiores e, em seguida, pelos poros menores, tornando-se menos saturado (menos úmido). Neste processo de perda de umidade, o volume de ar nos poros provoca uma descontinuidade que dificulta o fluxo de água como líquido. Além disso, segundo Hillel (1971), pode ainda acontecer uma retração dos poros, o que contribui para uma redução da condutividade hidráulica.

De modo geral, a curva  $K(\theta)$  versus  $\theta$  apresenta uma forma exponencial na qual o aumento de  $K$  é diretamente proporcional ao aumento de  $\theta$ . Para umidades

baixas, a variação de  $K$  é em geral menos acentuada do que para umidades maiores, onde pequenos aumentos de umidade podem gerar uma grande variação de  $K$ .

## **2.8 Métodos para determinação da condutividade hidráulica não saturada em campo**

Os ensaios de infiltração de campo são normalmente realizados a partir da aplicação de água em um local específico e de área pré-definida. Dentre os métodos de campo empregados para a determinação da condutividade hidráulica não saturada destacam-se: permeâmetro de Guelph, perfil instantâneo e o método de umidade de Libardi.

### **2.8.1 Permeâmetro Guelph**

O permeâmetro do tipo Guelph é um equipamento que opera sob carga hidráulica constante com base no princípio do frasco de Mariotte, como mostra a Figura 11. Requerendo pouco volume de água nos ensaios e de operação simples em campo, constitui-se num método prático para a determinação da condutividade hidráulica saturada e do potencial matricial de fluxo.

O contato da água com o solo é realizado a partir de pequenos furos cilíndricos no solo, mantendo-se neles um nível de água constante. Os níveis de água no interior do reservatório são monitorados até que a taxa de infiltração se estabilize



**Figura 11 – Permeômetro do tipo Guelph.**

A função empírica proposta por Gardner (1958) pode ser utilizada para determinação da condutividade hidráulica não saturada utilizando-se dados do permeômetro Guelph, da seguinte forma (Equação 4):

$$K(\psi) = K_{sat} \cdot e^{\alpha(\psi - \psi_e)}$$

**Equação 4**

Sendo,

$K(\psi)$  – condutividade hidráulica não saturada;

$K_{sat}$  – condutividade hidráulica saturada;

$\alpha$  – parâmetro empírico dependente da textura do material;

$\psi$  – potencial matricial (sucção);

$\psi_e$  – pressão de entrada de ar – obtida a partir da curva de retenção.

Tanto  $K_{sat}$  quanto  $\alpha$  são determinados com os dados de ensaio, sendo que este último advém da seguinte simplificação (Equação 5):

$$\alpha = \frac{K_{sat}}{\phi_m} \quad \text{Equação 5}$$

Sendo  $\phi_m$  o potencial de fluxo mátrico [ $L^2T^{-1}$ ].

As relações empíricas utilizadas para a determinação de  $K_{sat}$  e  $\phi_m$  serão apresentadas no item 3.3.3.5.

Apesar de constituir um método prático de avaliação da condutividade hidráulica, sua principal limitação é considerar apenas uma área pequena, não refletindo condições heterogêneas do material geológico.

## 2.8.2 Perfil instantâneo

Desenvolvido inicialmente por Watson (1966), o método do perfil instantâneo se caracteriza como é um método de campo que apresenta as vantagens da obtenção de medidas diretas no campo, apresentando uma maior precisão dos valores de condutividade hidráulica, além da maior representação em termos de área ensaiada. Por outro lado, o método configura-se como trabalhoso, requerendo grandes volumes de água, consumo de tempo e de mão de obra desde a instalação até a manutenção.

A proposta inicial de Watson (1966) foi aperfeiçoada por Hillel *et al.* (1972), que destaca a importância da obtenção de uma função da condutividade e o conteúdo de água ao longo do perfil, além da praticidade e aplicabilidade do método. Seu método pode ser considerado mais realístico por quantificar diretamente cada componente da equação de Richards (RICHARDS *et al.*, 1956): o fluxo de água, por meio da medida da variação do seu armazenamento ao longo do perfil, e o gradiente de potencial total, por meio da medida do potencial mátrico por tensiômetros.

Para a aplicação deste método, uma área de solo suficientemente grande é escolhida para que os processos no centro não sejam influenciados pelos efeitos de

borda. A superfície de solo é então mantida com uma lâmina de água, de tal modo que o perfil se torne tão úmido quanto possível até a profundidade de interesse. Esta condição pode ser percebida a partir da variação praticamente nula do teor de umidade volumétrica e do potencial mátrico com o tempo de infiltração ao longo do perfil. Em seguida, interrompe-se a infiltração e inicia-se o monitoramento periódico do perfil de umidade, que tem como objetivo avaliar o processo de drenagem interna e redistribuição da água.

A obtenção da umidade volumétrica ao longo do tempo pode ser feita através de sondagem direta com auxílio de trado ou mesmo com a utilização de equipamentos como sonda de nêutrons, TDR (Time Domain Reflectometer) ou tensiômetros, correlacionando-se os valores de sucção à curva de retenção.

Para que o tratamento matemático de obtenção das funções de condutividade hidráulica seja possível, os autores utilizaram-se de condições de contorno que não contemplavam fluxo de água pela superfície após a interrupção da infiltração. Sendo assim, é necessário que se faça em campo a cobertura da área com uma capa plástica de modo a minimizar a evaporação e a entrada de água pela superfície.

Com este procedimento, procura-se chegar a uma solução para a equação de Richards na direção vertical. Para tanto, são especificadas as seguintes condições de contorno para este problema:

$$t = 0 \Rightarrow z > 0 \Rightarrow \theta_0 = \theta_0(z)$$

$$t > 0 \Rightarrow z = \infty \Rightarrow \theta = \theta_t$$

$$t > 0 \Rightarrow z = 0 \Rightarrow K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} = 0$$

Sendo:

$\theta_0$  – umidade volumétrica no instante zero da redistribuição (fim da infiltração);

$\theta_t$  – condição inicial de umidade (antes da infiltração).

A partir destas condições de contorno, a equação de Richards pode ser escrita na forma da Equação 6:

$$K(\theta)|_z = \frac{-\int_0^z \frac{\delta\theta}{\delta t} dZ}{\frac{\partial\phi_t}{\partial z}|_z}$$

Equação 6

O método de Hillel *et al.* (1972) prevê, portanto, a obtenção destes quocientes a partir dos dados de umidade e de potencial mátrico obtidos periodicamente. O método de Libardi *et al.* (1980), por outro lado, propõe outra equação para representar  $\theta$ , como descrito a seguir.

### 2.8.2.1 Método de umidade de Libardi *et al.* (1980)

O método proposto por Hillel *et al.* (1972) exige o controle dos potenciais mátricos em campo, além do conteúdo de água no perfil, o que poderia tornar o ensaio bastante dispendioso. Como alternativa, Libardi *et al.* (1980) propuseram um método no qual a equação de Richards pode ser solucionada com base em funções que representam o conteúdo de água no perfil de solo.

O ensaio proposto por Libardi *et al.* (1980) visa determinar os valores de condutividade hidráulica em campo para diferentes profundidades. É um ensaio de infiltração de grandes dimensões cuja formulação matemática é fundamentada na equação de Richards para os solos não saturados. Os procedimentos para a realização deste ensaio, que serão detalhados adiante, consistem basicamente em duas etapas: a de saturação do um perfil de solo até uma profundidade definida e a de medição das umidades para diversas profundidades em diferentes tempos, depois de cessada a infiltração e prevenida a evaporação. Seguindo estes procedimentos, além de ser possível a análise da redistribuição de água ao longo do perfil, Libardi conseguiu impor algumas simplificações à equação de Richards que, por conseguinte, resultou na Equação 7:

$$\theta(z,t) = \theta_0(z) + \beta(t)$$

Equação 7

Onde  $\theta_0(z)$  é a umidade volumétrica no perfil inicial,  $\theta(z,t)$  a umidade volumétrica no perfil depois de determinado tempo e  $\beta$  um fator que depende só do tempo (t).

Por meio de relações matemáticas e simplificações, o autor desenvolve as seguintes relações:

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} \ln \frac{\gamma K_0}{az} \quad \text{Equação 8}$$

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln t + \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln \frac{\bar{\gamma} K_0}{z} \quad \text{Equação 9}$$

Sendo  $\bar{\theta}_0$  e  $\bar{\theta}$  os teores de umidade médios,  $\gamma$  uma constante, e  $\bar{\gamma}$  o seu valor médio.

Fazendo-se uma regressão linear de  $(\bar{\theta}_0 - \bar{\theta})$  versus  $\ln t$ , pode-se calcular o valor de  $K_0$ . Conhecidos os valores de  $K_0$  e  $\gamma$  de cada profundidade, obtém-se diretamente a equação que relaciona a condutividade hidráulica com o conteúdo de água, conforme a Equação 10:

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

Em resumo, para o estabelecimento de função  $K(\theta)$ , numa dada profundidade  $z$ , Libardi (2000 e 2005) sugere o seguinte procedimento:

1. Delimitar uma área de 5mX5m.
2. Colocar água até infiltração em regime estacionário.
3. Parar a aplicação de água e cobrir a superfície do solo com uma capa plástica e, logo em seguida medir a umidade do solo desde a superfície até a profundidade  $z$ . Este é considerado o tempo zero ( $t=0$ ) de redistribuição.
4. Medir  $\theta$  desde a superfície do solo até a profundidade  $z$  durante aproximadamente 20 dias.
5. Fazer o gráfico de  $\theta_0 - \theta$  versus  $\ln t$  de cada profundidade  $z$  para  $t > 1$  dia. O coeficiente angular desta curva é igual a  $1/\gamma$ .
6. Fazer o gráfico de  $\theta_0 - \theta$  (média até  $z$ ) versus  $\ln t$  também para  $t > 1$  dia e calcular  $K_0$  a partir dos coeficientes angular e linear da respectiva equação.
7. Com os valores de  $\theta_0$ ,  $\gamma$  e  $K_0$  a relação de  $K(\theta)$  pode ser automaticamente encontrada.



## 2.9 Infiltração

Segundo Green e Ampt (1911), infiltração é a entrada de água no solo através de sua superfície (interface solo-atmosfera), sendo seu valor da infiltração depende da ocorrência, intensidade e duração da precipitação, temperatura, umidade, velocidade do vento, características e espessura do solo (ou rocha acima do NA), superfície topográfica, vegetação e uso do solo (MENON, 1995).

O parâmetro normalmente utilizado para quantificar a infiltração da água no solo é a capacidade de infiltração, que é expressa em termos de velocidade ou a taxa de infiltração máxima, referente à quantidade potencial de água que o solo é capaz de absorver com as condições instantâneas de umidade e potenciais hidráulicos.

Geralmente a taxa de infiltração no início do processo é alta, decaindo rapidamente e tendendo, com o tempo, a um valor constante conforme ilustra a Figura 12. Esta alta taxa de infiltração inicial se deve à existência de um elevado gradiente hidráulico gerado pela grande diferença de potencial matricial entre as zonas secas e úmidas da frente de umedecimento.

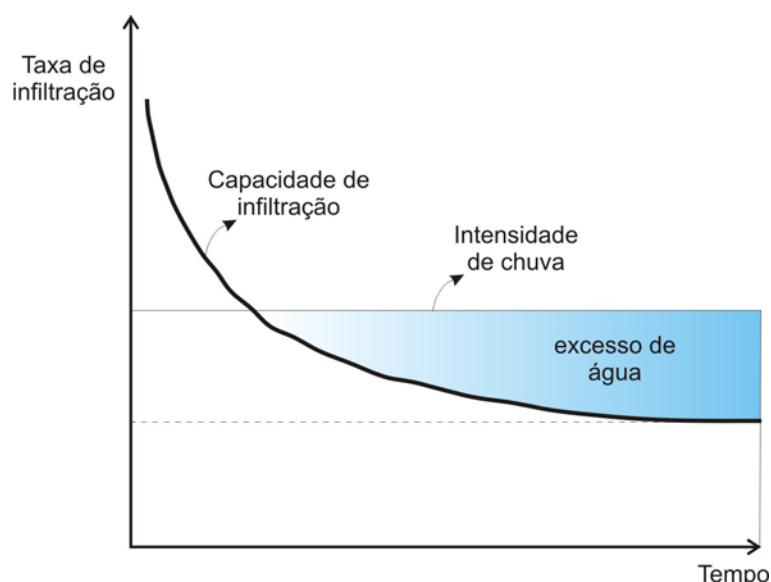


Figura 12 – Variação da capacidade de infiltração com o tempo durante um evento de chuva constante.

No decorrer do processo, à medida que o solo vai se umedecendo, os potenciais mátricos decaem para valores que tendem a zero, a partir de onde os

gradientes hidráulicos passam a ser comandados quase que exclusivamente pelo potencial gravitacional. Acompanhando a queda dos potenciais mátricos, a curva de capacidade de infiltração tende a um valor constante que está associado ao estado de saturação do solo e, conseqüentemente, à condutividade hidráulica saturada. Cabe ressaltar que, a capacidade de infiltração pode ser regida pelas características das camadas superficiais ou também da seqüência das camadas, conforme cita Parlange *et al.* (1980).

Caso o volume de água disponível em superfície seja menor que a capacidade de infiltração do solo, todo volume irá infiltrar. No entanto, quando a quantidade de água disponível for maior que a capacidade de infiltração do solo, um excesso de água se formará na superfície do solo ou se transformará em escoamento superficial, conforme ilustra a Figura 12.

A infiltração é um processo dinâmico, onde as variações ocorrem no tempo e no espaço. Segundo EPA (1998), a distribuição da água pode ser representada e analisada em 5 diferentes zonas (Figura 13):

1) Zona Saturada: refere-se à porção cujos vazios estão totalmente preenchidos por água, sendo sua profundidade dependente do intervalo de tempo em que ocorre a infiltração, podendo se estender de poucos milímetros a poucos centímetros;

2) Zona de transição: zona intermediária entre as de saturação e de transmissão, caracterizada por grande variação da umidade em profundidade, cuja extensão é normalmente de poucos centímetros.

3) Zona de Transmissão: zona onde as forças gravitacionais comandam o processo de fluxo, resultando em pequena variação de umidade em profundidade.

4) Zona de Umedecimento: zona em que ocorre a transição de predomínio entre os potenciais gravitacionais e mátricos dos materiais geológicos, sendo caracterizada pela rápida diminuição da umidade em profundidade.

5) Frente de Molhamento: linha que define o limite entre as zonas seca e úmida. O aspecto é definido pelas características mátricas (capilares) do material geológico, tendendo a se apresentar horizontalizada quanto menor a pressão de entrada de ar e a inclinação do trecho de desaturação da curva de retenção (Figura 8).

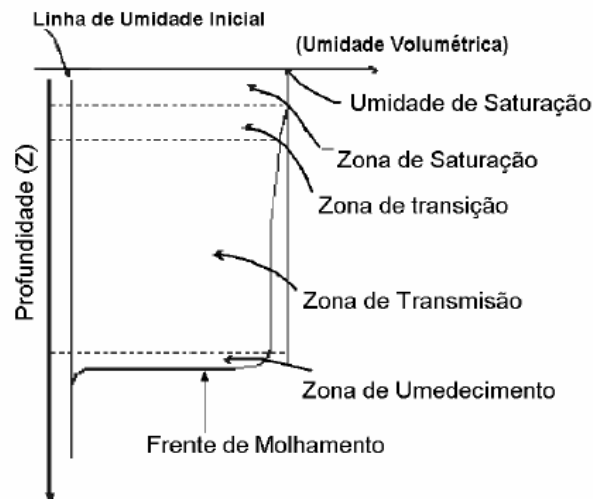


Figura 13 – Zonas do processo de infiltração (Fonte: PALMA, 2004)

Quanto ao aspecto temporal, três estágios ainda podem ser citados: infiltração, redistribuição e drenagem. No primeiro, ocorre o umedecimento progressivo do solo, partindo de um perfil de umidade inicial. A redistribuição ocorre depois de cessada a entrada de água, a partir do movimento descendente da mesma. Ocorre um decréscimo da umidade com o tempo, sendo que parte da água das camadas superiores flui para porções mais profundas. No último, ocorre uma homogeneização da umidade ao longo do perfil, havendo uma diminuição constante, até o solo chegar à capacidade de campo.

Por sua vez, segundo a definição de Veihmeyer e Hendrickson (1931), capacidade de campo refere-se à umidade volumétrica retida no material geológico após este ser submetido à drenagem livre. Nestas condições, a velocidade descendente de fluxo torna-se praticamente nula pelo fato da resultante entre as forças gravitacionais e matriciais também tenderem a se anular.

A capacidade de campo constitui um valor prático de umidade para atividades de manejo do solo em agricultura, segundo as considerações de Reichardt (1986). Porém, em termos físicos, estudos indicam que esta não possui um valor fixo, uma vez que o movimento de água pode se processar por dias ou meses (HILLEL, 1980; REICHARDT, 1988). Há ainda estudos que procuram associar a capacidade de campo a um valor de sucção entre 10 e 33 kPa (SWAIN e SCOTTER, 1988), porém estes são considerados controversos devido a não existência de consenso na definição do tempo de drenagem para atingir o equilíbrio (SALTER e WILLIAMS, 1965).

Em função da complexidade de fatores intervenientes no processo de infiltração e da importância que a mensuração de sua magnitude tem para diversos ramos da ciência, inúmeros modelos foram desenvolvidos para descrever o processo de infiltração no solo, cada qual contendo sua especificidade.

### ***2.9.1 Classificação dos modelos de infiltração***

De acordo com EPA (1998), existem diversas categorias de modelos de infiltração que podem ser classificadas em função do objetivo do estudo, condições limites e natureza do sistema superficial. Porém, é comum a adoção de uma classificação simplificada dos modelos de acordo com a sua natureza em empíricos e teóricos, como mencionado por Scott (2000) e Skonard (2002).

#### **2.9.1.1 Modelos de base teórica**

Os modelos teóricos são regidos pelas leis físicas de fluxo em meios porosos, que normalmente são baseadas na equação de Richards (ver Equação 54 do item 2.12.1) ou mesmo na equação de Darcy, a partir da qual a equação de Richards foi desenvolvida.

Dentre os modelos teóricos, destacam-se os de Green-Ampt, Philip e Morel-Seytoux, etc. Tais modelos, apesar de serem baseados em equações que descrevem o movimento da água em meios porosos, comumente superestimam a infiltração por não incorporarem em suas formulações as características variáveis da estrutura do solo (BRAKENSIEK e RAWLS, 1983).

#### ***Equação de Green-Ampt***

O modelo proposto por Green e Ampt (1911) foi um dos pioneiros para descrever fisicamente o processo de infiltração da água no solo, e se caracteriza pela facilidade de obtenção dos parâmetros para sua utilização e a sua possibilidade de adaptação a diversos cenários. Por outro lado, o modelo considera apenas solos homogêneos e assume que o movimento da água ocorre à semelhança de um pistão, em que a frente de molhamento apresenta um limite bem definido entre as

zonas úmida e seca (mudança abrupta do valor de umidade). Segundo alguns autores, esta é uma característica que faz com que este modelo se adapte melhor a materiais geológicos de maior condutividade hidráulica e menor pressão de entrada de ar da curva de retenção.

As premissas básicas nas quais o modelo se apóia são:

- o fluxo vertical de água obedece à lei de Darcy;
- a sucção na frente de saturação permanece constante, em função do tempo e da posição; e
- uma altura constante de água é mantida na superfície do solo.

As equações básicas deste modelo são:

$$\frac{1}{K_s} = \left(1 - \frac{\sqrt{2}}{3}\right)t + \frac{\sqrt{2}}{3}\sqrt{\chi t + t^2} + \left(\frac{\sqrt{2}-1}{3}\right)\chi[\ln(t + \chi) - \ln \chi] + \dots$$

$$\dots + \frac{\sqrt{2}}{3}\chi \left[ \ln\left(t + \frac{\chi}{2} + \sqrt{\chi t + t^2}\right) - \ln \frac{\chi}{2} \right]$$

**Equação 11**

$$\frac{q}{K_s} = \frac{\sqrt{2}}{2}\tau^{-1/2} + \frac{2}{3} - \frac{\sqrt{2}}{6}\tau^{1/2} + \frac{1-\sqrt{2}}{3}\tau$$

**Equação 12**

Com:

$$\chi = \frac{(h_s - h_f)(\theta_s - \theta_0)}{K_s}$$

**Equação 13**

$$\tau = \frac{t}{t + \chi}$$

**Equação 14**

Sendo  $q$  é a taxa de infiltração (cm/h);  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada (cm/h);  $t$  é o tempo (h);  $h_s$  é a espessura da superfície de ponding ou a pressão capilar superficial (cm);  $h_f$  é a pressão capilar na frente de umedecimento

(cm);  $\theta_s$  é a umidade volumétrica de saturação ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ); e  $\theta_0$  é a umidade volumétrica inicial ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ).

Devido à simplicidade deste modelo e a necessidade de aperfeiçoamento em materiais geológicos com características diferentes, diversas adaptações foram propostas com objetivos específicos, tais como relatadas em Hillel e Gardner (1970); Mein e Larson (1973); Morel-Seytoux e Kanji (1974); James e Larson (1976); Chu (1978); Hachun e Alfaro (1980); Moore (1981); Flerchinger *et al.* (1988); Philip (1993) e Swarzendruber (2000).

### ***Equação de Philip***

A equação simplificada apresentada por Philip (1957) é também válida para fluxo unidimensional, e é escrita conforme a Equação 15.

$$I(t) = S \cdot t^{1/2} + A \cdot t$$

**Equação 15**

Em que  $t$  é o tempo de infiltração (h);  $S$  é a sorptividade ( $\text{cm}/\text{h}^{1/2}$ ), que é o parâmetro que governa os estágios iniciais de infiltração, quando os potenciais mátricos são elevados;  $A$  é a taxa de infiltração constante após longos períodos ( $\text{cm}/\text{h}$ ); e  $I(t)$  é a infiltração acumulada (cm) no tempo  $t$ .

Nestas condições, equação é fisicamente correta para os tempos limites ( $t \rightarrow 0$  e  $t \rightarrow \infty$ ), sendo que  $S$  está relacionado aos potenciais mátricos do solo no início do processo de infiltração enquanto que  $A$  está intimamente relacionada com a condutividade hidráulica saturada. Embora o modelo seja de natureza física, os parâmetros  $S$  e  $A$  devem ser ajustados experimentalmente.

### ***Equação de Richards***

A equação de Richards é uma equação diferencial de base física que tem sido tratada como a governadora dos processos de fluxo saturado ou não saturado em meios porosos, sendo amplamente utilizada em softwares para simulações de

fluxo de modo geral. A proposição da equação de Richards se originou nas equações de Darcy-Buckingham e da continuidade, e sua dedução apresenta-se no item 2.12.1.

A equação de Richards não apresenta solução analítica simples, o que faz com que os softwares se utilizem de técnicas numéricas juntamente com condições de contorno pré-estabelecidas para sua resolução. Dentre tais técnicas numéricas, destacam-se o método das diferenças finitas (MDF) e o método dos elementos finitos (MEF), que são comumente empregadas em softwares destinados à resolução dos problemas de fluxo.

### **2.9.1.2 Modelos de base empírica**

Os modelos empíricos constituem as equações que são obtidas a partir de ajustes de funções matemáticas para resultados de ensaios de infiltração em campo.

Segundo Brandão *et al.* (2003), a principal vantagem dos modelos empíricos está ligada ao fato de permitir relacionar os parâmetros do modelo a características do solo, sem que estes obrigatoriamente tenham significado físico e englobar na determinação de suas constantes alguns fatores que são difíceis de serem considerados nos modelos físicos. Por outro lado, a principal desvantagem refere-se aos dados ajustados, que são válidos somente para as condições de contorno em que foram determinados, não podendo ser adotados para outros tipos de solos. Além disso, as equações empíricas visam quantificar a infiltração em termos de lâmina de água com o tempo, não fornecendo informações sobre o fluxo em subsuperfície nem sobre a redistribuição de água no solo.

Dentre os modelos empíricos, destacam-se os de Kostiakov (1932), Horton (1940), e Holtan (1961).

O modelo de Kostiakov (1932) apresenta valor de taxa de infiltração inicial tendendo para o infinito e taxa de infiltração para longos valores de tempo tendendo a um valor próximo a zero, e não a um valor constante tendendo à condutividade hidráulica saturada. Para eliminar a deficiência da taxa de infiltração tender a zero quando o tempo tende a infinito, foi proposta a equação de Kostiakov modificada (KOSTIAKOV-LEWIS, 1945, citado por BRANDÃO *et al.*, 2003).

O modelo de Horton (1940), por sua vez, inclui considerações sobre as condições da superfície do solo, como o efeito de compactação natural causado pelo

impacto das gotas de chuva, fenômenos de expansão e contração do solo, dentre outros. Neste modelo, a taxa de infiltração se aproxima de um valor constante, mas freqüentemente é menor que a condutividade hidráulica em solo saturado. Tal diferença se deve à presença de ar ocluso no solo e da incompleta saturação do solo em condições de campo (BRANDÃO *et al.*, 2003).

Já a equação empírica proposta por Holtan (1961) é explicitamente dependente das condições de umidade do solo. A vantagem deste modelo é que as descrições dos parâmetros são em termos da caracterização do solo e das condições de vegetação. A principal falha, entretanto, é a dependência da identificação da profundidade da zona de controle, pois nela é baseado o volume da umidade armazenada (ESPINOZA, 1999).

Um resumo sobre os principais modelos empíricos é apresentado na Tabela 3, que mostra as equações de infiltração acumulada  $I(t)$  e de infiltração instantânea  $i(t)$ , como resultado da derivação da primeira.

**Tabela 3 – Principais modelos de base empírica.  $I(t)$  – infiltração acumulada;  $i(t)$  – infiltração instantânea (Fonte: SILVA, 2009).**

<b>Modelo</b>	<b>Equações</b>	<b>Observações</b>
Kostiakov (1932)	$I(t) = \alpha t^\beta$ $i(t) = \alpha \beta (t)^{(\beta-1)}$	$\alpha > 0$ e $0 < \beta < 1$ são constantes empíricas t - tempo
Kostiakov –Lewis (1945)	$I(t) = \alpha t^\beta + i_0 t$ $i(t) = \alpha \beta (t)^{(\beta-1)} + i_0$	$i_0$ – taxa de infiltração básica
Horton (1940)	$I(t) = i_f t + \frac{(i_0 - i_f)}{\gamma} (1 - e^{-\gamma t})$ $i(t) = i_f + (i_0 - i_f) e^{-\gamma t}$	$i_0$ e $i_f$ - vel. de infiltração inicial e final $\gamma$ é uma constante empírica
Holtan (1961)	$I(t) = i_f + ab(\omega - 1)^{1,4}$	$0.25 < a < 0.28$ - constante relativa a condição na superfície; b - fator de escala; $\omega$ - déficit de umidade inicial (cm)

## 2.10 Recarga

Definida como uma parcela da infiltração que atinge a zona saturada, sendo responsável pela sua elevação, a recarga subterrânea direta é uma das componentes do ciclo hidrológico de maior dificuldade de quantificação numa área,



sendo conseqüência das variabilidades temporal e espacial das chuvas e das características dos materiais geológicos superficiais e profundos, topografia, vegetação e uso do solo.

Conceitualmente, Lerner *et al.* (1990) diferencia três tipos de recarga, a saber:

- recarga direta: refere-se à recarga proveniente da precipitação ou irrigação, que ocorre de maneira uniforme em grandes áreas;

- recarga indireta: recarga concentrada a partir de depressões topográficas em superfície, tais como rios e lagos;

- recarga localizada: forma intermediária de recarga resultante da concentração horizontal da água em superfície, na ausência de canais bem definidos.

Rushton (1997) sugere ainda duas terminologias, a recarga real ou efetiva e a recarga potencial. Segundo o autor, recarga real refere-se àquela que realmente atinge a zona saturada e que é normalmente estimada através de estudos da zona saturada, enquanto que a recarga potencial está relacionada ao excesso de água relativo ao balanço entre a precipitação menos a evapotranspiração, que ainda pode sofrer processos como evaporação ou interfluxo na zona não saturada não atingindo assim a zona saturada. Estes dois últimos processos são marcantes sobretudo em locais em que a zona saturada é considerada rasa.

Segundo De Vries e Simmers (2002), estes problemas conceituais normalmente não ocorrem em áreas em que a zona saturada é profunda, muito abaixo da zona de raízes. Sob tais condições, praticamente toda a água que passa pela zona das raízes é assumida como disponível para recarregar a zona saturada, não sofrendo mais influência do fenômeno da evapotranspiração. Embora trabalhos como os de Coudrain-Ribstein *et al.* (1998) e de Adar *et al.* (1995) tenham demonstrado que a extração de água ainda ocorra em profundidades de cerca de 20 m para algumas espécies de árvores, a velocidade de fluxo ascendente é pequena, sendo significativa somente para ambientes áridos.

Balek (1987) propõe uma classificação de recarga em função do tempo:

- Recarga de curta duração: gerada depois de chuva intensa, principalmente em regiões com períodos secos e úmidos não definidos.

- Recarga Sazonal: ocorre regularmente em períodos de degelo, em regiões temperadas, ou períodos úmidos, em regiões com estações definidas.
- Recarga perene: pode ocorrer em partes úmidas dos Trópicos, onde existe um fluxo descendente quase permanente.
- Recarga histórica: aconteceu há muito tempo e contribuiu para a formação dos recursos de água subterrânea atuais.

Os materiais geológicos exercem grande influência na recarga, principalmente nas porções superficiais, como apontado por Balek (1987). Nesta região é que são marcantes os fenômenos de dinâmica das águas, e a característica destes materiais é que vai determinar a separação entre escoamento superficial e infiltração.

A topografia é também mencionada por Scanlon *et al.* (2002), que afirma que a recarga deve ocorrer em altos topográficos e a descarga em baixos topográficos, em regiões úmidas, enquanto que em regiões áridas a recarga geralmente ocorre em baixos topográficos, como rios efêmeros e canais, que propiciam a acumulação de água e posteriores infiltração, percolação e recarga.

A vegetação também cumpre papel importante na recarga, uma vez que a atividade das raízes é variável em função das necessidades biológicas de cada espécie. Neste sentido, a vegetação influi diretamente no processo da evapotranspiração, alterando conseqüentemente os volumes de recarga. Diversos trabalhos apontam esta tendência, como o de Allison *et al.* (1990) em que verificou que a troca de eucaliptos por árvores de raízes curtas praticamente dobrou a recarga numa região da Austrália.

Segundo Custodio (2002), o cálculo da recarga pode ser muito impreciso em função das variabilidades espacial e temporal existentes, das mudanças de uso do solo, além da escala de trabalho. Neste sentido, Lerner *et al.* (1990), sugerem que uma determinada área seja dividida em blocos homogêneos em termos de geologia, morfologia, solos, clima, chuva e vegetação, sendo estes fatores mapeados de forma que possam ser combinados e, conseqüentemente, auxiliar na estimativa da recarga.

Percebe-se, portanto, que uma série de fatores permanentes e dinâmicos está envolvida no processo da recarga, tornando a tarefa de sua determinação ou estimativa laboriosa e objeto de inúmeros estudos.

### **2.10.1 Estimativas de recarga**

A recarga constitui uma parcela do ciclo hidrológico cuja avaliação é essencial para fins de gestão dos recursos hídricos e de controle do transporte de poluentes. Sem a sua adequada avaliação, aquíferos podem ser explorados além dos limites sustentáveis para uma determinada região ou mesmo ser submetido a elevado risco de contaminação em função do uso da área. Sendo assim, e com aumento gradativo dos volumes de exploração e de usos em diversas áreas, torna-se cada vez mais importante a tentativa de quantificação das taxas de recarga.

Esta é uma tendência que se contrapõe à prática comum em hidrogeologia, de se utilizar em modelagens um valor fixo para a recarga, geralmente anual, desprezando assim as variabilidades intervenientes no processo.

Sharma (1986) faz uma revisão sobre os métodos para a estimativa de recarga onde aponta que as escalas espacial e de tempo devem ser dependentes do objetivo que se pretende obter com a informação, sendo a precisão de cada método será diferente em cada caso. Afirma que métodos locais de estimativa podem não ser adequados para escalas regionais em função de custo e de disponibilidade de corpo técnico especializado. Ainda segundo o autor, a recarga tem sido o principal interesse dos hidrogeólogos e sua previsão e estimativa pode ser feitas através de inúmeros métodos classificados entre hidrológicos e de traçadores.

De acordo com Lerner *et al.* (1990), os métodos existentes para a estimativa da recarga podem ser classificados em quatro tipos básicos, sendo que cada um deles pode ser aplicado nos vários estratos (superfície, zona não saturada e zona saturada):

- medidas diretas;
- balanço hídrico;
- aproximações darcynianas;
- técnicas com traçadores.

Scanlon *et al.* (2002) consideram as medidas diretas e as aproximações darcynianas como métodos de base física. Além disso, os autores incluem as

modelagens numéricas como um dos métodos para a estimativa de recarga. Sendo assim, os métodos podem ser classificados entre:

- balanço hídrico;
- de base física;
- técnicas com traçadores;
- modelagens numéricas.

Ressalta-se que qualquer um dos métodos para a estimativa da recarga possui suas potencialidades e limitações. O melhor método dependerá de fatores como o objetivo do estudo e das escalas espacial e temporal (SIMMERS, 1988; SHARMA, 1989; LERNER, *et al.* 1990; LERNER, 1997; ROBINS, 1998).

### 2.10.1.1 Balanço hídrico

Estimativas simples de recarga, muitas vezes grosseiras, podem ser feitas através do emprego da tradicional equação do balanço hídrico, que contempla as variáveis relativas ao ciclo hidrológico, como mostrado pela seguinte equação:

$$R = P - [ES + ET] \quad \text{Equação 16}$$

Sendo,

P- precipitação;

ES – escoamento superficial (ou runoff);

ET – evapotranspiração;

R – recarga.

A recarga seria, portanto, a diferença entre o total de água que entra e o total da água que sai da área de estudo. Algumas parcelas dos fluxos são de fácil determinação, como a precipitação, porém outras muito difíceis, como o escoamento superficial e a evapotranspiração, que é normalmente estimada através de lisímetros e/ou modelos específicos que consideram diversas variáveis climatológicas.

A equação do balanço hídrico ainda pode ser desmembrada a partir da Equação 16, englobando processos de armazenamento na zona não saturada. A vantagem da utilização deste método está na sua flexibilidade, permitindo que seja aplicado em diferentes escalas de espaço e de tempo, uma vez que o método não contempla os diferentes mecanismos que controlam o processo das variáveis envolvidas na recarga. A limitação do método refere-se às incertezas de medição de cada um dos componentes que, quando somadas, podem fornecer grandes erros no valor estimado da taxa de recarga.

Devido à simplicidade do método, sua aplicação é normalmente encontrada na literatura associado a outros métodos, como visto em Sophocleous (1991), Faust *et al.* (2006), Alkaeed *et al.* (2007), Yeh *et al.* (2007) e outros.

### **2.10.1.2 Métodos de base física**

Diversos são os métodos que possuem base física para estimativa da recarga, e podem ser aplicados para a superfície, zona não saturada e zona saturada

#### ***MÉTODOS FÍSICOS DE SUPERFÍCIE***

Os métodos físicos para estimativa da recarga visam à determinação dos fluxos entre os corpos hídricos (rios e lagos) e os aquíferos.

#### ***Medidor de fluxo de leito (seepage meter)***

Os medidores de fluxo de leito (seepage meters) são equipamentos cilíndricos que são cravados no leito dos córregos para a determinação dos fluxos de água entre os córregos e o aquífero. São normalmente conectados a um saco plástico (Figura 14) a partir do qual as medidas de volume são obtidas com o tempo.



**Figura 14 – Exemplo de um seepage meter (Fonte: [http://www.connectedwater.gov.au/framework/seepage\\_design.html](http://www.connectedwater.gov.au/framework/seepage_design.html)).**

Segundo Scanlon *et al.* (2002) o uso destes medidores constitui um método barato e fácil de aplicar, fornecendo valores sobre a descarga para os córregos. Entretanto, caracteriza-se como uma medida pontual, sendo susceptível a incertezas para a estimativa de fluxos. Para superar esta deficiência, um número elevado de medidas pode ser requerido para se obter um valor representativo. A recarga é estimada para períodos longos a partir de um somatório de tempos mais curtos.

### ***Descarga por fluxo de base***

Segundo Sharma (1986) este método assume que haja equilíbrio entre os volumes de recarga e descarga, possibilitando a obtenção da recarga por meio de um recurso denominado separação da hidrógrafa. A hidrógrafa trata-se de um gráfico que relaciona as vazões que ocorrem num determinado curso de água com o tempo, como pode ser observado na Figura 15.

Por sua vez, a vazão total em um canal é composta pelo fluxo direto, resultante do escoamento superficial, e pelo fluxo de base, de origem subsuperficial. Apesar de consideráveis pesquisas, o método ainda requer subjetividade na separação entre os fluxos superficial e de base, sendo objeto de diferentes abordagens, como tratado em Nathan e McMahon (1990); Arnold *et al.* (1995).

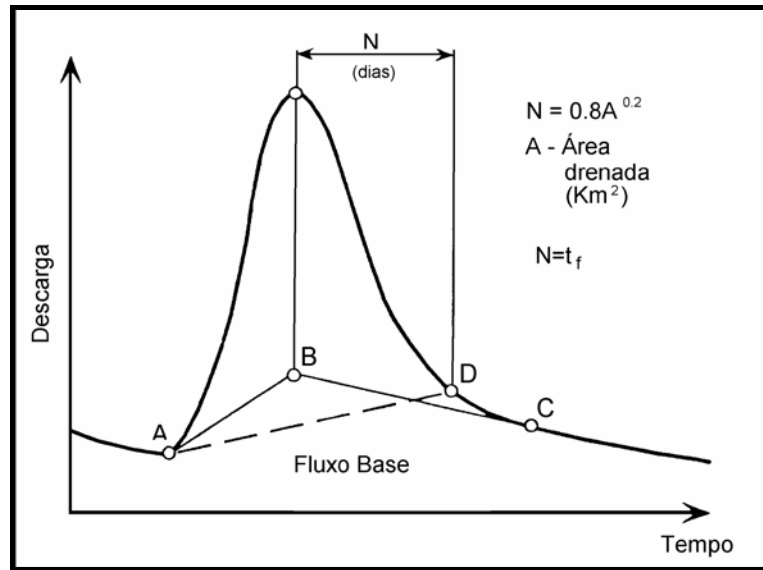


Figura 15 – Esquema da separação de fluxos em uma hidrógrafa (Fonte: PALMA, 2004).

A recarga é associada aos volumes descarregados pelo fluxo de base, porém deve ser ressaltado que o método não indica onde a recarga acontece. A bacia hidrográfica é a unidade normalmente considerada como uma área de captação de água de precipitação, sendo demarcada por divisores topográficos, onde toda água captada converge para um único ponto de saída (exutório).

Relações matemáticas denominadas curvas de recessão foram propostas por Boussinesq (Equação 17) e Maillet (Equação 18) para descrever o comportamento das curvas de recessão. Com isso, é possível prever a vazão de água de um determinado sistema após um período sem chuvas significativas.

$$Q_t = \frac{Q_0}{[1 + \alpha(t - t_0)]^2} \quad \text{Equação 17}$$

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t-t_0)} \quad \text{Equação 18}$$

Sendo,

$Q_t$  – vazão;

$Q_0$  – vazão no início da recessão;

$t$  – tempo desde o início da recessão, para o qual a razão de fluxo é calculada;

$t_0$  – tempo inicial da recessão;

$\alpha$  - coeficiente de descarga ou coeficiente de recessão.

## **MÉTODOS FÍSICOS APLICADOS À ZONA NÃO SATURADA**

A maioria dos métodos para a estimativa da recarga aplicados à zona não saturada prevê o monitoramento da umidade volumétrica com o tempo. Segundo Scanlon *et al.* (2002), são métodos pontuais e por isso mais adequados para escalas locais. Ainda segundo o autor, o método fornece estimativas quanto à recarga potencial, que é baseada nas taxas de drenagem abaixo da profundidade da zona de raízes, uma vez que a maioria dos métodos não ultrapassa esta profundidade.

### **Lisímetros**

Lisímetros são caixas preenchidas com solo deformado ou indeformado que tem a função de coletar a água que percola na zona não saturada (SZIKSZAY *et al.*, 1986). Estas caixas podem ser executadas com ou sem vegetação, e são instaladas em campo com o intuito de reproduzir mais fielmente as condições hidrológicas da vizinhança.

Segundo Walker *et al.* (2002), de todos os métodos o lisímetro é o mais adequado para avaliações dos efeitos dos diferentes usos, principalmente em termos de evapotranspiração. Entretanto, limitações são verificadas quanto às condições de contorno na base dos lisímetros, que muitas vezes são alteradas em função do coletor de água, que gera diferenças nos potenciais em relação às condições naturais, podendo desviar os resultados dos valores reais (ALLISON *et al.*, 1994). Além disso, os lisímetros modificam as condições externas sobre a coluna de solo, por exemplo, em terrenos inclinados eles podem não permitir o escoamento superficial ou o fluxo lateral subsuperficial, não refletindo desta forma as condições hidrológicas reais. Outro fator inconveniente refere-se ao seu elevado custo, não constituindo uma alternativa adequada para aplicações de larga escala.

Por estas razões, e por causa do considerável trabalho necessário para a manutenção do seu funcionamento, os lisímetros têm sido mais empregados em avaliações de evapotranspiração real, mas aplicações em termos de recarga



potencial podem ser encontradas, por exemplo, em Jones e Serne (1995) e Young *et al.* (1996).

### **Plano de fluxo zero (PFZ)**

O plano de fluxo zero (PFZ) foi primeiramente descrito por Richards *et al.* (1956) e é caracterizado como o plano onde o gradiente hidráulico vertical é zero ( $d\psi/dz=0$ ). Desta forma, o volume de água contido na zona não saturada acima deste plano está submetido a fluxo ascendente por influência da evapotranspiração, enquanto que abaixo o volume de água é disponível para drenagem profunda (fluxo descendente), como representa a Figura 16.

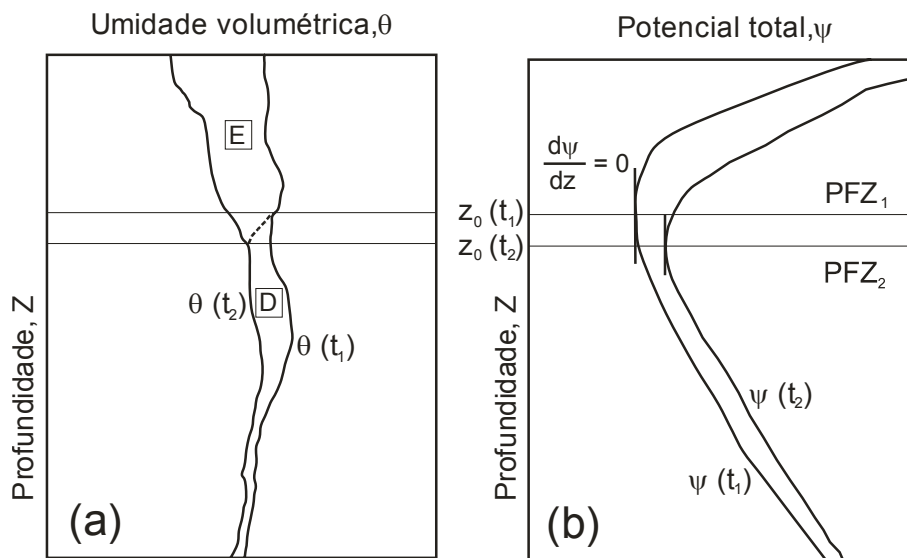


Figura 16 – Princípio do método do plano de fluxo zero (PFZ) (Modificado de KHALIL *et al.*, 2003).

Deve ser ressaltado a evapotranspiração abaixo do PFZ é considerada desprezível e que o PFZ não é fixo, podendo se rebaixar à medida que ocorre a drenagem, como pode ser observado na Figura 16b entre os tempos  $t_1$  e  $t_2$ . Desta forma, os volumes evapotranspirados e drenados são avaliados como mostra a Figura 16a, resultante das variações de umidade volumétricas  $\theta$  ao longo do perfil entre os tempos  $t_1$  e  $t_2$  (KHALIL *et al.*, 2003). Segundo Cooper (1979), a recarga é, portanto, obtida em termos potenciais, sendo associada aos volumes drenados.

O método do PFZ tem sido amplamente empregado (WELLINGS, 1984; DREISS e ANDERSON, 1985; KHALIL *et al.*, 2003) e sua precisão está condicionada à precisão das medidas de umidade volumétrica e de potenciais ao

longo do perfil. Entretanto, o método não é recomendado para épocas muito chuvosas, quando o perfil de umidades se configura de modo a existir somente fluxo descendente, não gerando o PFZ. Desta forma, o método se aplica melhor em regiões em que há grandes variações de umidade ao longo do ano (SCANLON *et al.* 2002).

### **Lei de Darcy**

A utilização deste método é considerada pontual, e a recarga R na zona não saturada pode ser calculada a partir da equação de Darcy, considerando fluxo unidimensional e vertical:

$$R = -K(\theta) \frac{dh}{dz} = -K(\theta) \frac{d(\psi + z)}{dz} = -K(\theta) \left( \frac{d\psi}{dz} + 1 \right)$$

Sendo,

$K(\theta)$  – condutividade hidráulica não saturada;

h – potencial total;

$\psi$  - potencial mátrico;

z – elevação.

Percebe-se, portanto, que a aplicação da equação de Darcy está condicionada à obtenção dos potenciais mátricos e das funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade, que constituem fontes de incertezas e que podem levar a erros consideráveis caso não avaliados corretamente (NIMMO *et al.*, 1994).

Uma alternativa para diminuir os percentuais de erro é a aplicação do método para profundidades superiores à profundidade da zona de raízes, aonde os gradientes mátricos são praticamente nulos, gerando um gradiente total próximo da unidade.

Segundo Scanlon *et al.* (2002), a vantagem deste método é que ele pode ser aplicado em qualquer período, enquanto que as estimativas com o PFZ, por exemplo, podem se tornar difíceis em épocas chuvosas.

Trabalhos como os de Nimmo *et al.* (1994), Baehr *et al.* (2003), Perkins (2005), e outros, apresentam aplicações deste método.

## **MÉTODOS INDIRETOS PARA OBTENÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA NA ZONA NÃO SATURADA**

A obtenção da umidade volumétrica pode ser realizada por meio de métodos diretos, como através de amostras retiradas por tradagens para verificação da umidade gravimétrica. A umidade volumétrica pode ser então obtida através da seguinte relação:

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} \cdot w$$

Sendo,

$\theta$  - umidade volumétrica;

w – umidade gravimétrica;

$\rho_d$  – massa específica aparente seca;

$\rho_w$  – massa específica da água.

Porém, o monitoramento realizado com medidas diretas exige grande esforço e a obtenção dos dados não pode ser feita no mesmo ponto, uma vez que a execução da amostragem perturba o solo no seu entorno.

Sendo assim, medidas indiretas de umidade tornam-se interessantes, e são obtidas a partir de correlações físicas conhecidas para cada tipo de equipamento. Alguns destes equipamentos são descritos a seguir.

### **Sensores TDR**

Um método comum para a medida da umidade volumétrica em campo é através da utilização de sensores TDR (*Time Domain Reflectometry*), como apontado por Topp *et al.* (1980), Topp *et al.* (1982), Ledieu *et al.* (1986), Herkelrath *et al.* (1991), entre outros. Este equipamento permite a medida da velocidade de propagação de um sinal de alta frequência no dispositivo. Como a constante

dielétrica da água é maior que a constante dielétrica nos solos, a magnitude do valor de velocidade de propagação do sinal pelo TDR fornece um indicativo do teor de umidade volumétrica do solo, sendo, portanto uma medida indireta de umidade. Deve-se salientar que, para que o TDR possa ser empregado, é necessário que seja previamente feita uma calibração para o solo a ser estudado, de modo a se obter as suas características de constante dielétricas.

O TDR é constituído de pontas metálicas que são introduzidas no solo na superfície de interesse. Estas pontas são conectadas a um cabo coaxial, através do qual o circuito elétrico é fechado. A Figura 17 apresenta exemplos ilustrativos de quatro tipos de sonda TDR.

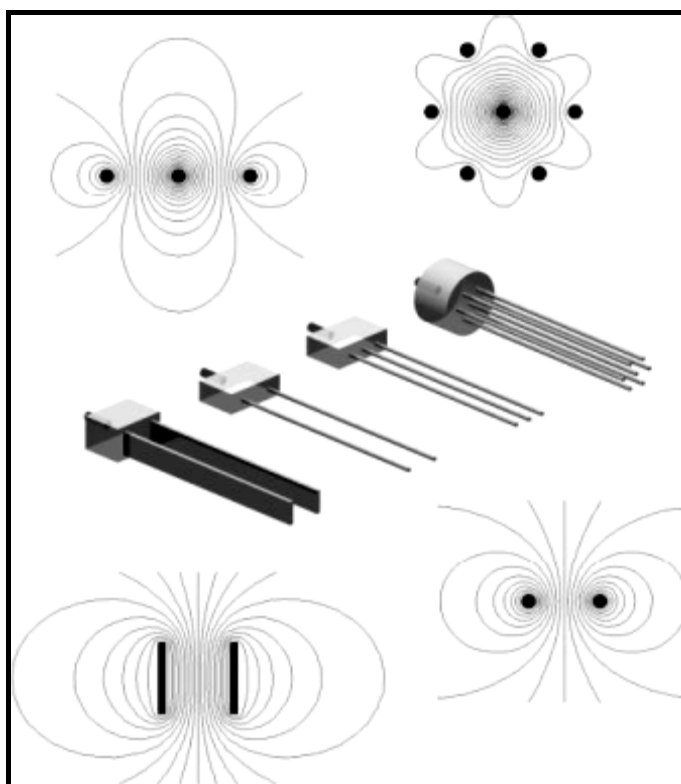


Figura 17 – Exemplos de sondas TDR (Fonte: JONES *et al.*, 2002).

Estudos que visam o monitoramento da zona não saturada com a utilização de TDR são normalmente feitos através da inserção destas sondas em diferentes níveis em furos escavados. Desta forma, a evolução das frentes de umedecimento pode ser registrada em profundidade.

Contudo, como apontado por Schwartz e Schick (1998) e Murdoch *et al.* (1999), a profundidade de instalação destas sondas está limitada a profundidades rasas (até 3m aproximadamente) devido a dificuldades de instalação destes

equipamentos em profundidades maiores. A instalação em partes mais profundas exigiria a escavação de trincheiras que poderiam constituir caminhos preferenciais de fluxo.

### **Sensores FTDR**

Como alternativa, sensores FTDR (*Flexible Time Domain Reflectometry Sensors*), variante da sonda TDR, vêm sendo utilizados por alguns pesquisadores para monitoramento das frentes de umedecimento ocasionadas pelos eventos de chuva. Nesta técnica, diversos sensores FTDR são instalados em furos inclinados para minimizar erros devido a fluxo preferencial pela perfuração (como no caso de perfurações verticais). Desta forma, acima de cada sensor, na vertical, ocorre somente a espessura de solo sem perturbações. As perfurações podem ser feitas até a profundidade da zona saturada, e o monitoramento é realizado de maneira constante, sendo cada sensor conectado a um sistema de aquisição de dados automático em superfície (DAHAN *et al.*, 2003; RIMON *et al.*, 2007; DAHAN *et al.*, 2009).

Como mostra a Figura 18, uma manga flexível, em que são anexados os sensores flexíveis (FTDR), é inserida no interior de um furo inclinado com o auxílio de um tubo em PVC. Tomando-se os cuidados necessários para a instalação dos sensores sob o mesmo alinhamento vertical, com a face voltada para cima, o espaço compreendido entre o tubo e a manga flexível é preenchido com um fluido denso a base de uretano, que após um determinado tempo se solidifica. A pressão hidrostática exercida pelo fluido antes da sua solidificação garante o contato da manga com o solo evitando a ocorrência de vazios. Conseqüentemente, os sensores FTDR também ficam em contato com o solo.

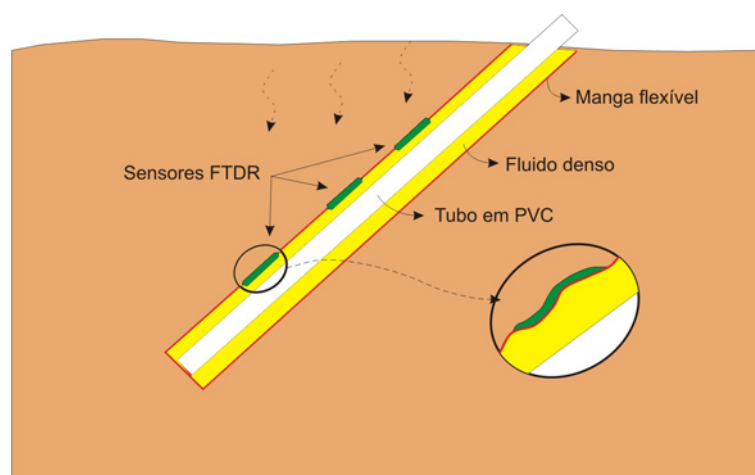


Figura 18 – Esquema da instalação dos sensores FTDR (Modificado de DAHAN *et al.*, 2003).

Rimon *et al.* (2007) utilizaram esta técnica para monitorar duas áreas em Israel durante a temporada de chuvas de 2004/2005, sendo uma numa área de duna de 21m de zona não saturada e outra em área urbana, apresentando 8,4m de espessura não saturada. Os autores classificaram o monitoramento como satisfatório, sendo o sinal relativo ao evento de chuva mais significativo percebido três meses após a sua ocorrência para a profundidade de 21 metros.

A constante dielétrica de um fluido é altamente dependente da concentração dos íons presentes nele. Portanto, em áreas susceptíveis aos processos de contaminação, alterações na constante dielétrica dos fluidos podem ocorrer, afetando os resultados em termos de umidade volumétrica em qualquer das técnicas, TDR ou FTDR.

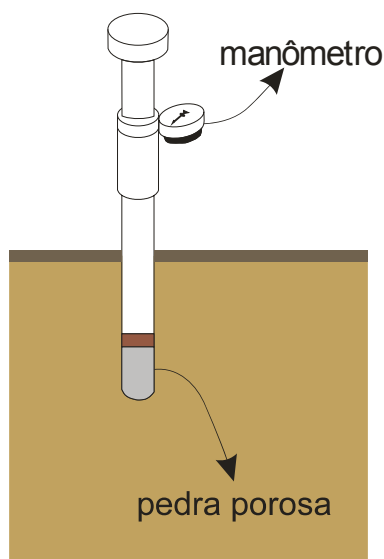
Devido a isto, Dahan *et al.* (2009) desenvolveram um dispositivo para coletar a água oriunda da infiltração e analisar as suas características dielétricas. Neste dispositivo, um recipiente é acoplado próximo ao FTDR, e a coleta de água é permitida por meio da utilização de uma pedra porosa, semelhante às usadas em tensiômetros. Em seus ensaios de infiltração, eles utilizaram diferentes tipos de traçadores para testar o dispositivo, avaliando-o como uma alternativa promissora em estudos de contaminação na zona não-saturada.

Porém, devido ao elevado número de sensores necessários para o monitoramento da zona não saturada, além de todo o conjunto de aquisição automática dos dados, os custos necessários podem ser relativamente altos.

## **Tensiômetros**

Outra alternativa bastante empregada em monitoramento da zona não saturada é aquela que utiliza tensiômetros que são dispositivos que foram inicialmente utilizados para fins de agricultura.

O tensiômetro é um instrumento de campo formado por um tubo fechado e preenchido com água daerada, cujo princípio de funcionamento se deve à existência de uma pedra porosa em sua base. A pedra porosa, que é constituída de material cerâmico, cria condições para o equilíbrio de pressões (sucção) entre o solo não saturado e o sistema interno do tensiômetro. Desta forma, o manômetro de pressão (ou vacuômetro) acoplado ao instrumento fornece as pressões atuantes na profundidade onde a pedra porosa é instalada (Figura 19).



**Figura 19 – Esquema de um tensiômetro.**

As medidas de umidade com o uso de tensiômetros são feitas de maneira indireta, pois a pressão matricial (sucção) é correlacionada à umidade por meio de uma função chamada curva de retenção (ver item 2.6).

## **Sonda de nêutrons**

A sonda de nêutrons consiste numa fonte radioativa de nêutrons, introduzida numa determinada profundidade do solo através de um tubo de acesso, a partir da qual os nêutrons rápidos são emitidos, penetrando radialmente no solo.

Fisicamente, a emissão de nêutrons, de massa semelhante à massa aos átomos de hidrogênio, provoca colisões com vários núcleos atômicos presentes no solo. Tais colisões causam perda de energia cinética, porém elas tendem a ser elásticas (mantendo a mesma velocidade) quanto maior a massa atômica destes núcleos. Por outro lado, a perda é máxima quando o nêutron colide com uma partícula de massa similar à sua.

O princípio do método baseia-se, portanto, na avaliação da energia cinética perdida pelos nêutrons, que é obtida através de um detector de nêutrons ajustado para quantificar somente esses nêutrons que perderam a velocidade (nêutrons térmicos). Desta forma, o número de nêutrons lentos é relacionado à presença de hidrogênio no meio, que por sua vez está relacionado ao conteúdo de água. Esta é uma técnica que foi denominada moderação de nêutrons, o foi inicialmente desenvolvida na década de 50 por Belcher *et al.* (1950).

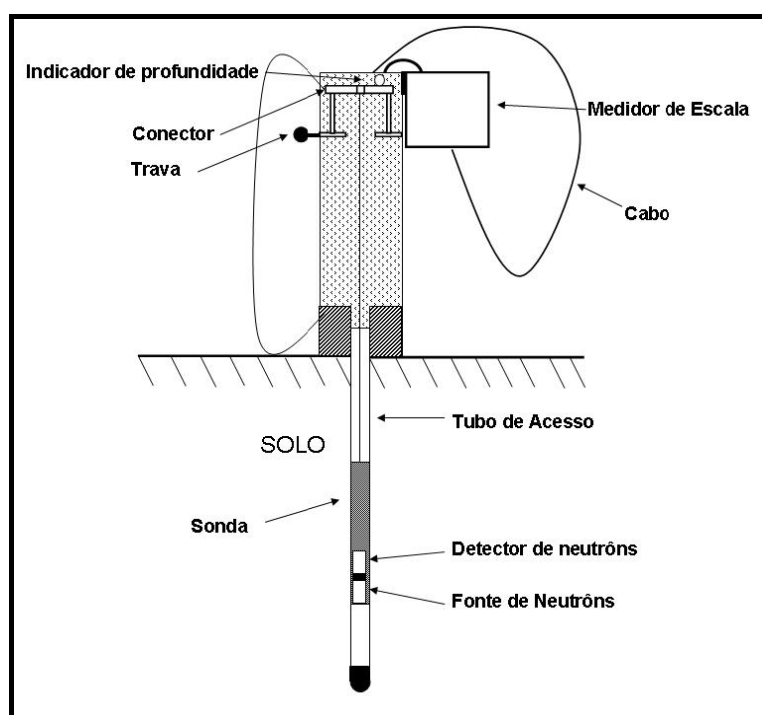


Figura 20 – Esquema de uma sonda de nêutrons (Fonte: ASSIS, 2008).

Calibrações são necessárias neste equipamento para que sejam consideradas as influências do tempo de contagem, da natureza e da densidade do solo (HORIUSHI *et al.*, 2000).

Segundo Torres e Gonzáles (1993), as principais vantagens deste método são a sua natureza não destrutiva, a rapidez e a precisão quando devidamente



calibrados. Além disso, podem ser aplicados em solos bem mais secos, onde os tensiômetros não são adequados. Entretanto, Turatti *et al.* (1990) menciona a falta de critérios adequados para a calibração das sondas, o que pode comprometer a confiabilidade dos resultados.

## **MÉTODOS FÍSICOS APLICADOS À ZONA SATURADA**

Os métodos físicos aplicados à zona saturada consideram estimativas de recarga para grandes áreas, sendo tratada como recarga real segundo a classificação de Rushton (1997).

### ***Variação do nível de água***

Segundo Healy e Cook (2002), uma das estimativas mais utilizadas na avaliação da recarga é aquela baseada nas flutuações do lençol freático, como mostra a Figura 21. Trata-se de um método em que as variações dos níveis de água  $\Delta h$ , obtidas através de poços de monitoramento, são multiplicadas pelo rendimento específico  $S_y$  do material geológico para a determinação da recarga em um período específico  $\Delta t$ , conforme a Equação 19:

$$R = S_y \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \qquad \text{Equação 19}$$

Sendo R a recarga estimada para o período  $\Delta t$ .

A definição do ponto inferior para a determinação de  $\Delta h$  é motivo de discussão entre alguns pesquisadores. O recurso mais aceito, entretanto, é aquele que define o ponto inferior como o resultante do prolongamento da curva de recessão anterior até o momento do pico (extrapolação). Este foi um artifício utilizado para minimizar os erros oriundos dos processos de descarga (fluxo de base) que ocorrem na zona saturada.

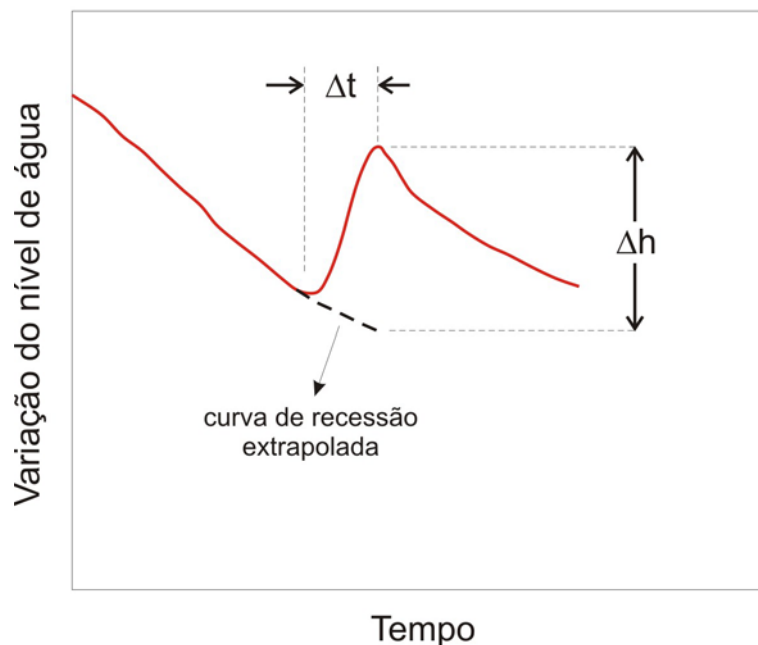


Figura 21 – Exemplo do monitoramento do lençol freático no tempo.

Embora seja um método de aplicação bastante simples, a avaliação do período  $\Delta t$  é um fator crítico, pois se a taxa de recarga não for significativamente maior que a taxa de descarga, os resultados da aplicação do método tornam-se comprometidos. Isto equivale a dizer que o método é mais apropriado para períodos mais curtos, de horas a poucos dias. Além disso, não se garante a ausência de recarga durante o período de recessão, podendo esta ocorrer em taxas inferiores à taxa de descarga.

### ***Estimativa Darcyniana***

A equação da continuidade, quando combinada com a equação que representa a lei de Darcy, permite a obtenção da vazão e/ou velocidade de fluxo na zona saturada, conforme a Equação 20:

$$Q = v \cdot A = K \cdot i \cdot A$$

**Equação 20**

Sendo:

Q – vazão;

v – velocidade de fluxo (velocidade darcyniana);

A – área da seção transversal ao fluxo;

K – condutividade hidráulica saturada;  
i – gradiente hidráulico.

A estimativa darcyniana é feita a partir da hipótese de que o fluxo de água através de uma seção vertical do aquífero corresponde à taxa de recarga multiplicada pela área de contribuição do fluxo, de tal forma a escrever a Equação 21:

$$K \cdot i \cdot A = R \cdot S$$

Equação 21

Em que:

R – taxa de recarga;  
S – área de contribuição.

A aplicabilidade do método é recomendada para largas escalas e, segundo Scanlon *et al.* (2002), o método requer que seja assumido fluxo constante e ausência de extração de água. Além disso, o mapa potenciométrico constitui uma informação fundamental para a determinação do gradiente hidráulico *i*, além de orientar a locação da seção transversal *A*, que deve ser locada sobre uma linha equipotencial, e a delimitação da área de contribuição *S*, definida a partir de linhas de fluxo.

O método caracteriza-se como simples e de fácil aplicação, sendo a parte mais custosa a obtenção do mapa potenciométrico, obtido normalmente a partir de dados de poços de monitoramento.

Por outro lado, as maiores fontes de incerteza quanto ao método estão associadas à representatividade dos parâmetros de condutividade hidráulica, que podem variar muitas ordens de grandeza em função de sua variabilidade dos dados obtidos (laboratório ou campo) e da sua variabilidade espacial.

### 2.10.1.3 Traçadores

Segundo Bedmar (1972), traçador é o termo dado a qualquer produto que incorporado à massa de uma substância permite investigar o seu comportamento

num determinado processo físico ou químico. Neste sentido, traçador se refere aos elementos químicos ou substâncias relativamente inertes, de baixa capacidade de adsorção pelos materiais geológicos, e de baixa concentração natural.

Segundo Barrett *et al.* (1999), o traçador ideal deve ser um soluto de fácil análise, único para cada fonte de água e caminho dos fluxos, com concentração constante na fonte e não reativo em todas as condições. O uso de diversos traçadores combinados pode aumentar a confiabilidade do resultado, sendo, deste modo, recomendável (LERNER, 2002).

Em aplicações de recarga, os traçadores são utilizados com o intuito de retratar as taxas de recarga baseado na premissa de que eles representem fielmente o movimento da água nos materiais geológicos. Para tanto, as seguintes condições são consideradas ideais para um traçador:

- não deve reagir quimicamente com a água;
- não deve modificar sua concentração durante o fenômeno em estudo pela interação com os materiais sólidos do meio;
- não deve reagir quimicamente com os materiais do meio;
- a quantidade de traçador utilizada, não deve modificar significativamente a densidade, viscosidade ou temperatura da água, para não ocorrerem alterações no fluxo natural;
- fenômenos de dispersão e de difusão do traçador análogos aos da molécula da água.

Além disso, é desejável que os traçadores apresentem baixa concentração natural (background), pequena toxicidade e baixo custo de aquisição, aplicação e análise (RAPOSO, 1997; FLURY e WAI, 2003).

Segundo Scanlon *et al.* (2002), os traçadores são bastante úteis na estimativa da recarga efetiva sobre um longo período de tempo, mas não são capazes de fornecer séries temporais detalhadas sobre as taxas de recarga. As fontes de incerteza desses métodos estão relacionadas a erros nas medidas de concentração das substâncias, nas estimativas de suas quantidades iniciais e nas premissas sobre os processos de transporte. Estudos que envolvem aplicação de traçadores são diversos, como em Cresswell *et al.* (1999), Paternoster *et al.* (2008), Praamsma *et al.* (2009). Os traçadores podem ser classificados entre químicos e isotópicos.

### **Traçadores químicos**

Os traçadores químicos mais comuns são os cloretos solúveis em água, fenóis, ácido bórico, e outros, que são determinados através de análises químicas. Há ainda os corantes, como a fluoresceína, dicromato de potássio, rodamina B, eosina, vermelho de congo, azul de metileno, anilina e outros que são determinados por colorimetria (POLI, 1989).

O traçador químico mais utilizado é o ânion cloreto ( $\text{Cl}^-$ ). Sua retenção nos materiais sólidos é quase nula e sua determinação analítica é relativamente simples, podendo ser avaliado também por técnicas de condutividade elétrica. O  $\text{Cl}^-$  tem se mostrado eficiente na determinação da velocidade e padrão de fluxo da água, tanto na zona não-saturada quanto na saturada, já que o  $\text{Cl}^-$  é considerado um elemento conservativo. De acordo com Allison *et al.* (1994), o padrão da concentração de cloreto em profundidade pode demonstrar de forma simples o tipo de fluxo no perfil de solo (fluxo pela matriz ou por macroporos nos materiais geológicos como também a extração de água pelas raízes, etc.).

### **Traçadores isotópicos**

Isótopos são elementos químicos que possuem o mesmo número atômico (Z) e diferentes números de massa (dado pelo diferente número de nêutrons no seu núcleo). Devido a esta característica, os isótopos de um mesmo elemento químico apresentam propriedades químicas idênticas, mas físicas diferentes (FAURE e MENSING, 2005). Desta forma, a quantificação dos diferentes isótopos de um mesmo elemento pode ser realizada através de espectrometria de massa, sendo útil em estudos geológicos e ambientais.

Diversos são os isótopos normalmente empregados em estudos hidrogeológicos, tais como:  $^{24}\text{Na}$ ,  $^{86}\text{Rb}$ ,  $^{58}\text{Co}(\text{CN})_6\text{K}_3$ ,  $^{124}\text{Sb-EDTAm}$ ,  $^{103}\text{Ru-EDTAm}$ ,  $^{35}\text{S}$ , entre outros. Dentre os isótopos, o trítio ( $^3\text{H}$ ) talvez seja aquele mais utilizada como traçador para estudos hidrogeológicos atualmente (ALLISON e HUGHES, 1975; EGBOKA *et al.*, 1983; ROBERSTON e CHERRY, 1989). A aplicação desta técnica como meio para identificar a fonte e a rota de poluentes em estudos

ambientais vem crescendo na última década (CHARALAMPIDES e MONOLIADES, 2002).

Os traçadores isotópicos podem ser classificados de acordo com a característica do seu núcleo de sofrer desintegração espontânea. Os estáveis não sofrem qualquer tipo de desintegração, enquanto que os instáveis, ou radioativos, são aqueles que sofrem por emissão de partículas nucleares ( $\alpha$ ,  $\beta$ ), ou radiação eletromagnética ( $\gamma$ ) (CLARK e FRITZ, 1997).

Segundo Poli (1989), as vantagens dos traçadores radioativos em relação aos químicos são: grande sensibilidade de detecção; possibilidade de medida em campo; vida limitada do traçador, não produzindo contaminações permanentes; e medida seletiva do traçador, não sofrendo influência de outra substância. Por outro lado, apresenta as seguintes desvantagens: necessidade de autorização para aquisição e uso; equipamentos de medida são normalmente mais caros.

#### **2.10.1.4 Modelagens numéricas**

A modelagem numérica, que pode ser aplicada nas zonas superficial, saturada e não saturada, constitui uma ferramenta bastante útil na estimativa da recarga, uma vez que pode ser usada para avaliar os modelos conceituais, determinar sua sensibilidade em relação aos diversos parâmetros e prever como futuras mudanças no clima e no uso da terra podem afetar as taxas de recarga.

De modo geral, os modelos numéricos de fluxo de água subterrânea resolvem uma equação geral que rege o fluxo da água subterrânea, sendo a mais comum a Equação de Richards, que será tratada com maiores detalhes no item 2.12.1.

A maior fonte de incerteza na aplicação de modelos numéricos se refere à utilização de parâmetros sujeitos a grande variabilidade, como o da condutividade hidráulica e dos materiais geológicos, tanto superficialmente quanto em profundidade. Além disso, variações espaciais são também de grande importância.

Segundo Singh (1995), a qualidade da estimativa de recarga em grandes áreas é controlada pela precisão com que os parâmetros são obtidos. Para Walker *et al.* (2002), a modelagem pode contribuir de várias maneiras: (1) analisar objetivamente os dados climáticos a fim de determinar as áreas em que certas

características de uso da terra serão sempre ineficaz, (2) analisar quais os fatores são importantes na determinação recarga, de modo que os resultados podem ser transferidos de uma área para outra com apenas alguns trabalhos de campo adicionais, e (3) prever os impactos de longo prazo gerados pelas variações climáticas a partir de poucos ensaios de campo.

Outro fator que tem merecido destaque nos últimos anos refere-se à existência de caminhos preferenciais de fluxo nos materiais geológicos. Tais caminhos são formados a partir da interconexão dos macroporos e tem papel determinante nas velocidades de fluxo e na recarga conseqüentemente. Muitos softwares modelos não contemplam esta característica, porém alguns modelos tem sido propostos dividindo as propriedades dos materiais geológicos em dois domínios: macroporos e microporos (matriz). Exemplos de tais modelos, denominados de dupla porosidade, podem ser encontrados em Jarvis (1994), Alaoui e Eugster (2004) e Christiansen *et al.* (2004). O modelo de dupla porosidade descrito por Christiansen *et al.* (2004) será apresentado no item **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, durante a aplicação do modelo Mike-She.

As características de macroporosidade também influenciam os parâmetros de condutividade hidráulica e de retenção dos materiais geológicos, como descrito em Aung *et al.* (2001) e Jarvis (2009).

## 2.11 Mecanismos de transporte de poluentes

Diversos são os usos que geram resíduos ou utilizam produtos químicos que entram em contato com o meio ambiente, tais como o emprego de fertilizantes e pesticidas na agricultura e a disposição de resíduos. Tais usos caracterizam-se como fontes de poluição que podem ser classificadas como difusas ou pontuais, dependendo da escala. Com freqüências e volumes variados, e muitas vezes sem critérios técnicos, essas fontes são normalmente instaladas sobre os materiais geológicos, que constituem um meio poroso por onde se processa a infiltração das águas oriundas de chuvas, de irrigação e mesmo das fontes de poluentes. Desta forma, os compostos químicos presentes nestas fontes são solubilizados e os íons transportados até a zona saturada.

A manutenção da qualidade hídrica das águas subsuperficiais é um alvo que deve ser permanentemente visado em estudos ambientais, principalmente por sua dinâmica longa ao contrario de outros componentes ambientais. Para tanto, a compreensão e a caracterização dos aspectos relativos ao transporte de poluentes em meios porosos são de fundamental importância, e depende do conhecimento sobre o comportamento dos poluentes em subsuperfície e sua interação com os materiais sólidos (minerais e matéria orgânica) constituintes dos materiais geológicos. Este conhecimento é fundamental para que estudos de previsão de contaminação das águas subsuperficiais (zonas saturada e vadosa) sejam desenvolvidos por meio de modelação com métodos matemáticos numéricos.

Vários são os mecanismos envolvidos no fenômeno de transporte de poluentes, sendo os principais destacados a seguir:

- Advecção;
- Dispersão hidrodinâmica;
- Sorção;
- Reações geobioquímicas.

### **2.11.1 Advecção**

A advecção ocorre em função de um fluxo hidráulico, sendo diretamente relacionada à velocidade de percolação, e é considerada como a principal responsável pela evolução da frente de contaminação.

Na mecânica dos solos tradicional, a velocidade de fluxo é normalmente avaliada através da equação de Darcy (Equação 22):

$$V = -K \cdot i \Rightarrow V = -K \cdot \left( \frac{\Delta h}{\Delta l} \right) \quad \text{Equação}$$

Sendo,

V – velocidade darciniana [L/T];

K – condutividade hidráulica [L/T];

i – gradiente hidráulico;

$\Delta h$  – variação de carga hidráulica total [L];



$\Delta l$  – comprimento longitudinal de fluxo [L].

A velocidade darciniana está associada a uma área total  $A$  pela equação da continuidade ( $Q = V.A$ ). Porém, como o solo é um meio poroso constituído de partículas, a vazão  $Q$  se processa somente pelos poros, através de uma área menor  $A_p$ , relativa à área de poros. Assim, ainda pela equação da continuidade, tem-se:

$$v = \frac{V \cdot A}{A_p} \quad \text{Equação}$$

A relação entre área de poros  $A_p$  e área total  $A$  é facilmente demonstrável ser igual à porosidade  $n$  do solo. Logo, a equação toma a seguinte forma (Equação 24):

$$v = \frac{V}{n} \quad \text{Equação 24}$$

Percebe-se, portanto, que a velocidade real de percolação  $v$  é maior que a velocidade darciniana, e é a responsável pela migração longitudinal dos poluentes quando motivado fluxo hidráulico, caracterizando o mecanismo da advecção.

### **2.11.2 Dispersão hidrodinâmica**

A dispersão hidrodinâmica é o termo utilizado para englobar dois fenômenos responsáveis pelo espalhamento e conseqüente diluição dos poluentes no meio poroso: a dispersão mecânica e a difusão molecular. Portanto, o coeficiente de dispersão hidrodinâmica  $D_h$ , que expressa matematicamente a tendência de espalhamento dos poluentes num determinado meio, pode ser decomposto em dois outros coeficientes, como apresenta a Equação 25:

$$D_h = D_M + D^* \quad \text{Equação 25}$$

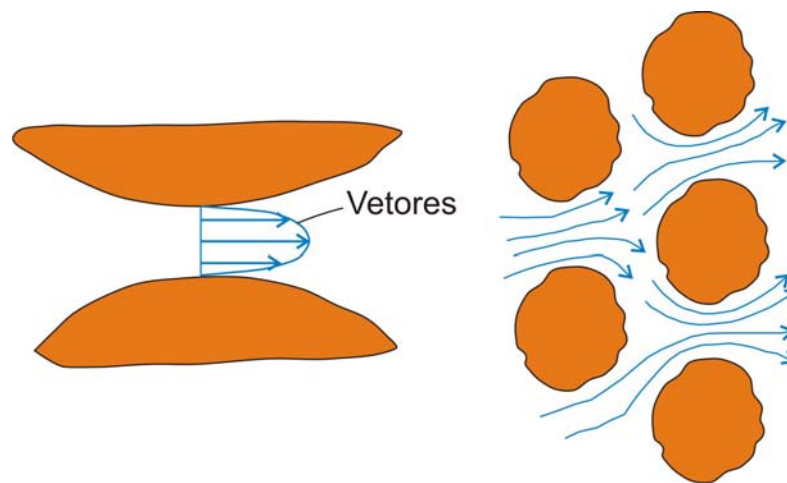
Sendo,

$D_M$  – coeficiente de dispersão mecânica [ $L^2/T$ ];

$D^*$  - coeficiente de difusão molecular efetivo [ $L^2/T$ ];

### 2.11.2.1 Dispersão mecânica

A dispersão mecânica é o efeito de espalhamento causado basicamente pelo atrito entre o fluido e as partículas sólidas, gerando um perfil de velocidade não constante nos canais de fluxo (Figura 22a), e pelo efeito de tortuosidade que as partículas sólidas impõem ao fluxo, desviando a sua direção inicial (Figura 22b).



**Figura 22 – Mecanismos da dispersão mecânica: (a) gradiente de velocidades nos poros e (b) tortuosidade (Modificado de FREEZE e CHERRY, 1979).**

Segundo Shackelford (1993), a dispersão mecânica pode ser classificada em transversal e longitudinal. Esta se refere ao espalhamento do soluto na mesma direção que o fluxo hidráulico (advectivo), enquanto aquela, ao espalhamento em direção perpendicular à direção geral de fluxo. Sendo assim, podem ser definidos dois coeficientes de dispersão mecânica (Equação 26 e Equação 27):

$$D_{ML} = \alpha_L \cdot v \quad \text{Equação 26}$$

$$D_{MT} = \alpha_T \cdot v \quad \text{Equação 27}$$

Sendo:

$D_{ML}$  e  $D_{MT}$  – coeficientes de dispersão mecânica longitudinal e transversal [ $L^2/T$ ];

$\alpha_L$  e  $\alpha_T$  – coeficientes de dispersividade longitudinal e transversal [ $L$ ];

$v$  - velocidade real de fluxo [L/T].

Diversos pesquisadores têm proposto valores e/ou expressões para os coeficientes de dispersividade, sendo constatada a dependência do fator de escala de estudo nestes coeficientes, como pode ser observado em alguns exemplos na Tabela 4.

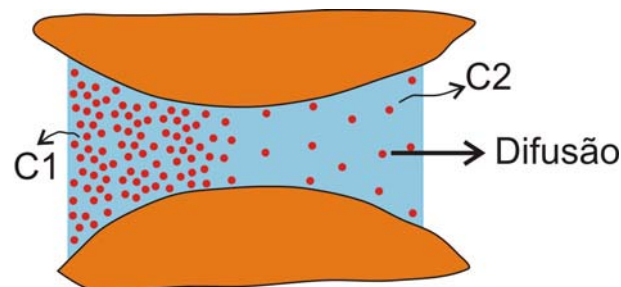
**Tabela 4 – Valores típicos dos coeficientes de dispersividade.**

<b>Proposição</b>	<b>Autor</b>
$\alpha_L \approx \frac{x^4}{100} [m]$ para $x^1 < 10m$	Gelhar <i>et al.</i> (1985) e Rowe <i>et al.</i> (1995)
$\alpha_L \approx 200m$ para $x > 10m$	
$\alpha_L = 0,1 \cdot x$	Fetter (1993)
$\alpha_T / \alpha_L = 0,3$ para materiais grosseiros	Domenico e Schwartz (1990)
$\alpha_T / \alpha_L = 0,1$ para outros tipos	

<sup>1</sup> – escala de análise

### 2.11.2.2 Difusão molecular

Corresponde ao fenômeno espontâneo de espalhamento de soluto causado pelo gradiente de concentrações entre duas soluções, sem dependência de gradientes hidráulicos. Neste sentido, como mostrado na Figura 23, o gradiente de concentração faz com que o soluto seja transportado no sentido da maior para a menor concentração ( $C_1$  para  $C_2$ ), tendendo a um equilíbrio numa outra concentração  $C_3$ , com o tempo.



**Figura 23 - Mecanismo da difusão molecular (Modificado de FREEZE e CHERRY, 1979).**

Em soluções livres, a difusão molecular é considerada constante para cada íon a 25°C. Coeficientes de difusão molecular  $D_0$  [ $L^2T^{-1}$ ] de alguns íons nesta condição são mostrados na Tabela 5, conforme Appelo e Postma (2005):

**Tabela 5 – Valores de coeficiente de difusão molecular em água livre para alguns íons,  $D_0 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ , (Fonte: APPELO e POSTMA, 2005).**

Íon	$D_0$
$\text{Na}^+$	1,33
$\text{K}^+$	1,96
$\text{Mg}^{+2}$	0,70
$\text{Ca}^{+2}$	0,79
$\text{Cl}^-$	2,03
$\text{HCO}_3^-$	1,18
$\text{SO}_4^{-2}$	1,06

Porém, no solo os coeficientes de difusão molecular tornam-se diferentes em função da tortuosidade exercida pelas partículas sólidas ao movimento de soluto, que tende a reduzir o fluxo de massa por difusão de um ponto a outro. Sendo assim, o coeficiente de difusão molecular efetivo  $D^*$  considera o efeito desta tortuosidade através de um fator que a representa na seguinte expressão (Equação 28):

$$D^* = D_0 \cdot \tau$$

**Equação 28**

Sendo  $\tau$  o fator de tortuosidade (adimensional).

A Figura 24 ilustra o efeito da tortuosidade causada pela presença das partículas de solo.

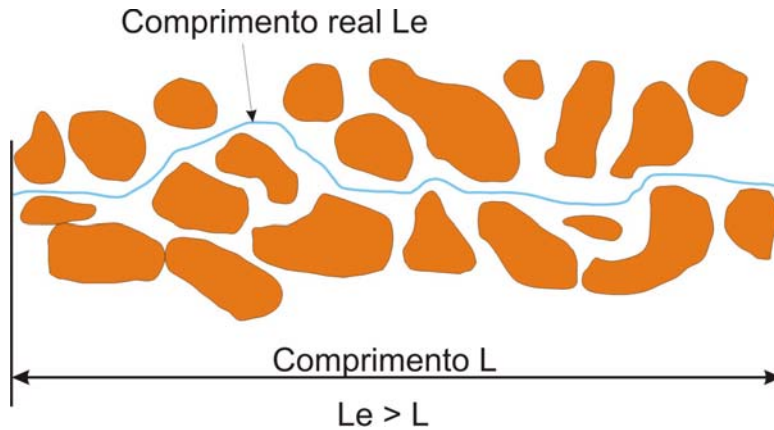


Figura 24 – Efeito da tortuosidade do solo (Modificado de LEITE, 2001).

A definição de  $\tau$  é, portanto, dada pela Equação 29:

$$\tau = \frac{L}{L_e} \quad \text{Equação 29}$$

A tortuosidade é somente obtida mediante experimentos com traçadores (solutos não reativos), nos quais  $D^*$  pode ser determinado. Assim, empregando-se na Equação 28 o coeficiente  $D_0$  adequado, correspondente ao traçador utilizado,  $\tau$  pode ser calculada.

Portanto, o coeficiente de difusão molecular efetiva  $D^*$  é dependente tanto do soluto (íon), que influencia o coeficiente  $D_0$ , quanto do tipo de solo, através do fator de tortuosidade  $\tau$ .

### 2.11.3 Coeficiente de retardamento

Devido às interações químicas e físicas entre a fase líquida (solução) e as partículas do solo, notadamente os argilominerais, os óxidos e hidróxidos e a matéria orgânica, as velocidades real de percolação  $v$  e de transporte de soluto  $v_c$  diferem-se entre si. A relação entre estas duas grandezas define, portanto, o coeficiente de retardo  $R_d$ , ou fator de retardamento, que pode ser escrito como mostra a Equação 30:

$$R_d = \frac{v}{v_c} \quad \text{Equação 30}$$

A partir desta definição, quando  $R_d$  iguala-se à unidade, trata-se de solutos classificados como não reativos, pois a velocidade de transporte do poluente é a mesma do fluxo advectivo. Por outro lado, quando  $R_d$  é maior que um, refere-se aos solutos que interagem química ou fisicamente com as partículas sólidas do solo, retardando a sua velocidade de migração.

A Equação 30 também pode ser escrita na forma da Equação 31:

$$R_d = 1 + \frac{\rho_d}{\theta} \cdot \frac{\partial S}{\partial c} \quad \text{Equação 31}$$

Sendo:

$\rho_d$  – massa específica aparente seca;

$\theta$  - umidade volumétrica;

$S$  – sorção;

$c$  – concentração da solução.

A Equação 31 é útil quando da modelagem dos processos de transporte de poluentes, e sua dedução será apresentada no item 2.12.2.

#### **2.11.4 Sorção**

Em casos de solutos não reativos, os íons migram na mesma velocidade do solvente. Nestes casos, nenhum mecanismo de atenuação é verificado, bastando, conseqüentemente, a determinação dos coeficientes de dispersão hidrodinâmica (FREEZE e CHERRY, 1979). Entretanto, a ocorrência destes é normalmente tida como exceção. O que se verifica na maioria dos casos é a existência de interações químicas e físicas entre a fase líquida (solução) e as partículas do solo. Tais interações reunidas definem a sorção, que é um termo comum no caso da relação entre fases sólida e líquida (concomitantes), e refere-se à transferência geral de material da fase líquida para as interfaces da fase sólida. Este termo é utilizado devido às dificuldades para distinguir entre os mecanismos de adsorção (física e química) e precipitação (YONG et al, 1992).

Considera-se precipitação quando existe a transferência de soluto da fase aquosa para a superfície da fase sólida, resultando em uma nova substância, com uma nova fase sólida cristalina. O processo de precipitação ocorre em 2 fases, de nucleação e de crescimento da partícula, e pode se formar na superfície das partículas ou nos poros interpartículas. O pH do material geológico e da fase líquida, o Eh, e a concentração dos contaminantes são os principais controladores deste processo.

Quando líquidos poluídos percolam os materiais geológicos parte dos íons e/ou moléculas podem ser adsorvidos pelas partículas que constituem os materiais geológicos sejam minerais ou materiais orgânicos. Tal processo ocorre até uma condição denominada de equilíbrio de absorção, e poderá modificar-se quando um ou mais dos atributos controladores (pH, pressão e temperatura) sofrerem alteração. A relação entre a massa de soluto adsorvida e a concentração em equilíbrio é denominada de isoterma de adsorção. Entende-se que uma isoterma descreve a relação da concentração de um soluto entre 2 fases separadas em equilíbrio, em uma temperatura constante. Assim, uma isoterma de sorção expressa a relação entre a quantidade de vapor ou soluto adsorvido como uma função da concentração de equilíbrio do vapor ou soluto, sem referência a mecanismos. Comumente uma isoterma de sorção é enquadrada em quatro categorias de acordo com Giles *et al.* (1974) como isotermas S (em forma sigmoideal), L (do tipo Langmuir), H (alta afinidade) e C (partição constante), e subdivididas em 4 subgrupos (Figura 25). Esta classificação está baseada nas inclinações iniciais e nas curvaturas. Matematicamente estas isotermas podem ser descritas como equações do tipo funções racionais (normalmente são quocientes de polinômios) compreendendo as equações de Langmuir, Langmuir-two site, Brunauer-Emmett-Teller e a de Farley-Dzombak-morel. As equações potenciais normalmente consideram funções de potências e contemplam as equações de Freundlich, Geral de Langmuir-Freundlich, Geral de Freundlich, a de Tóth, a de Redlich-Peterson e de Aranovich-Donhoue. E as transcendentais, que são equações desenvolvidas para representar isotermas de condições específicas.

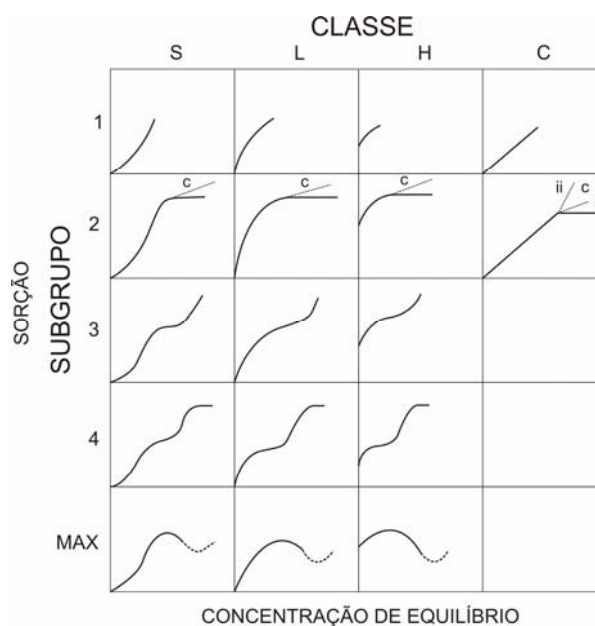


Figura 25 - Categorias e subgrupos de isothermas de sorção segundo Giles *et al.* (1974).

Dentre as 4 categorias a L e a C são muito usadas para materiais geológicos, sendo que a L é representada em termos matemáticos simplificados como equações de Langmuir ou Freundlich e a C, como linear. Segundo Hinz *et al.* (1994) e Hinz (2001) a adequada descrição dos dados de sorção em apropriadas equações é fundamental, pois permite obter bons resultados quando modelações de transporte de poluentes são desenvolvidas para a previsão de fluxo de poluentes em materiais geológicos.

A taxa de adsorção está relacionada à carga eletrostática das partículas que constituem os materiais geológicos, e em condições de clima tropical são geralmente variáveis (positiva e negativa) resultantes da assembléia mineralógica e do pH. Para um determinado valor de pH, o balanço das cargas superficiais variáveis ( $\sigma_v$ ) pode ser nulo. Quando isto ocorre, este pH é denominado ponto de carga zero (pH<sub>0</sub> ou PCZ), enquanto o ponto de carga líquida zero (PCLZ) é definido quando a soma das cargas variáveis ( $\sigma_v$ ) e permanentes ( $\sigma_p$ ) é igual à zero. Nestas condições, o pH<sub>0</sub> somente equivalerá ao PCLZ se a componente  $\sigma_p$  for igual à zero (Figura 26).



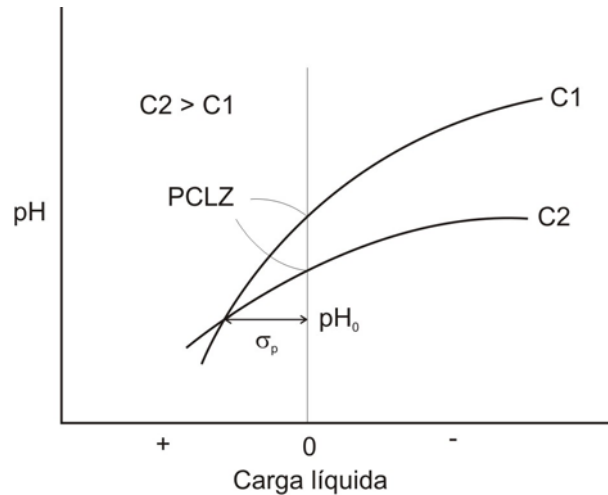


Figura 26 – Relação entre PCLZ,  $\text{pH}_0$ ,  $\sigma_p$  e concentração iônica (C).

A sorção pode ser obtida por diferentes procedimentos, como através de ensaios de coluna, utilizando-se amostras indeformadas, ou ainda através de ensaios em lote (batch test) em amostras deformadas ou por meio de relações empíricas. Dentre os ensaios conhecidos, o em lote é o mais freqüente, por permitir maior controle das condições físico-químicas (pH, Eh, etc).

Ensaio de equilíbrio em lote são frequentemente utilizados em laboratório para a obtenção de parâmetros de sorção. Consiste basicamente na colocação de uma massa de solo em contato e agitação contínua com soluções contaminantes em concentrações variadas. Podem ser realizados de duas maneiras: (1) variando-se a concentração de soluto em solução e mantendo-se constante a massa de solo ou (2) deixando-se invariável a concentração e utilizando-se diferentes razões solo/solução (ROY et al, 1992). Decorrido o tempo necessário para que o equilíbrio físico-químico se estabeleça, segue-se a etapa das análises do extrato aquoso, sendo a quantidade da espécie química sorvida pelo solo determinada pela Equação 32:

$$S = \frac{(C_0 - C_e) \cdot V \cdot 1000}{M}$$

Equação 32

Sendo,

S – massa de soluto adsorvido por unidade de massa de sólido [ $\mu\text{g/g}$ ];

$C_0$  – concentração inicial da solução [ $\text{mg/l}$ ];

$C_e$  – concentração final da solução em equilíbrio [ $\text{mg/l}$ ];

V – volume da solução utilizada no ensaio [l];

$M$  – massa de sólidos (solo) [g].

No Brasil alguns estudos sobre sorção vêm sendo desenvolvidos para análises referentes à fertilidade e ao potencial de retenção dos solos, e dentre eles tem-se os de Nascimento e Fontes (2004), Barinzon *et al.* (2005), Santos *et al.* (2006), Souza *et al.* (2006), Pierangeli *et al.* (2007) e Fagundes e Zuquette (2010).

#### **2.11.4.1 Representação matemática das isotermas de sorção**

Existem 2 grupos diferentes de modelos que podem ser considerados na modelação da sorção: os empíricos e os químicos.

Dispondo-se em um diagrama cartesiano os valores de  $S$  (massa de soluto adsorvido por unidade de massa de sólido [ $\mu\text{g/g}$ ]) e  $C_e$  (concentração final da solução em equilíbrio [ $\text{mg/l}$ ]), tem-se um gráfico denominado isoterma de sorção ou adsorção, que caracteriza o comportamento sorcivo do material geológico ante a um elemento químico em solução. A modelagem do fenômeno sorcivo é útil, portanto, como uma ferramenta de previsão, e pode ser obtida através do ajuste de parâmetros de modelos matemáticos conhecidos aos dados experimentais. Neste grupo o modelo matemático é escolhido após a obtenção dos dados de sorção por meios experimentais, de maneira que estes apresentem boa concordância entre si.

#### **Condição para solução monocomponente**

A partir da isoterma obtida é fundamental selecionar uma representação matemática, e dentre as equações mais conhecidas destacam-se as descritas a seguir:

#### **Linear**

O modelo de isoterma linear prevê a sorção de soluto em concentrações infinitamente crescentes, e é representado pela Equação 33:

$$S = K_d \cdot C_e$$

**Equação 33**

Sendo  $K_d$  o coeficiente de distribuição expresso pelo coeficiente angular da reta [l/g].

Como o solo possui capacidade limitada de sorção, o modelo de isoterma linear se mostra muitas vezes inadequado. Porém, a adoção deste modelo pode ser interessante quando são analisadas baixas concentrações.

### **Freundlich**

A isoterma gerada a partir da modelagem proposta por Freundlich surgiu como uma alternativa para melhor representar os processos sorcivos do solo que se apresentam curvilíneos nos gráficos  $S \times C_e$ . A relação matemática que expressa a isoterma de Freundlich tem a forma da Equação 34:

$$S = K_f \cdot C_e^N \quad \text{Equação 34}$$

Sendo  $K_f$  o coeficiente de partição de Freundlich [ $\text{cm}^3/\text{g}$ ] e  $N$  o coeficiente exponencial de Freundlich. Este último especifica o tipo de sorção: quando  $N > 1$  a sorção é dita favorável; quando  $N < 1$ , desfavorável; e quando  $N = 1$  a sorção se iguala ao modelo linear.

A transformação da equação acima para a forma logarítmica permite a obtenção destes parâmetros por meio da Equação 35:

$$\log S = N \cdot \log C_e + \log K_f \quad \text{Equação 35}$$

Desta forma,  $N$  torna-se o coeficiente angular da reta e o  $\log K_f$  o intercepto no eixo das ordenadas de um diagrama  $(\log S) \times (\log C_e)$ .

### **Langmuir**

Segundo Langmuir, o fenômeno de sorção pode ser expresso pela Equação 36:

$$S = \frac{S_m \cdot b \cdot C_e}{1 + b \cdot C_e} \quad \text{Equação 36}$$

Sendo  $S_m$  a quantidade máxima de soluto adsorvida pelo solo [ $\mu\text{g/g}$ ] e  $b$  uma constante de adsorção relacionada à energia de ligação [ $\text{cm}^3/\mu\text{g}$ ].

Os parâmetros  $S_m$  e  $b$  são obtidos via procedimentos de linearização: Langmuir I (Equação 37) e Langmuir II (Equação 38).

$$\frac{C_e}{S} = \frac{1}{S_m \cdot b} + \frac{C_e}{S_m} \quad \text{Equação 37}$$

$$\frac{1}{S} = \frac{1}{b \cdot S_m \cdot C_e} + \frac{1}{S_m} \quad \text{Equação 38}$$

No procedimento para Langmuir I,  $(1/S_m)$  e  $(1/S_m \cdot b)$  correspondem, respectivamente, ao coeficiente angular da reta e ao intercepto da reta no eixo das ordenadas de um diagrama  $(C_e/S) \times (C_e)$ . Do mesmo modo, para Langmuir II,  $(1/b \cdot S_m)$  e  $(1/S_m)$  representam o coeficiente angular da reta e o intercepto da reta no eixo das ordenadas de um diagrama  $(1/S) \times (1/C_e)$ .

### ***Isoterma Langmuir de dois sítios***

Esta equação representa condições onde existem locais para ligação dos íons com diferentes níveis de energia de ligação. A observação desta condição se dá quando se elabora um gráfico com os resultados experimentais na forma  $C_e/S$  contra  $C_e$ , e deste procedimento observa-se que a linha de tendência apresenta dois segmentos de retas, representados pela Equação 39:

$$\frac{S}{C_e} = \frac{S_{m1} \cdot b_1}{1 + b_1 \cdot C_e} + \frac{S_{m2} \cdot b_2}{1 + b_2 \cdot C_e} \quad \text{Equação 39}$$

Sendo:

$C_e$  – concentração da solução em equilíbrio (mg/l),

S - quantidade adsorvida ( $\mu\text{g}$  de poluente /g de material geológico),

$b_1$  - energia de ligação do local tipo 1,

$S_{m1}$  – quantidade máxima de soluto que pode ser adsorvido no local tipo 1,

$b_2$  - energia de ligação do local tipo 2, e

$S_{m2}$  - quantidade máxima de soluto que pode ser adsorvido no local tipo 2.

### **Condição para solução multicomponente**

Para o caso de modelos de sorção multicomponentes destacam-se duas adaptações das equações monocomponentes de Langmuir e Freundlich.

Tipo Langmuir – competição

Este modelo foi apresentado por Murali e Aylmore (1983) segundo a Equação 40:

$$S_i = \frac{S_{m_i} \cdot b_i \cdot C_i}{1 + \sum_j b_j \cdot C_j} \quad \text{Equação 40}$$

Sendo:

$C_i$  – Concentração do cátion em solução,

$S_i$  – Quantidade de soluto adsorvido por unidade de adsorbente,

$S_m$  – parâmetro relativo à adsorção máxima,

$b_i$  – Parâmetros de afinidade de Langmuir,

Considerando uma competição entre dois cátions, têm-se as seguintes equações (Equação 41 e Equação 42):

$$\frac{1}{K_d} = \frac{1}{(S_{m_i} \cdot b_i)} + \frac{C_i}{S_{m_i}} + \frac{1}{S_{m_i}} \cdot \frac{b_j}{b_i} \cdot C_j \quad \text{Equação 41}$$

Ou

$$\frac{1}{S_i} = \frac{1}{S_{m_i}} + \left( \frac{1}{b_i \cdot S_{m_i}} \right) \cdot \frac{1}{C_i} + \left( \frac{b_j}{b_i \cdot S_{m_i}} \right) \cdot \frac{C_j}{C_i} \quad \text{Equação 42}$$

Quando se considera a competição entre 3 cátions, a Equação 43 a seguir representa as relações:

$$\frac{1}{S_i} = \frac{1}{Sm_i} + \left( \frac{1}{b_i \cdot Sm_i} \right) \cdot \frac{1}{C_i} + \left( \frac{b_h}{b_i \cdot Sm_i} \right) \cdot \frac{C_h}{C_i} + \left( \frac{b_j}{b_i \cdot Sm_i} \right) \cdot \frac{C_j}{C_i} \quad \text{Equação 43}$$

onde  $C_i$ ,  $C_h$  e  $C_j$  são variáveis referentes às concentrações dos cátions.

### **Modelo de Freundlich ampliado**

A Equação 44 a seguir é válida para uma condição de monocomponente.

$$S_i = K \cdot C_i^M \quad \text{Equação 44}$$

Porém, Van der Zee e van Riemsdijk (1987) propôs a inclusão de algumas variáveis como o pH e o carbono orgânico (oc), modificando-a para a Equação 45:

$$S_i = K^* \cdot (H^+)^a \cdot (oc)^b \cdot C_i^M \quad \text{Equação 45}$$

tendo  $K^*$ ,  $a$  e  $b$  como constantes da equação.

Elzinga *et al.* (1999) propôs uma linearização conforme a Equação 46:

$$\log S_i = \log K^* + M \cdot \log C_i \quad \text{Equação 46}$$

onde  $\log K^* = \beta_0 + \sum \beta_i \cdot \log X_i$ , com  $i = 1$  até  $M$ , sendo:

$K^*$ ,  $a$ ,  $b$  e  $c$  são constantes da equação,

$X_i$  relativo a uma propriedade experimental do solo,

$\beta_i$  é um coeficiente de regressão relacionado ao solo ou solução, e

$\beta_0$  é uma constante de regressão.

A competição entre 2 cátions pode ser representada pela Equação 47:

$$S_i = K^* \cdot C_i^M \cdot C_j^N \quad \text{Equação 47}$$

Quando se insere o pH e o valor de carbono orgânico (oc) é mantido constante para cada material geológico, tem-se:

$$S_i = K^* \cdot (H^+)^a \cdot C_i^M \cdot C_j^N \quad \text{Equação 48}$$

## 2.12 Modelagem matemática

A modelagem numérica de águas subsuperficiais constitui uma ferramenta que vem sendo crescentemente utilizada para fins de gerenciamento dos recursos hídricos, contribuindo para as análises de fluxo subsuperficial. Sanford *et al.* (2001) também citam que a poluição das águas subterrâneas tem se tornado uma importante questão para a sustentabilidade dos corpos hídricos, sendo que isto tem motivado o desenvolvimento de modelos hidrogeológicos que auxiliam as investigações sobre a trajetória destes poluentes.

A modelagem matemática do fluxo e do transporte de poluentes é uma ferramenta importante na gestão dos recursos hídricos. A sua utilização é relativamente recente, revelando sua importância na década de 70, com trabalhos como o de Dey e Morison (1979) e atualmente, os modelos numéricos dominam os estudos de modelagem de água subsuperficial devido, principalmente, aos grandes avanços na tecnologia computacional. O Internacional Groundwater Modelling Center do Holcomb Institute na Universidade de Butter em Indianapolis, Indiana, catalogou mais de quatrocentos modelos de fluxo e transporte de solutos, sendo, no mínimo, cem deles considerados eficientes. Outra possibilidade de utilização da modelagem numérica é para análise de alternativas de remediação em áreas contaminadas.

Existem muitos softwares disponíveis no mercado para modelagem de fluxo e de transporte de contaminantes, cabendo ao usuário escolher o que mais se adapte ao seu caso específico.

Dentre os programas mais conhecidos citam-se o MODFLOW, um dos softwares mais usados em problemas de hidrogeologia, e o FEFLOW e o MIKE SHE, que possibilitam análises na zona vadosa.

### 2.12.1 Modelagem de fluxo

Analisando um elemento infinitesimal de material geológico como o da Figura 27 e fazendo sobre ele um balanço de massa na direção indicada, tem-se que a massa que sai menos a que entra é igual à variação de massa no interior deste elemento, conforme a Equação 49:

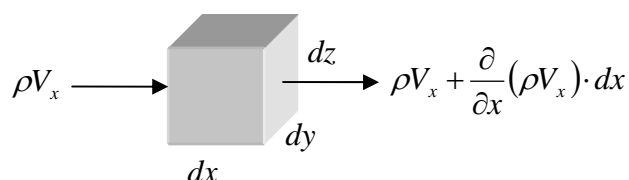


Figura 27 – Balanço de massa de um elemento infinitesimal de solo.

Ou seja, balanço = (sai – entra)<sub>x</sub>:

$$\left[ \frac{\partial}{\partial x}(\rho V_x) \cdot dx \right] \cdot dy \cdot dz = \frac{\partial M}{\partial t} \quad \text{Equação 49}$$

Sendo  $\rho$  a massa específica do fluido,  $V_x$  a velocidade de fluxo na direção  $x$  e  $M$  a massa de fluido.  $(dx \cdot dy \cdot dz)$  representa o volume elementar de material geológico ( $dVol$ ). Além disso, pode-se verificar que:

$$\frac{M}{Vol} = \rho \cdot \theta \quad \text{Equação 50}$$

Sendo  $\theta$  o teor de umidade volumétrico do solo. Logo, a equação do balanço pode ser reescrita na forma da Equação 51:

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho V_x) = \frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot \theta) \quad \text{Equação 51}$$



A equação de Darcy-Buckingham, que relaciona a condutividade hidráulica  $K(h)$  e o gradiente hidráulico  $(\partial h/\partial x)$  de acordo com a Equação 52, pode ser empregada na Equação 51, resultando a Equação 53:

$$V_x = -K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \quad \text{Equação 52}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( -\rho \cdot K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \cdot \theta) \quad \text{Equação 53}$$

Sendo  $h$  o potencial hidráulico total.

A Equação 53 é então a equação geral de fluxo para casos unidimensionais. De forma análoga, e considerando todas as 3 direções, tem-se a Equação 54 que contempla os problemas tridimensionais:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( -\rho \cdot K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( -\rho \cdot K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( -\rho \cdot K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \cdot \theta) \quad \text{Equação 54}$$

Esta é a equação diferencial geral que rege o fluxo em meios porosos, também conhecida como Equação de Richards. Em condições normais de fluxo a massa específica do fluido  $\rho$  pode ser considerada constante, o que resulta na Equação 55:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( -K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( -K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( -K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \text{Equação 55}$$

$$-\nabla \cdot [K(h) \cdot \nabla h] = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

### 2.12.2 Modelagem de transporte de poluente

As equações que representam o transporte de poluentes em meios porosos são baseadas no balanço de massa de soluto em um elemento de arestas infinitesimais, como ilustra o exemplo da Figura 28, que foi colocado como unidimensional para fins de simplificação.

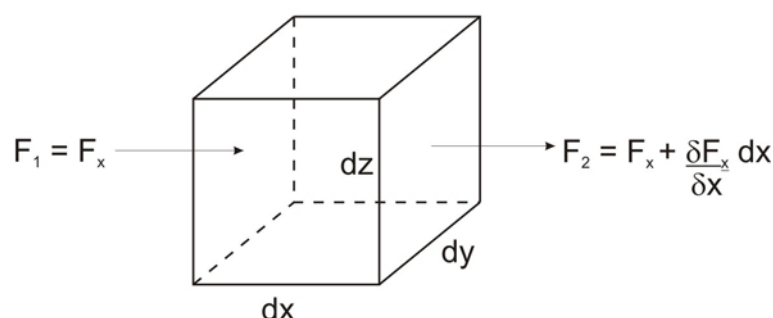


Figura 28 – Balanço de massa de soluto num elemento infinitesimal de solo.

Assim, no balanço de massa, a diferença entre os fluxos de massa de soluto  $F_1$  e  $F_2$  através da face  $dy \cdot dz$  representa a variação da massa  $M$  desse soluto em solução no interior do elemento infinitesimal (Equação 56).

$$\frac{\partial M}{\partial t} = (F_1 - F_2) \cdot dy \cdot dz = \left( -\frac{\partial F_x}{\partial x} \cdot dx \right) \cdot dy \cdot dz \quad \text{Equação 56}$$

Dividindo-se a Equação 56 pelo volume do próprio elemento infinitesimal ( $dx \cdot dy \cdot dz$ ), tem-se a Equação 57:

$$\theta \cdot \frac{\partial c}{\partial t} = -\frac{\partial F_x}{\partial x} \quad \text{Equação 57}$$

Em que:

$c$  – concentração da solução [ $M/L^3$ ];

$\theta$  - é o teor de umidade volumétrico [ $L^3/L^3$ ].

Por sua vez, um fluxo unitário de massa  $F_x$  é composto pelas parcelas de fluxo correspondentes aos mecanismos de transporte citados anteriormente (itens

2.11.1e 2.11.2): advectivo ( $F_A$ ), dispersivo ( $F_M$ ) e difusivo ( $F_D$ ). Portanto,  $F_x$  pode ser escrito da seguinte maneira (Equação 58):

$$F_x = F_A + F_M + F_D \quad \text{Equação 58}$$

A parcela de fluxo difusivo  $F_D$  é descrita pela Primeira Lei de Fick (Equação 59). Colocando-se as demais parcelas,  $F_A$  e  $F_M$ , sob o formato fickiano, tem-se:

$$F_D = -D_x^* \cdot \theta \cdot \frac{\partial c}{\partial x} \quad \text{Equação 59}$$

$$F_A = v_x \cdot \theta \cdot c \quad \text{Equação 60}$$

$$F_M = -D_{Mx} \cdot \theta \cdot \frac{\partial c}{\partial x} \quad \text{Equação 61}$$

Somando estas parcelas como mostra a Equação 58, tem-se:

$$F_x = v_x \cdot \theta \cdot c - (D_{Mx} + D_x^*) \cdot \theta \cdot \frac{\partial c}{\partial x} = v_x \cdot \theta \cdot c - D_{hx} \cdot \theta \cdot \frac{\partial c}{\partial x} \quad \text{Equação 62}$$

Substituindo  $F_x$  na Equação 57 e realizando-se a derivada, encontra-se:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_{hx} \cdot \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - v_x \cdot \frac{\partial c}{\partial x} \quad \text{Equação 63}$$

Considerando as três dimensões de fluxo, a Equação 63 pode ser reescrita na forma de divergente:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \nabla(D_h \cdot \nabla c) - \nabla v \cdot c \quad \text{Equação 64}$$

A Equação 64 descreve, portanto, o comportamento da concentração da solução ( $c$ ) no espaço (divergente) e no tempo ( $t$ ). Porém, ela é válida somente para

solutos não reativos, pois está relacionada à massa de soluto M em solução, como mostra a Equação 56. Quando ocorre a interação entre a solução e as partículas sólidas, caso de solutos reativos, uma parcela S' relativa à concentração de soluto adsorvida pelas partículas sólidas deve ser adicionada a esta equação. Assim, tem-se:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \nabla(D_h \cdot \nabla c) - \nabla v \cdot c - \frac{\partial S'}{\partial t} \quad \text{Equação 65}$$

S' está diretamente relacionada com a sorção S (item 2.11.4) através da seguinte expressão (Equação 66):

$$S' = \frac{\rho_d}{\theta} \cdot S \quad \text{Equação 66}$$

Sendo  $\rho_d$  a massa específica aparente seca do solo.

Substituindo a Equação 66 na Equação 65 e utilizando-se do recurso das diferenciais parciais, tem-se:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\rho_d}{\theta} \cdot \frac{\partial S}{\partial c} \cdot \frac{\partial c}{\partial t} = \nabla(D_h \cdot \nabla c) - \nabla v \cdot c$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} \cdot \left(1 + \frac{\rho_d}{\theta} \cdot \frac{\partial S}{\partial c}\right) = \nabla(D_h \cdot \nabla c) - \nabla v \cdot c \quad \text{Equação 67}$$

A Equação 67 é, portanto, a equação geral que descreve o transporte de solutos em meios porosos, sejam eles reativos ou não. O termo entre parênteses no primeiro membro desta equação refere-se ao fator de retardamento  $R_d$ , definido no item 2.11.3. Assim:

$$R_d = 1 + \frac{\rho_d}{\theta} \cdot \frac{\partial S}{\partial c} \quad \text{Equação 68}$$

A relação  $(\partial S/\partial c)$  nada mais é que a derivada da função de sorção em relação à concentração de equilíbrio da solução, sendo que a função de sorção pode ser descrita e parametrizada através de um dos modelos abordados no item 2.11.4.1 (linear, Freundlich e Langmuir, por exemplo).

Logo, uma vez parametrizadas as funções de sorção e o coeficiente de dispersão hidrodinâmica  $D_h$ , é possível aplicar a Equação 67 para modelar o transporte de poluentes.

### 2.12.2.1 Exemplos de programas utilizados em modelagem

Vários são os programas computacionais existentes no mercado que se propõem a modelar as mais variadas situações de fluxo e de transporte de poluentes. Cada um oferece uma interface particular com o usuário, apresentando recursos diferentes para modelagem e utilizando algum tipo específico de técnica numérica para a solução das equações diferenciais que representam os processos em questão. As potencialidades individuais estão relacionadas à capacidade de cada um em representar através de ferramentas ou artifícios próprios os fenômenos relacionados à dinâmica da água e ao transporte de poluentes. A Tabela 6 relaciona alguns dos principais programas comercialmente utilizados para estes fins, assim como os sites oficiais onde as mais diferentes informações podem ser obtidas.

**Tabela 6 – Programas computacionais frequentemente usados para simulação de fluxo e de transporte de poluentes.**

Programa	Endereço eletrônico
3DFEMFAT	<a href="http://www.scisoftware.com/products/3dfemfat_overview/3dfemfat_overview.html">http://www.scisoftware.com/products/3dfemfat_overview/3dfemfat_overview.html</a>
AQUA3D	<a href="http://www.scisoftware.com/environmental_software/product_info.php?products_id=31">http://www.scisoftware.com/environmental_software/product_info.php?products_id=31</a>
Argus ONE	<a href="http://www.argusint.com/">http://www.argusint.com/</a>
ChemFlux	<a href="http://www.soilvision.com/subdomains/chemflux.com/index.shtml">http://www.soilvision.com/subdomains/chemflux.com/index.shtml</a>
FEFLOW	<a href="http://www.feflow.info/">http://www.feflow.info/</a>
FLONET/TRANS	<a href="http://www.science.uwaterloo.ca/~molson/FLONET-TRANS/flonet-trans.html">http://www.science.uwaterloo.ca/~molson/FLONET-TRANS/flonet-trans.html</a>
FLOWPATH	<a href="http://www.geology-software.com/flowpath-model.html">http://www.geology-software.com/flowpath-model.html</a>
GFLOW	<a href="http://www.haitjema.com/">http://www.haitjema.com/</a>
GMS	<a href="http://www.ems-i.com/GMS/gms.html">http://www.ems-i.com/GMS/gms.html</a>
Groundwater	<a href="http://www.groundwater-vistas.com/">http://www.groundwater-vistas.com/</a>

Vistas	
MicroFEM	<a href="http://www.microfem.com/">http://www.microfem.com/</a>
MOC	<a href="http://www.scisoftware.com/products/moc_details/moc_details.html">http://www.scisoftware.com/products/moc_details/moc_details.html</a>
MOC DENSE	<a href="http://water.usgs.gov/software/MOC DENSE/">http://water.usgs.gov/software/MOC DENSE/</a>
MODFLOW	<a href="http://www.modflow.com/">http://www.modflow.com/</a>
MODFLOW	<a href="http://www.modflow.com/">http://www.modflow.com/</a>
SURFACT	
MODFLOW T	<a href="http://igwmc.mines.edu/software/igwmcsoft/modflowt.htm">http://igwmc.mines.edu/software/igwmcsoft/modflowt.htm</a>
MODFLOW win3 2	<a href="http://www.ground-water-models.com/products/modflow_win32_demo/modflow_win32_demo.html">http://www.ground-water-models.com/products/modflow_win32_demo/modflow_win32_demo.html</a>
MODPATH	<a href="http://www.modflow.com/">http://www.modflow.com/</a>
ModTech	<a href="http://www.scientificsoftwaregroup.com/pages/product_info.php?products_id=212">http://www.scientificsoftwaregroup.com/pages/product_info.php?products_id=212</a>
MOFAT	<a href="http://www.geology-software.com/mofat-model.html">http://www.geology-software.com/mofat-model.html</a>
MT3D	<a href="http://www.modflow.com/">http://www.modflow.com/</a>
PEST	<a href="http://www.ems-i.com/GMS/models/pest.html">http://www.ems-i.com/GMS/models/pest.html</a>
PESTAN	<a href="http://www.epa.gov/ada/csmos/models/pestan.html">http://www.epa.gov/ada/csmos/models/pestan.html</a>
Processing	<a href="http://www.pmwin.net/pmwin5.htm">http://www.pmwin.net/pmwin5.htm</a>
Modflow	
POLLUTE	<a href="http://www.scisoftware.com/products/pollute_detailed/pollute_detailed.html">http://www.scisoftware.com/products/pollute_detailed/pollute_detailed.html</a>
PRINCE	<a href="http://www.scisoftware.com/products/prince_overview/prince_overview.html">http://www.scisoftware.com/products/prince_overview/prince_overview.html</a>
SEAWAT	<a href="http://water.usgs.gov/ogw/seawat/">http://water.usgs.gov/ogw/seawat/</a>
SESOIL	<a href="http://www.seview.com/">http://www.seview.com/</a>
SOLUTRANS	<a href="http://www.fittsgeosolutions.com/solutran.htm">http://www.fittsgeosolutions.com/solutran.htm</a>
SUTRA	<a href="http://www.geology-software.com/chemically-reactive.html">http://www.geology-software.com/chemically-reactive.html</a>
SWIFT	<a href="http://www.geotransinc.com/swift.html">http://www.geotransinc.com/swift.html</a>
TWODAN	<a href="http://www.fittsgeosolutions.com/twodan.htm">http://www.fittsgeosolutions.com/twodan.htm</a>
Visual	<a href="http://www.groundwatersoftware.com/visual_groundwater.htm">http://www.groundwatersoftware.com/visual_groundwater.htm</a>
Groundwater	
VISUAL HELP	<a href="http://www.scientificsoftwaregroup.com/pages/detailed_description.php?products_id=78">http://www.scientificsoftwaregroup.com/pages/detailed_description.php?products_id=78</a>
Visual MODFLOW	<a href="http://www.swstechnology.com/groundwater-software/groundwater-modeling/visual-modflow-pro">http://www.swstechnology.com/groundwater-software/groundwater-modeling/visual-modflow-pro</a>
VISUAL PEST	<a href="http://www.swstechnology.com/groundwater-software/groundwater-model-parameter/visual-pest-asp">http://www.swstechnology.com/groundwater-software/groundwater-model-parameter/visual-pest-asp</a>
WinFlow	<a href="http://www.scisoftware.com/products/winflow_overview/winflow_overview.html">http://www.scisoftware.com/products/winflow_overview/winflow_overview.html</a>
WinTran	<a href="http://www.scisoftware.com/products/wintran_overview/wintran_overview.html">http://www.scisoftware.com/products/wintran_overview/wintran_overview.html</a>
MIKE SHE	<a href="http://www.mikebydhi.com/Products/WaterResources/MIKESHE.aspx">http://www.mikebydhi.com/Products/WaterResources/MIKESHE.aspx</a>

Desta lista, destacam-se três deles: MODFLOW, FEFLOW e MIKE SHE.

### **MODFLOW**

MODFLOW é o nome dado ao código modular desenvolvido pela USGS (*United States Geological Survey*) para solução das equações diferenciais de fluxo em três dimensões, utilizando aproximações por diferenças finitas (técnica numérica) (McDONALD e HARBAUGH, 1988). O código, inicialmente desenvolvido em Fortran, é livre e pode ser compilado e executado em sistemas operacionais DOS, Windows ou Unix. Porém, não possui interface amigável, o que levou ao desenvolvimento de softwares comerciais que utilizam este código fonte, por exemplo o Argus ONE, GMS, Groundwater Vistas, Visual MODFLOW, entre outros.

Dentre estes, o Visual MODFLOW é, talvez, o mais utilizado para simulações de fluxo, permitindo também a simulação de transporte de poluentes em regimes estacionários e transientes. Tem sido bastante empregado para simulações de impacto de rebaixamento do nível de água como resultado de bombeamento (RAYNE *et al.*, 2001; MERIANO e EYLES, 2003; ZUME e TARHULE, 2008). Porém, somente considera o fluxo da zona saturada, sendo a recarga definida pelo próprio usuário.

### **FEFLOW**

O FEFLOW é um modelo que utiliza a técnica numérica dos elementos finitos para simular tanto fluxo como transporte de poluentes. Executa simulações bi ou tridimensionais, estacionárias ou transientes, podendo englobar os processos que ocorrem tanto na zona saturada como na não saturada, além de considerar os efeitos da temperatura e da salinidade no transporte. O Feflow é compatível com vários outros softwares, e o fato de utilizar malhas de elementos finitos permite maior flexibilidade na representação de modelos cuja geometria seja mais complexa. Dentre os trabalhos desenvolvidos com este software, citam-se os de Nastev *et al.* (2005), Sarwar e Eggers (2006), Reynolds e Marimuthu (2007), entre outros.

Entretanto, as condições de contorno na superfície não permitem simular a dinâmica da água, devendo o usuário fornecer um valor de entrada para a infiltração e/ou recarga potencial.

## **MIKE SHE**

O MIKE SHE é um modelo caracterizado como completamente integrado por permitir simular fluxos superficial e subsuperficial, tanto na zona saturada quanto não saturada, podendo os componentes serem utilizados de forma independente e personalizada às necessidades locais. Assim como o MODFLOW, também utiliza aproximações por diferenças finitas, mas com a vantagem de melhor representar as condições climáticas de chuva e evapotranspiração além das características dinâmicas de infiltração. Como limitações citam-se o preço, o número restrito de células para composição do grid (máximo de 700) e a impossibilidade de discretização variável (GRAHAM e BUTTS, 2005; MIDDLEMIS, 2004). Aplicações deste modelo podem ser encontradas em McMichael *et al.* (2006), Liggett e Allen (2010), dentre outros.

## **2.13 Método da eletrorresistividade**

### **2.13.1 Considerações gerais**

A eletrorresistividade é um método de investigação geofísica que utiliza a resistividade elétrica ( $\rho$ ) para caracterizar de forma indireta os materiais geológicos. Trata-se de um método bastante difundido no âmbito da geofísica aplicada e que tem como vantagens a agilidade na aplicação do processo, resultados satisfatórios e custos reduzidos quando comparado aos métodos diretos de investigação subsuperficial.

A resistividade elétrica ( $\rho$ ) é a grandeza que descreve a resistência da passagem de corrente elétrica num determinado meio, sendo essa dependente do estado físico do material e de sua natureza. A definição feita por Telford *et al.* (1990) traz a resistividade elétrica como a resistência elétrica R de um cilindro condutor e



homogêneo de comprimento L e seção transversal S, ambos de valor unitário. Matematicamente, esta relação é expressa da seguinte forma (Equação 69):

$$\rho = \frac{R \cdot S}{L} \quad \text{Equação 69}$$

Sendo,

$\rho$  – resistividade elétrica (Ohm.m);

R – resistência elétrica (Ohm);

S – área da seção transversal do cilindro (m<sup>2</sup>);

L – comprimento do cilindro (m).

A aplicação da técnica baseia-se no fundamento teórico de que os materiais geológicos possuem um determinado valor de resistividade elétrica ( $\rho$ ). Sendo assim, o estado com que estes materiais se apresentam na natureza e a sua gênese é que irão determinar a sua resistividade. De modo geral,  $\rho$  é influenciada principalmente por quatro fatores:

- Composição mineralógica;
- Porosidade;
- Teor de umidade;
- Quantidade e natureza dos sais dissolvidos.

Desses, a quantidade de água contida e a salinidade dessa água destacam-se como os mais importantes, sendo que um aumento do valor destes gera uma redução dos valores de resistividade.

Orellana (1972) relata que, devido à influência de todos esses fatores combinados, o parâmetro resistividade pode variar significativamente mesmo para um único tipo de rocha, como pode ser observado na Tabela 7 a seguir.

### **2.13.2 Tipos de ensaios**

Para a aplicação do método da eletrorresistividade em campo, eletrodos são utilizados para injetar e/ou captar os sinais do campo elétrico causado pela corrente

elétrica injetada. A Figura 29 apresenta um detalhe de eletrodo sendo utilizado em campo.

Tabela 7 - Valores de resistividade elétrica de materiais conhecidos (Fonte: ORELLANA, 1972)

Material	Resistividade (ohm.m)
ar	$\infty$
águas doces superficiais	$10 - 10^3$
águas marinhas	0,2
argilas	$10 - 10^2$
areias	$10^2 - 10^4$
areia saturada com água mineral	$10^{-1} - 10$
aluvião	$10 - 10^3$
conglomerados	$10 - 10^4$
arenitos	$10 - 10^8$
margas arenosas	$10 - 10^2$
calcários	$10^2 - 10^4$
basaltos	$10^2 - 10^5$
granitos	$10^2 - 10^5$
xistos	$10 - 10^3$
gnaiesses	$10^2 - 10^4$



Figura 29 – Eletrodo metálico usado pelo método da eletrorresistividade.

Partindo da definição de Telford *et al.* (1990), ao se aplicar numa superfície plana de um semi-espço homogêneo e isotrópico um dispositivo arbitrário de quatro eletrodos, sendo dois para injetar a corrente (A e B) e dois para medir a diferença de potencial (M e N), a resistividade é assumida como constante e pode ser calculada através da Equação 70:

$$\rho = \frac{K \cdot \Delta V}{I} \quad \text{Equação 70}$$

Sendo,

$\rho$  - resistividade elétrica [ohm.m];

K – fator geométrico;

$\Delta V$  – diferença de potencial entre os eletrodos M e N [mV];

I – intensidade de corrente entre os eletrodos A e B [mA].

O fator K depende da geometria do arranjo de eletrodos na superfície e pode ser calculado através da fórmula geral (Equação 71):

$$K = \frac{2\pi}{\left[ \left( \frac{1}{AM} \right) - \left( \frac{1}{AN} \right) - \left( \frac{1}{BM} \right) + \left( \frac{1}{BN} \right) \right]} \quad \text{Equação 71}$$

A aplicação Equação 70, considerando o arranjo na forma do fator K (Equação 71), fornece o valor de resistividade elétrica para um meio homogêneo e uniforme.

Entretanto, na natureza, os materiais geológicos não ocorrem de forma homogênea. Sendo assim, a medida de resistividade gerada a partir da aplicação desta técnica geofísica em campo é dada em termos de resistividade aparente  $\rho_a$ , que é a normalmente adotada na interpretação dos dados e também expressa em ohm.m.

Desta forma, a análise das variações nas medidas de resistividade aparente é relacionada a estratificações geelétricas que podem estar relacionadas a mudanças de material geológico, de umidade ou de concentração de sais.

Dentro do método da eletrorresistividade, destacam-se duas técnicas de aquisição de dados: a Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e o Caminhamento Elétrico (CE), ilustradas na Figura 30.

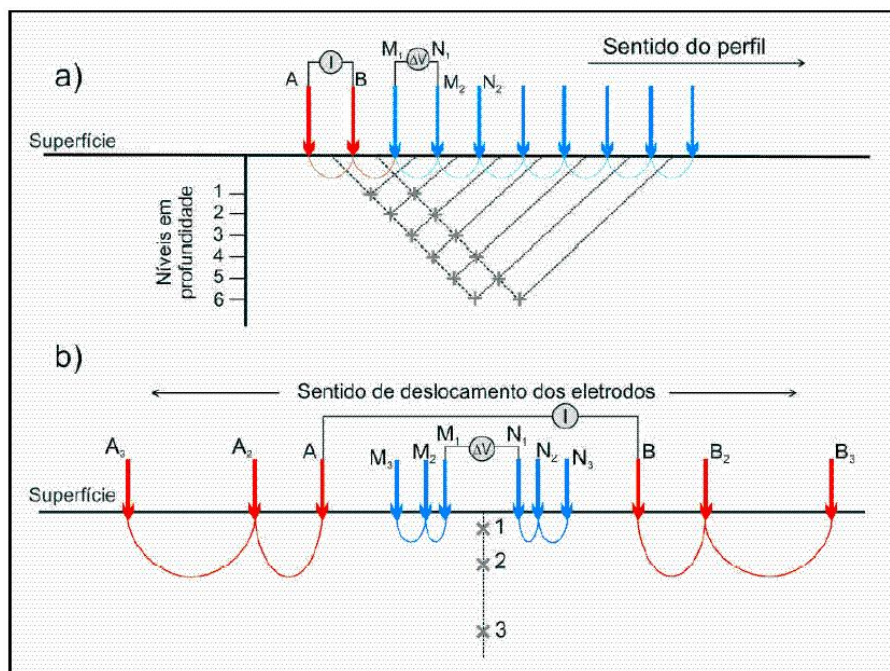


Figura 30 - Esquema das técnicas de investigação geológica: a) Caminhamento Elétrico (CE); b) Sondagem Elétrica Vertical (SEV) (Fonte: FACHIN, 2007)

### 2.13.2.1 Sondagem elétrica vertical (SEV)

A técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) caracteriza-se por uma série de determinações de resistividade elétrica em um ponto fixo, a profundidades cada vez maiores. Para tanto, distanciamentos crescentes são efetuados entre os eletrodos de emissão (A e B) e recepção (M e N) para a obtenção de  $\rho$ . Com os arranjos eletródicos de Schlumberger ou o de Wenner, os mais utilizados para esta técnica, à medida que os eletrodos são distanciados entre si, maiores profundidades são investigadas. Caracteriza-se, portanto, como um arranjo de prospecção geológica unidimensional, em que a profundidade teórica de investigação varia entre  $AB/5$  e  $AB/3$ .

A interpretação dos valores de resistividade aparente obtidos a partir desta técnica objetiva a determinação da distribuição espacial dos estratos de diferentes resistividades e, conseqüentemente, de diferentes caracterizações geológicas do

subsolo. Esta interpretação é feita normalmente a partir de um gráfico bi-log entre  $\rho$  e  $AB/2$ , como mostra o exemplo da Figura 31.

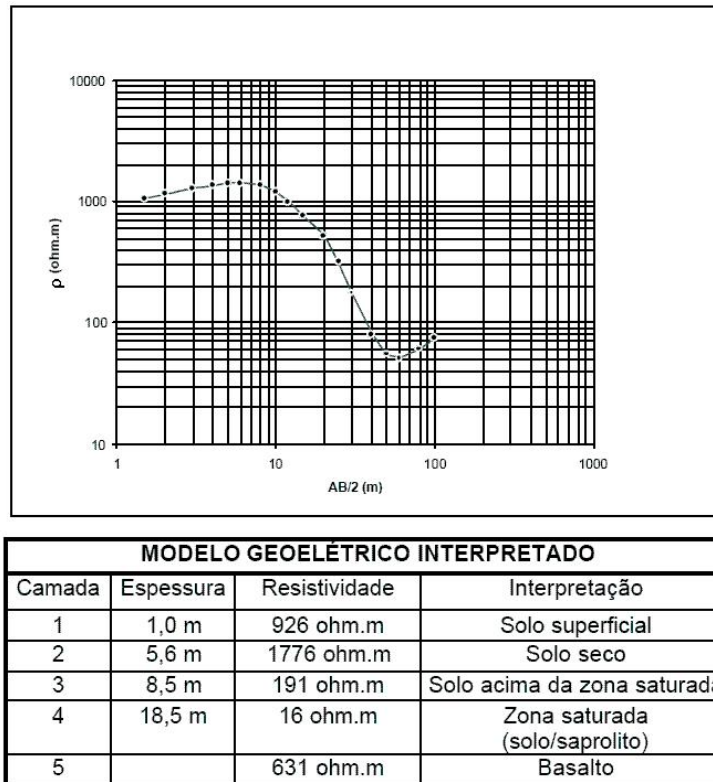


Figura 31 - Curva de campo e modelo elétrico interpretado (Fonte: ELIS, 1999).

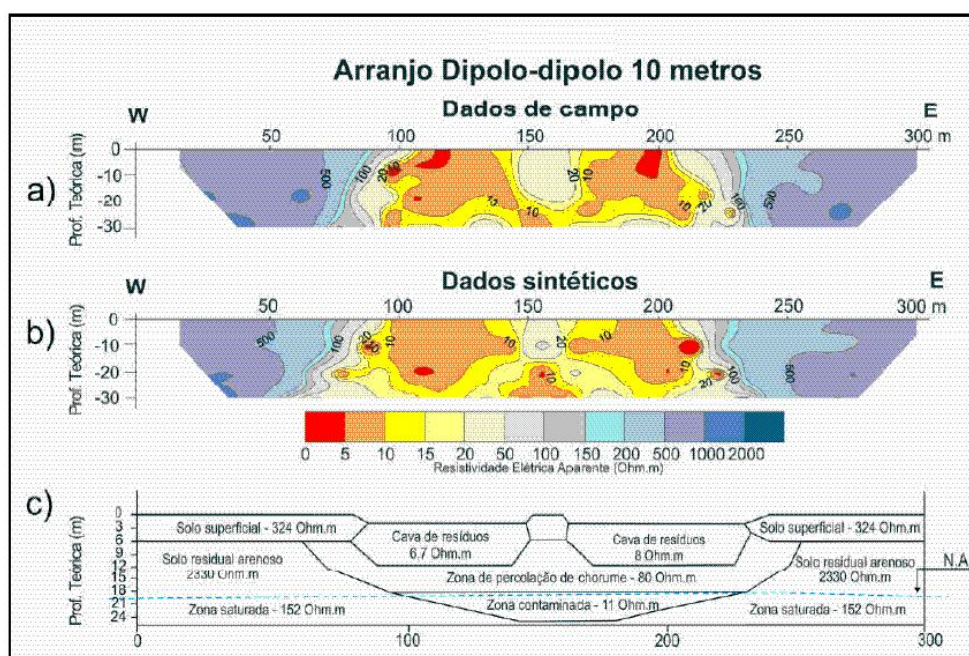
### 2.13.2.2 Caminhamento elétrico (CE)

O Caminhamento Elétrico procura investigar o subsolo em duas dimensões, ou seja, a variação lateral dos valores de resistividade aparente é também avaliada. Para tanto, o arranjo eletródico é disposto de tal forma que os eletrodos A e B se encontrem ao lado dos diversos eletrodos de recepção M e N, sendo fixado um espaçamento entre eles. Sendo assim, como o próprio nome da técnica indica, são realizados caminhamentos consecutivos de todo o conjunto eletródico ao longo de um perfil estipulado, mantendo-se fixa a distância entre os eletrodos. O número de níveis teóricos de investigação serão, neste caso, tantos quantos forem os pares de eletrodos de recepção MN, sendo a profundidade de cada nível dependente do espaçamento entre os eletrodos.

Como uma técnica que se destina a investigar um perfil bidimensional, ela é considerada bastante útil em aplicações que objetivam estudar variações laterais de

contatos geológicos, falhas e fraturas, avaliação de contaminação de aquíferos a partir de fontes poluidoras, entre outros.

A interpretação quantitativa se utiliza de técnicas numéricas através do método da inversão, onde a partir dos dados de campo se busca o melhor modelo que se aproxime dos dados reais. De acordo com alguns autores, a utilização deste artifício matemático permite a obtenção de um modelo de subsuperfície de melhor acurácia se comparado com a interpretação qualitativa. A Figura 32 apresenta, como exemplo, o resultado de uma interpretação de um perfil de CE feita por Elis (1999) para avaliação da contaminação na área do antigo lixão de Ribeirão Preto – SP, em que foi utilizado o método da inversão.



**Figura 32 - Exemplo de modelo geológico-geofísico obtido através de CE (Fonte: ELIS, 1999).**

O método da inversão caracteriza-se como um procedimento matemático baseado no método dos mínimos quadrados que visa reduzir as distorções na pseudo-seção de resistividade aparente originadas pela geometria do arranjo elétrico usado. Trata-se de recurso que visa auxiliar as interpretações quantitativas dos dados de campo. Existem alguns programas computacionais disponíveis comercialmente para esta finalidade, dentre eles o RES2DINV, desenvolvido por Loke e Barker (1996), que executa um imageamento 2D do terreno a partir de um tipo de inversão denominada "suavização restringida" (smoothness-constrained).

### **2.13.3 Aplicações**

O método da eletrorresistividade como ferramenta de investigação geológico-geotécnica caracteriza-se pela versatilidade, e sua aplicabilidade em cada caso é função dos objetivos a que se propõe. A seguir apresentam-se alguns exemplos que demonstram as possibilidades de uso da técnica.

Menezes *et al.* (2005) utilizaram SEVs em conjunto com métodos de prospecção eletromagnéticos para determinar a ocorrência de estruturas geológicas como falhas e fraturas em região de águas minerais na cidade de Santo Antônio de Pádua-RJ. O método eletromagnético apresentou-se satisfatório para a indicação de falhas e/ou fraturas que condicionam a existência de fontes, enquanto as SEVs determinaram a profundidade das zonas fraturadas com maior precisão.

Gallas (2003) realizou caminhamentos elétricos em região de aquífero cristalino e sugere que as seções de prospecção sejam obtidas na forma de malhas quadráticas ou triangulares com o intuito de detectar as estruturas geológicas. Com o emprego deste arranjo, o autor avalia ser mais adequado para orientar a locação de poços tubulares profundos.

Vem sendo crescente também o emprego do método da eletrorresistividade como recurso de monitoramento da zona saturada.

Jardani *et al.* (2007) realizaram caminhamentos elétricos de forma a obter um arranjo espacial tridimensional a partir do qual os autores verificaram a existência de canais preferenciais de infiltração oriundos de depressões em superfície causadas por subsidência em área rochas calcáreas, no norte da França.

Al Hagrey *et al.* (1999) realizaram monitoramento de um ensaio de infiltração numa cava na qual os eletrodos foram dispostos na base. Após o preenchimento desta cava com areia, foi realizada a irrigação de água e depois de uma solução com traçador, sendo avaliadas qualitativamente as frentes de umedecimento e de poluentes para verificação de possíveis caminhos preferenciais. Também foi realizado monitoramento utilizando radar de penetração, cujos resultados foram comparados com os resultados obtidos com o monitoramento da eletrorresistividade.

Looms *et al.* (2008) realizaram monitoramento de um ensaio de infiltração combinando as técnicas geofísicas de tomografia de resistividade elétrica e de radar

de penetração em poços cruzados (cross-borehole). Através dos resultados gerados a partir desta configuração de prospecção, os autores avaliaram a influência que camadas delgadas de argila na infiltração, desviando lateralmente o sentido de fluxo hidráulico e de poluentes.

Rucker (2009) propõe um modelo matemático de resistividade acoplado ao modelo de infiltração de Green-Ampt, visando a obtenção das frentes de umedecimento através de medidas de resistividade.





## Capítulo 3 – Materiais e métodos

A avaliação da recarga e do potencial de contaminação para área de estudo foi elaborada em 8 etapas, que são esquematicamente apresentadas na forma de um fluxograma (Figura 33). A definição destas etapas, que serão detalhadas adiante, foi baseada numa sequência que visava a obtenção das informações pertinentes ao propósito da tese e no atendimento dos objetivos.

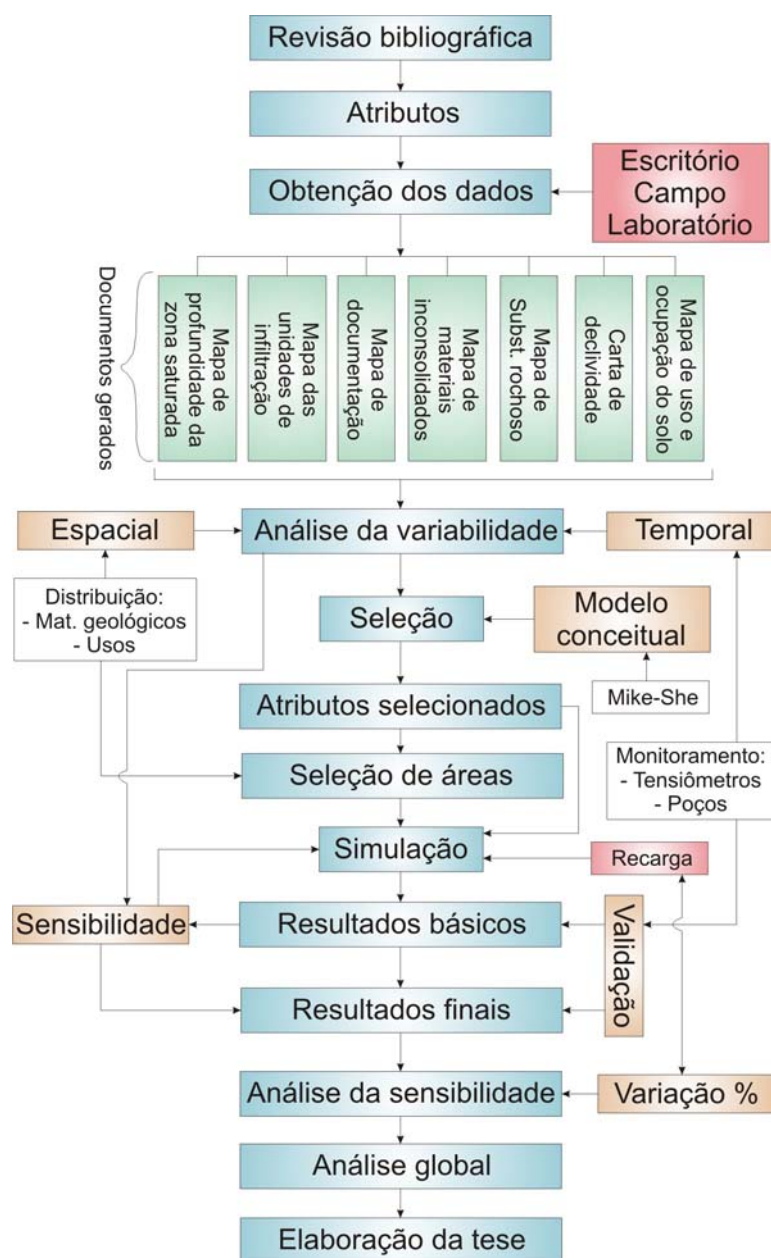


Figura 33 – Fluxograma das etapas desenvolvidas.

### **3.1 Etapa 1 – Revisão Bibliográfica**

Esta etapa inicial teve como objetivos fornecer os subsídios teóricos que acercam os fatores e mecanismos governadores da recarga e dos processos de transporte de massa em meios porosos e, principalmente, abordar os principais trabalhos que vem sendo desenvolvidos a respeito do tema. Conseqüentemente, esta constituiu uma etapa fundamental para a definição das informações (atributos, propriedades e parâmetros) a serem obtidas e a orientação dos trabalhos subseqüentes.

### **3.2 Etapa 2 – Definição dos atributos**

Dykes e Thornes (2000) descreveram em seus trabalhos que, para estudos que visem a avaliação da dinâmica das águas, a abordagem mais adequada deve considerar a influência de três fatores principais, a saber: as características dos materiais geológicos, as informações de chuva e as respostas do meio físico resultantes da interação com a chuva. Sendo assim, a busca dos atributos foi norteada de forma que eles pudessem representar estes três fatores numa modelagem numérica com vista a avaliação da recarga.

A definição destes atributos foi orientada a partir daqueles tratados em Palma (2004), Leite (1995) e Zuquette (1993). A Tabela 8 lista os atributos que foram selecionados para este estudo.

### **3.3 Etapa 3 – Obtenção dos dados e geração dos documentos básicos**

O fluxograma da Figura 34 ilustra a seqüência dos procedimentos desenvolvidos para a obtenção das informações necessárias para a elaboração dos documentos básicos, utilizados como dados de entrada na etapa de modelagem.

Nota-se a existência de trabalhos de escritório, de campo e de laboratório, caracterizando o trabalho, portanto, como um estudo integrado de atividades.

A seqüência das atividades passa a ser descrita a seguir.

**Tabela 8 – Componentes e atributos analisados no trabalho.**

Componentes	Atributos
Climáticos	Pluviometria (eventos) Evapotranspiração
Geomorfologia	Declividade Morfometria
Materiais inconsolidados	Espessura das camadas Distribuição espacial (em área) Textura e índices físicos Condutividade hidráulica Característica de retenção Capacidade de campo Capacidade de infiltração CTC Fator de retardamento
Substrato rochoso	Distribuição em área Distribuição em profundidade Descontinuidade Tipo de substrato (litologia) Condutividade hidráulica
Hidrogeológicos (água)	Infiltração (taxa mm/h) Escoamento superficial Profundidade do NA Flutuações do NA Fontes naturais Gradiente hidráulico
Uso do solo	Variabilidade Influência na infiltração

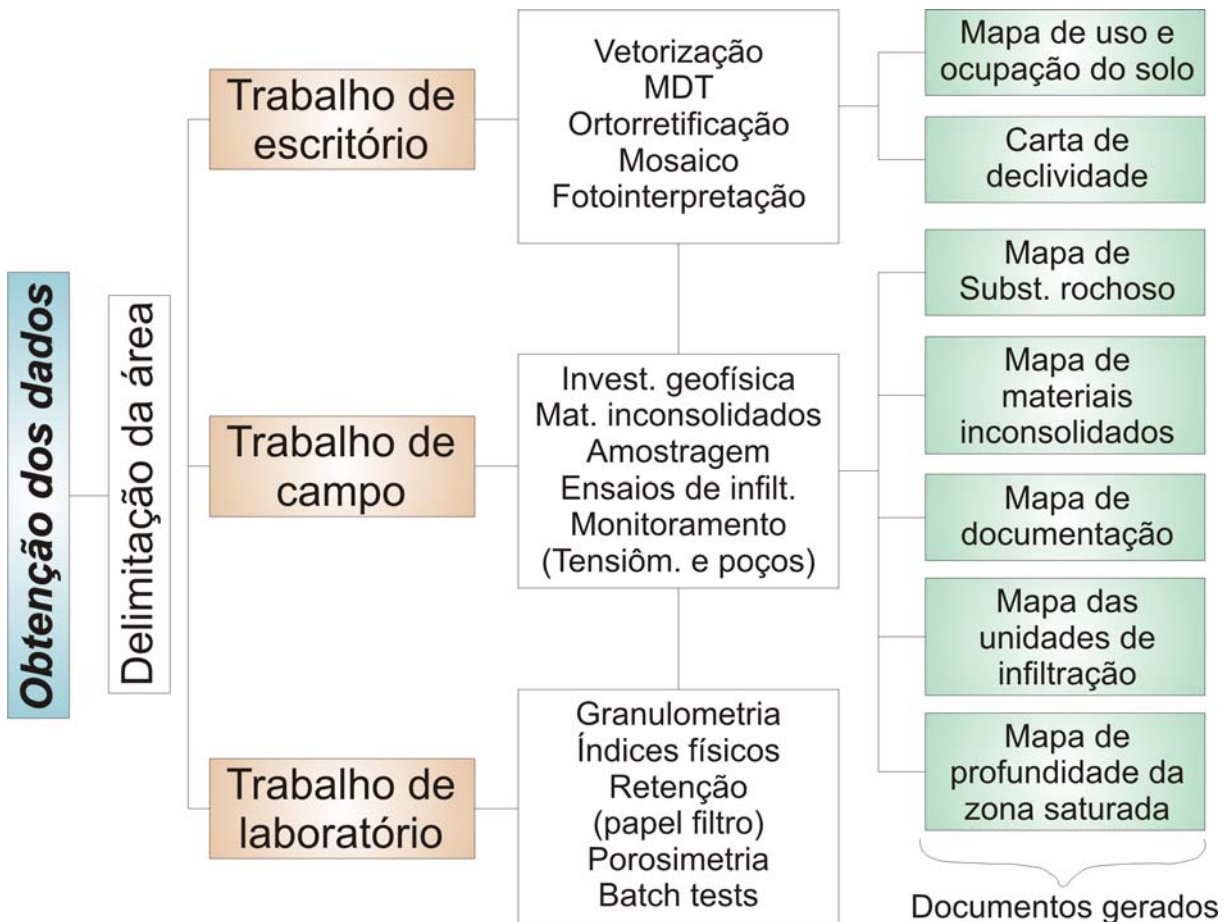


Figura 34 – Detalhes da etapa de obtenção de dados.

### 3.3.1 Delimitação da área de estudo

A área de estudo situa-se ao norte da cidade de São Carlos – SP, numa porção do município que oferece melhores condições de expansão e que vem sendo crescentemente habitada. Em vista disso, a escolha dos mapas topográficos procurou abranger esta porção, sendo utilizada para isto a base topográfica do IGC (IGC , 1990). As nove folhas topográficas que representam a área de estudo, em escala 1:10.000, encontram-se sob o fuso 23, tendo Córrego Alegre – MG e o marégrafo de Imbituba – SC como referências horizontal e vertical, respectivamente. São elas:

- SF-23-V-C-IV-3-SO-A
- SF-23-V-C-IV-3-SO-B
- SF-23-V-C-IV-3-SO-C
- SF-23-V-C-IV-3-SO-D

- SF-23-V-C-IV-3-SO-E
- SF-23-V-C-IV-3-SO-F
- SF-23-V-C-IV-3-SE-A
- SF-23-V-C-IV-3-SE-C
- SF-23-V-C-IV-3-SE-E

### **3.3.2 Trabalhos de escritório**

#### **3.3.2.1 Vetorização das cartas topográficas**

A vetorização consiste na transformação dos elementos de imagem em elementos digitais, ou vetores, tornando possível a sua representação gráfica tridimensional.

Para tal, a partir da delimitação da área de estudo e com o auxílio do software AutoCadMap3D™ versão 2005, os mapas topográficos citados acima foram georreferenciados e colocados sob a forma de um mosaico. A partir daí, foi gerada uma base digital da topografia em arquivo de extensão SHP, que foi utilizada na elaboração do modelo digital do terreno (MDT) e na ortorretificação das imagens aéreas (APÊNDICE I).

#### **3.3.2.2 Modelo Digital do Terreno (MDT)**

O Modelo Digital do Terreno (MDT) visa a representação digital das condições de relevo, constituindo assim uma ferramenta importante, uma vez que a dinâmica das águas é influenciada pela morfologia de superfície. O MDT também é base para a ortorretificação de imagens, que constituiu uma das ferramentas úteis para a avaliação do uso e ocupação do solo, que será descrito no item 3.3.5.5.

A partir da base topográfica digital gerada na vetorização, o MDT foi elaborado através do software ArcMap 9.1™. Nesta última etapa foram testadas duas opções: a criação de um TIN (Triangular Integrated Network) e o modelo obtido via krigagem ordinária, optando por um semivariograma esférico e usando 20 pontos e 500 metros de raio máximo como critérios de busca para o processo de

interpolação. Em ambas as opções o pixel utilizado foi de 5 metros, sendo que o Apêndice II apresenta o MDT obtido via krigagem.

### 3.3.2.3 Ortorretificação e mosaico de fotos aéreas

A utilização de fotos aéreas é útil nas atividades de delimitação dos usos e ocupações, bem como na fotointerpretação dos materiais geológicos e feições do relevo.

Foram selecionadas 12 fotografias aéreas escanerizadas que abrangiam a área de estudo. As fotografias são do voo 0-719 da empresa Base S. A. em julho de 2000, obtidas por uma câmera de distância focal igual a 152,755, em escala 1:30.000, e cuja articulação está ilustrada na Figura 35.

053-0054	053-0052	053-0050	053-0048
052-0053	052-0051	052-0049	052-0047
0511-0054	0511-0053	051-0051	051-0049

Figura 35 – Articulação das fotografias aéreas utilizadas (nomenclatura: faixa de voo – número da foto)

Para a obtenção do mosaico das 12 fotografias aéreas citadas, elas tiveram que ser anteriormente ortorretificadas no software ENVI 4.3<sup>TM</sup>. Neste procedimento, foram utilizadas as 8 marcas fiduciais de cada foto como orientação interna, e de 10 a 12 pontos de coordenadas conhecidas por foto como orientação externa. Após o processo de ortorretificação de cada foto separadamente, obteve-se então o mosaico (APÊNDICE I).

### 3.3.2.4 Fotointerpretação

A fotointerpretação foi empregada com o intuito de dinamizar os trabalhos de campo, individualizando os materiais inconsolidados através do reconhecimento de áreas com características comuns. Sendo assim, certos materiais com

características semelhantes em termos de infiltração foram agrupados, formando unidades individualizadas que pudessem expor diferentes condições de dinâmica das águas.

### **3.3.3 Trabalhos de campo**

#### **3.3.3.1 Investigação geofísica por eletrorresistividade**

Investigações geofísicas por eletrorresistividade foram realizadas no sentido de auxiliar a caracterização no meio geológico na área de estudo, enfocando basicamente o aspecto da distribuição dos materiais geológicos em área e profundidade. Para tanto foram realizadas 60 sondagens elétricas verticais (SEV) rasas e outras 5 profundas, além de 2 caminhamentos elétricos (CE). As técnicas de SEV e CE encontram-se detalhadas no item 2.13.2.

A técnica do CE foi também empregada na etapa dos ensaios de infiltração de grande dimensão, sendo útil na avaliação dos parâmetros hidráulicos e de transporte de contaminantes em campo.

O equipamento utilizado foi o Syscal Pro de dez canais de recepção, pertencente ao Departamento de Geotecnia da EESC/USP

#### **3.3.3.2 Substrato rochoso**

Sua obtenção constitui uma informação importante na definição dos limites para os modelos conceituais pré-estabelecidos, que são indispensáveis para a modelagem numérica.

De acordo com proposta de Zuquette e Gandolfi (2004), a elaboração de um mapa do substrato rochoso (rochas sãs) envolve a obtenção e determinação de uma série de atributos, que constam na Tabela 9.

Grupos para obtenção.

1- Determinação da litologia básica.



A descrição deve-se ater as características que são relativas às classificações das rochas (ígneas, sedimentares, metamórficas) conforme proposta da IAEG (1981).

Ressalta-se que, associado à litologia básica, alguns aspectos petrográficos específicos devem ser observados tais como: minerais secundários (sulfetos, carbonatos) que podem afetar as propriedades geotécnicas ao longo do tempo; distribuição orientada de minerais, relações entre os minerais planares, entre outros.

**Tabela 9 – Atributos relacionados ao substrato rochoso.**

<b>Atributos</b>	<b>Caracterização</b>	<b>Formas de Obtenção</b>
-Tipo rochoso /Grupo litológico	- IAEG (1981)	*Fotointerpretação *Trabalhos de campo
-Litologia	- IAEG (1981)	*Trabalhos de campo
-Distribuição (em área e em profundidade)	-Zonas (unidades)	*Fotointerpretação *Trabalho de campo
-Estruturas (descontinuidades)-	- Geometria, Distribuição, Caracterização, Classificações IAEG (1981) e ISRM (1977) Jv,	*Fotointerpretação *Trabalhos de campo
-Mineralogia		*Laboratório
-Densidade aparente/ Porosidade aparente	-Classes de valores	*Ensaio Laboratoriais
-Profundidades/ espessuras	-Classes de valores	*Fotointerpretação *Trabalho de campo
-Grau de intemperismo	-Price (1993)	*Trabalho de campo *Laboratório
-Alterabilidade (potencial)	-Classificação	*Laboratório
-Condutividade hidráulica	-Classes de valores	*Ensaio *Estimativa *Analogia *Relativa
-Resistência mecânica	-Classes de valores	*Estimativa *Ensaio laboratoriais

## 2- Descrição das propriedades do material rochoso.

Dentre as propriedades gerais, são de grande importância as seguintes:

- Coloração – deve ser descrita de acordo com uma carta de cores padrão como a de Munsell (1954) ou um sistema mais simplificado como o ANON (1972).
- Textura – deve ser avaliada em termos dos seguintes aspectos:
  - Tamanho relativo dos grãos (uniformidade)

- Forma do grão – considerar o grau de angularidade e arredondamento.
- Fabrica – deve-se considerar o arranjo espacial dos grãos ou em massa.
- Porosidade – descrever tamanho, forma e orientação de todos os tipos de espaços vazios.

Estas características podem ser observadas com microscópios monoculares de mão.

- Resistência Uniaxial – deve ser avaliada a partir dos seguintes aspectos:
  - A partir das características anteriores em relações indiretas com valores quantitativos.
  - A partir de testes de campo com equipamentos como o esclerômetro de Schmidt
  - Em laboratório a partir do ensaio de carga pontual de acordo com a proposta da ISRM (1981)
- Cimentação – principalmente para as rochas sedimentares é fundamental a descrição do cimento em termos de constituintes.
- Alteração de Minerais – a avaliação deve ser feita com ponteiros de durezas específicas.

### 3 – Propriedades e Descrição do Maciço Rochoso.

- Estruturas – deve-se considerar feições e associação de 1 ou mais tipo litológico em escalas maiores (observações macroscópicas) e predominantemente relacionadas à gênese.
- Descontinuidades – são superfícies que apresentam baixa ou nula resistência a tração (muito menor que a da rocha) e não se caracterizam necessariamente por ser um plano de separação física no maciço rochoso. As descontinuidades devem ser descritas em termos dos seguintes atributos: natureza, atitude, espaçamento, abertura, preenchimento, fluxo de água, número de famílias e resistência das paredes de acordo com ISRM (1981).
- Tamanho e forma dos blocos dependendo do arranjo das descontinuidades e de algumas estruturas os blocos rochosos são definidos e podem ser classificados quanto as dimensões e ao modelo como sugerido por Matula e Holzer (1978).

• Contador volumétrico de juntas (JV) deve ser obtido a partir das sugestões de Barton et al (1974) e correlacionado com R.Q.D.(Rock Quality Designation), a partir da equação:

$$RQD = 115 - 3,3 JV$$

A partir de todas as informações levantadas e analisadas deve-se buscar uma classificação dos materiais rochosos numa das classes da classificação proposta a seguir (Tabela 10):

**Tabela 10 – Classes de classificação dos maciços rochosos.**

<b>Classes</b>	<b>Características fundamentais</b>	<b>Avaliação do comportamento</b>
Grupo litológico	Associação de litologias com mesmas condições genéticas, mineralogia e textura.	É importante agrupar litologias que apresentem comportamentos similares.
Tipo litológico	Unidade básica de observação em campo baseada em textura, mineralogia, condições genéticas, estruturas e descontinuidades devido a constituintes.	Definir considerando o critério de heterogeneidade mínima.
Tipo petrográfico	Variantes petrográficas dentro de uma litologia.	Considerar uma ou mais informações que afete pelo menos uma propriedade.
Tipo geotécnico	Considerando o comportamento geotécnico a partir do tipo petrográfico.	Utilizar classificações.
Variedade geotécnica	Baseada em uma propriedade específica que varia para uma parcela do tipo geotécnico.	

### 3.3.3.3 Materiais inconsolidados

Os materiais inconsolidados referem-se aos materiais oriundos da decomposição natural das rochas pelos processos de intemperismo (residuais) ou aos sedimentos transportados. Como representam a porção do meio geológico mais exposta à atmosfera, seus atributos interferem diretamente na dinâmica superficial da água, influenciando os processos de infiltração, redistribuição e recarga.

Devido a esta importância, foi realizado um extenso detalhamento dos diversos tipos de materiais inconsolidados residuais e retrabalhados existentes na área. O detalhamento envolveu basicamente trabalhos de escritório (fotointerpretação) e de campo, seguindo as orientações de Zuquette e Gandolfi (2004) que encontram-se resumidas da Tabela 11 a Tabela 13.

**Tabela 11 - Critérios para avaliação dos materiais inconsolidados em termos de massa e constituintes.**

<b>Material (Constituinte)</b>		<b>Massa</b>	
Cor	Classificação de Munsell (1954).	Composição	- Materiais - Arranjo - Porcentagens em volume
Fabrica (Arranjo)	- Origem - Vazios - Distribuição - Descontinuidades - Cimento	Estruturas	- Origem (Genéticas, Reliquiarias) - Tipos - Condições Geométricas
Textura	- Partículas (Tamanho, Forma) - Gradação (Areias, Areias com finos e Finos)	Concreções	- Tipos - Tamanhos - Distribuição
Mineralogia	- Principal - Secundária	Comportamento	- Fluxo de água - Erodibilidade - Estabilidade - Resistência
Comportamento	- Expansão - Contração - Plasticidade - Dispersão		

**Tabela 12 - Principais tipos de materiais inconsolidados retrabalhados quanto à heterogeneidade e descontinuidade.**

<b>Tipos</b>	<b>Características</b>
Retrabalhado Homogêneo / Contínuo	Homogeneidade lateral/vertical da massa e constituinte
Retrabalhado . Descontínuo	Homogêneo mineral Heterogeneidade em massa, estruturas com variações laterais, etc.
Retrabalhado Heterogêneo	Heterogeneidades Mineralógicas, granulométricas e em Massa.
Retrabalhado .Heterogêneo/Descontínuo	Heterogeneidade de constituinte e de massa conjugado com descontinuidades que controlam o comportamento geotécnico.

**Tabela 13 - Principais variações dos Materiais inconsolidados residuais.**

<b>Níveis de evolução genética</b>	<b>Grau de intemperismo de acordo com a IAEG (1981).</b>	<b>Unidades de materiais inconsolidados residuais Propostas</b>	<b>Características de diagnóstico primárias</b>	<b>Subtipos</b>	<b>Características de Diagnóstico</b>	<b>Observações</b>
Fase Residual Madura	Grau 6	RS /RT	Presença de feições antrópicas e/ou uso e ocupação.	RS /RT - A	Feições que denotam destruição de estruturas naturais	Reflete as alterações devido aos usos e a atividades antrópicas
			Podem ocorrer níveis de compactação e feições decorrentes do uso.	RS /RT - B	Alternância de camadas compactadas em diferentes profundidades	
		RS 6 – sem estrutura e textura da	Decomposição e desintegração,	RS 6 - A	Presença de concreções e lateritas	Podem ocorrer crostas

		rocha mãe	com variação de volume e sem registro da textura e estruturas da rocha mãe.	RS 6 - B	Sem presença de concreções e lateritas	endurecidas (lateritas, concreções).
Saprolit o	Grau 5	RS 5	Decomposição e desintegração superior a 90%. Manutenção da textura e estrutura da rocha mãe.	RS 5 - A	Manutenção de textura e estrutura	Pode ocorrer uma acentuação ou homogeneização dos aspectos de textura e estrutura
				RS 5 - B	Manutenção da textura	
				RS 5 - C	Manutenção da estrutura	
	Grau 4	RS 4	Decomposição e desintegração maior que 50%.			
Rocha Alterada		RA 3	Decomposição e desintegração menor que 50%. Rocha são presente e com pouca expressão de continuidade.	RA 3 - A	Blocos de grandes dimensões	Predomínio de massas rochosas em relação a fase alterada
				RA 3 - B	Blocos de pequenas dimensões	
		Grau 3	RA 2	Decomposição e desintegração menor que 50%. Rocha são presente e com certa continuidade.	RA 2 - A	Limites difusos entre os materiais
		RA 2 - B			Limites bem definidos entre os materiais	
	Grau 2	RA 1	Rocha com	RA 1 -	De camadas	

			intensa descoloração.	A	de minerais específicos	
				RA 1 - B	Da massa no geral	
Rocha Sã	Grau 1	R 1	Descoloração em alguns pontos, em minerais específicos e emparedes das descontinuadas.			

A análise das características básicas e classificatórias deve permitir a avaliação da variabilidade espacial dos materiais inconsolidados, assim como a classificação, o planejamento e a indicação do nível de amostragens.

Em escritório foram realizadas fotointerpretações com o objetivo de individualizar os materiais em áreas com características semelhantes. Os trabalhos foram auxiliados com o emprego das 12 fotografias aéreas citadas no item 3.3.2.3.

Os trabalhos de campo visaram a confirmação dos trabalhos de escritório, além da obtenção de parâmetros e propriedades que influenciam a dinâmica das águas, segundo os atributos listados em Palma (2004), Leite (1995) e Zuquette (1993).

### 3.3.3.4 Amostragem

A amostragem constitui a etapa em que as amostras são extraídas em campo para serem analisadas em laboratório. Trata-se de uma importante etapa pois as informações obtidas a partir das amostras em laboratório, tais como a caracterização dos materiais inconsolidados, visam complementar e confirmar as diversas informações obtidas em campo e escritório.

Sendo assim, cuidados foram tomados na extração das amostras quanto à qualidade das mesmas, no tocante à ausência de anomalias e matéria orgânica. Sendo assim, amostras deformadas e indeformadas foram obtidas em campo, em locais de cortes de margem de estrada, em trincheiras escavadas manualmente, ou

através de tradagem. A Figura 36 mostra, como exemplo, a extração de amostras indeformadas com auxílio de tubos de PVC em trincheira escavada manualmente.

As amostras deformadas serviram para a caracterização dos materiais inconsolidados basicamente quanto aos aspectos físicos (granulometria, massa específica dos sólidos, e umidades) e físico-químicos (CTC, superfície específica, sorção,  $\Delta\text{pH}$ ,  $\text{pH}_0$ , e carga permanente líquida  $\sigma_p$ ). Já as indeformadas objetivaram a obtenção das características de estado do solo em campo (massa específica aparente seca e índice de vazios) e a representação dos parâmetros hidráulicos (porosidades, curva de retenção, e specific yield, através do ensaio de porosimetria).



**Figura 36 – Extração de amostras em trincheira escavada.**



### 3.3.3.5 Ensaios de infiltração

Os ensaios de infiltração representaram uma etapa fundamental do trabalho, pois através deles os principais parâmetros hidráulicos, como a condutividade hidráulica, foram obtidos.

Quatro foram os métodos de ensaios de infiltração executados em campo com esta finalidade, a saber: infiltrômetro de duplo anel, permeâmetro Guelph, furo de trado, perfil instantâneo.

#### ***Ensaio com infiltrômetro de duplo anel***

Regido pela norma ASTM 8338, este ensaio consiste na infiltração de água através dois anéis concêntricos cravados em superfície, como mostra a Figura 37. O foco deste ensaio é, na verdade, o anel menor, sendo o volume de água adicionado entre os dois anéis é responsável apenas por garantir que a direção das linhas de fluxo sob o anel interno sejam efetivamente verticais, como ilustrado na Figura 38. O procedimento de ensaio requer que se determine o volume infiltrado, com o auxílio de um reservatório graduado, em intervalos específicos de tempo até que se alcance a estabilidade.



**Figura 37 – Exemplo de um ensaio com infiltrômetro de duplo anel.**

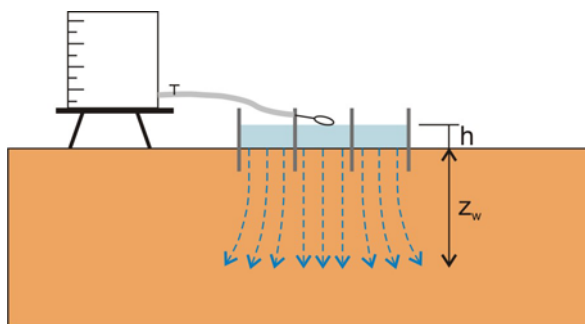


Figura 38 – Linhas de fluxo num ensaio com infiltrômetro de duplo anel.

Após a infiltração se tornar estável, a condutividade hidráulica saturada pode ser obtida por meio da equação a seguir, que é baseada na equação de Darcy para carga constante:

$$K_{fs} = \frac{Q}{\left( \frac{h + Z_w}{Z_w} \right) \cdot A \cdot t}$$

Sendo:

$K_{fs}$  – condutividade hidráulica saturada;

$Q$  – volume de água infiltrada;

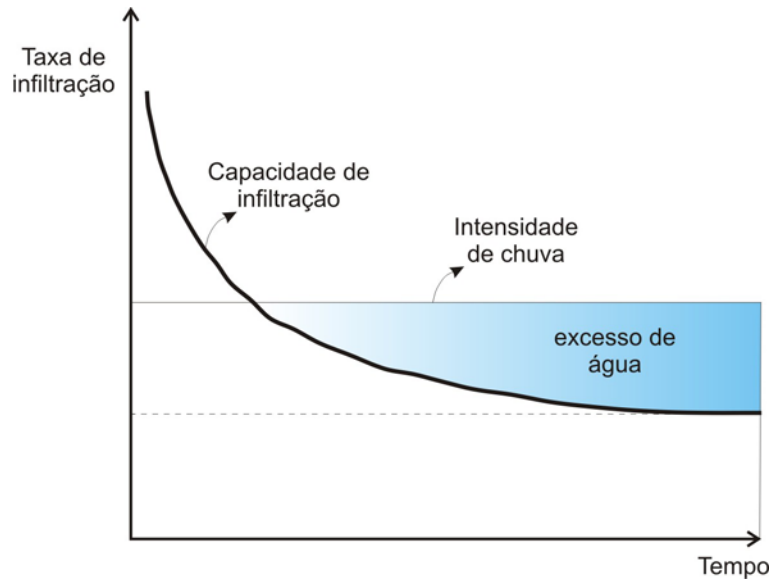
$h$  – altura da lâmina de água no anel interno durante o ensaio;

$Z_w$  – profundidade alcançada pela frente de umedecimento;

$A$  – área da seção transversal do anel interno;

$t$  – tempo entre duas leituras.

Além de  $K_{fs}$ , este ensaio oferece a vantagem da obtenção da curva de capacidade de infiltração (Figura 39), que é uma informação útil para a separação da infiltração do escoamento superficial quando da avaliação de eventos de chuva.

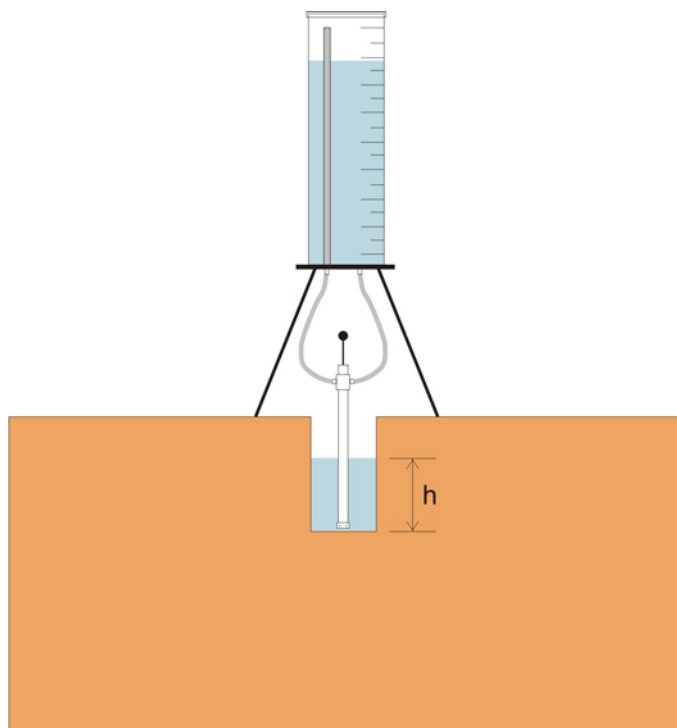


**Figura 39 – Curva de capacidade de infiltração.**

Seguindo estes procedimentos, doze ensaios deste tipo foram realizados na área de estudo.

### ***Ensaio com permeâmetro de Guelph***

O permeâmetro Guelph é um equipamento que foi concebido com base no princípio do frasco de Mariote, responsável por manter uma lâmina de água constante no interior de um furo de dimensões conhecidas (Figura 40). Assim, conhecendo-se o volume de água que é infiltrado no tempo, a condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  pode ser determinada quando se atinge a estabilidade das leituras.



**Figura 40 – Esquema do ensaio com permeômetro tipo Guelph modificado.**

O ensaio é normalmente realizado com duas alturas de carga  $h_1$  e  $h_2$  e, como mencionado em 2.8.1,  $K_{sat}$  e  $\phi_m$  são determinados através de fórmulas empíricas:

$$K_{sat} = G_2 \cdot Q_2 - G_1 \cdot Q_1$$

$$\phi_m = G_3 \cdot Q_1 - G_4 \cdot Q_2$$

Sendo,

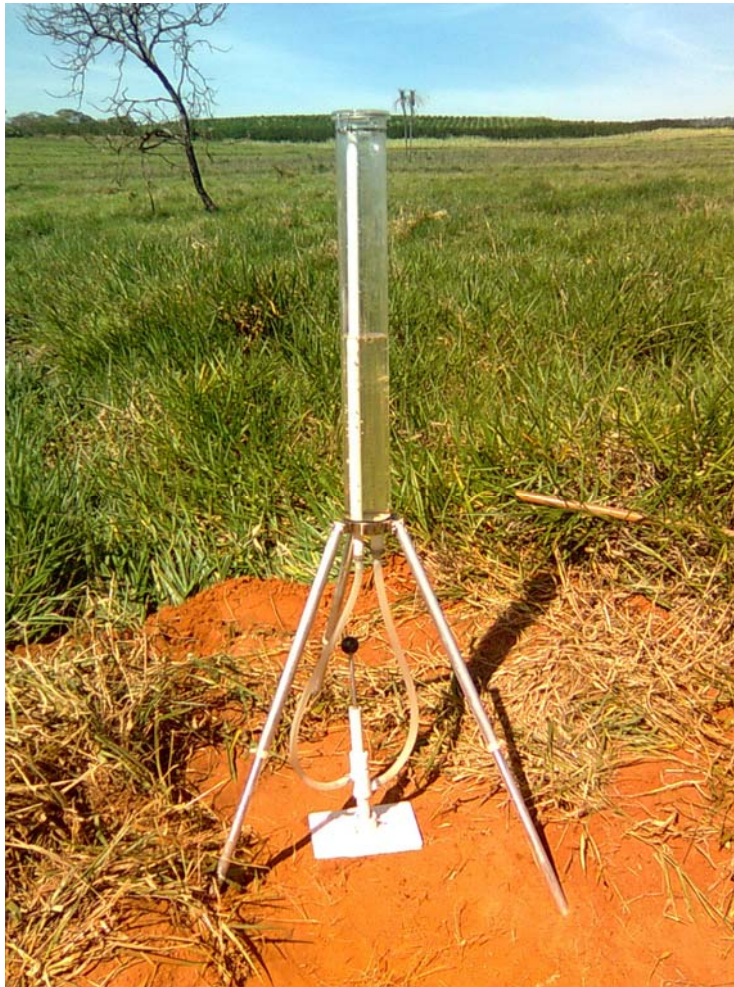
$Q_1$  e  $Q_2$  – volumes de água infiltrado considerando as alturas de carga  $h_1$  e  $h_2$ , respectivamente.  $Q = A \cdot R$ , sendo  $A$  a área seção transversal do permeômetro e  $R$  a taxa de rebaixamento de água no reservatório do permeômetro na condição constante;

$G_1, G_2, G_3, G_4$  – valores empíricos obtidos através de relações que podem ser consultadas em SOILMOISTURE (2005).

Os ensaios realizados através deste método utilizaram o permeômetro Guelph modificado do Departamento de Geotecnia da EESC/USP. Embora o princípio de funcionamento seja o mesmo, a diferença deste para o equipamento

original reside no fato de ser possível deslocar o equipamento modificado em relação ao eixo vertical do furo, representando maior flexibilidade nas atividades de campo.

Ao todo, foram realizados 7 ensaios com o método do permeâmetro Guelph (modificado), e a Figura 41 mostra o equipamento em um ensaio.

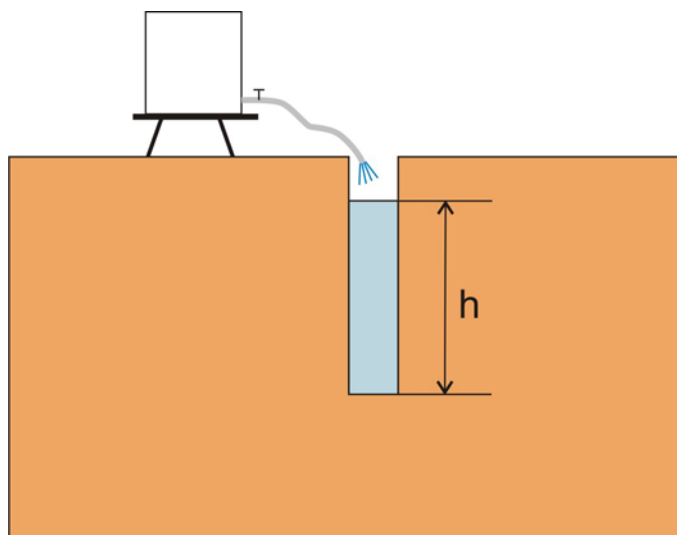


**Figura 41 – Ensaio utilizando o permeâmetro Guelph modificado.**

### ***Ensaio em furos de sondagem***

Os ensaios de infiltração em furos seguiram as orientações da ABGE (1996). Neste tipo de ensaio, uma lâmina de água é mantida constante num furo de dimensões conhecidas, como ilustra a Figura 42. Quando a vazão necessária para a manutenção desta lâmina de água se tornar constante, o ensaio pode ser

interrompido e a condutividade hidráulica é então determinada através de equações e ábacos especificados em ABGE (1996).



**Figura 42 – Esquema de ensaio de infiltração em furo.**

Foram realizados 34 ensaios em furos com vista a representação dos materiais inconsolidados da área de estudo quanto às condutividades hidráulicas saturadas. A Figura 43 apresenta a execução de um ensaio realizado com a aplicação deste método.



Figura 43 – Ensaio de infiltração em furo de sondagem a trado.

### ***Método do perfil instantâneo***

Como mencionado em 2.8.2, o método do perfil instantâneo consiste num ensaio de infiltração de grandes dimensões que visa obter funções de condutividade hidráulica não saturada para as diferentes profundidades. O procedimento de ensaio contempla inicialmente a infiltração até a saturação de um perfil de solo superficial numa determinada profundidade e, após esta etapa, as condições de umidade são ao longo do perfil são monitoradas com o tempo, com o cuidado de se prevenir as perdas por evaporação na superfície. Ou seja, as funções de condutividade hidráulica são obtidas a partir da redistribuição da água no perfil.

Os procedimentos previstos neste ensaio visam a solução da equação de Richards mediante a imposição de condições de contorno bem definidas. Desta forma, os procedimentos de campo puderam ser simplificados somente com a obtenção dos teores de umidade volumétricos do perfil.

Seguindo a metodologia proposta por Libardi *et al.* (1980), 6 ensaios de infiltração de grandes dimensões foram realizados na área de estudo, sendo 3 deles realizados da maneira convencional e os outros 3 que introduziram o controle por geofísica de eletrorresistividade, alternativamente.

A Figura 44 mostra a execução de um ensaio de perfil instantâneo.



Figura 44 – Ensaio de infiltração de grandes dimensões – método do perfil instantâneo.

### 3.3.3.6 Monitoramento

O monitoramento é o recurso através do qual a interação do meio físico com os eventos de chuva podem ser avaliados, como sugerido por Dykes e Thornes (2000). Consiste, portanto, no acompanhamento das respostas do meio físico ao longo do tempo para que pudessem ser utilizadas como ferramenta de calibração e de validação das simulações realizadas para a área de estudo.

O monitoramento se deu mais precisamente através de pluviógrafo, tensiômetros e de poços tubulares construídos na área.

As informações de chuva na área de estudo foram obtidas através da utilização de um pluviógrafo eletrônico. A existência deste equipamento em campo



permite a obtenção instantânea dos registros de chuva, ampliando as possibilidades de tratamento estatístico dos dados tendo em vista a definição de cenários.

O monitoramento por tensiômetro foi feito mediante 3 conjuntos de 6 tensiômetros distribuídos em seis diferentes profundidades (0,10; 0,25; 0,50; 0,80; 1,50; e 2,50 m) com a finalidade de determinar as variações de umidade volumétrica nestes níveis, avaliando a dinâmica da água associada aos eventos de chuva. Cada um destes instrumentos fornece a sucção da matriz do solo na profundidade onde foi instalado. Com o emprego da curva de retenção determinada em laboratório, a sucção pode então ser convertida em termos de umidade volumétrica. A escolha dos locais onde foram instalados os conjuntos de tensiômetros foi baseada na ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu e no aspecto de segurança quanto a vandalismo, sendo 3 um número de conjuntos considerado mínimo para representar a dinâmica das águas nestes materiais.

Os poços tubulares permitiram a obtenção dos níveis de água na área, sendo úteis, portanto, na avaliação do comportamento hidrogeológico do fluxo da zona saturada na área e na a confirmação das posições e das flutuações das superfícies potenciométricas oriundas das simulações. Ao todo, foram construídos 7 poços de monitoramento, distribuídos em área de ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, levando em consideração também as condições de acesso.

### **3.3.4 Trabalhos de laboratório**

As amostras extraídas em campo objetivaram a caracterização dos materiais inconsolidados quanto aos aspectos físicos e químicos. Os principais ensaios de laboratório realizados estão discriminados a seguir.

#### **3.3.4.1 Ensaio de caracterização geotécnica básicos**

Através de amostras deformadas e indeformadas, os ensaios de caracterização geotécnica básicos consistiram em:

- Análise granulométrica conjunta (NBR 7181);

- Índices físicos:
  - Massa específica dos sólidos  $\rho_s$  (NBR 6508);
  - Umidade gravimétrica de campo (w);
  - Umidade volumétrica ( $\theta$ );
  - Saturação (S);
  - Massa específica do solo ( $\rho$ );
  - Massa específica aparente seca ( $\rho_d$ );
  - Índice de vazios (e);
  - Porosidade (n).

### 3.3.4.2 Porosimetria por intrusão de mercúrio

A porosimetria por intrusão de mercúrio é uma técnica que foi desenvolvida por Washburn (1921) para que fosse possível a obtenção da distribuição do diâmetro dos poros existentes em um determinado material. O princípio desta técnica baseia-se no fato de que o mercúrio se caracteriza como um fluido não-molhante (ângulo de contato  $\alpha$  maior que  $90^\circ$ ), penetrando os poros somente quando se aplica pressão. Esta deve ser maior quanto menor for o diâmetro do poro, de acordo com a seguinte expressão (Equação 72):

$$P = \frac{-4 \cdot T_s \cdot \cos \alpha}{D} \quad \text{Equação 72}$$

Sendo,

$T_s$  - tensão superficial (485 dyn/cm = 4850  $\mu$ N/cm para o mercúrio);

$\alpha$  - ângulo de contato entre o líquido e a superfície do sólido (entre  $130$  e  $140^\circ$  para o mercúrio com a maioria dos sólidos);

P – pressão aplicada;

D – diâmetro do poro.

Durante o ensaio, à medida que se aumenta gradativamente a pressão, os volumes de mercúrio intrudidos na amostra são monitorados, tornando possível a

determinação dos diferenciais (dV/dP). Assim, aplicando-se a Equação 72, estes diferenciais podem ser convertidos nos diferenciais (dV/dD), que permitem a obtenção da distribuição dos poros da amostra.

### **3.3.4.3 Ensaios para a determinação dos parâmetros hidráulicos dos materiais inconsolidados**

#### ***Curva de retenção de água***

A curva de retenção de água é uma característica chave de um material inconsolidado pois relaciona a sucção ao índice físico de umidade volumétrica. Tem, portanto, grande importância no entendimento dos problemas de fluxo não saturado, sendo seus parâmetros necessários como dado de entrada a serem utilizados em modelo de fluxo.

As características de retenção dos materiais inconsolidados foram determinadas em laboratório através da técnica do papel filtro. Seguindo as recomendações de Marinho e Oliveira (2006), esta técnica consiste em colocar o papel filtro de características previamente conhecidas em contato com amostras indeformadas de solo em diferentes umidades. Prevenindo-se as perdas por evaporação, e depois de decorrido o tempo necessário para o equilíbrio de umidades entre a amostra e o papel, a sucção de cada amostra pode ser determinada a partir de uma curva de calibração que a relaciona à umidade do papel no final do ensaio. Trata-se, portanto, de uma medida indireta de sucção.

O papel filtro utilizado nos ensaios foi Whatman N° 42 que, segundo Chandler *et al.* (1992), é aferido para medições de 0 a 29 MPa, possuindo a seguinte equação de calibração:

$$\log \psi = 6,05 - 2,48 \cdot \log w_f$$

Em que:

$\psi$  - potencial mátrico – sucção (kPa);

$w_f$  – umidade do papel no final do ensaio (%).

Dispondo-se em um gráfico os valores de  $\psi$  associados aos respectivos valores de umidade volumétrica do solo  $\theta$  (gráfico  $\theta \times \psi$ ), e utilizando-se o programa RETC versão 6.02 (VAN GENUCHTEN *et al.*, 1991), as curvas de retenção foram obtidas através de um ajuste de uma função aos pontos de ensaio, segundo o modelo de van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left(1 + |\alpha \cdot \psi|^n\right)^m}$$

Sendo,

Dados de ensaio:

$\theta$  - umidade volumétrica do solo ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ );

$\psi$  - potencial mátrico – sucção (cmca);

Ajuste:

$\theta_r$  - umidade volumétrica residual ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ );

$\theta_s$  - umidade volumétrica de saturação ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ );

$\alpha$  – parâmetro de ajuste (1/cm);

$m$  e  $n$  - parâmetros de ajuste, com  $m = 1 - (1/n)$ .

### **rendimento específico $S_y$ e capacidade de campo**

O rendimento específico consiste num parâmetro hidráulico dos materiais geológicos que representa a parcela da porosidade total cujo volume de água supera as forças capilares, constituindo um volume de água livre para drenar gravitacionalmente. O volume de água que fica retido na matriz do solo devido à atuação das forças capilares está relacionado à capacidade de campo do material. Assim a porosidade total  $n$  é igual à soma das parcelas do rendimento específico  $S_y$  e da capacidade de campo  $CC$ , como mostra a equação a seguir:

$$n = S_y + CC$$

A porosidade  $n$  corresponde a um índice físico dos materiais geológicos que foi obtido a partir de laboratório, e a capacidade de campo  $CC$ , determinada a partir de ensaios de infiltração de grandes dimensões. Desta forma, a partir da subtração da primeira pela segunda, o rendimento específico  $S_y$  pode ser calculado.

Além disso, ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio foram realizados em algumas amostras. O resultado deste ensaio fornece a distribuição dos vazios no interior da amostra, o que representa uma informação útil, pois, a partir de uma determinada dimensão de poro, o volume de água que porventura existir no interior da amostra pode ficar retido por capilaridade ou estar livre para drenar. É, portanto, mais uma alternativa para a avaliação da capacidade de campo e, conseqüentemente, do rendimento específico.

### ***Ensaio de colunas para determinação da condutividade hidráulica saturada***

Tubos de PVC de parede rígida foram utilizados para a extração de amostras indeformadas em forma cilíndrica dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu.

Os próprios tubos de PVC constituíram permeâmetros nos quais ensaios de permeabilidade sob condições de carga constante foram realizados em laboratório. O aparato de laboratório de tais ensaios, denominados de ensaios de coluna, é apresentado na Figura 45.

Conforme a Figura 46, a carga hidráulica nas colunas é mantida constante devido ao regularizador de nível, que é abastecido pelo reservatório de água destilada. Sendo assim, a condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  pôde ser determinada com uma expressão desenvolvida a partir da lei de Darcy (Equação 73).

$$K_{sat} = \frac{Vol \cdot L}{t \cdot A \cdot (L + h)} \quad \text{Equação 73}$$

Sendo:

$K_{sat}$  – condutividade hidráulica saturada;

Vol – volume de água coletado;

$t$  – tempo de coleta;

$A$  – área da seção transversal da amostra na coluna;

$L$  – comprimento da amostra na coluna;

$h$  – carga de pressão constante no topo da amostra.



**Figura 45 – Aparato de laboratório dos ensaios de coluna.**

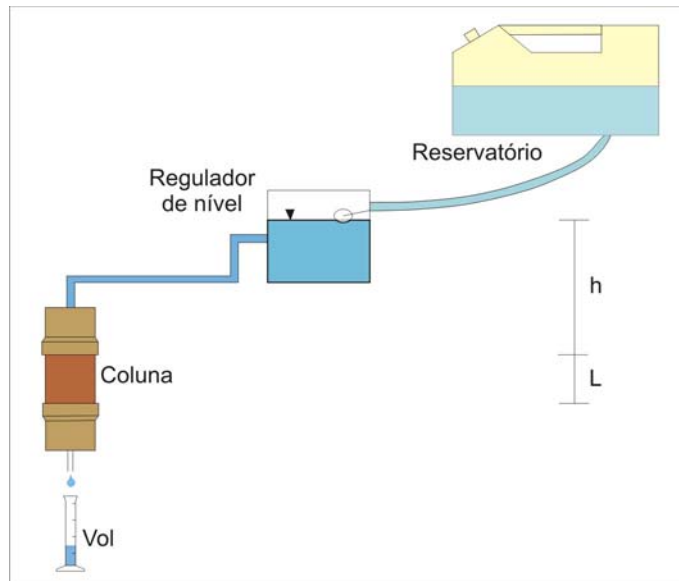


Figura 46 – Esquema do ensaio de coluna.

#### 3.3.4.4 Ensaios de caracterização físico-química dos materiais inconsolidados

A caracterização físico-química dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu foi feita com base nos procedimentos prescritos em Camargo *et al.* (1986). Sendo assim, foram determinados:

- Capacidade de troca catiônica – CTC (meq/100g);
- Superfície específica – SE ( $m^2/g$ );
- $\Delta pH$ ;
- Ponto de carga zero –  $pH_0$ ;
- carga permanente líquida –  $\sigma_p$ .

#### 3.3.4.5 Ensaios de equilíbrio em lote

Ensaios de equilíbrio em lote foram realizados em amostras de materiais inconsolidados da Formação Botucatu com vista à avaliação do comportamento sorcivo destes materiais frente soluções multicomponentes de  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Cu^{++}$  e  $Zn^{++}$ .

Os ensaios seguiram os procedimentos previstos em Roy *et al.* (1992), adicionando as orientações de Zuquette, Silva Jr e Garcia (2008) para o controle físico-químico das soluções.

A parametrização da sorção constitui um recurso útil para fins de modelagem, uma vez que as características de retardo no processo de transporte de poluentes estão diretamente associadas à sorção.

### **3.3.5 Documentos gerados**

O estudo integrado que envolveu as atividades de escritório, de campo e de laboratório, possibilitou a geração de uma série de documentos que foram considerados básicos para as etapas de modelagem subseqüentes. A seguir, é apresentada uma sucinta descrição de cada um deles.

#### **3.3.5.1 Carta de declividade**

A declividade é um atributo de grande importância, pois influencia diretamente o escoamento superficial, condicionando a velocidade de escoamento e, conseqüentemente, as características de infiltração e recarga.

A carta de declividade foi gerada no ArcMap 9.1<sup>TM</sup> a partir do MDT obtido por krigagem (ver item 3.3.2.2), utilizando a função SLOPE da ferramenta 3D Analyst, com pixel de 5 metros (APÊNDICE III).

#### **3.3.5.2 Mapa de substrato rochoso**

Como descrito no item 3.3.3.2, o substrato rochoso refere-se à geologia de subsuperfície que compõe o meio final de infiltração e percolação de contaminantes. Sua obtenção constitui uma informação importante na definição dos limites para os modelos conceituais, que foram utilizados nas etapas de modelagem numérica (APÊNDICE IV).



### **3.3.5.3 Mapa de materiais inconsolidados**

Devido à sua importância, constituindo assim um atributo na avaliação da dinâmica superficial da água, a elaboração do mapa de materiais inconsolidados envolveu as etapas descritas no item 3.3.3.3(APÊNDICE V).

### **3.3.5.4 Mapa de documentação**

Este mapa apresenta a localização de todos os ensaios de campo realizados e dos instrumentos utilizados para monitoramento da área (APÊNDICE VI). Logo, nele estão posicionados os:

- Ensaios de investigação geofísica;
- Ensaios de infiltração;
- Conjuntos de tensiômetros;
- Poços de monitoramento;
- Pluviógrafo.

### **3.3.5.5 Mapa de uso e ocupação do solo**

O uso e ocupação do solo caracteriza-se como um atributo de grande relevância, pois interfere nas condições de compactação e/ou impermeabilização das camadas superficiais, influenciando diretamente os processos de infiltração.

A delimitação das áreas foi feita por meio de reconhecimento dos usos em uma imagem composta pelo mosaico das 12 fotografias aéreas ortorretificadas descritas no item 3.3.2.3(APÊNDICE VII).

### **3.3.5.6 Mapa das unidades de infiltração**

Este mapa retrata as grandes unidades em termos das condições de infiltração das águas de chuva até atingirem níveis com condições favoráveis de armazenamento ou superfícies de difração hídrica que provocam descargas e

conseqüentemente mantêm os canais de águas superficiais. As unidades foram definidas e delimitadas a partir de quatro grupos de atributos básicos:

- 1º grupo: Materiais geológicos
  - Tipo de material inconsolidado
  - Litologia
  - Espessura
  - Alternância/sequência
- 2º grupo: Domínios
  - Tipo de aquífero
  - Relação com a superfície
  - Profundidade da zona saturada
- 3º grupo: Aspectos do relevo
  - Tipo de landform
  - Declividade
- 4º grupo: Difrações
  - Superfícies de difração hídrica
  - Tipos

A partir destes atributos gerou-se este mapa com os principais domínios em termos da dinâmica das águas, no sentido de melhorar o desenvolvimento de um modelo e, conseqüentemente, a simulação (APÊNDICE VIII).

### **3.3.5.7 Mapa de profundidade da zona saturada**

O mapa de profundidade da zona saturada, além de informar a respeito da espessura da zona não saturada, é útil no sentido de fornecer as posições da zona saturada. Este mapa foi elaborado para que as condições iniciais de carga nas simulações fossem as mais próximas das reais, possibilitando assim ganhos quanto ao tempo de convergência das iterações numéricas. Ou seja, este mapa serviu como um mapa potenciométrico inicial para as simulações numéricas (APÊNDICE IX).

A elaboração deste mapa envolveu basicamente elementos de fotointerpretação e de verificações em campo das profundidades através de poços de monitoramento e sondagens elétricas verticais (SEVs).

### **3.3.5.8 Mapa das superfícies de difração hídrica**

Superfícies de difração hídrica foram verificadas na área de estudo através de locais em que ocorriam surgências de águas, como em fontes localizadas em cotas elevadas nos materiais inconsolidados da Formação Itaqueri.

As superfícies de difração hídrica constituem informação de fundamental importância, pois elas condicionam os regimes de fluxo subsuperficial a partir das quais pode ou não haver recarga significativa dos arenitos da Formação Botucatu.

Para a elaboração deste mapa (APÊNDICE X), foram também empregados elementos de fotointerpretação além de verificações de campo.

## **Capítulo 4 – Caracterização da área de estudo**

---

Este capítulo aborda inicialmente os aspectos gerais da área de estudo, visando uma melhor compreensão acerca das características climáticas, geológicas e hidrogeológicas.

A partir daí, passa-se a uma descrição mais detalhada dos materiais geológicos presentes na área de estudo, enfocando as particularidades de cada um numa escala local. Esta é considerada uma etapa fundamental do trabalho, pois permite a obtenção da variabilidade destes materiais tanto em termos de distribuição em área quanto em profundidade, além de fornecer subsídios para o estabelecimento dos condicionantes para a dinâmica das águas de maneira mais realista, no tocante às propriedades dos materiais geológicos.

Sendo assim, a partir de fotointerpretação, trabalhos de campo e de laboratório, a área de estudo foi representada por meio dos mapas citados no Capítulo 3. Tais mapas permitiram a individualização de sub-áreas com características semelhantes em termos de dinâmica das águas, orientando conseqüentemente os trabalhos de campo posteriores.

Deve-se ressaltar, também, a importância desta etapa para a definição do modelo conceitual de infiltração e fluxo subsuperficial da área, uma vez que a variabilidade dos materiais geológicos condiciona estas características. É considerada, portanto, o ponto de partida para trabalhos de modelagem hidrogeológica.

### **4.1 Características gerais**

#### **4.1.1 Localização**

A área localiza-se na porção central do estado de São Paulo, no Município de São Carlos, ao norte da cidade de São Carlos – SP, numa porção do município que

oferece melhores condições de expansão e que vem sendo mais intensamente habitada (Figura 47).

A região proposta para o presente estudo localiza-se entre as latitudes 7566000 e 7576000 m N e as longitudes 190000 e 216000 m W, da zona UTM 23, totalizando aproximadamente 200 Km<sup>2</sup>, onde estão instaladas dezenas de indústrias agrícolas, alimentícias, de medicamentos, entre outras que se utilizam desta reserva natural. Suas águas subsuperficiais são também intensamente utilizadas para fins de consumo humano.

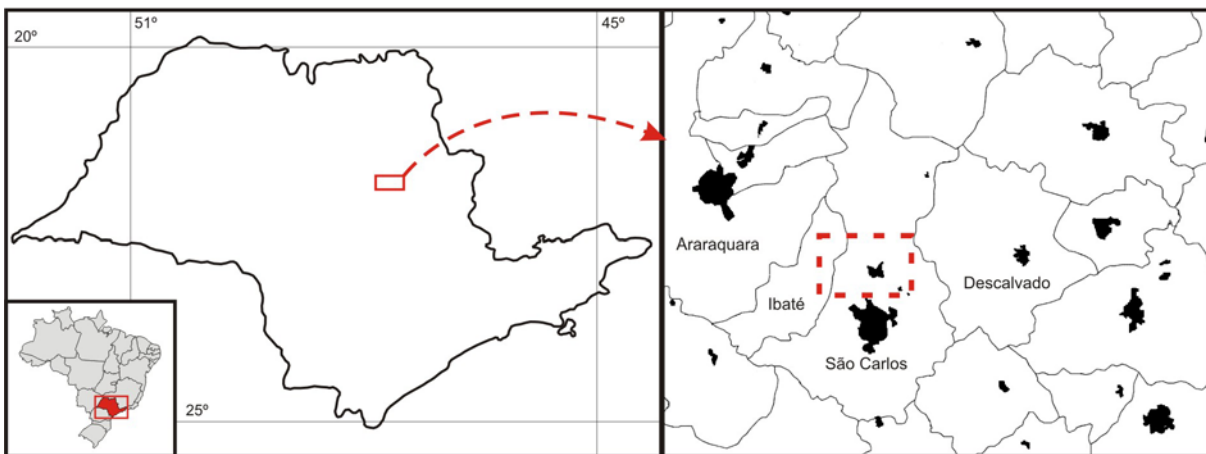


Figura 47 – Localização da área de estudo (em destaque).

#### 4.1.2 Aspectos climáticos

O clima da região, segundo a classificação de Köppen, varia entre os tipos Cwa e Aw, clima tropical a temperado com uma estação seca de inverno, entre os meses de abril a setembro (Tolentino, 1967). Segundo o DAEE, a precipitação anual média da região é de 1675 mm entre o período de 1959 a 2004.

A umidade relativa média é de 78,2% e a média anual das temperaturas mínima e máxima é de 7,5 °C e 25,9 °C, respectivamente. A direção preferencial dos ventos é NE-SW, com uma velocidade média anual de 1,8 m/s (ZUQUETTE *et al.*, 2006).

### 4.1.3 Aspectos geológicos

Nishiyama e Zuquette (1994), em seus trabalhos realizados na região de São Carlos na escala de 1:100.000, mostram que cerca de 60% da área corresponde ao afloramento da Formação Botucatu, apresentando situação de aquífero livre, onde a recarga é considerada direta.

Na escala de trabalho adotada, 1:10.000, verifica-se que a região é constituída por rochas relacionadas às Formações Itaqueri, Serra Geral e Botucatu, que são recobertas por materiais inconsolidados retrabalhados e residuais com espessuras que variam desde poucos centímetros até valores superiores a 20m.

Geomorfologicamente, a região é constituída por 2 grupos de encostas predominantemente suaves (declividades menores que 15°), separadas por uma zona de escarpas com declividades que variam de 45 a 70°.

### 4.1.4 Aspectos hidrológicos

O Plano Estadual de Recursos Hídricos, instituído pela Lei Estadual nº 9.034, de 27 de dezembro de 1994, com a finalidade de auxiliar as atividades de gestão dos recursos hídricos do Estado de São Paulo, dividiu o estado em 22 Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI), conforme mostra a Figura 48 (CETESB, 2007).



Figura 48 – Divisão das 22 UGRHIs no Estado de São Paulo (Fonte: CETESB, 2007).

Considerando esta divisão, a área de estudo está situada na fronteira das UGRHIs 9 e 13, referentes às unidades Mogi-Guaçú e Tietê/Jacaré, respectivamente.

A área de estudo apresenta, portanto, um divisor superficial de águas que separa estas duas UGRHIs. Desta forma, a leste, o córrego do Lobo apresenta-se como um contribuinte do rio Mogi-Guaçú, ao passo que, a oeste, o rio Chibarro deságua no ribeirão Jacaré-Guaçú, que é um dos grandes afluentes do rio Tietê (Figura 49).

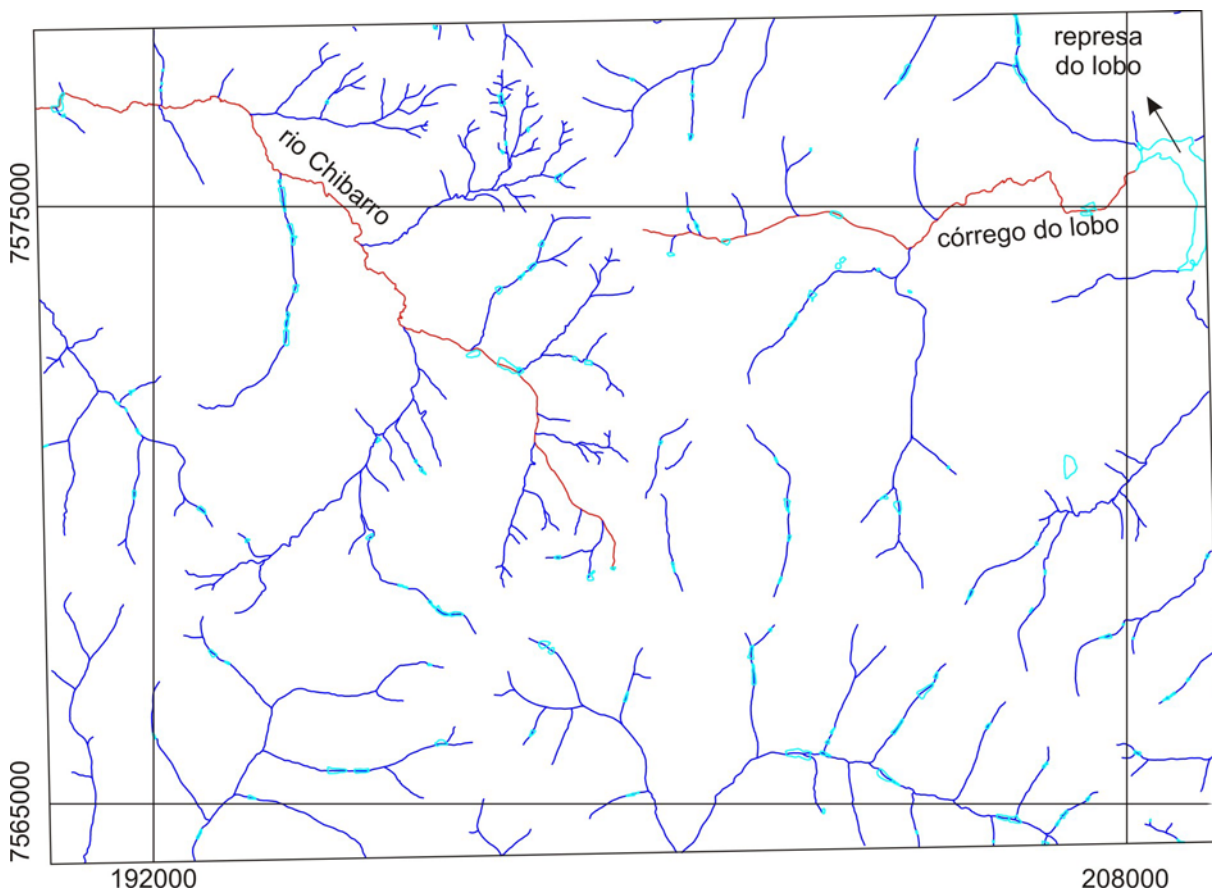


Figura 49 – Hidrografia da área de estudo.

#### 4.1.5 Aspectos hidrogeológicos

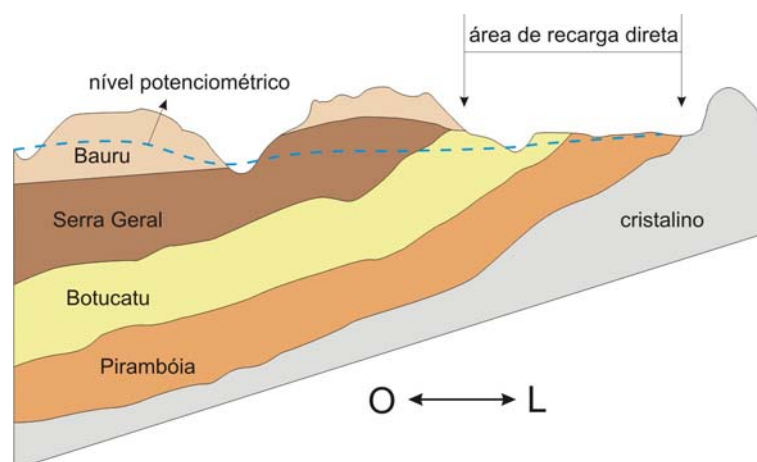
Nesta região ocorre a zona de recarga de aquífero relacionado aos arenitos friáveis da Formação Botucatu, de idade Triássica, que é o principal aquífero do Brasil (Figura 50). Os poços que exploram o aquífero Botucatu são os mais produtivos do estado, destacando-se aqueles que atravessam camadas confinadas.

O confinamento dos arenitos da Formação Botucatu ocorre da porção central do estado em direção à oeste, onde estes encontram-se recobertos pelos derrames basálticos da Formação Botucatu (Figura 51). Nestes locais, a recarga do aquífero Botucatu é considerada pequena ou até mesmo nula em função das grandes espessuras dos derrames basálticos. Assim, a recarga natural do aquífero fica restrita às regiões de afloramentos.

Ressalta-se que os arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia compõem o sistema aquífero Guarani, como é internacionalmente conhecido devido ao seu vasto volume de armazenamento e extensão. Porém, na área de estudo deste trabalho não ocorrem os materiais relativos à Formação Pirambóia.



**Figura 50 – Afloramento da Formação Botucatu no Estado de São Paulo.**



**Figura 51 – Modelo hidrogeológico regional.**



## 4.2 Características dos materiais geológicos

Este item aborda os trabalhos realizados com o propósito de caracterizar os materiais geológicos da área de estudo. Três tipos de atividades foram planejadas para auxiliar esta etapa:

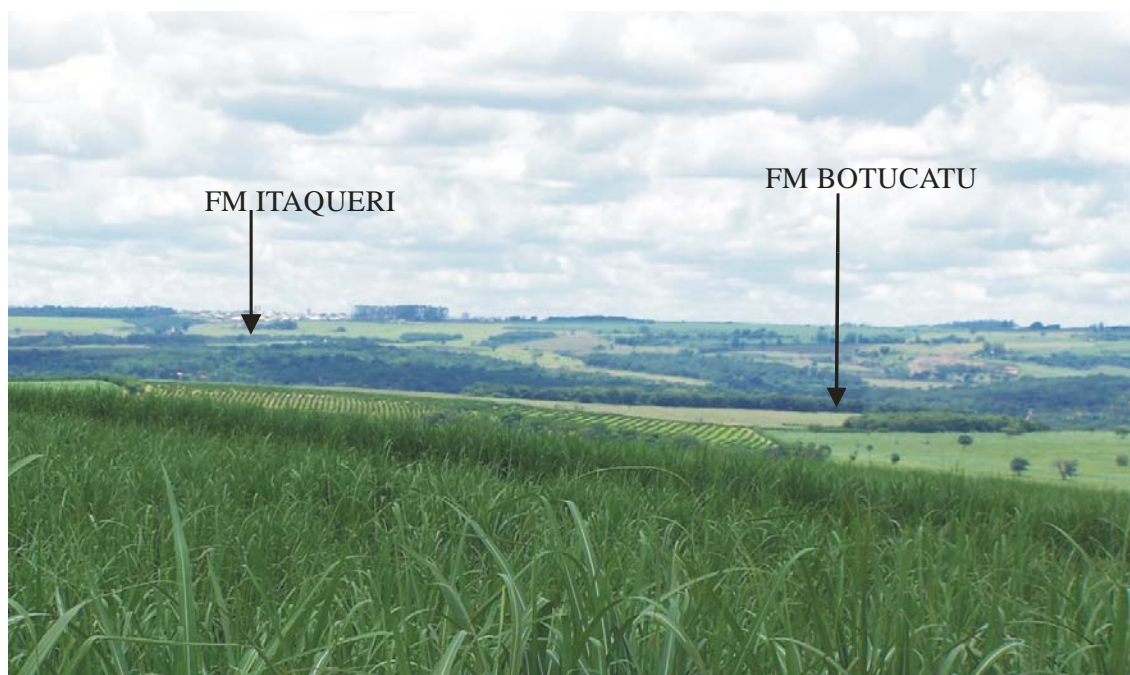
- Mapeamento da área, que envolveu tanto trabalhos de foto-interpretção quanto trabalhos de campo;
- Prospecções geofísicas, basicamente através de análise de sondagens elétricas verticais (SEV's);
- Utilização de dados de poços profundos cadastrados pelo DAEE.

Estes três tipos de atividades foram realizados simultaneamente, tendo como objetivo solucionar dúvidas quanto à caracterização geológica de subsuperfície, sendo, portanto, complementares entre si. Os resultados desta etapa culminaram com a elaboração dos mapas que passam a ser descritos por ora.

### 4.2.1 *Substrato rochoso*

A análise prévia de mapas em escalas menores fornecia informações de que mais da metade da área de estudo era constituída por materiais geológicos da Formação Serra Geral. Porém, com o prosseguimento das atividades, foi constatado que a ocorrência destes materiais representava apenas uma pequena parcela da área de estudo, como pode ser verificado através da foto da Figura 52, onde se observa um relevo suave em que não ocorre afloramento dos materiais geológicos da Formação Serra Geral. Por outro lado, quando há ocorrência destes materiais, as características típicas do relevo se apresentam como mostra a Figura 53.

Tal constatação exigiu trabalhos de campo de longa duração, orientados de acordo com o item 3.3.3.2, sendo que a realização desta etapa culminou com a elaboração do Mapa de substrato rochoso (APÊNDICE IV) e com os perfis geológicos apresentados no Apêndice XI.



**Figura 52 - Relevo típico das partes onde não afloram os materiais geológicos da Formação Serra Geral.**



**Figura 53 - Relevo com o afloramento dos materiais geológicos da Formação Serra Geral.**

Em termos litológicos a área é constituída por 3 pacotes bem distintos: Formações Itaqueri, Serra Geral e Botucatu. A Tabela 14 apresenta um resumo das características básicas destas 3 litologias, que passam a ser detalhadas a seguir.

Tabela 14 - Resumo das litologias encontradas na área de estudo.

<b>Formação</b>	<b>Período</b>	<b>Litologia</b>	<b>Características gerais</b>
Itaqueri	Cretáceo	Arenitos com cimento de finos, siltitos, conglomerados, argilitos.	Variabilidade alta
Serra Geral	Jurássico-Cretáceo	Basaltos e Diabásios	Variabilidade litológica baixa
Botucatu	Triássico	Arenitos friáveis e silicificados	Heterogeneidade textural baixa, e quando silicificados heterogeneidade moderada em termos do fraturamento.

#### 4.2.1.1 Formação Itaqueri

As litologias que constituem a Formação Itaqueri são arenitos com finos, siltitos e argilitos, intercalados e com espessuras variadas. Na Figura 54 encontra-se uma fotografia que mostra a intercalação das litologias.



Figura 54 - Intercalações das diferentes litologias da Fm Itaqueri.

#### 4.2.1.2 Formação Serra Geral

##### ***Basaltos***

Ocorrem na porção leste e sul da área de estudo aflorando em encostas com declividades elevadas, porém em direção a porção oeste não afloram, ocorrendo em subsuperfície conforme se observa no Perfil 3 – 3' do Apêndice XI.

##### ***Diabásios***

Os diabásios são encontrados na porção nordeste da área de estudo aflorando em uma extensão pequena, recobertos por materiais inconsolidados residuais argilosos com espessuras variando de valores da ordem de m até 5m (Figura 55).

A distribuição, dos basaltos e diabásios, pode ser observada no Mapa de Substrato Rochoso (APÊNDICE IV).



**Figura 55 - Corpo de diabásio e materiais inconsolidados residuais.**

#### 4.2.1.3 Formação Botucatu

É constituída por dois arenitos, sendo um friável que ocupa as zonas mais suaves topograficamente, e outro silicificado (Figura 56) que ocupa as escarpas.



**Figura 56 - Arenitos silicificados da Formação Botucatu sobre os quais são desenvolvidos materiais inconsolidados arenosos com fragmentos.**

Os limites dos arenitos da Formação Botucatu com as litologias acima se encontram bem definidos, como pode se observar no Mapa do substrato Rochoso.

A Formação Botucatu ocorre normalmente constituída por dois grandes pacotes de arenitos, sendo um superior bem cimentado (silicificado) e um inferior pouco cimentado e que esta associada a um relevo de baixa declividade e que constitui de fato a zona de recarga direta (Figura 57). Na região é possível encontrar os dois pacotes de arenitos, mas na área de estudo ocorre predominantemente os arenitos não cimentados, que propiciaram a geração de um pacote de materiais inconsolidados espessos, arenosos e bastante homogêneos em termos texturais.

O pacote de arenitos mais cimentados apresenta diferentes graus de cimentação (Figura 58 e Figura 59), e os contatos entre eles resultam em descontinuidades que condicionam, em parte, o fluxo horizontal (Figura 60 e Figura 61). É possível caracterizar pelo menos 6 arenitos diferentes em função do grau de cimentação e características da estratificação no pacote da Formação Botucatu na área estudada. Da Figura 62 à Figura 68 são apresentadas fotos de diferentes arenitos pouco e medianamente cimentados, em diferentes detalhes.



**Figura 57 - Inflexão de relevo resultante dos pacotes de arenitos silicificados e dos sem cimento.**



**Figura 58 - Arenitos com diferentes graus de cimentação, pertencentes ao pacote de arenitos silicificados.**



**Figura 59 - Detalhe do contato da Figura 58.**



**Figura 60 - Parte mais escura decorrente do fluxo de água pelas descontinuidades horizontalizadas.**





**Figura 61 – Detalhe das descontinuidades.**



**Figura 62 - Contato entre os arenitos medianamente cimentado e os poucos cimentados.**



**Figura 63 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 62.**



**Figura 64 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 63.**



**Figura 65 - Arenito pouco cimentado sem estratificação que ocorre na porção central do pacote.**



**Figura 66 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 65.**



**Figura 67 - Arenito pouco cimentado que ocupa a zona intermediária dos arenitos sem silicificação.**



**Figura 68 - Detalhe do arenito pouco cimentado da Figura 67.**

#### **4.2.2 Materiais inconsolidados**

A partir das orientações de Zuquette e Gandolfi (2004), descritas em 3.3.3.3, foram delimitados 14 tipos de materiais inconsolidados, entre residuais e retrabalhados. A Tabela 15 apresenta estes materiais inconsolidados juntamente

com código identificador de cada um que se encontra no Mapa de materiais inconsolidados (APÊNDICE V).

**Tabela 15 – Materiais inconsolidados encontrados na área de estudo.**

<b>Material Inconsolidado</b>	<b>Legenda no mapa</b>
Retrabalhado aluvião	I - RT aluvião
Retrabalhado colúvio arenoso	II - RT colúvio arenoso
Retrabalhado colúvio areno-argiloso	III - RT colúvio areno-argiloso
Retrabalhado arenoso	IV - RT arenoso
Residual Formação Itaqueri arenosos com finos	V - RS FM IT arenosos com finos
Residual Formação Itaqueri arenosos com finos rasos	VI - RS FM IT arenosos com finos rasos
Residual Formação Itaqueri finos	VII - RS FM IT finos
Residual Formação Itaqueri finos rasos	VIII - RS FM IT finos rasos
Residual Formação Serra Geral silto-argiloso raso	IX - RS FM SG silto-argiloso raso
Residual Formação Serra Geral argiloso	X - RS FM SG argiloso
Residual Formação Serra Geral argiloso raso	XI - RS FM SG argiloso raso
Residual Formação Botucatu arenoso	XII - RS FM BO arenoso
Residual Formação Botucatu arenoso raso	XIII - RS FM BO arenoso raso
Formação Botucatu silicificado	XIV - FM BO silicificado

A seguir, é feita uma descrição de cada tipo de material inconsolidado encontrado na área de estudo.

#### **4.2.2.1 Retrabalhados**

##### ***Aluvião***

Estes são encontrados em 3 zonas dentro da área de estudo e estão associados às zonas onde a profundidade da zona saturada encontra-se a menos de 2m. Da Figura 69 a Figura 71 encontram-se fotos das zonas de ocorrência destes materiais, assim como da ocorrência de uma camada superficial arenosa rica em matéria orgânica.



**Figura 69 - Exemplo de locais com ocorrência de aluviões.**



**Figura 70 - Exemplo de locais com ocorrência de aluviões.**



**Figura 71 - Exemplo de locais com ocorrência de aluviões.**

### ***Colúvio arenoso***

Ocorrem na porção central da área estudada, recobrimdo parte dos materiais geológicos da Formação Itaqueri e, principalmente, da Formação Botucatu. Apresentam espessuras inferiores a 5m e nas fotos a seguir observam-se algumas características destes materiais (Figura 72 e Figura 73).



**Figura 72 - Vista geral da área de ocorrência do Material Inconsolidado Retrabalhado colúvio Arenoso.**



**Figura 73 - Foto do material inconsolidado retrabalhado do tipo colúvio arenoso.**

### ***Colúvio areno-argiloso***

Ocorre junto aos limites entre os basaltos e os arenitos da Formação Botucatu, com espessuras que podem atingir 5 m. Na Figura 74 observam-se as características da área de ocorrência e do material específico.





**Figura 74 - Vista geral de área de ocorrência do material inconsolidado – colúvio areno-argiloso.**

### ***Arenoso***

Estes materiais ocorrem nas porções mais elevadas, separados dos residuais finos por uma camada de seixos com espessuras que podem variar de alguns centímetros até superiores a 0,5m (Figura 75).



**Figura 75 - Material inconsolidado retrabalhado arenoso sotoposto aos residuais finos. Separados pela linha de seixos e pedregulhos.**

#### 4.2.2.2 Residuais

### ***RESIDUAIS DA FORMAÇÃO ITAQUERI***

#### ***Arenosos com finos***

Ocorrem basicamente em duas porções na área de estudo, sendo uma na porção central e na oeste recobrendo os residuais arenosos. Algumas características de campo destes materiais podem ser observadas na Figura 76.



**Figura 76 - Características da área de afloramento destes materiais inconsolidados.**

#### ***Arenosos com finos rasos***

Estes materiais estão associados basicamente às porções com maiores declividades, com espessuras máximas de 2m (Figura 77).



**Figura 77 - Afloramento de materiais inconsolidados arenosos com finos rasos.**

### ***Finos (silto-argilosos)***

São originários das alterações das litologias finas (siltitos, argilitos, etc) da Formação Itaqueri (Figura 78). Encontrados nas encostas suaves, com espessuras que podem atingir 5 metros, repousam sobre litologias da Formação Itaqueri com condutividade hidráulica muito baixa.



**Figura 78 - Afloramento de Materiais inconsolidados residuais finos (parte mais avermelhada sotoposta aos materiais inconsolidados retrabalhados arenosos).**

### ***Finos rasos***

Normalmente ocorrem em encostas em seqüência aos finos mais espessos, em pequenas extensões e com espessuras da ordem de 1m (Figura 79).



**Figura 79 - Material Inconsolidado residual fino raso (silto argiloso) desenvolvido a partir de litologias da Formação Itaqueri.**

## ***RESIDUAIS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL***

### ***Silto argiloso raso***

Estes ocorrem em duas situações, junto às zonas de maior declividade como alterações dos basaltos, e em zonas de baixa declividade como alterações dos diabásios, conforme a Figura 80.



**Figura 80 - Materiais inconsolidados residuais silto argilosos rasos.**

### ***Argiloso***

Estes são materiais originados das alterações dos basaltos e diabásios (Figura 81), podendo atingir 10 m de espessura, constituídos de minerais de argila e óxidos e hidróxidos de ferro.



**Figura 81 - Perfil de material inconsolidado residual argiloso da Formação Serra Geral.**

### ***Argiloso raso***

Estes materiais inconsolidados são também desenvolvidos a partir de basaltos e diabásios, mas estão associados a zonas de maior declividade, e apresentam espessuras menores que 2m.

## **RESIDUAIS DA FORMAÇÃO BOTUCATU**

### **Arenoso**

Estes materiais são frutos da alteração dos arenitos friáveis da Formação Botucatu, com espessuras que podem ultrapassar os 10m (Figura 82 a Figura 84).



**Figura 82 - Zona de ocorrência de materiais inconsolidados residuais arenosos da FM. Botucatu.**



**Figura 83 - Perfil de material inconsolidado residual arenoso da Formação Botucatu.**



**Figura 84 - Aterro sanitário da cidade de São Carlos assentado diretamente sobre os materiais inconsolidados residuais arenosos da Formação Botucatu.**

### ***Arenoso raso***

Ocorrem em pequenas extensões com espessuras menores que 2m, em seqüência aos arenosos com maiores espessuras.

### ***Arenoso raso com fragmentos – Silicificado***

Estes materiais inconsolidados encontram-se associados aos arenitos silicificados da Formação Botucatu, caracterizados por uma textura arenosa e blocos de arenitos misturados; sempre associados a parcelas de rochas aflorantes.

Na Tabela 16 encontra-se um resumo das principais características geológico-geotécnicas para cada grupo de materiais inconsolidados.

Tabela 16 - Resumo das principais características geológico-geotécnicas dos materiais inconsolidados encontrados na área de estudo.

Código		Tipo	Granulometria (%)			Mineralogia	Condutividade hidráulica (m/s)	Índice de vazios	Peso específico aparente seco natural (KN/m <sup>3</sup> )	Peso específico dos sólidos (KN/m <sup>3</sup> )	Espessura (m)
			Areia	Silte	Argila						
1	Residuais da Formação Itaqueri	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Arenosos com finos</li> <li>- Arenosos com finos rasos</li> <li>- Finos (silto-argilosos)</li> <li>- Finos rasos</li> </ul>	10-63	10-25	3-25	Quartzo, Caulinita, gibsita, esmectitas.	10 <sup>-5</sup> a 10 <sup>-9</sup>		12 a 13,9	27,1	<10
2	Residuais da Formação Serra Geral	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Argiloso</li> <li>- Argiloso raso</li> <li>- Silto argiloso raso</li> </ul>	12-45	20-50-23-60		Quartzo, Caulinita, gibsita, esmectitas, limonita, magnetita, hematita, goetita.	10 <sup>-5</sup> a 10 <sup>-8</sup>	0,8 a 1,0	10,7 a 14,1	27,7 a 29,2	1 a 10
3	Residuais da Formação Botucatu	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Arenosos</li> <li>- Arenoso raso</li> <li>- Arenoso raso com fragmentos</li> </ul>	>90	<10	<10	Quartzo, Caulinita, gibsita.	10 <sup>-4</sup> a 10 <sup>-6</sup>	0,71 a 1,0	14,2 a 16,7	26,3 a 27,2	5 a 25



4	Retrabalhado colúvio arenoso		2- 20	<15	40 - 70	Quartzo, Caulinita, gibsita.	$10^{-5}$ a $10^{-7}$	0,9 a 1,5	11	29	2 a 5
5	Retrabalhado colúvio areno argiloso		20-55	<15	25-50	Quartzo, Caulinita, gibsita.	$10^{-4}$ a $10^{-7}$	0,55 a 0,9	15,1 a 16,9	26,2 a 27	10 a 20
6	Retrabalhado arenoso		<90	<10	<10	Quartzo, Caulinita, gibsita.	$10^{-5}$	1,0	15 a 17	26,3 a 26,5	<15
7	Aluvião					Quartzo, Caulinita, illita, esmectitas, matéria orgânica.	$10^{-4}$ a $10^{-9}$	0,7 a 1,5	13 a 18	26 a 29	<15

### **4.3 Carta de declividade**

A carta de declividade, apresentada no Apêndice III, foi gerada conforme descrito em 3.3.5.1, sendo dividida em 6 classes: 0 a 2°; 2 a 5°; 10 a 15°; 15 a 20°; e > 20°.

Verifica-se a predominância de declividades inferiores a 10° na área de estudo, e que estes valores são essencialmente inferiores a 5° na área de ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, indicando baixa tendência a formação de escoamento superficial significativo, segundo Soil Survey Manual (1993).

### **4.4 Uso e ocupação do solo**

O uso e ocupação do solo caracteriza-se como um atributo de grande relevância, pois interfere nas condições de compactação e/ou impermeabilização das camadas superficiais, influenciando diretamente os processos de infiltração.

A delimitação das áreas foi feita por meio de reconhecimento dos usos em uma imagem composta pelo mosaico das 12 fotografias aéreas descritas no item 3.3.3.3. Para isso, as fotografias tiveram que ser anteriormente ortorretificadas no software ENVI 4.3<sup>TM</sup>, utilizando as 8 marcas fiduciais de cada foto como orientação interna, e de 10 a 12 pontos de coordenadas conhecidas por foto como orientação externa. Após o processo de ortorretificação de cada foto separadamente, obteve-se então o mosaico.

As categorias de uso predominantes da área são cana de açúcar, pasto, mata e laranja, que correspondem a aproximadamente 88% da área. A Tabela 17 apresenta a relação dos usos e a parcela de cada na área de estudo.

## 4.5 Mapa das unidades de zoneamento quanto ao fluxo de água

Como descrito no item 3.3.5.6, o Mapa das unidades de infiltração (APÊNDICE VIII) individualiza as grandes unidades, em termos de fluxo, que foram obtidas com base nos materiais geológicos, domínios, aspectos do relevo e características das difrações.

**Tabela 17 – Tipos de uso na área de estudo.**

<b>Uso</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>
I - Aeroporto	0,4
II - Aterro sanitário	0,2
III - Cana de açúcar	72,6
IV - Chácara	12,1
V - Ferrovia	0,1
VI - Golfe	1,3
VII - Hortaliças	1,4
VIII - Industrial	1,7
IX - Lago	1,0
X - Laranja	16,6
XI - Mata	30,6
XII - Mineração	0,9
XIII - Pasto	70,7
XIV - Pasto e água	26,0
XV - Rodovia	1,4
XVI - Urbano	8,9

Motivada pela grande variabilidade de materiais inconsolidados presentes na área, a elaboração deste mapa objetivou agrupar em unidades individualizadas materiais com características semelhantes em termos de dinâmica das águas, de modo a tornar mais simples o desenvolvimento de modelos.

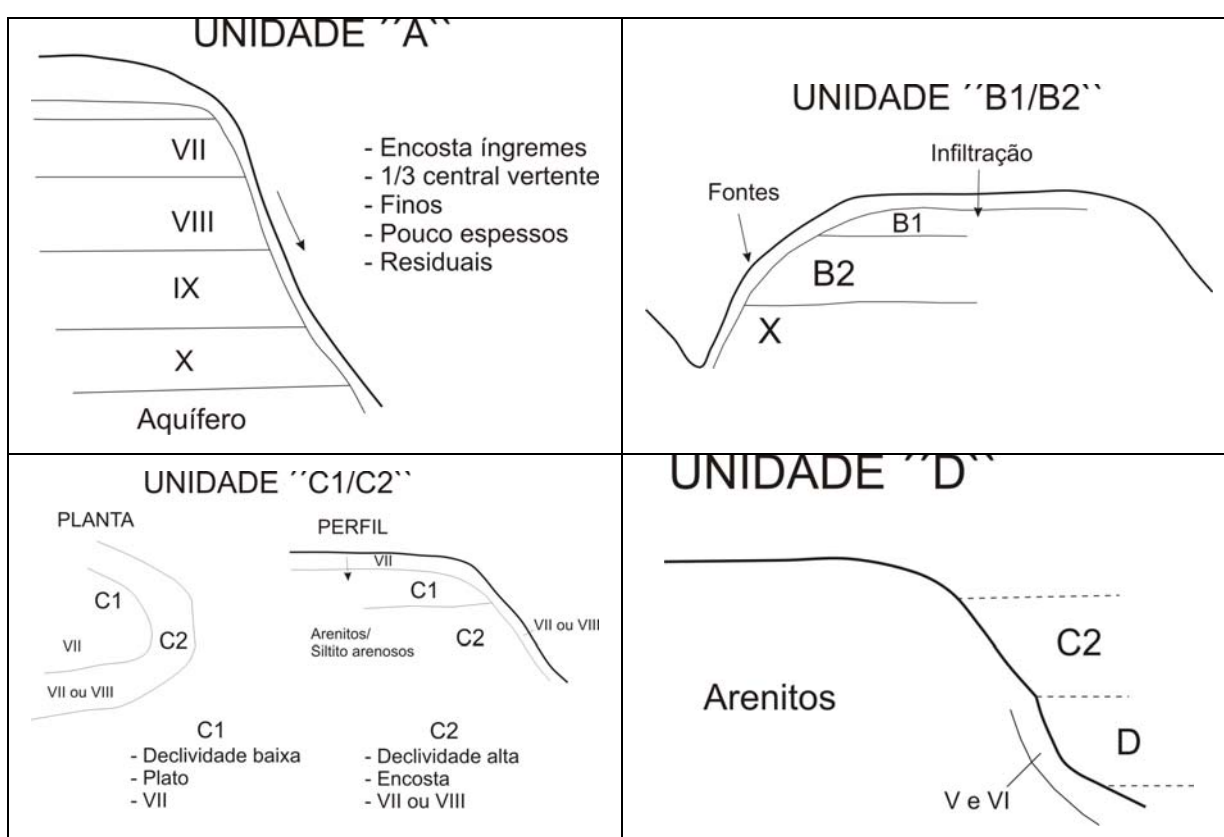
Sendo assim, as unidades obtidas nesta etapa são representadas através de ilustrações que esquematizam suas características básicas (Figura 85).

As unidades foram definidas de acordo com os seguintes critérios:

1 – Possibilidade de fluxo nos diferentes materiais geológicos, sejam rochosos ou inconsolidados;

2 – a manutenção da continuidade de fluxo, seja em velocidade ou volume;

- 3 – presença de superfícies de difrações em termos de condutividade hidráulica;
- 4 – predomínio de taxas de infiltração e escoamento superficial;
- 5 – condições para o armazenamento de água próximo a superfície;
- 6 – condições que interferem no tempo de permanência das águas na superfície;
- 7 – presença de fontes naturais;
- 8 – Espessuras dos materiais geológicos e discontinuidades.



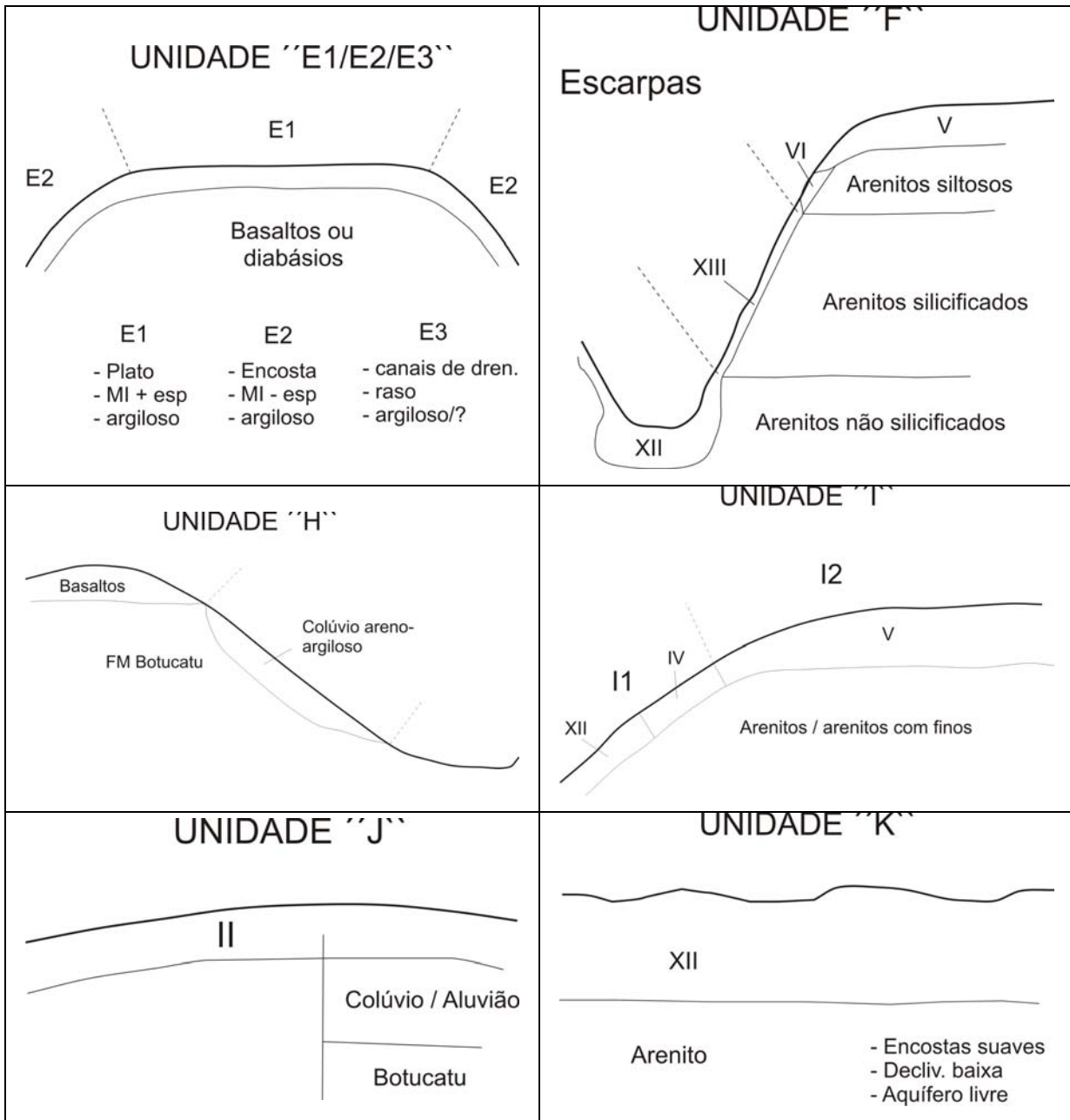


Figura 85 – Unidades de infiltração na área de estudo: unidades A, B, C, D, E, F, H, I, J e K.

## 4.6 Mapa das unidades de profundidade da zona saturada

O conhecimento da profundidade da zona saturada de uma área é de fundamental importância, pois o tempo para que um determinado evento chuva se configure em recarga está diretamente relacionado a esta informação.

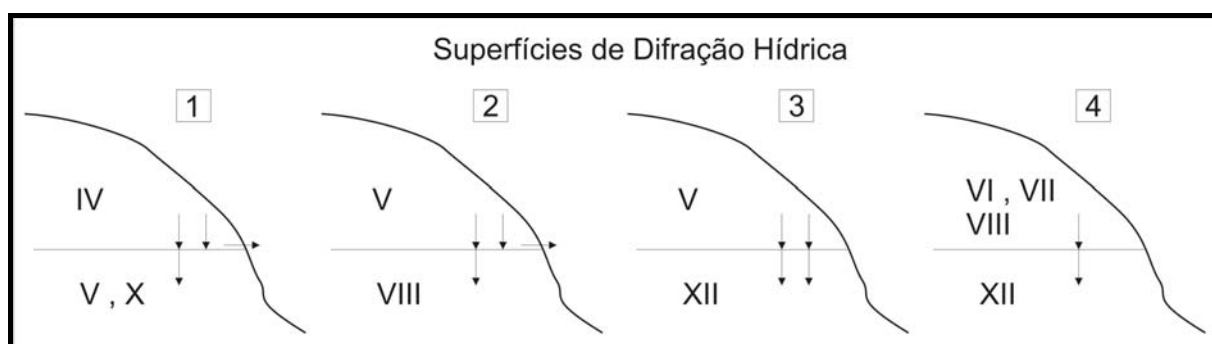
Além disso, a elaboração de um mapa de profundidade da zona saturada proporciona agilidade em termos de convergência de simulações numéricas, pois constitui um dado de entrada das condições potenciométricas iniciais.

Portanto, seguindo os procedimentos descritos no item 3.3.5.7, o Mapa de profundidade da zona saturada, mostrado no Apêndice IX, apresentou as seguintes classes de profundidade: < 2m; 2 a 5m; 5 a 10m; 10 a 15m; 15 a 20m; > 20m e áreas de descarga.

## 4.7 Mapa das superfícies de difração hídrica

Foi verificada na área de estudo a presença de superfícies de difração hídrica que alteram as características do fluxo subsuperficial, gerando fluxos superficiais nas encostas, caracterizando zonas de descarga.

Como mencionado no item 3.3.5.8, foi elaborado um Mapa das superfícies de difração hídrica (APÊNDICE X) que apresenta 4 superfícies de ocorrência típicas na área de estudo. Tais superfícies são ilustradas na Figura 86, e representam os limites entre os diferentes materiais inconsolidados que são indicados pelos seus respectivos códigos do Mapa de materiais inconsolidados (APÊNDICE V).



**Figura 86 – Esquema representativo das superfícies de difração hídrica presentes na área de estudo. Os números em algarismos romanos representam os materiais geológicos do Apêndice V.**

As superfícies de difração hídrica são fundamentais para a avaliação das condições de recarga das águas subsuperficiais até as camadas de armazenamento. Portanto, são responsáveis por orientar quanto às possibilidades de recargas diretas, zonas de descarga e pelo surgimento de fontes naturais. As superfícies de difração hídrica foram definidas de acordo com os critérios de Miyazaki (1993).



## ***Capítulo 5 – Resultados dos ensaios de campo e de laboratório***

---

Como tratado no item 2.10, a recarga é altamente dependente dos materiais geológicos, sendo sua ocorrência influenciada pela distribuição e pelas características físicas destes materiais. Logo, estudos que objetivem a determinação da recarga devem, obrigatoriamente, considerar a obtenção de tais informações.

Diante disso, este capítulo aborda os resultados de ensaios de campo e de laboratório que foram realizados visando a caracterização dos materiais geológicos da área de estudo tanto nos aspectos de distribuição quanto de propriedades hidráulicas.

Dentre os ensaios de campo, destacam-se os ensaios de geofísica de eletrorresistividade, empregando-se duas técnicas distintas de investigação (sondagem elétrica vertical e caminhamento elétrico), e os quatro tipos de ensaios de infiltração (com infiltrômetro de duplo anel, com permeâmetro de Guelph modificado, em furos, e do método do perfil instantâneo). De modo geral, a localização dos ensaios em campo se deu basicamente em função da ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu (Apêndice V) e da permissão de entrada em propriedades particulares em que fosse possível a instalação de equipamentos com segurança. Além disso, estabeleceu-se que três seria o número mínimo de ensaios de infiltração a ser realizado de modo que eles pudessem ser representativos da área de ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, foco do trabalho.

Os ensaios de laboratório foram realizados em amostras deformadas e indeformadas com vista à caracterização física, físico-química e de parâmetros hidráulicos dos materiais da Formação Botucatu, sendo que a amostragem foi priorizada naqueles locais em que foram feitos os ensaios de campo, de tal sorte que as informações laboratoriais pudessem auxiliar as análises dos ensaios de campo.

Sendo assim, o texto a seguir descreve as particularidades dos ensaios acima mencionados.



## **5.1 Ensaios de campo**

### ***5.1.1 Ensaios de geofísica de eletrorresistividade***

Duas técnicas de investigação por eletrorresistividade foram realizadas durante o estudo: sondagem elétrica vertical (SEV) e caminhamento elétrico (CE). Como descrito em 2.13.2, ambas se caracterizam como técnicas de investigação das propriedades de resistividade elétrica dos materiais geológicos, sendo unidimensional e bidimensional, respectivamente.

O objetivo básico destes ensaios consistiu na obtenção da distribuição e ocorrência dos materiais geológicos em área e em profundidade, auxiliando a interpretação do cenário geológico com vista a criação de um modelo conceitual de fluxo subsuperficial.

Sendo assim, encontram-se aqui os dados referentes à etapa inicial de investigação geofísica, constituída de dois caminhamentos elétricos e 66 sondagens elétricas verticais.

Ressalta-se, porém, que as investigações geofísicas utilizadas durante os ensaios de infiltração serão exclusivamente abordadas no Capítulo 9.

#### **5.1.1.1 Sondagens elétricas verticais (SEVs)**

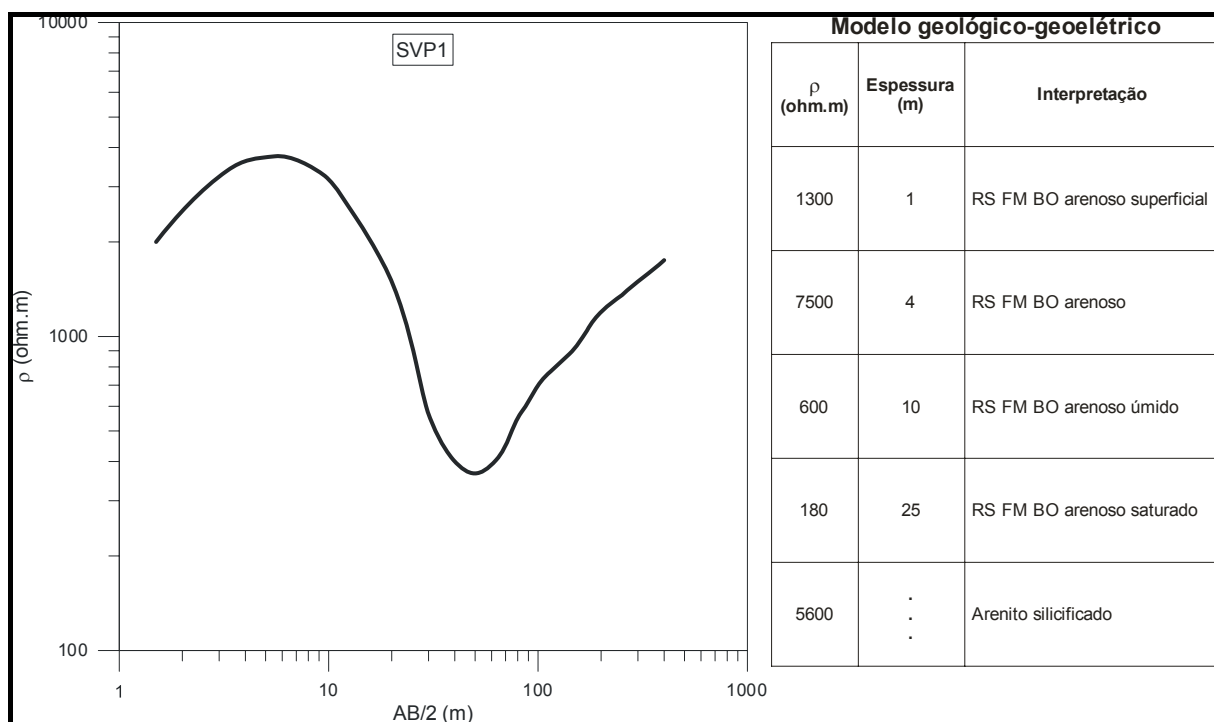
A etapa inicial de investigação geofísica contou com 66 SEVs espalhadas na área de estudo. Os principais objetivos desta campanha foram:

- auxiliar a elaboração dos mapas de substrato rochoso (APÊNDICE IV) e de materiais inconsolidados (APÊNDICE V);
- identificar em profundidade a possível existência de superfícies de difração hídrica, auxiliando na elaboração do Mapa de superfície de difração hídrica (APÊNDICE X);
- subsidiar a escolha dos locais que seriam definidos como pontos-chave para o monitoramento da zona saturada, e a elaboração do Mapa de profundidade da zona saturada (APÊNDICE IX).

Dentre as SEVs realizadas na área (APÊNDICE VI), cinco foram consideradas profundas (aproximadamente 100 m), que tiveram como finalidade específica avaliar a possível existência de sills ou de arenitos silicificados que pudessem alterar as características de recarga da região. As demais, consideradas rasas (cerca de 20 m), objetivaram a determinação da posição do nível de água.

### **SEVs profundas (SVP)**

Da Figura 87 a Figura 91 são apresentadas as curvas de resistividade elétrica aparente para as cinco SEVs profundas (SVP) realizadas, bem como os modelos geológico-geoeletricos interpretados. Embora executadas sobre a Formação Botucatu em cotas semelhantes, conforme indicado no Apêndice VI, verifica-se que não existe um padrão geoeletrico típico entre as curvas, o que impossibilita afirmar que ocorra uma camada silicificada generalizada que crie confinamento do aquífero na área e altere as características da recarga.



**Figura 87 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP1.**

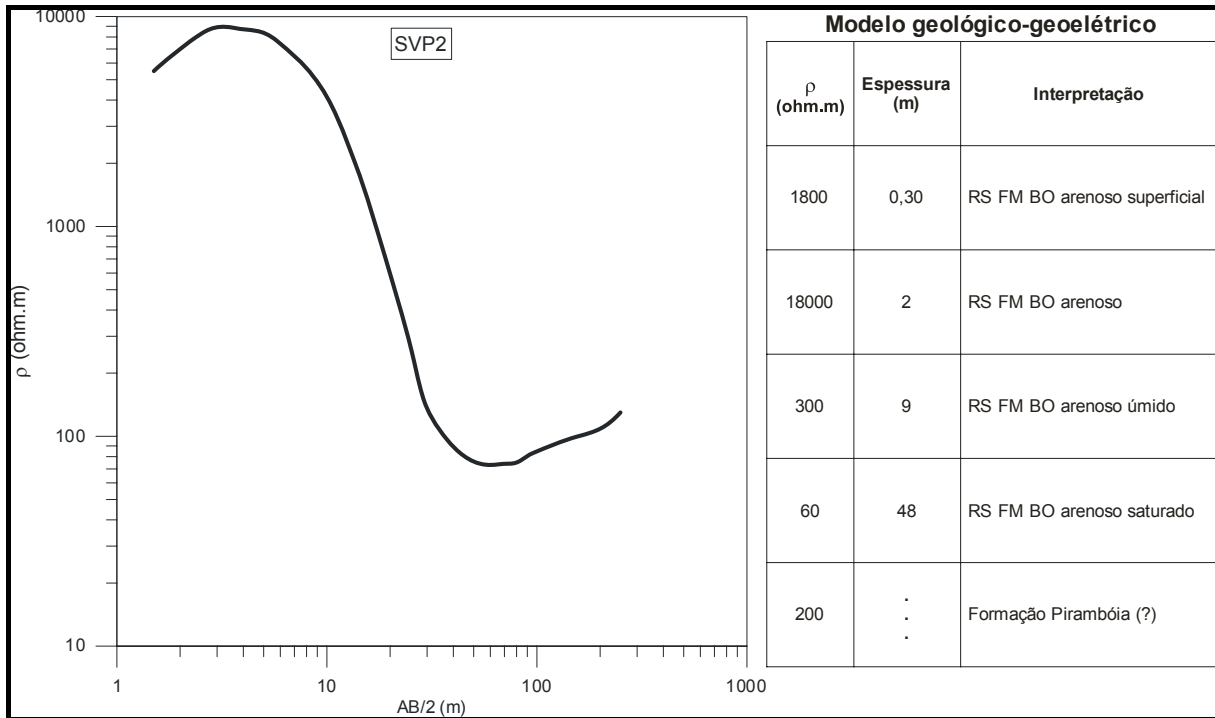


Figura 88 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP2.

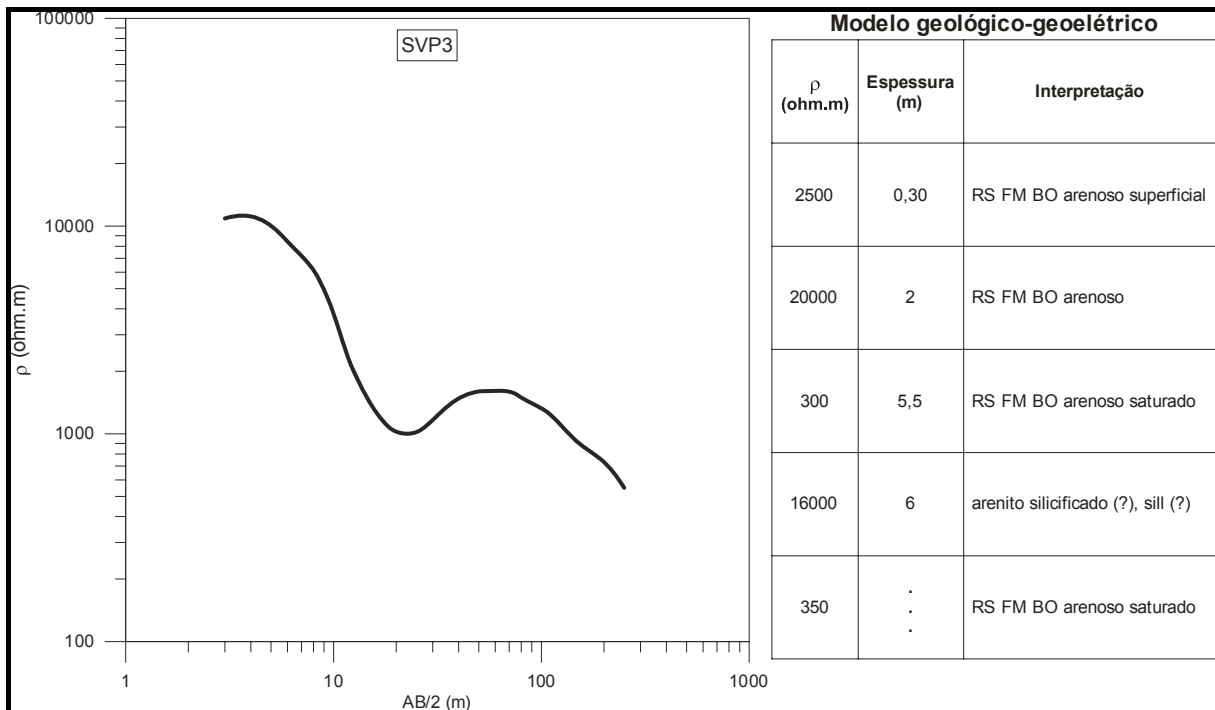
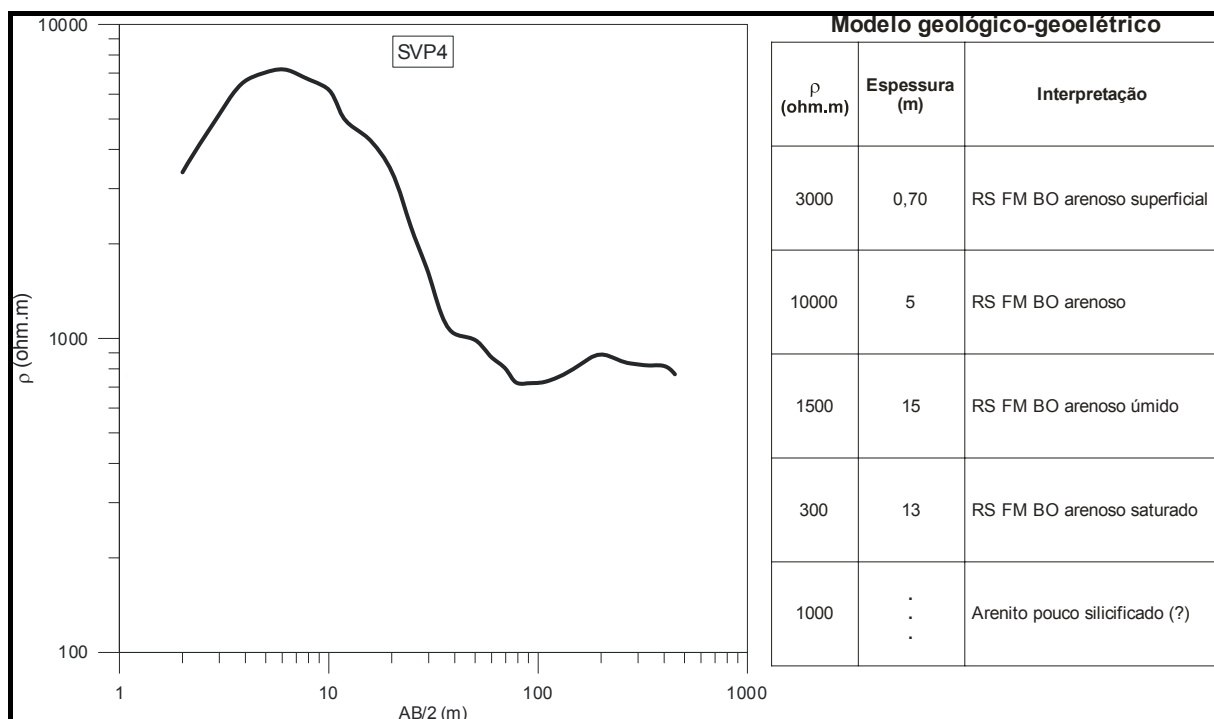
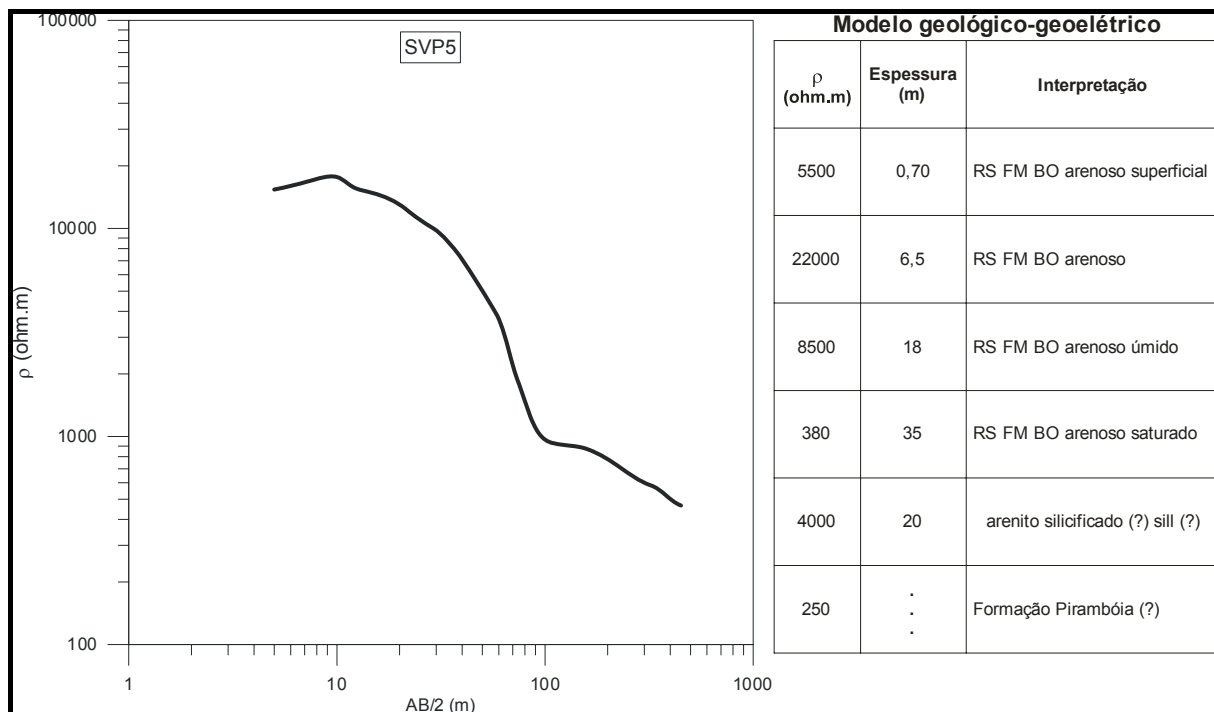


Figura 89 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP3.



**Figura 90 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP4.**



**Figura 91 – Curva de resistividade elétrica aparente de campo e modelo geológico-geoeletrico interpretado – SVP5.**

***SEVs rasas (SEV)***

As 61 SEVs rasas realizadas tiveram como objetivo básico a obtenção dos níveis de água na área de estudo para subsidiar a elaboração do Mapa de profundidade da zona saturada (Apêndice IX), que foi utilizado como condição inicial de carga hidráulica nas simulações computacionais de recarga que serão descritas no Capítulo 10.

O Mapa de profundidade da zona saturada foi elaborado com 6 classes: < 2m; 2 a 5m; 5 a 10m; 10 a 15m; 15 a 20m; e > 20m. Como exemplo, a Figura 92 apresenta os resultados das SEVs 31 e 34, cujas profundidades do nível de água (NA) foram de 9 e 17 metros, respectivamente, e a da SEV 03, que não detectou a posição do NA numa prospecção máxima de 20m.

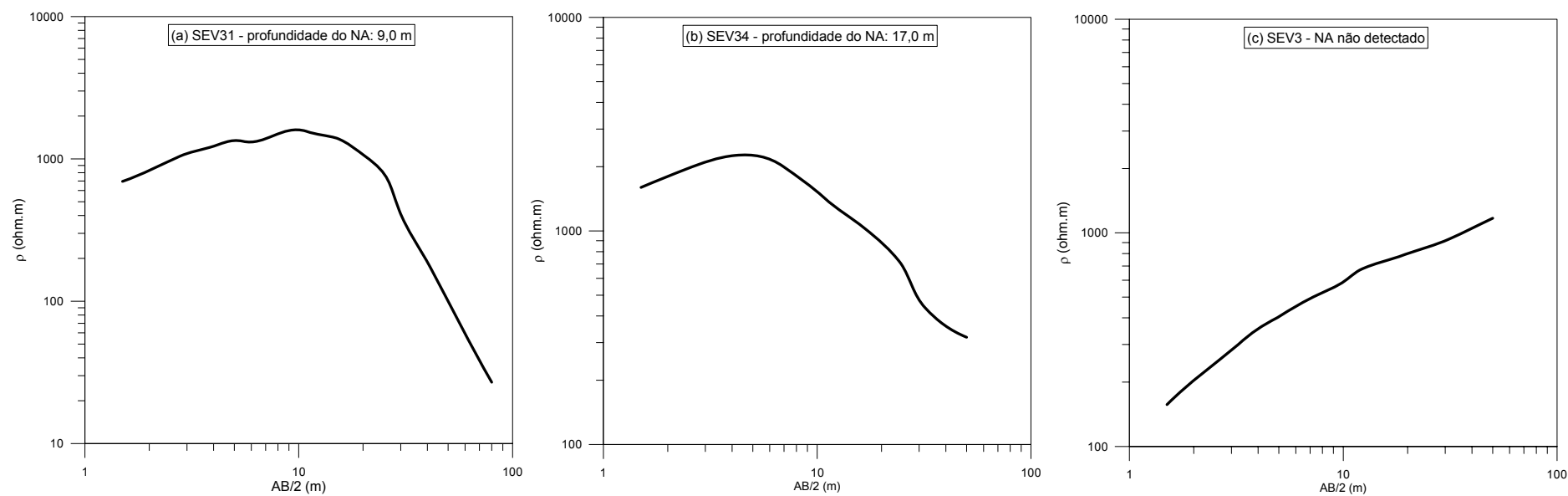


Figura 92 – Curvas de resistividade elétrica aparente típicas das classes de profundidade: (a) 5 a 10m; (b) 15 a 20m; e (c) maior que 20m.

### 5.1.1.2 Caminhamento elétrico (CE)

Visando avaliar a distribuição lateral dos materiais geológicos, dois caminhamentos com arranjo de eletrodo dipolo-dipolo foram realizados: CE1 e CE2, conforme apresentado no Apêndice VI.

CE1 foi executado com 1035 m de extensão e espaçamento entre eletrodos de 5m, permitindo uma investigação de uma seção de aproximadamente 13 m de profundidade. O modelo de resistividade obtido é mostrado na Figura 93, que indica a existência de material silicificado a cerca de 10 m de profundidade a partir do eletrodo de posição zero até o da posição 560 m, aproximadamente, que foi também detectado pela SVP3 próxima.

Entre as posições 500 e 600 m, o caminhamento seguiu praticamente paralelo ao canal de drenagem. Deste ponto em diante, o caminhamento retomou o sentido de quase ortogonalidade, refletindo entre 640 e 720 m os sedimentos inconsolidados de umidade elevada característicos de um canal de drenagem de um aluvião.

Como mencionado, o arranjo de eletrodos utilizado em CE1 possibilitou a obtenção das informações de resistividade elétrica até a profundidade de 13 m aproximadamente. Esta profundidade de prospecção foi considerada insuficiente para a detecção de níveis de água em locais próximos aos topos das encostas da área, uma vez que a posição do nível de água nestes pontos é comumente mais profundo.

Por isso, optou-se por aumentar a distância entre os eletrodos para 10 m de modo a formar um arranjo que possibilitasse uma profundidade de investigação maior. Além da ampliação da profundidade de detecção, ocorre também ganho de rendimento em extensão nos procedimentos de campo, embora a resolução de obtenção das informações seja menor.

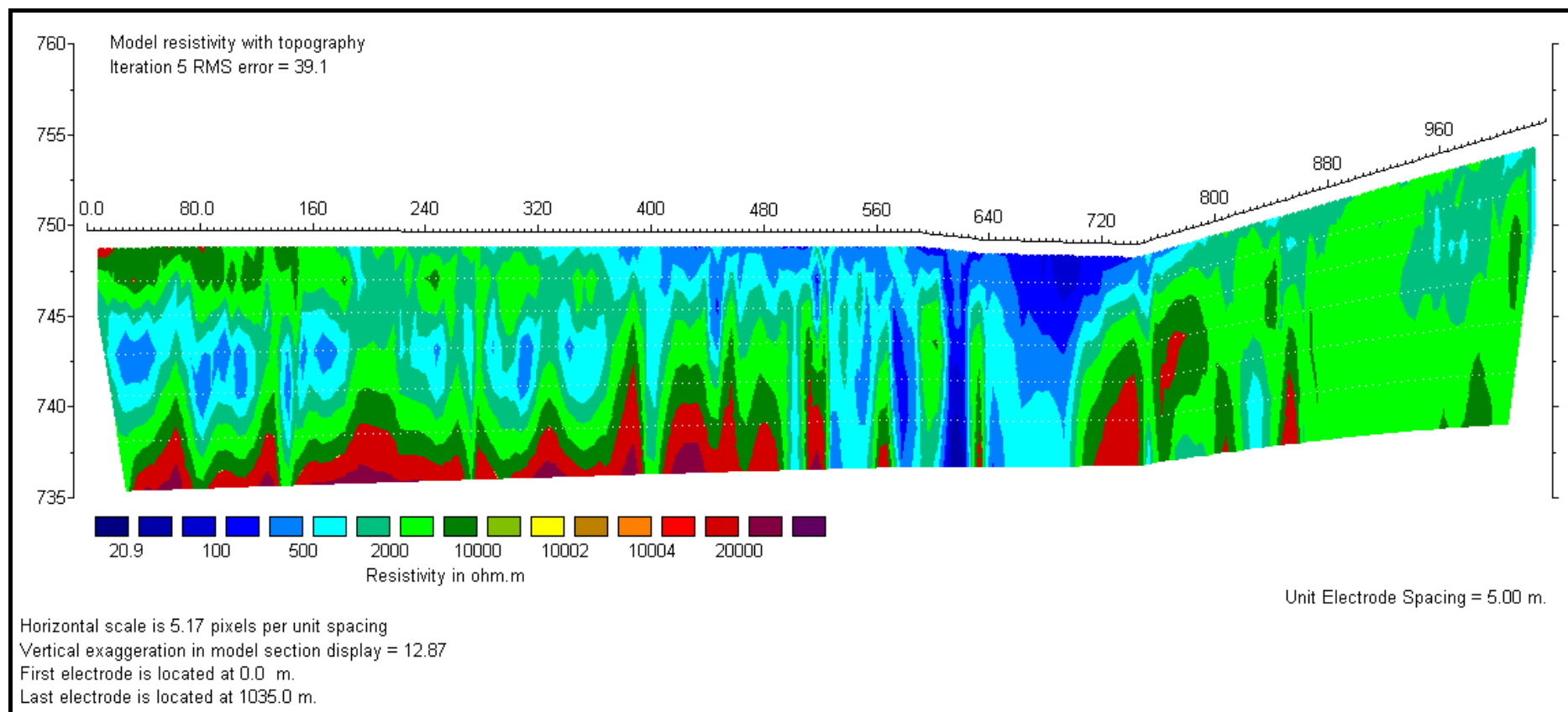
Atendendo esta nova configuração de eletrodos, realizou-se o caminhamento elétrico CE2, que totalizou 2250 m de extensão e com profundidade de prospecção de cerca de 25 m. A Figura 94, que apresenta os resultados de CE2, mostra a grande homogeneidade do perfil em termos de resistividade elétrica ao longo de toda a sua extensão, onde o nível de água se mostrou evidente somente sob o

trecho compreendido entre os eletrodos das posições 160 e 300m, a cerca de 20 de profundidade.

O fato de se observar níveis de água menos profundos nos topos de encostas é normalmente incomum em materiais geológicos considerados homogêneos. Porém, este local encontra-se próximo a uma superfície de difração hídrica (APÊNDICE X), que é caracterizada pelo contato entre materiais heterogêneos em termos de condutividade hidráulica, e que não foi detectada pelo CE2. Acredita-se, portanto, que o nível de água detectado neste caminhamento elétrico seja causado pela superfície de difração hídrica e que esta seja a responsável pela perenização dos canais de drenagem próximos.

Exemplos como este demonstram a importância da elaboração de mapas que visem a representação das superfícies de difração hídrica, pois estas caracterizam locais onde os regimes de fluxo são alterados e a recarga não pode, conseqüentemente, ser tratada como direta.





**Figura 93 – Seção de resistividade elétrica 2D obtida a partir do caminhamento elétrico CE1.**

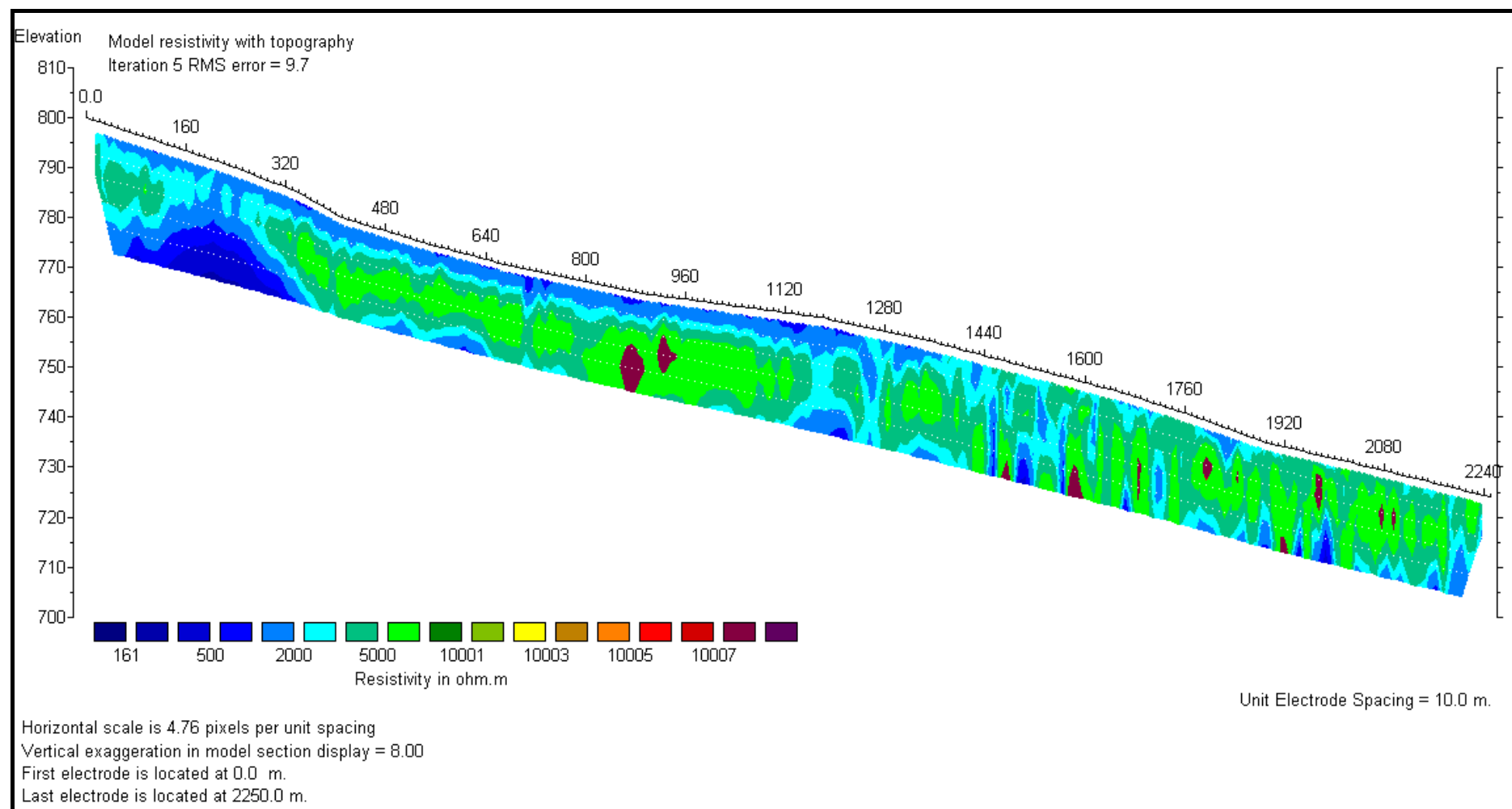


Figura 94 - Seção de resistividade elétrica 2D obtida a partir do caminhamento elétrico CE2.

### **5.1.2 Ensaio de infiltração**

Quatro tipos de ensaios de infiltração foram realizados em campo: duplo anel (DA), permeâmetro de Guelph modificado (G), em furos (IF), e perfil instantâneo (LIB). Tais ensaios tiveram grande importância na determinação dos parâmetros de condutividade hidráulica dos materiais inconsolidados e foram empregados nas etapas de modelagem e simulação de recarga.

A seguir, descrevem-se os resultados obtidos em cada um dos tipos, destacando-se as variações obtidas em ambos.

#### **5.1.2.1 Duplo anel (DA)**

Foram executados doze ensaios de infiltração com infiltrômetros de duplo anel como descrito em 3.3.3.5, e concentraram-se nos materiais inconsolidados residuais das Formações Botucatu e Itaqueri, além dos materiais inconsolidados retrabalhados colúvio arenoso (APÊNDICE VI).

Os ensaios realizados permitiram a obtenção das curvas de capacidade potencial de infiltração e as variações em termos de condutividade hidráulica saturada  $K_{fs}$  dos três materiais inconsolidados.

#### ***Materiais inconsolidados residuais da Formação Itaqueri***

Os materiais inconsolidados residuais da Formação Itaqueri ocorrem em grande parte na área de estudo recobrimdo os arenitos da Formação Botucatu. Com esta configuração, poderá ocorrer a recarga por infiltração, assim como o excesso de água gerado por eventos de chuva pode escoar superficialmente e atingir cotas topográficas mais baixas, onde ocorrem os materiais do Botucatu, e também constituir recarga. Sendo assim, julga-se importante o conhecimento das características de infiltração destes materiais.

Duas condições foram avaliadas no local do ensaio DA5: de compactação natural em área de pastagem (DA5A) e de terra arada (DA5B). A variação da

infiltração constatada em função destas condições foi de 6,0 a 10,0 mm/h, respectivamente, considerando os trechos finais de ensaio, em tempos maiores, quando os potenciais mátricos decaem a valores mínimos prevalecendo o fluxo motivado por forças gravitacionais (Figura 95). Nestes trechos, os valores de condutividade hidráulica saturada  $K_{fs}$  correspondentes foram  $1,5 \times 10^{-4}$  e  $2,73 \times 10^{-4}$  cm/s, respectivamente.

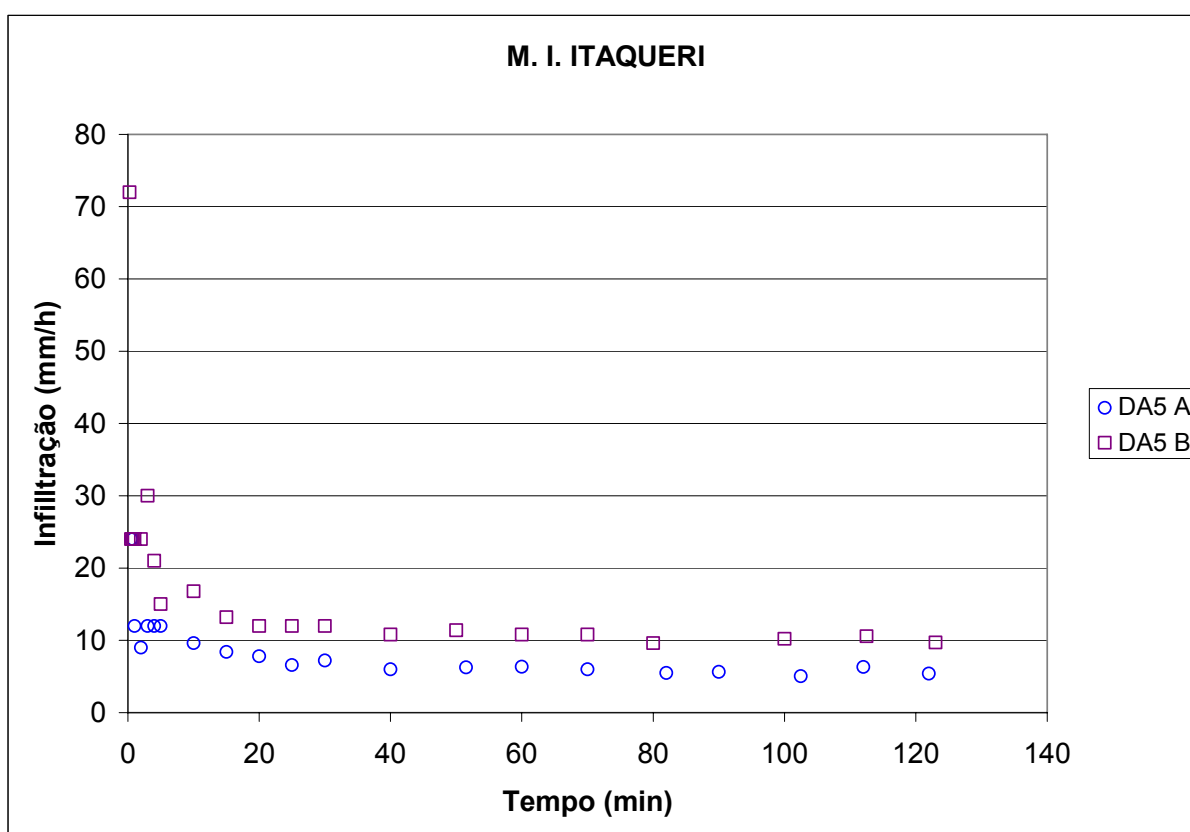
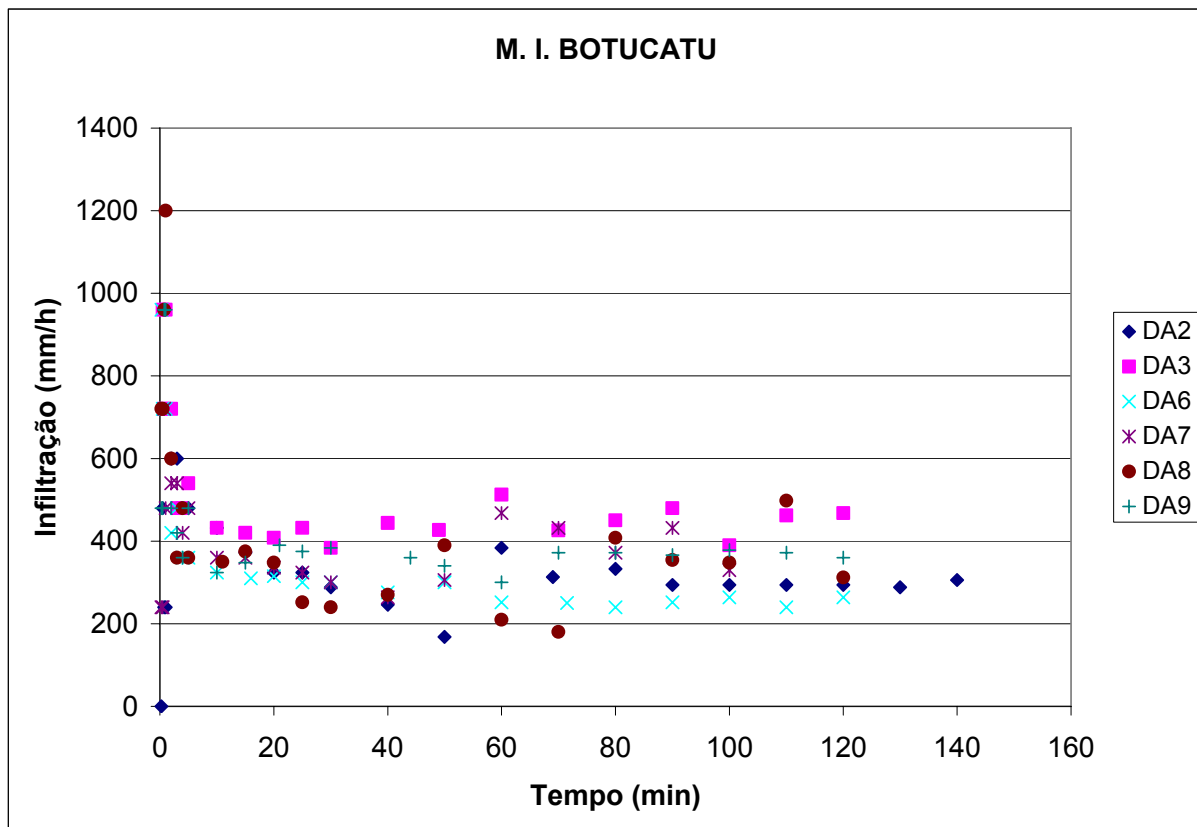


Figura 95 – Curva da capacidade potencial de infiltração dos materiais inconsolidados residuais da FM Itaqueri.

### ***Materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu***

No caso dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu, cujos ensaios visaram o estudo da variabilidade da capacidade potencial de infiltração frente aos tipos de uso mais comuns na área de estudo, os resultados situaram-se entre 250 e 450 mm/h, considerando os tempos finais de ensaio (Figura 96). Conseqüentemente, a variação da condutividade hidráulica saturada  $K_{fs}$  encontrada foi de  $6,75 \times 10^{-3}$  a  $1,2 \times 10^{-2}$  cm/s.



**Figura 96 - Curva da capacidade potencial de infiltração dos materiais inconsolidados residuais da FM Botucatu.**

Os ensaios DA2, DA7 e DA8 foram realizados em áreas ocupadas por cultura de laranja e apresentaram resultados entre 300 e 400 mm/h. Nestas áreas, a influência das raízes gerando macroporosidades pode ser marcante em termos de infiltração, como nos casos dos ensaios DA7 e DA8 em que os valores exibiram grandes oscilações. DA2 também apresentou variação entre 50 e 60 minutos de ensaio, porém esta foi relacionada ao procedimento de reabastecimento do reservatório, que havia se esgotado neste momento do ensaio.

Oscilações menos nítidas são notadas nos resultados dos ensaios DA6 e DA9, que foram executados em áreas destinadas a pastagens, cujas raízes apresentam-se normalmente menos desenvolvidas. Os valores de capacidade de infiltração foram ligeiramente inferiores àqueles realizados em área de cultura de laranja, 250 e 350 mm/h, respectivamente. Associa-se esta diminuição nos valores de infiltração à compactação natural e a provocada pelo pisoteio de animais.

Os valores de capacidade de infiltração obtidos em área de cana de açúcar em estágio novo de crescimento (DA3) foram superiores aos demais tipos de uso,

alcançando valores maiores que 400 mm/h. Neste tipo de uso também pode ser verificado o efeito causado pela possível presença de raízes mais pronunciadas devido à constatação de oscilações entre os resultados do ensaio.

### ***Materiais inconsolidado retrabalhado colúvio arenoso***

Uma particularidade da área de estudo são as eventuais inundações que ocorrem na parte caracterizada como material inconsolidado retrabalhado colúvio arenoso. Tais inundações são normalmente causadas pelo escoamento superficial gerado em materiais geológicos existentes encosta acima ou também pela possível baixa capacidade de infiltração destes materiais retrabalhados.

Diante disso, avaliou-se esta característica de infiltração destes materiais nos locais DA1 e DA4 (APÊNDICE VI).

No local DA1, três ensaios foram realizados em diferentes condições de uso, a saber: DA1A – compactado por máquinas pesadas; DA1B – compactação natural; DA1C – sem compactação. Através da Figura 97, verifica-se a variação da infiltração devido à compactação, que causa a diminuição da quantidade de poros e conseqüente redução dos volumes infiltrados.

Já o ensaio DA4 apresentou taxa de infiltração superior, da ordem de 90 mm/h. Tal comportamento pode estar associado à maior proximidade geográfica deste local em relação aos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, constituindo assim um local de transição destes materiais geológicos.

Através destes ensaios, o colúvio arenoso apresentou variação de  $1,3 \times 10^{-4}$  a  $2,3 \times 10^{-3}$  cm/s em termos de condutividade hidráulica saturada  $K_{fs}$ , como reflexo do uso e da heterogeneidade textural que este material transportado apresenta.

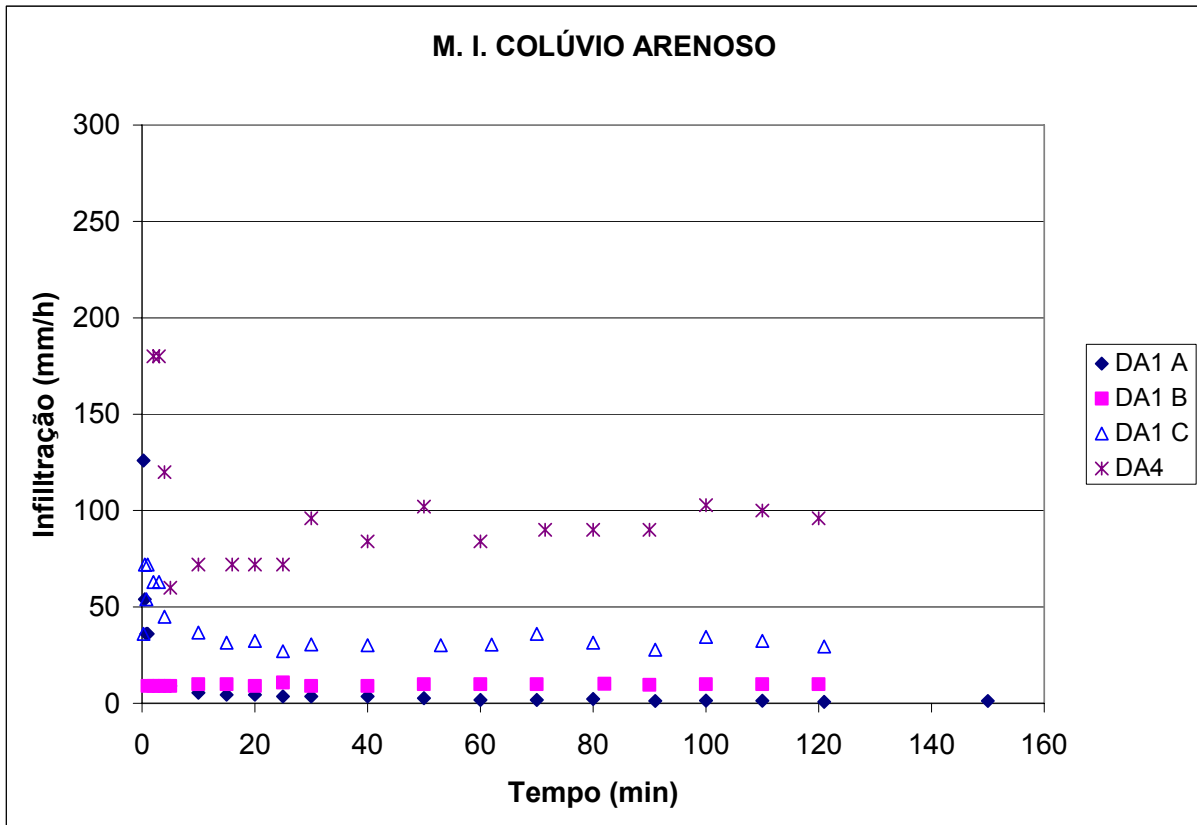


Figura 97 - Curva da capacidade potencial de infiltração dos materiais inconsolidados retrabalhados colúvio arenoso.

### 5.1.2.2 Permeômetro Guelph modificado

Os ensaios utilizando o permeômetro de Guelph modificado seguiram os procedimentos descritos em 2.8.1 e 3.3.3.5. Dos sete ensaios realizados, seis foram sobre materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu e outro sobre material inconsolidado retrabalhado colúvio arenoso. Enquanto este apresentou condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  de  $2,71 \times 10^{-4}$  cm/s, os demais apresentaram variação entre  $2,38 \times 10^{-3}$  e  $5,62 \times 10^{-3}$  cm/s.

Comparando-se estes resultados com os resultados obtidos pelo método do duplo anel, percebe-se boa concordância para os materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu. Entretanto, para o material inconsolidado colúvio arenoso, o valor de  $K_{sat}$  resultante foi de uma ordem de grandeza menor, o que pode estar associado ao fato de este ser um material retrabalhado, podendo exibir maior heterogeneidade.

Os ensaios foram realizados em furos de aproximadamente 30 cm de profundidade, contudo, no local G05 (Apêndice VI) foi também feito um ensaio a 130 cm de profundidade. Os resultados demonstraram que a infiltração se reduz praticamente pela metade devido ao efeito da compactação natural do terreno, uma vez que os valores de  $K_{sat}$  foram de  $2,38 \times 10^{-3}$  e  $5,62 \times 10^{-3}$  cm/s para as profundidades de 30 e 130 cm, respectivamente.

### 5.1.2.3 Ensaio em furo de trado

Devido a sua simplicidade de execução, como descrito em 3.3.3.5, os ensaios realizados em furos tiveram como objetivo caracterizar preliminarmente os materiais inconsolidados presentes na área de estudo em termos de condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$ , auxiliando na etapa de elaboração do mapa de materiais inconsolidados (Apêndice V).

Foram executados 34 ensaios por este método, sendo que a Tabela 18 apresenta os valores de  $K_{sat}$  obtidos para os diferentes materiais inconsolidados encontrados na área de estudo.

**Tabela 18 – Condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  por material inconsolidado através de ensaios em furo.**

<b>Material Inconsolidado<sup>1</sup></b>	<b><math>K_{sat}</math> med (cm/s)</b>	<b>nf</b>	<b><math>K_{sat}</math> max (cm/s)</b>	<b><math>K_{sat}</math> min (cm/s)</b>
RT arenoso	8,49E-05	2	1.23E-04	4.73E-05
RT Colúvio arenoso	1,82E-04	1		
RT Colúvio areno-argiloso	1,36E-04	3	1.63E-04	1.07E-04
RS FM BO arenoso	1,82E-04	8	3.60E-04	6.56E-05
RS FM IT arenoso	1,90E-04	8	3.39E-04	7.51E-05
RS FM IT arenoso raso	1,32E-05	1		
RS FM IT fino	1,43E-04	3	2.21E-04	6.07E-05
RS FM IT fino raso	1,88E-04	2	3.70E-04	6.20E-06
RS FM SG argiloso	1,67E-04	6	3.05E-04	9.54E-05

<sup>1</sup> – nomenclatura adotada no mapa (Apêndice V); nf – número de furos ensaiados

Observa-se que o intervalo de variação dos resultados de  $K_{sat}$  dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu (RS FM BO arenoso) obtidos através deste ensaio foi inferior àqueles obtidos via infiltrômetros de duplo anel e via permeômetro de Guelph. Tal fato pode estar associado à baixa coesão apresentada



por este material arenoso, que comprometia a estabilidade das paredes dos furos, alterando a geometria do ensaio e, conseqüentemente, os resultados.

#### **5.1.2.4 Ensaio do perfil instantâneo**

De acordo com os procedimentos descritos nos itens 2.8.2 e 3.3.3.5, seis ensaios utilizando o método do perfil instantâneo foram realizados na área de estudo, sendo um sobre colúvio arenoso (LB1), dois em materiais inconsolidados residuais da Formação Itaqueri (LB2 e LB3) e outros três em materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu.

Serão apresentados neste item somente os resultados relativos aos três primeiros ensaios. Aqueles referentes aos 3 ensaios em materiais da Formação Botucatu serão tratados no Capítulo 9, uma vez que, nestes, foi alternativamente empregado o controle por geofísica de eletrorresistividade, gerando análises adicionais.

#### ***LB1 – Material inconsolidado retrabalhado colúvio arenoso***

Como mencionado anteriormente, o material inconsolidado caracterizado como colúvio arenoso ocorre na área de estudo em um local onde inundações costumam ser eventuais (APÊNDICE V). Devido a este problema, o governo municipal decidiu construir uma cava de acumulação de água como uma tentativa de regularização dos regimes de drenagem e escoamento superficial.

Por se tratar de uma obra para acumulação eventual de água, a cava pode ser classificada como um local de recarga indireta. Sendo assim, optou-se pela realização de um ensaio de infiltração no interior da cava visando a obtenção das características hidráulicas destes materiais em termos de condutividade hidráulica.

O ensaio escolhido foi baseado no método do perfil instantâneo que, além de permitir a obtenção dos parâmetros de condutividade hidráulica em profundidade, é tido como mais representativo por abranger uma área maior de ensaio. A execução ocorreu após a construção da cava, cuja superfície se apresentava compactada pela ação de máquinas. A Figura 98 ilustra as condições de compactação da superfície

durante a abertura da trincheira, enquanto a Figura 99 mostra a execução do ensaio, cuja infiltração foi durou cerca de 4 horas.



**Figura 98 – Abertura da trincheira em solo compactado.**



**Figura 99 – Perfil instantâneo: ensaio em andamento – infiltração em trincheira.**

Após a infiltração, fez-se o monitoramento do perfil de umidades ao longo do tempo através de amostragens indeformadas com auxílio do trado, como mostrado na Figura 100. As amostras extraídas eram colocadas em sacos plásticos e, sem seguida, acondicionadas em caixas térmicas para evitar perdas por evaporação, sendo a determinação de umidade feita em laboratório.



**Figura 100 – Execução de tradagem para determinação de perfil de umidade.**

A retirada de amostras indeformadas (Figura 101) fez-se necessária como meio de avaliar as características físicas dos materiais inconsolidados em termos de massa específica aparente seca, índice de vazios e porosidade, sendo útil na avaliação do grau de heterogeneidade do perfil quanto à compactação e na obtenção das umidades volumétricas.



**Figura 101 – Extração de amostra indeformada com auxílio de tubo de PVC de parede rígida.**

Desta forma, a Tabela 19 traz as características físicas dos materiais inconsolidados no local do ensaio. Percebe-se que as camadas superficiais apresentam índices de vazios inferiores às camadas mais profundas, como reflexo da compactação mecânica.

**Tabela 19 - Índices físicos dos materiais inconsolidados em profundidade – Ensaio LB1.**

<b>PROF. (cm)</b>	<b><math>\rho_d</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b><math>\rho_s</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>e</b>	<b>n</b>
0	1,85	2,656	0,435	0,303
20	1,68	2,656	0,581	0,367
40	1,55	2,656	0,713	0,416
60	1,52	2,656	0,747	0,428
80	1,50	2,656	0,770	0,435
100	1,50	2,656	0,770	0,435
120	1,50	2,656	0,770	0,435

Sendo:  $\rho_d$  – massa específica aparente seca;  $\rho_s$  – massa específica dos sólidos; e – índice de vazios; n – porosidade.

A Figura 102 apresenta os perfis de umidade obtidos a partir de amostras retiradas com trado antes e após a infiltração nos tempos 0, 1, 2, 16 e 26 horas. Logo após a interrupção da infiltração (tempo  $t = 0$ ), nota-se que a frente de umedecimento atingiu somente 30 cm, aproximadamente, e que ligeiro aumento de umidade foi percebido até 150 cm de profundidade supostamente devido à presença de macroporosidades.

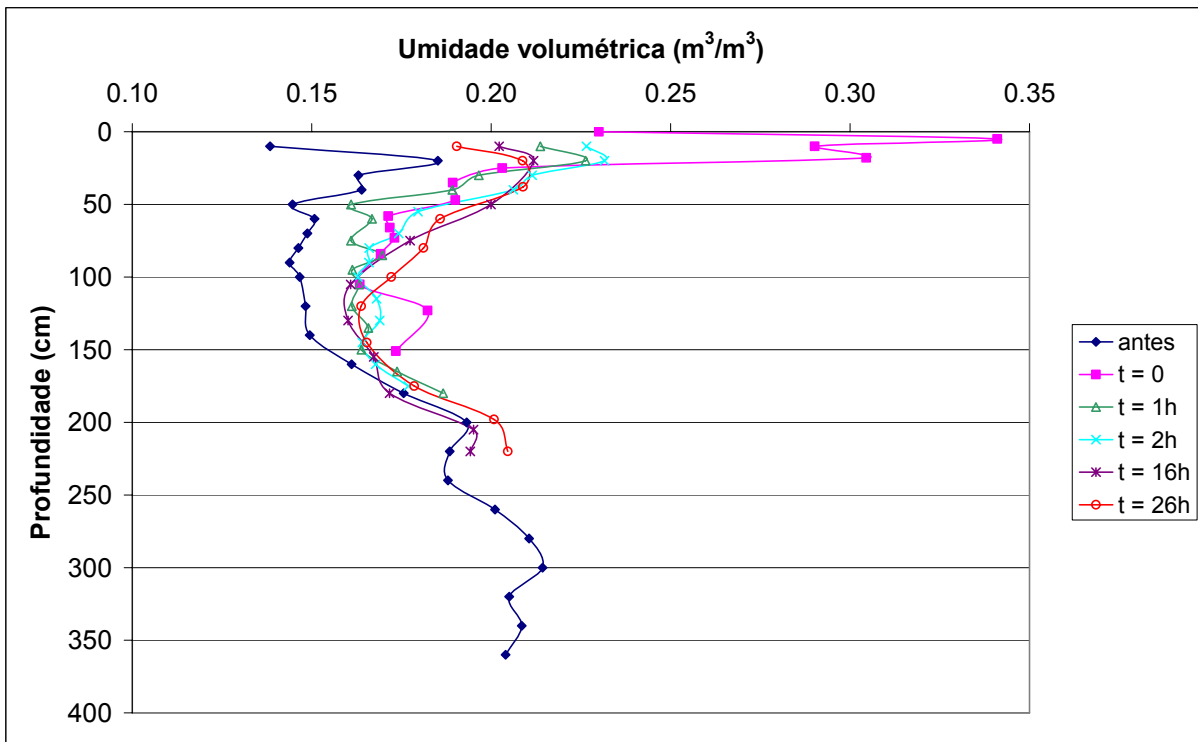


Figura 102 – Variação dos perfis de umidade no ensaio LB1.

Com a aplicação do método de Libardi *et al.* (1980), as funções de condutividade hidráulica, que encontram-se resumidas na Tabela 20, foram determinadas para camadas de 20 cm até a profundidade de 60 cm, admitida como o nível mais profundo que sofreu reflexo direto da passagem da frente de umedecimento em  $t=0$ .

**Tabela 20 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi *et al.* (1980) – Ensaio LB1.**

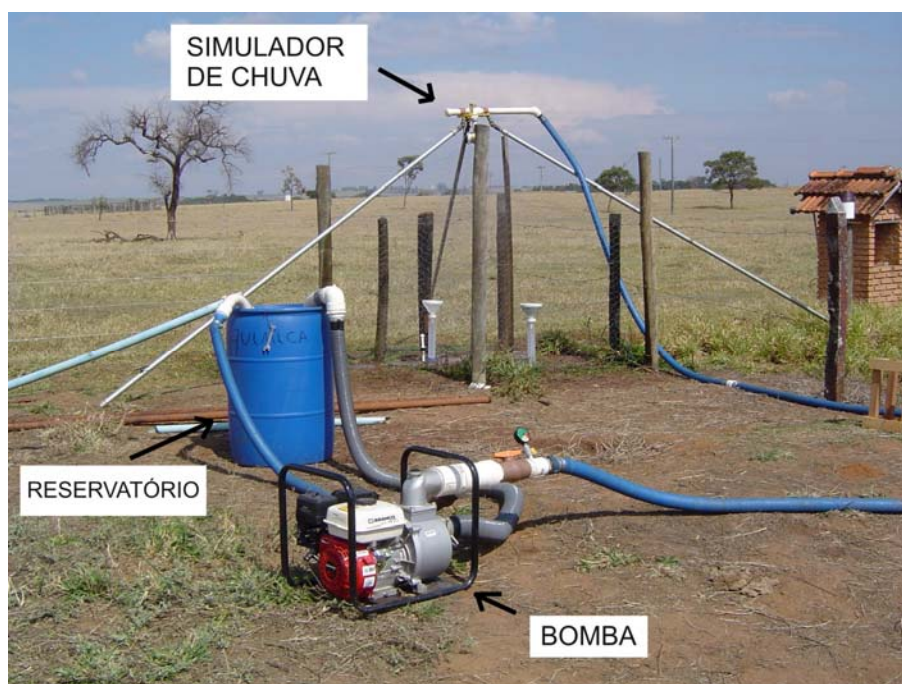
Profundidade (cm)	Função de condutividade hidráulica (cm/s)
20	$K(\theta) = 0,00371 \times e^{89,2857(\theta - 0,367)}$
40	$K(\theta) = 0,000393 \times e^{166,667(\theta - 0,416)}$
60	$K(\theta) = 0,000405 \times e^{370,3704(\theta - 0,428)}$

Verificou-se maior valor da condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  nos primeiros 20 cm ( $3,71 \times 10^{-3}$  cm/s) devido à escarificação causada pela abertura da trincheira, porém o efeito da compactação mostrou-se aparente, influenciando os valores de condutividade hidráulica e, conseqüentemente, os volumes de infiltração.

### ***LB2 – Material inconsolidado residual da Formação Itaqueri: uso de pastagem***

Este ensaio foi realizado sobre material residual da Formação Itaqueri com pastagem. Neste, porém, optou-se pela utilização de um simulador de chuva conectado ao recalque de uma bomba hidráulica que era ligada a um reservatório continuamente abastecido, como ilustra a Figura 103. Este arranjo de campo gerou uma precipitação de cerca de 15 mm/h, que é superior à capacidade de infiltração do material geológico mostrada na Figura 95. Comprovação disto foi o surgimento de escoamento superficial no local do ensaio.

Além disso, como uma tentativa de monitorar a passagem da frente de umedecimento, a precipitação foi simulada onde o conjunto TS2 de tensiômetros em diferentes profundidades estava instalado, conforme mostra a Figura 104.



**Figura 103 - Perfil instantâneo: ensaio em andamento – infiltração utilizando simulador de chuva.**

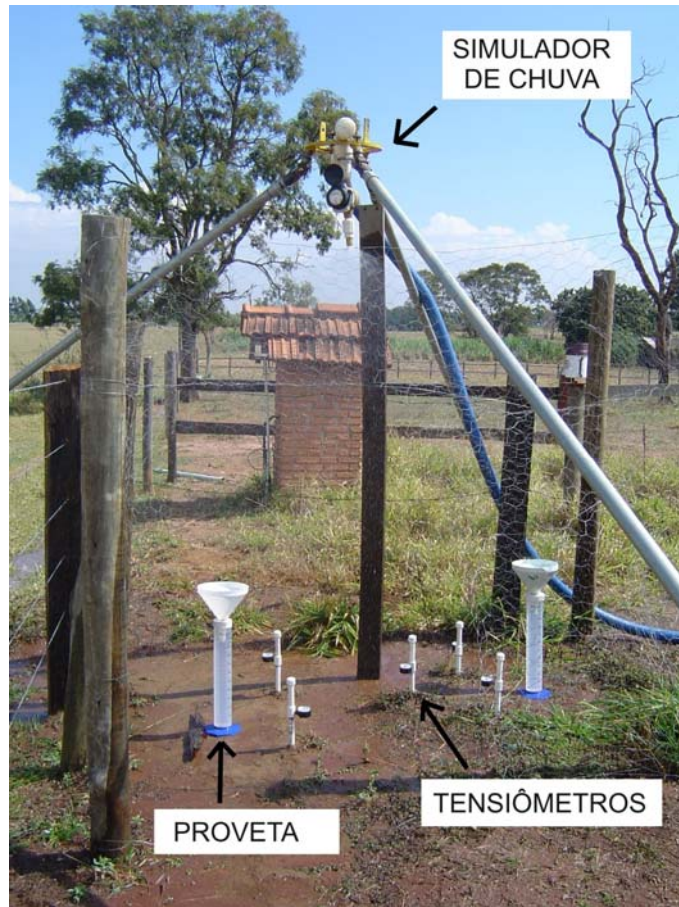


Figura 104 - Perfil instantâneo: ensaio em andamento – detalhes do arranjo de campo com o simulador de chuva e o conjunto de tensiômetros.

O procedimento de amostragem foi o mesmo adotado no ensaio LB1, que resultou na descrição das características físicas dos materiais inconsolidados do local, como apresentado na Tabela 21.

Tabela 21 - Índices físicos dos materiais inconsolidados em profundidade – Ensaio LB2.

PROF. (cm)	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	e	n
0	1,50	2,726	0,817	0,450
20	1,50	2,726	0,817	0,450
40	1,50	2,726	0,817	0,450
60	1,41	2,726	0,939	0,484
80	1,41	2,726	0,939	0,484
100	1,38	2,726	0,969	0,492
120	1,36	2,726	0,999	0,500

Sendo:  $\rho_d$  – massa específica aparente seca;  $\rho_s$  – massa específica dos sólidos; e – índice de vazios; n – porosidade.

A duração da precipitação simulada foi de 5 horas, e a Figura 105 apresenta os perfis de umidade obtidos a partir das tradagens no local do ensaio LB2,

revelando que a frente de umedecimento atingiu cerca de 100 cm imediatamente após a interrupção da precipitação.

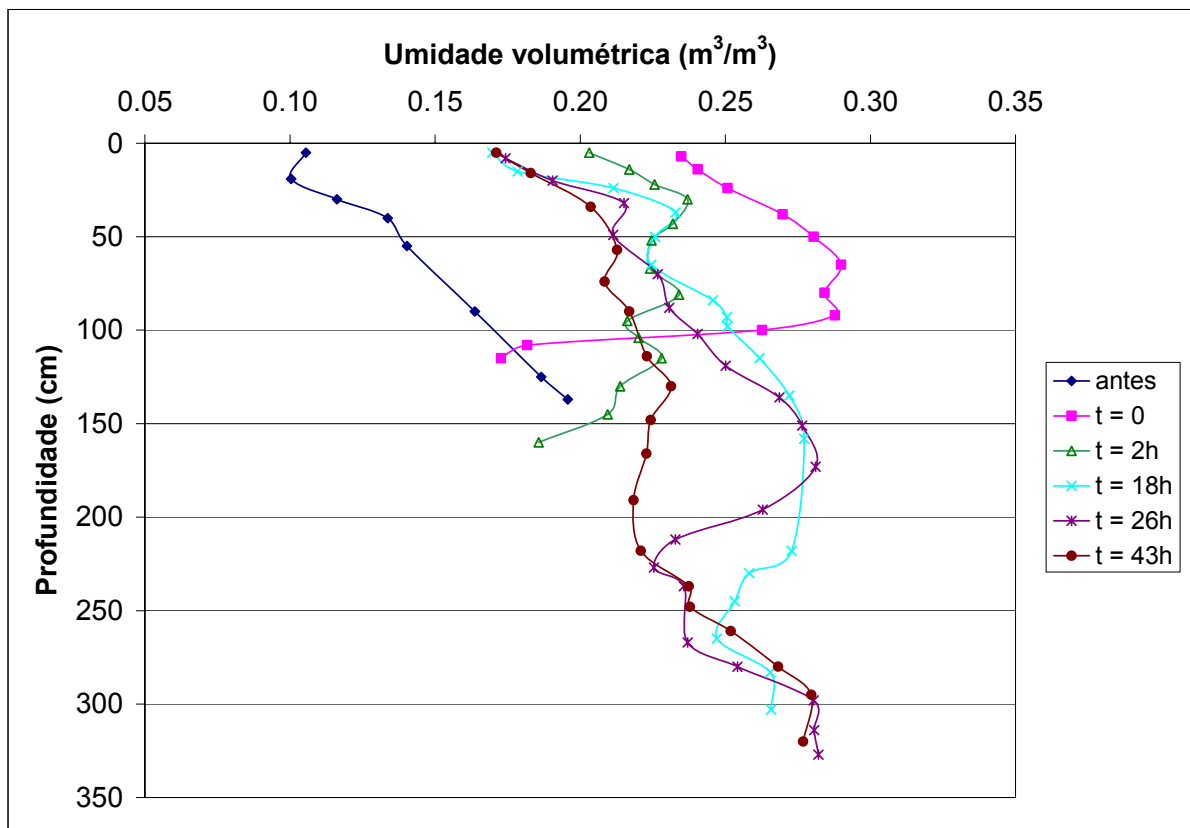


Figura 105 – Variação dos perfis de umidade no ensaio LIB2.

Aplicando-se a formulação do método de Libardi *et al.* (1980), como descrito anteriormente, chega-se aos resultados da Tabela 22 até a profundidade alcançada pela frente de umedecimento em  $t=0$ . Os resultados revelam a existência de uma camada superficial de 20 cm mais compacta, exibindo condutividade hidráulica de  $2,36 \times 10^{-4}$  cm/s, enquanto as camadas mais profundas apresentam condutividades hidráulicas uma ordem de grandeza superior.

Tabela 22 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi *et al.* (1980) – Ensaio LB2.

Profundidade (cm)	Função de condutividade hidráulica (cm/s)
20	$K(\theta) = 0,000236 \times e^{82,6446(\theta - 0,450)}$
40	$K(\theta) = 0,00274 \times e^{129,8701(\theta - 0,450)}$
60	$K(\theta) = 0,00401 \times e^{131,5789(\theta - 0,484)}$
80	$K(\theta) = 0,00846 \times e^{147,0588(\theta - 0,484)}$



A associação do simulador de chuva com os tensiômetros teve dois objetivos fundamentais:

- 1 – Avaliar a eficiência dos tensiômetros no registro do avanço das frentes de umedecimento geradas pelas chuvas,
- 2 – Obtenção de parâmetros hidráulicos para o conjunto de materiais geológicos ensaiados.

As respostas dos tensiômetros frente à precipitação simulada podem ser verificadas na Tabela 23 para os diferentes instantes do ensaio.

**Tabela 23 – Resultado dos tensiômetros frente à simulação da chuva – Ensaio LB2.**

<b>Duração</b>	<b>Tensiômetro – Leituras (mmHg)</b>					<b>Obs. Profundidade (m)</b>
	<b>0,10</b>	<b>0,25</b>	<b>0,50</b>	<b>0,80</b>	<b>1,5</b>	
00:00	520	470	510	550	560	Início da simulação
00:09	520	470	510	550	560	
00:40	320					
00:43	200					
00:50	20					
00:55	0	450				
00:59	0	440				
01:09		380				
01:16		320				
01:20		300				
01:26		220				
01:30		160				
01:35		40				
01:39		20				
05:06	0	0				Fim da simulação
23:00	40	40	530	560	560	

Após 5 horas de simulação de chuva, aproximadamente, notou-se variação somente nas leituras dos dois tensiômetros mais superficiais, de 0,10 e 0,25 m. Neste mesmo instante, correspondente ao tempo  $t=0$  do método do perfil instantâneo (Figura 105), as tradagens revelaram que a frente de umedecimento já se encontrava a cerca de 100 cm de profundidade.

Mesmo após 18 horas do final da simulação, correspondente ao tempo  $t=18hr$  do método do perfil instantâneo, os três tensiômetros mais profundos continuaram não respondendo à chuva.

A não detecção da variação de umidade é um dos motivos que culminou com a decisão da retirada do conjunto TS2 de campo para ser recalibrado em laboratório. O longo período de estiagem vigente na área no momento do ensaio culminou com a elevação dos registros de sucção dos tensiômetros a níveis próximos da cavitação da água, comprometendo, conseqüentemente, os resultados.

### **LB3 – Material inconsolidado residual da Formação Itaqueri: terra arada**

Também utilizando o simulador de chuva, o ensaio LB3 foi realizado em local adjacente ao ensaio LB2, porém em condição de terra arada.

Os índices físicos dos materiais inconsolidados residuais da Formação Itaqueri no ensaio LB3 são semelhantes àqueles do ensaio LB2, com diferença apenas nos 30 cm iniciais de profundidade que foram afetados pela aração, como mostra a Tabela 24.

**Tabela 24 - Índices físicos dos materiais inconsolidados em profundidade – Ensaio LB3.**

<b>PROF. (cm)</b>	<b><math>\rho_d</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b><math>\rho_s</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>e</b>	<b>n</b>
0	1,20	2,726	1,272	0,560
20	1,25	2,726	1,181	0,541
40	1,50	2,726	0,817	0,450
60	1,41	2,726	0,939	0,484
80	1,41	2,726	0,939	0,484
100	1,38	2,726	0,969	0,492
120	1,36	2,726	0,999	0,500

Sendo:  $\rho_d$  – massa específica aparente seca;  $\rho_s$  – massa específica dos sólidos; e – índice de vazios; n – porosidade.

Decorridas 3 horas de simulação de chuva, os perfis de umidade que demonstram a redistribuição de água em profundidade para o ensaio LB3 se apresentaram como mostrado na Figura 106. Percebe-se que a frente de umedecimento atingiu 80 cm profundidade em t=0, sendo, portanto, mais rápida do que a frente de umedecimento em t=0 no ensaio LB2, que atingiu 100 cm em 5 horas. Estes resultados demonstram a influência do uso nos valores de infiltração dos materiais inconsolidados tal como os resultados encontrados através dos ensaios de duplo anel DA5A (pastagem) e DA5B (terra arada), mostrados anteriormente na Figura 95.

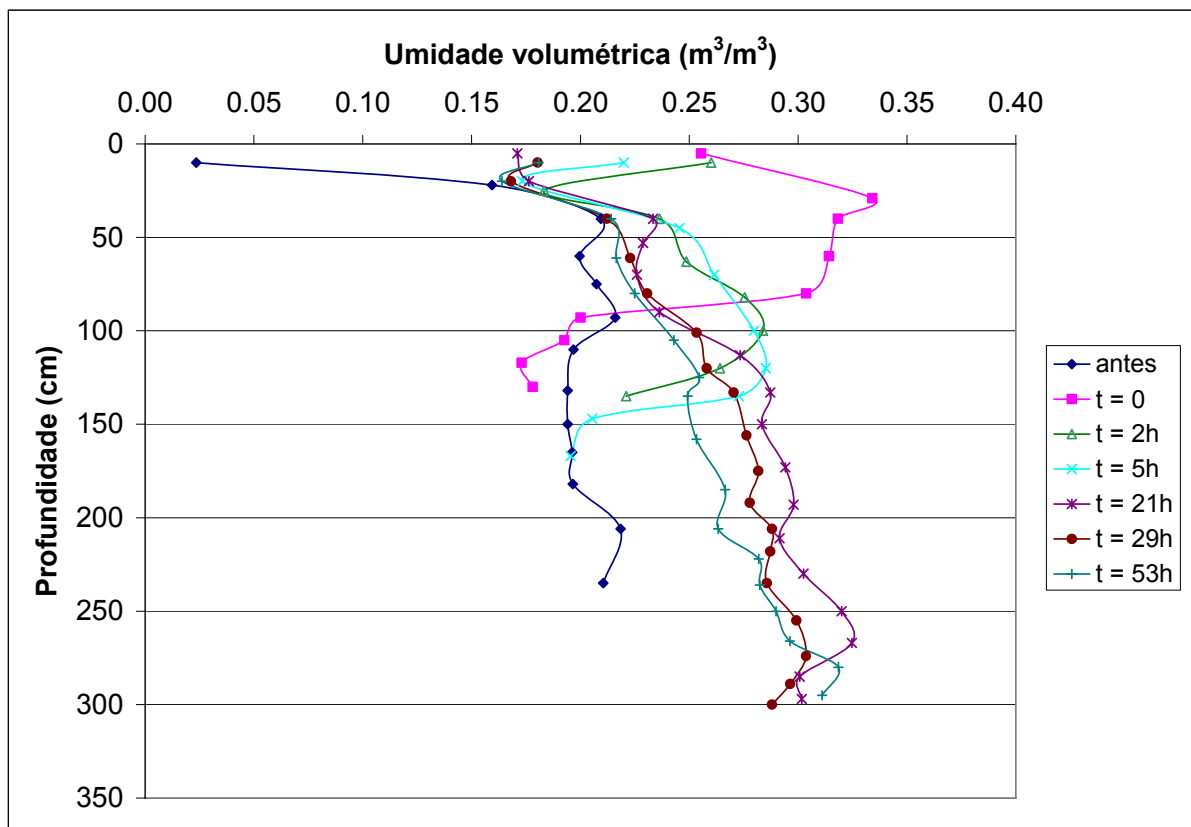


Figura 106 – Variação dos perfis de umidade no ensaio LIB3.

Após a execução do ensaio, a determinação das umidades e as regressões lineares previstas no método de Libardi *et al.* (1980), obtiveram-se as funções de condutividade hidráulica destes materiais em profundidade, conforme mostra a Tabela 25.

Tabela 25 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi *et al.* (1980) – Ensaio LB3.

Profundidade (cm)	Função de condutividade hidráulica (cm/s)
20	$K(\theta) = 0,367 \times e^{88,4956(\theta - 0,541)}$
40	$K(\theta) = 0,587 \times e^{129,8701(\theta - 0,450)}$
60	$K(\theta) = 0,00488 \times e^{112,3596(\theta - 0,484)}$
80	$K(\theta) = 0,000164 \times e^{92,5926(\theta - 0,484)}$

Comparando-se estes resultados aos obtidos para o ensaio LB2, observa-se a influência do estado de compactação das camadas superficiais sobre os valores de condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$ , uma vez que, neste caso,  $K_{sat}$  foi consideravelmente maior. Comportamento semelhante foi demonstrado nos ensaios de duplo anel, mais especificamente os ensaios DA5A e DA5B (Figura 95).

## 5.2 Resultados dos ensaios de laboratório

Os ensaios de laboratório realizados tiveram com objetivo principal determinar os índices e os parâmetros físicos dos materiais inconsolidados que interferem nas características de infiltração e recarga, de modo a assistir as análises dos resultados de ensaios de campo. As características físico-químicas dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu foram também avaliadas com o intuito de auxiliar as análises do comportamento de sorção destes materiais, visando a previsão dos parâmetros retenção de poluentes.

### 5.2.1 Índices físicos

Foram obtidas a massa específica dos sólidos  $\rho_s$  e a distribuição granulométrica, sendo que a Tabela 26 apresenta os valores máximos e mínimos para cada tipo de material.

Tabela 26 – Caracterização física básica dos materiais inconsolidados da área de estudo.

Material Inconsolidado <sup>1</sup>	$\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	argila	silte	areia
RT arenoso	2,642 – 2,668	27 - 29	4 - 5	67 - 68
RT Colúvio areno-argiloso	2,671 – 2,761	15 - 30	3 - 10	60 – 82
RS FM BO arenoso	2,612 – 2,677	4 - 12	1 - 3	84 - 90
RS FM IT arenoso	2,619 – 2,728	24 - 30	4 - 10	57 - 70
RS FM IT arenoso raso	2,627	17	7	76
RS FM IT fino	2,619 – 2,728	30 - 41	5 - 19	40 - 63
RS FM IT fino raso	2,631 – 2,664	8 - 21	3 - 28	51 - 86
RS FM SG argiloso	2,756 – 2,915	32 - 50	13 - 30	20 - 49

<sup>1</sup> – nomenclatura adotada no mapa (Apêndice V).

Nota-se que o número de materiais relacionados na Tabela 26 é inferior ao número de materiais presentes no mapa de materiais inconsolidados (Apêndice V). Porém, devido à grande diversidade de materiais inconsolidados na área, e para priorizar os objetivos da tese, optou-se por reduzir o número de materiais a serem amostrados, atingindo somente os de maior ocorrência. Deve ser ressaltado que as amostragens e o número de pontos de coleta foram orientados em função da maior

representatividade em área dos respectivos materiais e da importância que cada um possui em termos de recarga para a Formação Botucatu.

Os resultados mostraram-se condizentes com aqueles encontrados na literatura, como para os materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu (RS FM BO arenoso), que apresentaram percentuais em areia próximos de 90% e em argila teores raramente acima de 10%.

### **5.2.2 Caracterização físico-química dos materiais inconsolidados**

A caracterização físico-química dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu foi feita com o intuito de avaliar as características de sorção que esses materiais apresentam. Logo, foram realizados ensaios em laboratório com vista à determinação de:

- capacidade de troca catiônica (CTC) e superfície específica (SE), conforme os procedimentos sugeridos por Pejon (1992);

- pH do solo em água ( $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ ) e pH do solo em KCl ( $\text{pH}_{\text{KCl}}$ ), com razão solo/solução RSS = 1:5, de acordo com as recomendações de Camargo *et al.* (1986);

- $\Delta\text{pH}$  ( $\text{pH}_{\text{KCl}} - \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ );

- condutividade elétrica do extrato aquoso (CE) com auxílio de aparelho condutivímetro;

- ponto de carga zero ( $\text{pH}_0$ ) e carga permanente líquida ( $\sigma_p$ ), conforme o método descrito por Rajj e Peech (1972), que utiliza titulações ácidas e básicas de soluções de KCl (eletrólito) em diferentes concentrações.

Os resultados da caracterização físico-química das três amostras de materiais inconsolidados da Formação Botucatu são apresentados na Tabela 27, onde se verificam pequenas diferenças entre estas características. Como era esperado, a CTC e a SE destes materiais apresentaram-se

Tabela 27 – Caracterização físico-química dos materiais estudados.

Propriedade	Local 1	Local 2	Local 3
Capacidade de troca catiônica, CTC (meq/100g)	0,56	0,40	0,41
Superfície específica, SE (m <sup>2</sup> /g)	4,38	3,14	3,22
pH <sub>H2O</sub> - RSS = 1:5	5,89	6,24	5,01
pH <sub>KCl</sub> - RSS = 1:5	4,44	4,84	4,28
ΔpH (pH <sub>KCl</sub> - pH <sub>H2O</sub> )	-1,45	-1,40	-0,73
Condutividade elétrica do extrato aquoso (mmho/cm)	40	25,5	32,5
pH <sub>0</sub>	3,5	4,5	3,8
Carga permanente líquida, σ <sub>P</sub> (cmol/kg = meq/100g)	-1	-0,3	-0,3

### 5.2.3 Curva de retenção: método do papel filtro

A dinâmica dos perfis de umidade nos materiais geológicos influencia as taxas de recarga com o tempo e está diretamente relacionada às propriedades de retenção destes materiais.

Os parâmetros hidráulicos de retenção constituem, portanto, informações de grande importância uma vez que estas são necessárias para a modelagem de fluxo nos materiais inconsolidados, além de serem essenciais na fase de monitoramento, para a conversão dos valores de sucção obtidos pelos tensiômetros em umidades volumétricas.

Sendo assim, a obtenção destas características seguiu as seguintes etapas:

- extração das amostras;
- execução do ensaio pela técnica do papel filtro;
- modelagem matemática dos resultados: curva de retenção;
- correção com tradagem de campo;
- modelagem com os resultados corrigidos.

#### 5.2.3.1 Extração das amostras

As amostras indeformadas foram extraídas em campo com o uso de tubos de PVC de parede rígida, sendo os locais de extração definidos em função da localização dos conjuntos de tensiômetros (APÊNDICE VI) que foram instalados em

campo com o objetivo de monitorar as variações de umidade no perfil ao longo do tempo.

Cabe salientar que, visando o monitoramento da zona não saturada dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu, três conjuntos de tensiômetros foram instalados em janeiro de 2008 (TS1, TS2 e TS3), quando o mapa de materiais inconsolidados ainda não estava concluído. Entretanto, após a finalização do mapa, no final de 2008, verificou-se que dois destes conjuntos (TS2 e TS3) estavam localizados em área que, na verdade, correspondiam aos materiais inconsolidados residuais da Formação Itaqueri. Sendo assim, decidiu-se por transferir estes conjuntos para locais que representassem a dinâmica da água na Formação Botucatu. Logo, cinco foi o número total de amostras extraídas para a determinação das características de retenção (TS1, TS2, TS3, TS4 e TS5).

### **5.2.3.2 Execução do ensaio: técnica do papel filtro**

A determinação das características de retenção dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu foi realizada com a utilização da técnica do papel filtro, conforme sugerido por Marinho e Oliveira (2006) e descrito no item 3.3.4.3.

Ao final do ensaio, os valores de umidade do papel aplicados na equação de calibração do papel filtro Whatman Nº 42 fornecem os valores de sucção ( $\psi$ ) que cada anel moldado estava submetido. Relacionando estes valores com os de umidade volumétrica ( $\theta$ ) de cada anel em um sistema semi-logarítmico de  $\theta$  versus  $\psi$ , obtém-se as características de retenção do material, como mostra a configuração dos pontos nos gráficos da Figura 107 para as cinco amostras ensaiadas.

### **5.2.3.3 Modelagem matemática dos resultados: curva de retenção**

A modelagem dos valores de umidade volumétrica e sucção encontrados em laboratório foi realizada através do programa RETC, versão 6.02 (VAN GENUCHTEN *et al.*, 2005), empregando-se como ajuste a função de regressão de van Genuchten (1980), conforme descrito em 3.3.4.3. As funções matemáticas que melhor se ajustaram aos dados obtidos nos ensaios são aquelas representadas com

linhas pontilhadas na Figura 107, constituindo assim as curvas de retenção dos materiais inconsolidados.

#### **5.2.3.4 Correção com tradagem de campo**

Durante as análises relativas aos tensiômetros, após a referida transferência dos conjuntos, verificou-se que os ajustes então obtidos não retratavam as condições de umidade reais em campo. Estas incompatibilidades podem estar relacionadas ao fato do ensaio em laboratório ser realizado por drenagem ou secagem a partir de uma condição saturada, enquanto que, em campo, ocorrem variações de umidade distantes daquela que representa a saturação. Ou seja, pode tratar-se de um problema de histerese, como mencionado em 2.7.

Como uma tentativa de superar este problema, foram efetuadas tradagens com o intuito de determinar a umidade volumétrica nas profundidades onde os tensiômetros estavam instalados, registrando-se também os valores de sucção destes. Assim, os pares de pontos (sucção; umidade volumétrica) reais de campo foram plotados nos gráficos em conjunto com os resultados do ensaio com papel filtro (pontos com a indicação de tradagem na Figura 107). Observa-se que os pontos das tradagens apresentam umidades volumétricas próximas à capacidade de campo, entre 0,10 e 0,13 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>.

#### **5.2.3.5 Modelagem com os resultados corrigidos e parâmetros finais**

A partir dos pontos reais de campo, optou-se por deslocar para a esquerda os pontos do trecho de desaturação obtidos no ensaio de papel filtro de modo a manter um paralelismo teórico correspondente a uma curva de retenção por umedecimento. Acredita-se que esta curva de retenção seja a mais conveniente a ser empregada pois dificilmente um evento de chuva é capaz de elevar umidade volumétrica dos materiais inconsolidados para valores muito superiores à capacidade de campo em grandes profundidades na zona não saturada.

Sendo assim, outra modelagem matemática foi desenvolvida para considerar a correção de campo, sendo as curvas de retenção representadas nos gráficos da Figura 107 através das linhas contínuas.



Por fim, os parâmetros de ajuste das curvas de retenção obtidos de acordo com o modelo de van Genuchten (1980) e considerando as correções de campo, encontram-se resumidos na Tabela 28.

**Tabela 28 – Parâmetros das curvas de retenção dos materiais segundo o modelo de van Genuchten (1980).**

<b>Local</b>	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/cm)	<b>m</b>	<b>n</b>
TS1 <sup>1</sup>	0,028	0,417	0,0548	0,6535	2,8866
TS2	0,050	0,485	0,0249	0,3469	1,5311
TS3	0,056	0,476	0,0228	0,4667	1,8752
TS4 <sup>1</sup>	0,060	0,447	0,0431	0,6028	2,5179
TS5 <sup>1</sup>	0,048	0,418	0,0557	0,6693	3,0237

<sup>1</sup> – considerando as correções de campo (tradagens).

Os resultados obtidos indicam que os materiais inconsolidados da Formação Botucatu apresentam baixa pressão de entrada de ar (da ordem de 2 a 3 kPa) e trechos de desaturação acentuados, indicando que uma pequena variação da sucção representa uma variação de umidade significativa em termos percentuais.

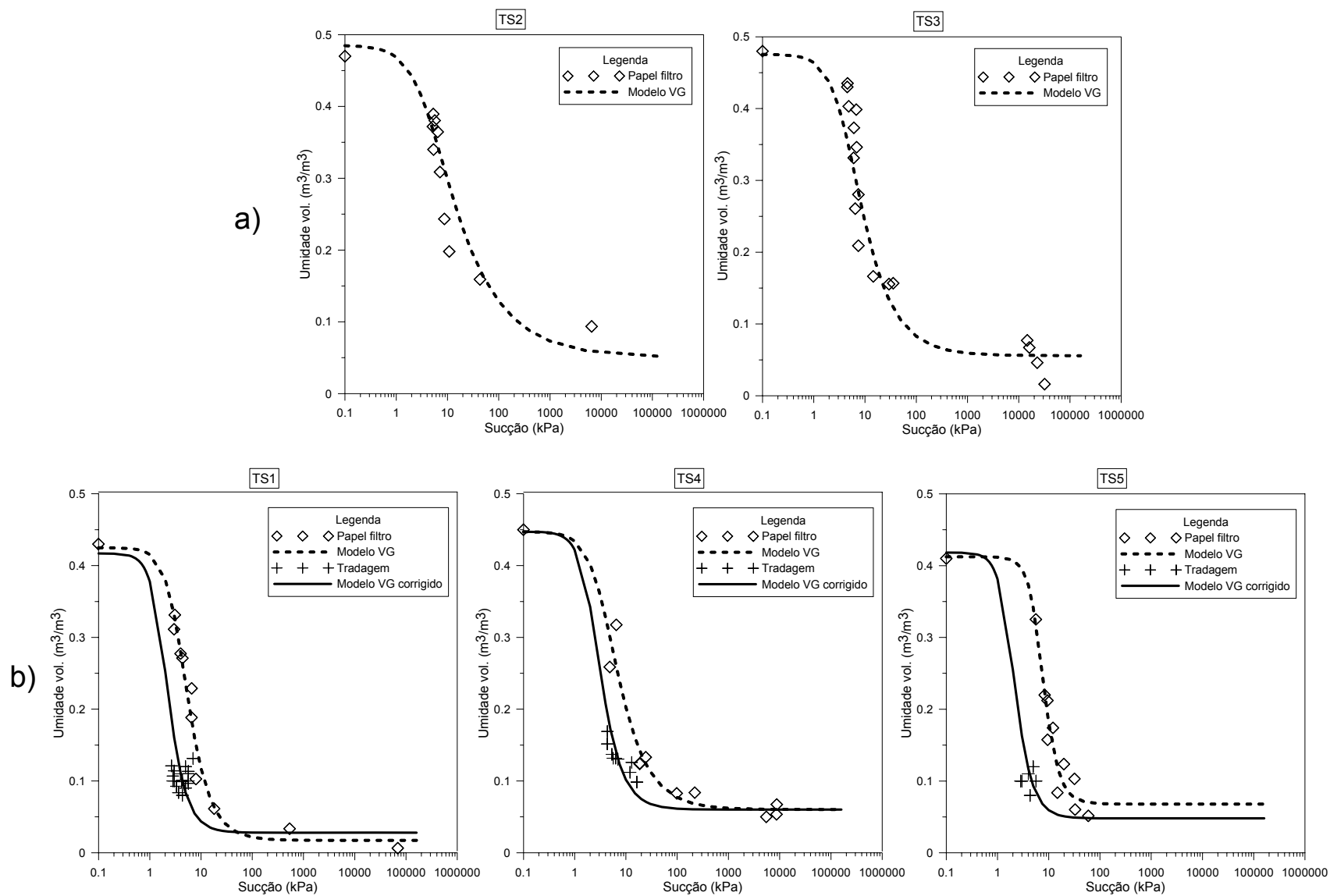


Figura 107 – Curvas de retenção dos materiais inconsolidados: a) Formação Itaqueri; b) Formação Botucatu.

#### **5.2.4 Porosimetria por intrusão de mercúrio**

A distribuição de tamanho dos poros nas amostras dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu constituiu informação de grande relevância, principalmente na etapa de calibração dos modelos.

Nesta etapa, que será abordada em maiores detalhes no item 10.3.9, foi verificado que a redistribuição de água num perfil real de material inconsolidado da Formação Botucatu se processa mais rapidamente que a redistribuição num perfil simulado com as características de condutividade hidráulica e retenção obtidas por ensaios de infiltração em campo. Verificou-se que este comportamento persiste mesmo quando se utiliza extremos de condutividade hidráulica dentre os valores típicos para este material inconsolidado, indicando que outro mecanismo influencia em maior grau a redistribuição de água. Tal mecanismo se refere aos diferentes regimes de fluxo, ou velocidades, que se estabelecem na estrutura do material geológico devido à variabilidade do tamanho dos poros em escala micro.

Esta é uma característica intrínseca do material inconsolidado que pode se avaliada através de ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio. Como mencionado em 3.3.4.2, a pressão aplicada para a intrusão de mercúrio num material poroso é proporcional ao inverso do diâmetro do poro. Logo, com o controle da pressão e dos volumes de mercúrio intrudidos, é possível obter a distribuição do tamanho dos poros numa amostra.

Desta forma, a Figura 108 apresenta os resultados dos ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio que demonstram a distribuição dos poros para três amostras de materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu. Nota-se que a faixa de diâmetro de poro predominante vai de 20 a 50  $\mu\text{m}$  e que as proporções médias de micro, meso e macroporos são de 40, 56 e 4%, respectivamente, conforme a classificação de Koorevaar *et al.* (1983).

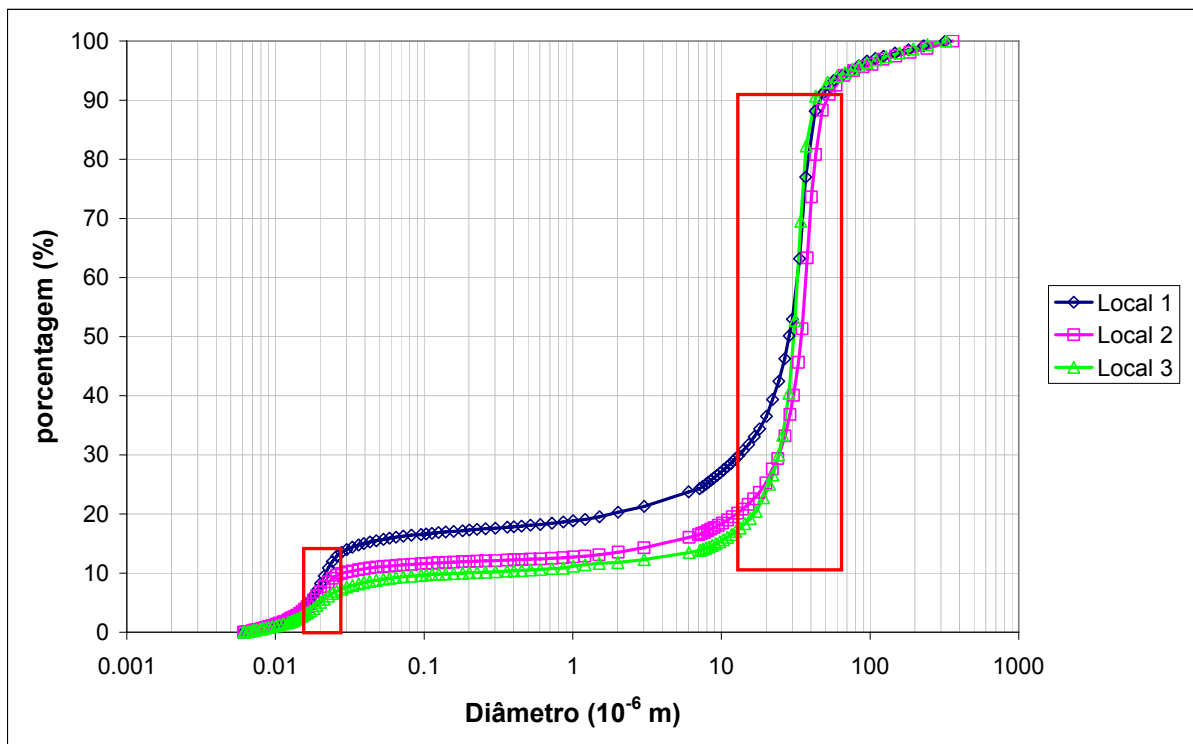


Figura 108 – Distribuição dos poros nos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu.

#### 5.2.4.1 Relação com a distribuição granulométrica

A Tabela 29 apresenta os resultados obtidos de granulometria destes mesmos materiais inconsolidados da Formação Botucatu.

Tabela 29 – Distribuição granulométrica dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu.

Propriedade	Local 1	Local 2	Local 3
argila (< 0,002 mm)	12	9	10
silte (0,002 – 0,075 mm)	1	2	1
areia fina (0,075 - 0,42 mm)	74	81	83
areia média (0,42 - 2 mm)	13	8	6

Observa-se que os percentuais de areia e de argila são comparáveis aos percentuais que estão em destaque na Figura 108, sugerindo uma relação direta entre as dimensões de partículas e dos poros destes materiais inconsolidados.

### 5.2.5 Condutividade hidráulica saturada em colunas

Amostras indeformadas extraídas em campo em cilindros de PVC de 15 cm de altura e 10 cm de diâmetro possibilitaram a obtenção das condutividades hidráulicas saturadas  $K_{sat}$  em laboratório, conforme procedimento descrito em 3.3.4.3.

Ao todo, foram ensaiadas 13 amostras de 3 diferentes locais, cujos resultados encontram-se na Tabela 30.

Tabela 30 – Condutividade hidráulica saturada  $K_{sat}$  mediante ensaios em coluna.

Coluna	$K_{sat}$ (cm/s)	Coluna	$K_{sat}$ (cm/s)	Coluna	$K_{sat}$ (cm/s)
1.2	8,20E-04	2.1	2,40E-03	3.1	5,30E-03
1.3	3,88E-04	2.2	2,52E-03	3.5	3,90E-03
1.4	6,46E-04	2.3	2,60E-03	3.6	4,01E-03
1.5	8,40E-04	2.5	3,50E-03	3.8	1,88E-03
1.7	2,20E-04				

Os valores de  $K_{sat}$  das colunas ensaiadas situaram-se entre  $2 \times 10^{-3}$  e  $5,3 \times 10^{-3}$  cm/s para os materiais coletados nos locais 2 e 3, concordantes com os ensaios obtidos em campo com o infiltrômetro de duplo anel e com o permeâmetro Guelph modificado. Entretanto, as amostras do local 1 apresentaram  $K_{sat}$  relativamente inferiores, variando de  $2,2 \times 10^{-4}$  a  $8,4 \times 10^{-4}$  cm/s, que pode estar relacionado à influência do colúvio areno-argiloso localizado próximo ao ponto de coleta.

## 5.3 Análise geral

Os CE foram importantes na confirmação da delimitação das superfícies de difração hídrica, o que é fundamental pois estas demonstram que a recarga não pode ser considerada como direta.

A geofísica de eletrorresistividade constituiu uma ferramenta útil para a investigação dos condicionantes geológicos que influenciam a recarga. As campanhas de investigação bem como o arranjo dos eletrodos em campo devem, porém, ser orientados com base em mapas geológicos e de materiais inconsolidados.

Os valores de condutividade hidráulica saturada para os materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu variaram da ordem de  $10^{-4}$  a  $10^{-3}$  cm/s, e de 250 a 450 mm/h em termos de capacidade potencial de infiltração. Estes valores variaram em função do método de ensaio e do tipo de uso e ocupação da área.

Constatou-se que o desenvolvimento de raízes pode interferir no processo de infiltração por causar o aumento do percentual de macroporosidades nas camadas superficiais.

Para os materiais inconsolidados da Formação Botucatu, os parâmetros propostos por van Genuchten (1980) para ajuste das curvas de retenção apresentaram as seguintes variações: 0,03 a 0,06 para  $\theta_r$ ; 0,417 a 0,447 para  $\theta_s$ ; 0,0431 a 0,0557  $\text{cm}^{-1}$  para  $\alpha$ ; 0,6028 a 0,6693 para  $m$ ; e 2,5179 a 3,0237 para  $n$ . Devido à baixa pressão de entrada de ar apresentada por estes materiais, deve-se sempre que possível, adotar outras formas de determinação deste trecho da curva de retenção, como através da técnica do funil de Haines, uma vez que a técnica do papel filtro torna-se inadequada em condições de quase saturação. Além disso, verificou-se a necessidade de obtenção de valores de campo para correção dos parâmetros de ajuste determinados somente pelas condições restritas de laboratório.

Os materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu apresentam dimensões de poros que podem ser classificadas desde microporos até macroporos, e os diâmetros referentes a estas classificações podem interferir de maneira determinante nas velocidades de percolação e de transporte de poluentes, uma vez que as porosidades efetivas podem variar em função da distribuição dos poros.



## **Capítulo 6 – Ensaios de equilíbrio em lote**

---

Este capítulo trata do comportamento de sorção dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu, que compõe parte do principal aquífero do Brasil. A sorção é o principal

As características de sorção destes materiais foram avaliadas através de ensaios equilíbrio em lote, utilizando soluções multicomponentes de NaCl, KCl, ZnCl<sub>2</sub>, and CuCl<sub>2</sub>.H<sub>2</sub>O, em concentrações que variaram de 20 a 1000 ppm. Os cátions referentes a estes cloretos podem constituir poluentes que são freqüentemente encontrados em compostos químicos utilizados nas atividades agrícolas, como os fertilizantes e pesticidas, além dos resíduos de sítios de disposição.

### **6.1 Procedimentos de ensaio**

O estudo foi desenvolvido de acordo com os passos descritos a seguir:

1 - As amostras dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu foram coletadas em três locais na região de estudo. Os locais foram escolhidos de acordo com a variabilidade espacial natural, devido à distribuição de materiais geológicos, e com os usos (pastagem, mata e agricultura). As amostras de materiais inconsolidados não continham materiais orgânicos e pequenas anomalias foram evitadas durante a coleta de amostra.

2 - Foram realizados ensaios geotécnicos de granulometria e massa específica dos sólidos, bem como ensaios físico-químicos como, capacidade de troca catiônica, superfície específica, pH<sub>0</sub>, difração de raios-X, potencial redox, condutividade elétrica, análise térmica diferencial, pH<sub>KCl</sub> e pH<sub>H2O</sub>.

3 - Os ensaios de equilíbrio em lote foram realizados com base nos procedimentos que foram sintetizados por Roy *et al.* (1992). A solução de Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Zn<sup>++</sup> e Cu<sup>++</sup> foi utilizada devido à presença destes íons em fontes pontuais e difusas de poluentes na zona de recarga do aquífero. Considerando-se o conhecimento prévio sobre estes materiais inconsolidados, foi utilizada uma razão massa de



material geológico / volume de solução de 1:5 (20 g e 100 ml, respectivamente), e um tempo de equilíbrio de 24 hrs. Esta razão foi usada com base em estudos anteriores que apontavam esta como a razão mais indicada para avaliações de sorção em materiais com estas características.

Os ensaios de equilíbrio em lote foram realizados seguindo as orientações que têm sido propostos por Zuquette *et al.* (2008), a saber:

- As condições físico-químicas e as variações nos materiais inconsolidados devem ser bem conhecidas.

- Considerar as variações das soluções aquosas em função do pH, Eh, e misturas químicas.

- Os métodos analíticos para a determinação dos componentes químicos e os procedimentos de diluição devem ser avaliados a fim de evitar erros, mesmo que muito pequenos.

- Avaliações prévias das condições físico-químicas das soluções aquosas e dos materiais inconsolidados são necessárias com o intuito de prever reações indesejáveis durante os ensaios.

- A temperatura do laboratório deve ser controlada para evitar a evaporação das soluções e as possíveis variações na cinética das reações sólido-solução.

- A estabilidade de agregados naturais em materiais inconsolidados deve ser verificada através de ensaio de granulometria.

- Para o controle adequado, os ensaios de equilíbrio em lote foram realizados em quatro amostras: duas para o controle intermediário e duas para o controle final.

4 - O pH, potencial redox (Eh) e condutividade elétrica da solução aquosa foram medidos antes e no final do ensaio de equilíbrio em lote. Os ensaios foram realizados com um pH inferior a 6 e uma temperatura de  $27^{\circ} \pm 2^{\circ} \text{C}$ .

5 - A concentração final de íons (concentração de equilíbrio) foi obtida por um espectrofotômetro ( $\text{Cu}^{++}$  e  $\text{Zn}^{++}$ ) e um fotômetro de chama ( $\text{Na}^{+}$  e  $\text{K}^{+}$ ), após o processo de centrifugação.

6 - Depois de atingir o equilíbrio físico-químico dentro do tempo previsto, o passo seguinte consistiu em analisar a solução remanescente (fase líquida) e a quantidade de contaminantes que foi sorvida pelo material não consolidado, que foi obtida pela seguinte equação:

$$S = \frac{(C_0 - C_e) \cdot V \cdot 1000}{M}$$

Sendo,

S – massa de soluto adsorvido por unidade de massa de sólido [ $\mu\text{g/g}$ ];

$C_0$  – concentração inicial da solução [ $\text{mg/l}$ ];

$C_e$  – concentração final da solução em equilíbrio [ $\text{mg/l}$ ];

V – volume da solução utilizada no ensaio [l];

M – massa de sólidos (solo) [g].

7 - As isotermas de sorção e os parâmetros foram calculados através dos procedimentos descritos no item 2.11.4.1.

## 6.2 Caracterização dos materiais inconsolidados

Os materiais inconsolidados estudados são os residuais arenosos dos arenitos eólicos pobremente cimentados da Formação Botucatu, que é o principal aquífero da América do Sul, principalmente no Brasil. Estes materiais geológicos afloram em grande parte das regiões do sul do Brasil, principalmente na parte central do estado de São Paulo. Eles recobrem os arenitos com uma espessura que varia de poucos centímetros até 50 m.

A Figura 109 mostra a região onde esse material aflora no Estado de São Paulo e a área de estudo situada no município de São Carlos. Os locais escolhidos para a coleta de amostras indeformadas e deformadas foram selecionados com base nos mapas geológicos e de materiais inconsolidados que tem sido elaborados por Zuquette *et al.* (2009). A massa específica dos sólidos, a granulometria e as características físico-químicas dos materiais inconsolidados para os três locais são apresentados na Tabela 31. É possível observar pequenas diferenças na distribuição de tamanho dos grãos, principalmente nos percentuais de argila e silte obtidos a partir de ensaios de granulometria com e sem defloculante,  $\text{pH}_0$ , pH e superfície específica. Estes materiais geológicos contêm algumas partículas chamadas agregados (peds), que são caracterizadas por aglomerações de

partículas de argila, óxidos e hidróxidos (compostos principalmente de Fe e Al, que são parcialmente responsáveis por essas diferenças).

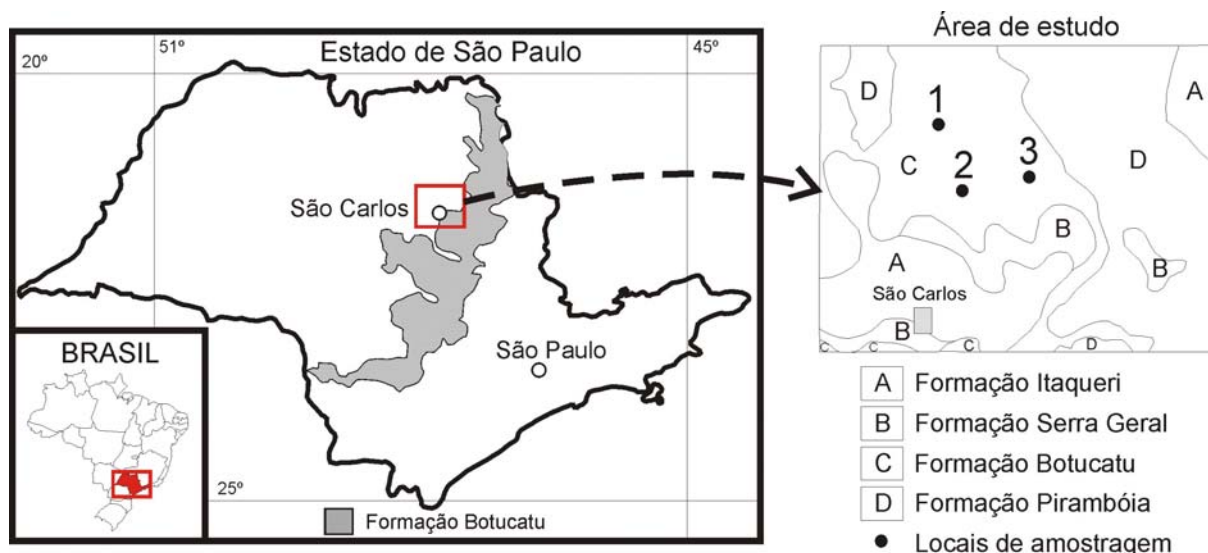


Figura 109 – Afloramento da Formação Botucatu e localização da área de estudo (Fonte: ZUQUETTE e PALMA, 2009).

Tabela 31 – Características físicas e físico-químicas dos materiais estudados.

Propriedade	Local 1	Local 2	Local 3
Massa específica dos sólidos, $\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	2,650	2,659	2,677
Granulometria com defloculante (%)			
argila (< 0,002 mm)	12	9	10
silte (0,002 – 0,075 mm)	1	2	1
areia fina (0,075 - 0,42 mm)	74	81	83
areia média (0,42 - 2 mm)	13	8	6
Granulometria sem defloculante (%)			
argila (< 0,002 mm)	12	1	7
silte (0,002 - 0,075 mm)	2	14	3
areia fina (0,075 - 0,42 mm)	73	77	85
areia média (0,42 - 2 mm)	13	7	5
Capacidade de troca catiônica, CTC (meq/100g)	0,56	0,40	0,41
Superfície específica, SE (m <sup>2</sup> /g)	4,38	3,14	3,22
pH do solo em água - RSS = 1:5	5,89	6,24	5,01
pH do solo em KCl - RSS = 1:5	4,44	4,84	4,28
$\Delta$ pH (pH KCl - pH H <sub>2</sub> O)	-1,45	-1,40	-0,73
Condutividade elétrica do extrato aquoso			
(mmho/cm)	40	25,5	32,5
pH <sub>0</sub>	3,5	4,5	3,8
Carga permanente líquida, $\sigma_P$ (cmol/kg = meq/100g)			
	-1	-0,3	-0,3

As fotografias dos materiais inconsolidados (Figura 110) permitem que sejam observadas as cores típicas amarelo e vermelho dos óxidos e hidróxidos, bem como os grãos de quartzo e as argilas entre os grãos de quartzo.

A Figura 111 mostra o resultado da análise térmica diferencial enquanto a Figura 112 mostra os resultados de difração de raios X para o material inconsolidado que está em condições naturais, tratados com etileno glicol, e aquecido a 550°C. Observa-se concordância da análise térmica diferencial com a difração de raios X em termos de minerais de argila. A partir desses resultados, pode-se verificar a presença de caulinita, quartzo, gibbsita, óxidos e hidróxidos.

Foram obtidas curvas a partir de ensaios de titulação para as amostras dos três locais e determinados os valores de  $\text{pH}_0$  (Figura 113). Os valores de  $\text{pH}_0$  determinados são típicos de materiais inconsolidados residuais que se desenvolvem em regiões tropicais.

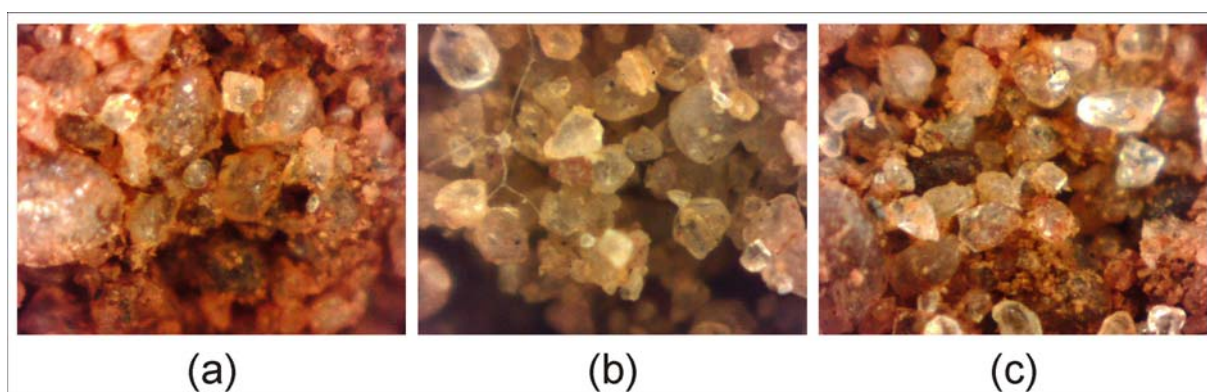


Figura 110 - Fotografias dos materiais inconsolidados (1,6 mm x 1,2 mm): (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3.

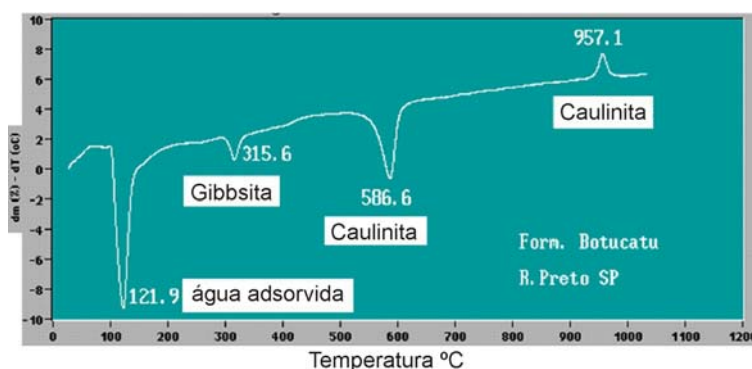


Figura 111 - Resultados da análise térmica diferencial (ATD).

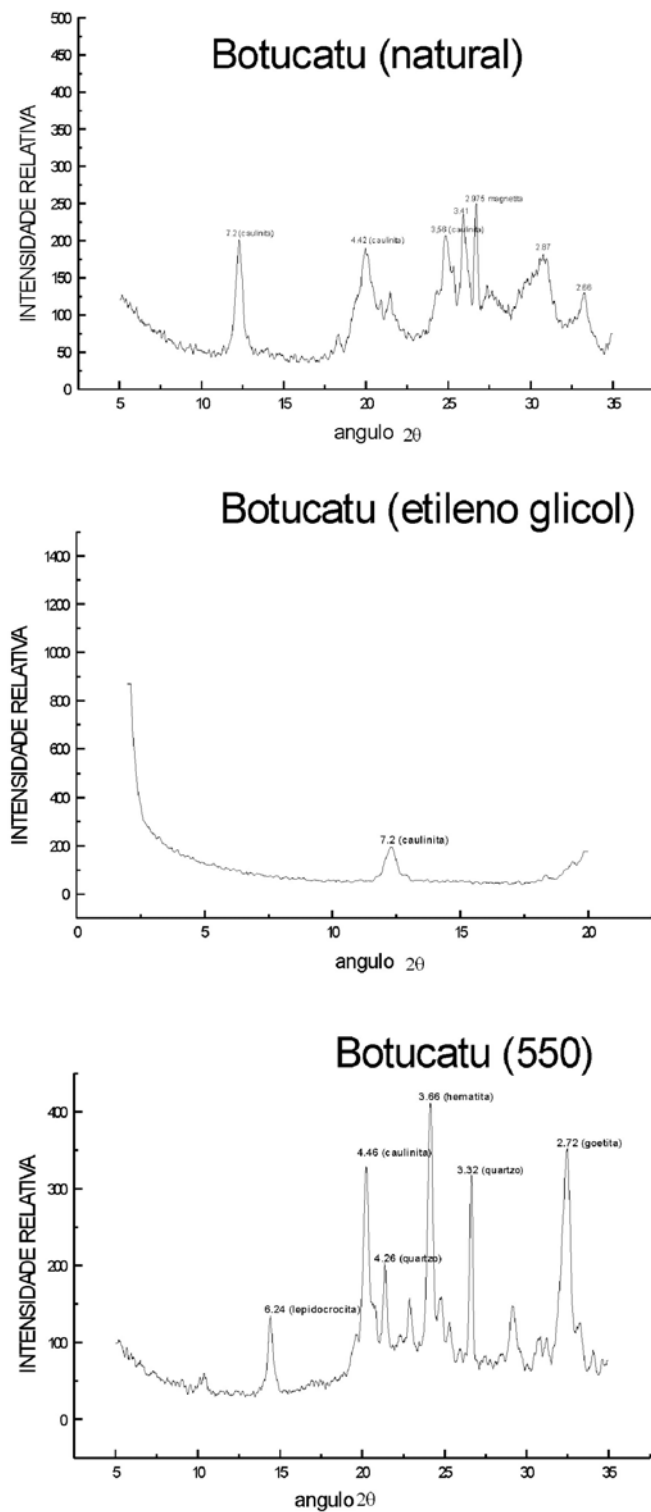


Figura 112 - Resultados da difração de raios X quando a amostra está: (a) em condições naturais, (b) tratada com etileno glicol, e (c) aquecida até 550°C.

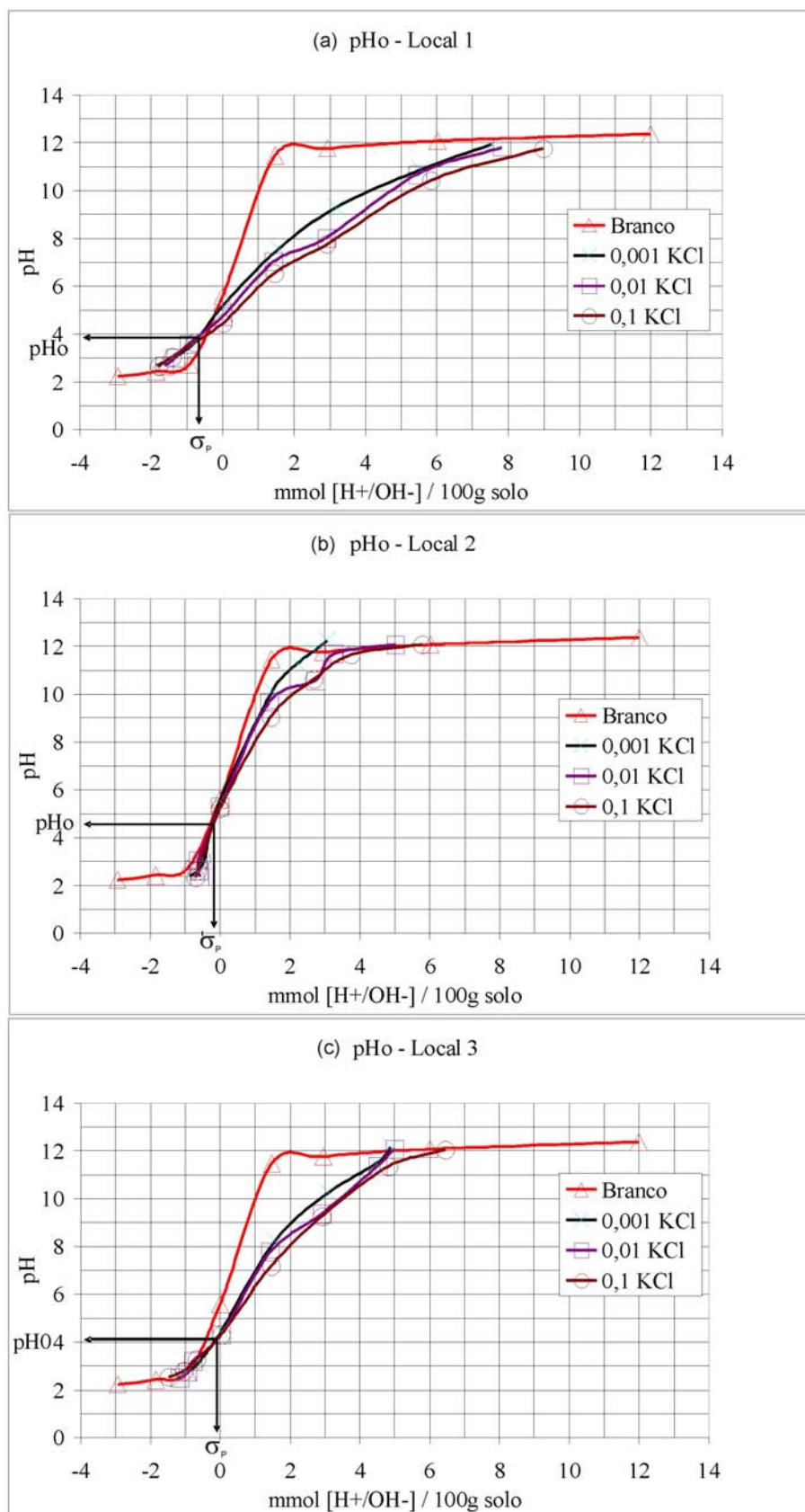


Figura 113 - Resultados obtidos para  $\text{pH}_0$  (ponto de carga zero) a partir de ensaios de titulação: (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3.

### 6.3 Caracterização das soluções multi-iônicas

Estes experimentos foram realizados devido à existência de múltiplas fontes de poluentes na zona de recarga do aquífero (na região de São Carlos). Soluções de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cu}^{++}$  e  $\text{Zn}^{++}$  foram utilizadas nos ensaios de equilíbrio em lote, sendo as suas características em termos de pH, Eh e condutividade elétrica apresentadas na Tabela 32. Altas concentrações, como mostradas na Tabela 32, foram utilizadas porque na região existem vários locais onde os resíduos líquidos de indústrias de pequeno porte são eliminados e calcário agrícola calcítico ou dolomítico rico em minerais metálicos ( $\text{ZnS}$ ,  $\text{CaF}$ ,  $\text{CuFeS}$  e outros) são usados na agricultura como produtos para a correção da acidez do solo. As concentrações de K, Zn, Cu e Na nestes locais podem ser maiores que 300 mg/l, justificando os valores usados no estudo.

**Tabela 32 - Soluções utilizadas nos ensaios de equilíbrio em lote.**

Solução	pH	Eh (mV)	CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	$\text{Na}^+$ (mg/l)	$\text{K}^+$ (mg/l)	$\text{Cu}^{++}$ (mg/l)	$\text{Zn}^{++}$ (mg/l)	Total (mg/l)
Água*	6,31	284	1,2	0	0	0	0	0
1	4,83	355	82,9	5	5	5,17	6,06	21,2
2	4,83	355	82,9	10	10	10	12	42
3	4,83	355	82,9	20	18,75	20,37	23	81,62
4	4,83	355	82,9	30	30	30,6	36,6	127,2
5	4,83	355	82,9	40	40	40,25	48,5	168,7
6	4,83	355	82,9	51	49	50,6	52	202,6
7	5,33	340	521	76,5	73,5	75,9	78	303,9
8	5,26	325	687	102	98	101,2	104	405,2
9	5,27	332	861	127,5	122,5	126,5	130	506,5
10	5,32	337	1009	153	147	151,8	156	607,8
11	5,33	340	1126	178,5	171,5	177,1	182	709,1
12	5,35	346	1324	204	196	202,4	208	810,4
13	5,36	357	1475	229,5	220,5	227,7	234	911,7
14	5,4	350	1652	255	245	253	260	1013

\* - água destilada utilizada na preparação das soluções.

### 6.4 Resultados e discussões

Os valores de pH e Eh das soluções nas condições iniciais e finais são mostrados nas Figura 114a,b,c e Figura 114d,e,f, respectivamente. Verifica-se que os valores de pH sob as condições finais tendem aos valores de  $\text{pH}_0$ , principalmente

para altas concentrações de íons. Esta observação é compatível com a baixa resiliência destes materiais geológicos em termos de propriedade de sorção.

O comportamento do pH e do Eh mudam para concentrações totais superiores a 250 mg/l para ambas as condições iniciais e finais. Os valores de Eh indicam condições oxidantes e saturadas para as condições inicial e final, respectivamente, de acordo com Baas Becking *et al.* (1960).

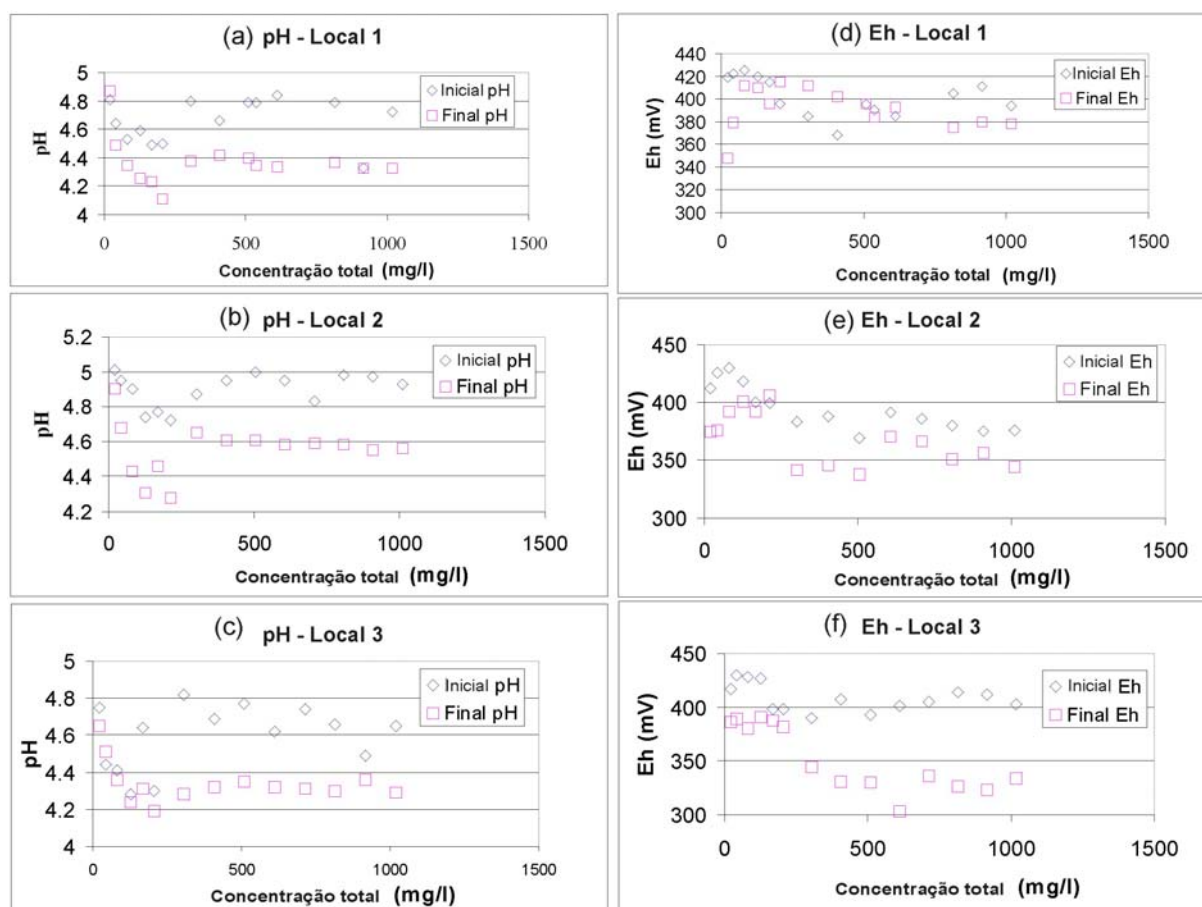


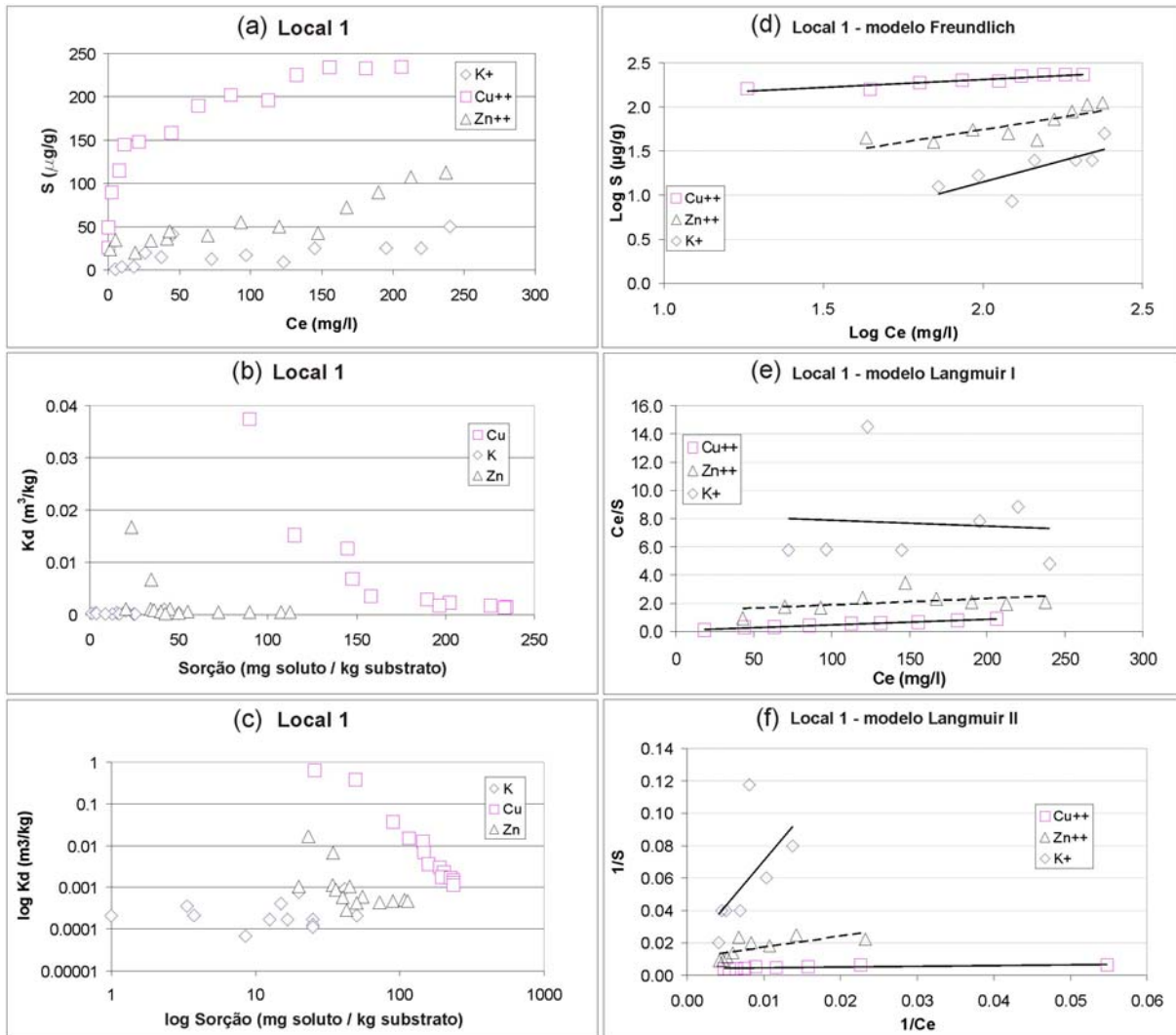
Figura 114 - pH (a, b, c) e Eh (d, e, f) iniciais e finais para os ensaios de equilíbrio em lote.

As isothermas de sorção  $S \times C_e$ ,  $K_d \times S$ , e  $\log K_d \times \log S$  para os três locais são mostradas nas Figura 115, Figura 116 e Figura 117, respectivamente. Verifica-se que o  $\text{Na}^+$  não foi absorvido devido à sua baixa competitividade em relação ao  $\text{K}^+$ ,  $\text{Zn}^{++}$  e  $\text{Cu}^{++}$ .

Assim, a mobilidade do Na é muito alta e pode rapidamente atingir as águas subterrâneas. É importante considerar a frequência de fontes poluentes com Na na região em relação às atividades de agricultura, pequenas fábricas, locais de disposição de resíduos, entre outros. Usando a classificação de Giles *et al.* (1974),



as isotermas de sorção de  $\text{Cu}^{++}$  podem ser classificadas como classe L - subgrupo 2, para os três materiais não consolidados. Por outro lado, as isotermas de Zn e K não são fáceis de serem classificadas no grupo L.



**Figura 115 - Isotermas para o local 1. (a)  $S \times C_e$ , (b)  $K_d \times S$ , (c)  $\log K_d \times \log S$ , (d) modelo de Freundlich, (e) modelo de Langmuir I, e (f) modelo de Langmuir II.**

Ao avaliar as isotermas geradas a partir dos gráficos  $S \times C_e$ ,  $K_d \times S$ , e  $\log K_d \times \log S$ , pode-se verificar comportamentos diferentes de sorção para os cátions estudados. As isotermas de Cu estão bem definidas para os três locais, enquanto para o Zn e K, a combinação dos três tipos de isotermas permite que os resultados sejam mais bem avaliados. O gráfico de  $\log K_d \times \log S$  mostra claramente os comportamentos diferentes de sorção dos cátions quando se consideram os três materiais inconsolidados.

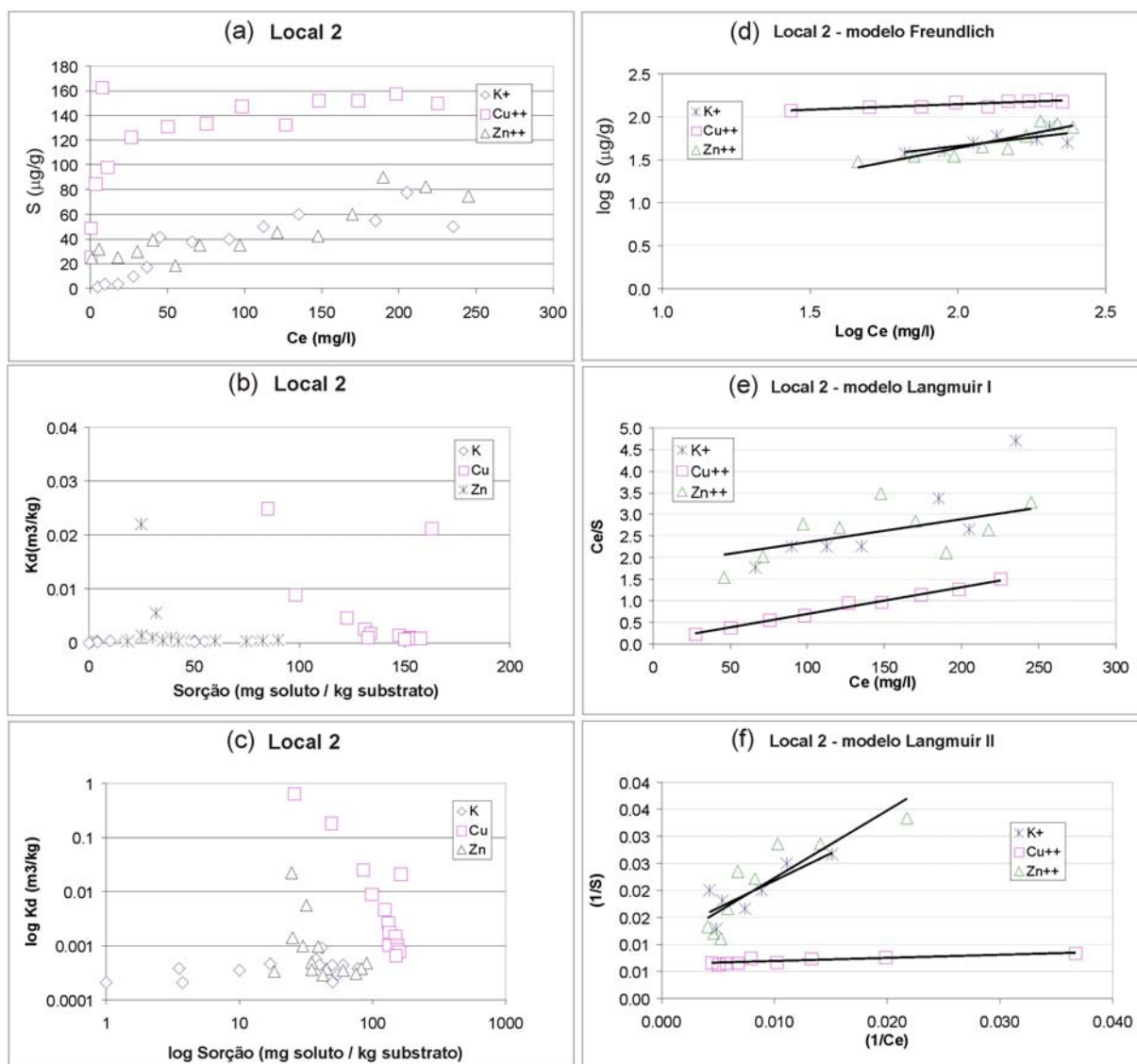


Figura 116 - Isothermas para o local 2. (a)  $S \times C_e$ , (b)  $K_d \times S$ , (c)  $\log K_d \times \log S$ , (d) modelo de Freundlich, (e) modelo de Langmuir I, e (f) modelo de Langmuir II.

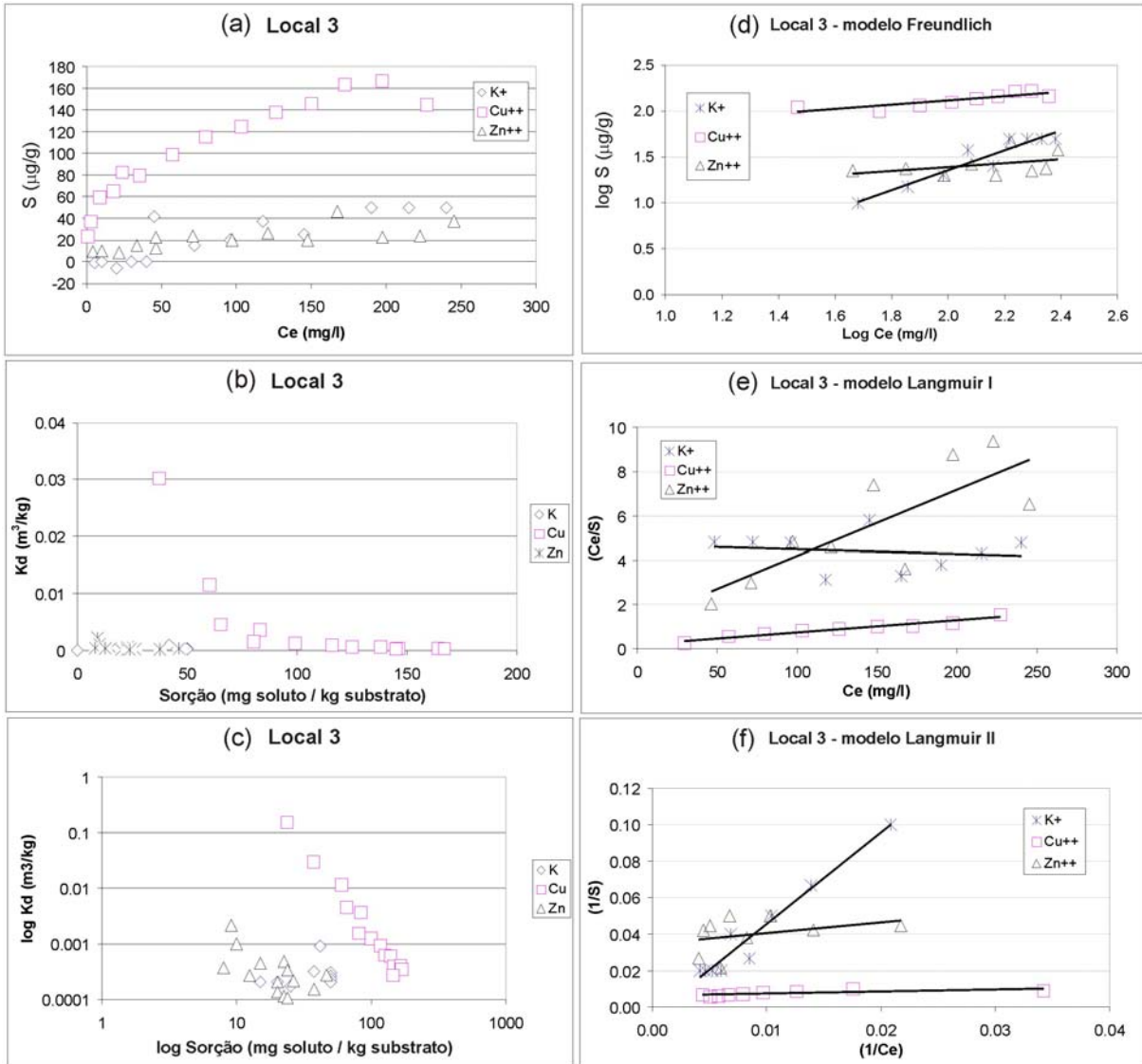


Figura 117 - Isotermas para o local 3. (a)  $S \times C_e$ , (b)  $K_d \times S$ , (c)  $\log K_d \times \log S$ , (d) modelo de Freundlich, (e) modelo de Langmuir I, e (f) modelo de Langmuir II.

Os parâmetros de sorção, que foram obtidos a partir das isothermas considerando os modelos linear, de Freundlich, e de Langmuir I e II para os três materiais inconsolidados, são apresentados na Tabela 33.

**Tabela 33 - Parâmetros de sorção para os três materiais geológicos obtidos a partir dos modelos linear, Freundlich, Langmuir I e Langmuir II.**

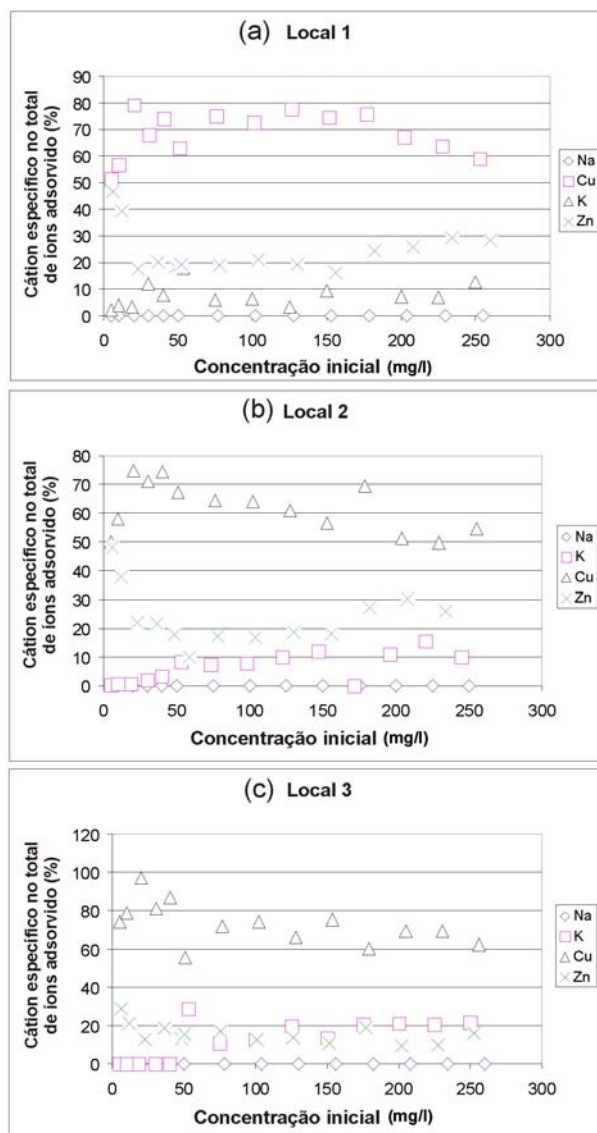
Cátion	Modelo		Local 1	Local 2	Local 3
		pH	4.33 -- 4.84	4.55 -- 4.98	4.28 -- 4.82
		Eh (mV)	368 -- 459	338 -- 391	303 -- 414
		CE (µmho/cm)	737 -- 3250	744 -- 3260	714 -- 3150
Cu <sup>++</sup>	Freundlich	Equação	$y = 0.2404x + 1.8378$	$y = 0.1877x + 1.792$	$y = 0.321x + 1.4529$
		R <sup>2</sup>	0.9791	0.868	0.9859
		Kf (cm <sup>3</sup> /g)	68.83352	61.94411	28.37266
		N	0.2404	0.1877	0.321
	Langmuir I	Equação	$y = 0.0042x + 0.0394$	$y = 0.0065x + 0.0294$	$y = 0.0059x + 0.1372$
		R <sup>2</sup>	0.9885	0.9942	0.9684
		S <sub>m</sub> (µg/g)	238.095238	153.846154	169.491525
		b (cm <sup>3</sup> /µg)	0.10659898	0.22108844	0.04300292
	Langmuir II	Equação	$y = 0.0014x + 0.0062$	$y = 0.0013x + 0.0081$	$y = 0.0168x + 0.01$
		R <sup>2</sup>	0.9496	0.9117	0.8271
		S <sub>m</sub> (µg/g)	161.2903	123.4568	100
		b (cm <sup>3</sup> /µg)	4.428571	6.230769	0.595238
Zn <sup>++</sup>	Linear	Equação	$y = 0.4717x$	$y = 0.3772x$	$y = 0.1663x$
		R <sup>2</sup>	0.655	0.4624	0.1047
		Kd (cm <sup>3</sup> /g)	0.4717	0.3772	0.1663
	Freundlich	Equação	$y = 0.2787x + 1.1988$	$y = 0.2117x + 1.2419$	$y = 0.3539x + 0.6389$
		R <sup>2</sup>	0.632	0.4643	0.7078
		Kf (cm <sup>3</sup> /g)	15.80520	17.45420	4.35412
		N	0.2787	0.2117	0.3539
	Langmuir I	Equação	$y = 0.009x + 0.6841$	$y = 0.011x + 0.8785$	$y = 0.0299x + 1.2484$
		R <sup>2</sup>	0.603	0.5994	0.7743
		S <sub>m</sub> (µg/g)	111.111111	90.9090909	33.4448161
		b (cm <sup>3</sup> /µg)	0.01315597	0.01252134	0.02395066
	Langmuir II	Equação	$y = 0.0345x + 0.021$	$y = 0.0189x + 0.0256$	$y = 0.3499x + 0.0472$
		R <sup>2</sup>	0.2977	0.1303	0.4775
		S <sub>m</sub> (µg/g)	47.61905	39.0625	21.18644
		b (cm <sup>3</sup> /µg)	0.608696	1.354497	0.134896
	K <sup>+</sup>	Linear	Equação	$y = 0.1634x$	$y = 0.3368x$
R <sup>2</sup>			0.2464	0.6787	0.7446
Kd (cm <sup>3</sup> /g)			0.1634	0.3368	0.2316
Freundlich		Equação	$y = 0.7225x - 0.1566$	$y = 1.066x - 0.5394$	$y = 1.2912x - 1.3303$
		R <sup>2</sup>	0.6607	0.9063	0.7416
		Kf (cm <sup>3</sup> /g)	0.69727	0.28880	0.28880
		N	0.7225	1.066	1.066
Langmuir I		Equação	$y = 0.0224x + 3.3112$	$y = 0.0015x + 2.754$	$y = 0.0318x - 1.139$
		R <sup>2</sup>	0.2695	0.0094	0.5699
		S <sub>m</sub> (µg/g)	44.6428571	666.666667	666.666667
		b (cm <sup>3</sup> /µg)	0.00676492	0.00054466	0.00054466
Langmuir II		Equação	$y = 4.3893x - 0.0109$	$y = 4.5741x - 0.0366$	$y = -4.7467x + 0.1054$

		R <sup>2</sup>	0.9227	0.9497	0.8021
		S <sub>m</sub> (μg/g)	-91.7431	-27.3224	-27.3224
		b (cm <sup>3</sup> /μg)	-0.00248	-0.008	-0.008
Na <sup>+</sup>			NS	NS	NS

Considerando os resultados para Cu<sup>++</sup>, a equação de Langmuir I apresentou o melhor ajuste para os dados de sorção com um coeficiente de correlação (R<sup>2</sup>), que é superior a 0,968, em comparação com 0,827 e 0,868 para as equações de Langmuir II e Freundlich, respectivamente. No entanto, os parâmetros das equações de Freundlich são muito próximos aos de Langmuir I, como pode ser observado na Tabela 33.

Os parâmetros de sorção de Zn<sup>++</sup> são melhor representados pela equação de Langmuir I (R<sup>2</sup>> 0,60), enquanto para o K<sup>+</sup> a equação de Langmuir II (R<sup>2</sup>> 0,80) é ainda melhor do que as outras equações, como mostra a Tabela 33. Para cátions, as equações de Langmuir e Freundlich geram melhores resultados do que as outras, como foi obtido por Mesquita e Vieira e Silva (2002).

Ao analisar o percentual de cada cátion que é sorvido pela concentração inicial (Figura 118), nota-se que o comportamento varia com a concentração de íons e pode ser dividido em três partes: de 5 a 75, 75 a 175, e 175 a 250 mg/l. Este comportamento é válido para K<sup>+</sup>, Cu<sup>++</sup> e Zn<sup>++</sup> para os três materiais inconsolidados.

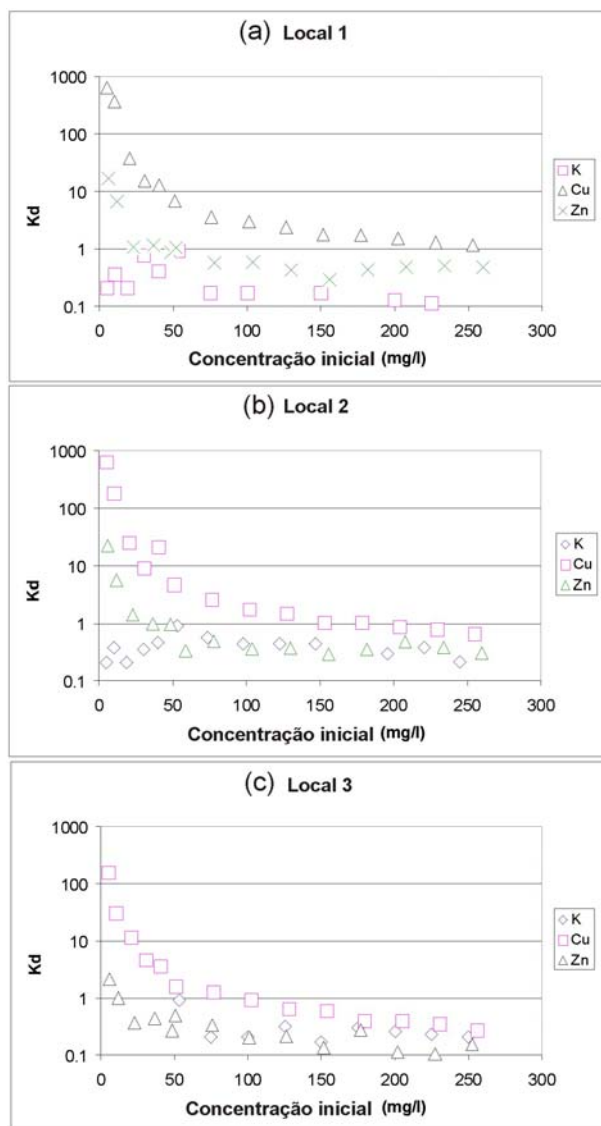


**Figura 118 - Porcentagem de cada cátion que é sorvida pelos materiais inconsolidados para cada concentração inicial: (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3.**

As linhas que resultaram de  $K_d$  versus a concentração inicial são caracterizadas por dois segmentos, como mostrado na Figura 119: um de 5 a 75 e outro de 75 a 250 mg/l. O primeiro segmento apresenta uma grande inclinação que indica uma diminuição significativa de  $K_d$  com a concentração inicial. Por outro lado, o segundo segmento não é tão íngreme como o primeiro, uma vez que a inclinação diminui moderadamente, gerando pequena variação nos resultados, que é válida no comportamento dos três locais.

A capacidade competitiva dos cátions foi avaliada com o índice adimensional  $K_r$  (indicador geral da capacidade de sorção) que foi obtido a partir do inverso da inclinação da linha que resulta de  $C_{s,i,j}$  (cátion sorvido  $i$  na solução inicial por massa

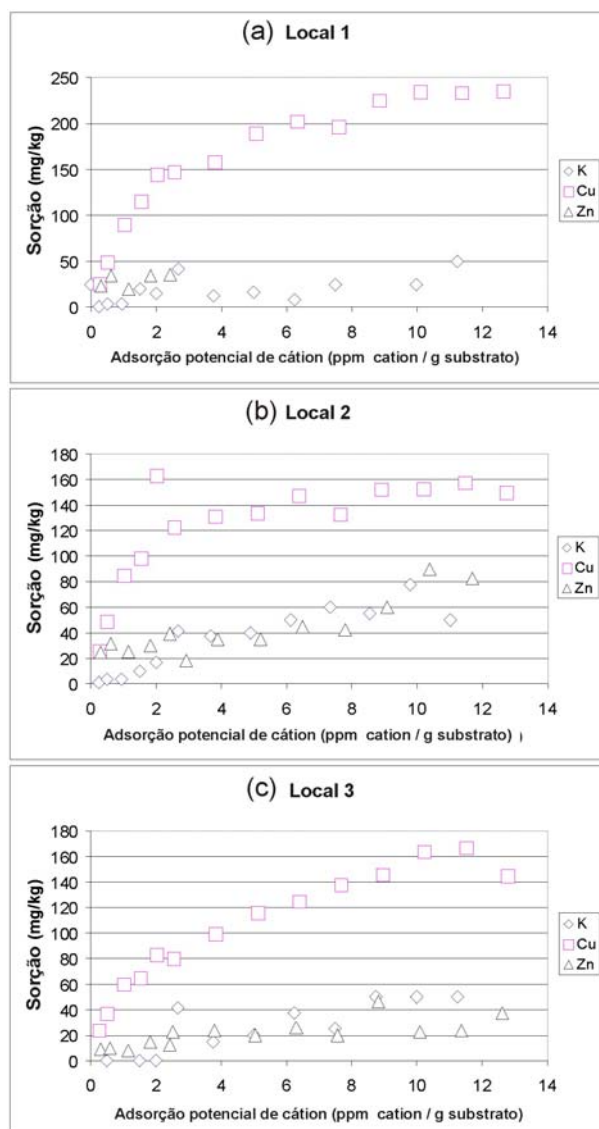
de substrato) versus  $C_{p,i,j}$  (cátion potencialmente sorvível  $i$  na solução inicial por massa do substrato). Este índice foi proposto por Vega, Covelo, e Andrade (2008).



**Figura 119 - Coeficiente de distribuição ( $K_d$ ) de  $K^+$ ,  $Cu^{++}$  e  $Zn^{++}$  como uma função das concentrações iniciais dos cátions: (a) local 1, (b) local 2, e (c) local 3.**

A Figura 120 mostra o gráfico de  $C_{s,i,j}$  (mg sorvida / kg substrato) contra  $C_{p,i,j}$  (mg concentração inicial de cátions / g de substrato) para os três locais. O comportamento competitivo pode ser analisado considerando-se três segmentos da seguinte forma: 1) para concentrações baixas (primeiro segmento), os valores de  $K_r$  são muito claros para  $K^+$ ,  $Cu^{++}$  e  $Zn^{++}$  em 8,7, 76,0 e 18,0, respectivamente; 2) o segundo está relacionado com a concentração intermediária e o valor  $K_r$ , que é estável para  $K^+$  e  $Zn^{++}$ , enquanto mostra uma diminuição significativa para  $Cu^{++}$ ; no entanto, a mesma seqüência de sorção do primeiro é mantida; 3) no último

segmento, para concentrações elevadas, o valor de  $K_r$  apresenta um aumento suave para  $Zn^{++}$  e estabilização para  $Cu^{++}$  e  $K^+$ . Os valores de  $K_r$  constituem bons índices para avaliar o comportamento competitivo do cátion sobre a superfície dos materiais inconsolidados.



**Figura 120 - Correlações de  $C_{s,i,j}$  (cátion sorvido  $i$  na solução inicial por massa do substrato) contra  $C_{p,i,j}$  (cátion potencialmente sorvível  $i$  na solução inicial por massa do substrato) para  $K^+$ ,  $Cu^{++}$  e  $Zn^{++}$ .**

A presença de caulinita, gibbsita, óxidos e hidróxidos afetam significativamente a sorção do K, Cu e Zn, principalmente porque parte das partículas de quartzo é coberta por óxidos e hidróxidos (cores amarelo e vermelho), como pode ser observado na Figura 110.

A sorção de  $Cu^{++}$  é maior do que a de  $Zn^{++}$  e  $K^+$  devido aos teores de óxidos e hidróxidos que tem sido observado por Gomes *et al.* (2001) para alguns solos



brasileiros. Por outro lado, a sorção do  $Zn^{++}$  foi diferente dos resultados obtidos por Souza, Chaves, e Fernandes (2006) para os materiais inconsolidados do nordeste do Brasil. Para baixas concentrações, os comportamentos do  $Cu^{++}$  e do  $Zn^{++}$  foram semelhantes aos resultados obtidos por Gao *et al.* (1997). Avaliando as isotermas de sorção, observa-se que os comportamentos dos três cátions variaram com o aumento das concentrações iniciais.

## 6.5 Análises parciais

Os resultados que foram gerados por este estudo podem ser usados para avaliar a possibilidade de contaminação das águas subterrâneas com modelos matemáticos. Embora a mineralogia não seja favorável à sorção, os resultados permitem concluir que estes materiais inconsolidados podem adsorver  $K^+$ ,  $Cu^{++}$  e  $Zn^{++}$ , principalmente para baixas concentrações. As formas das isotermas permitem comparar os diferentes comportamentos de sorção para os cátions e os materiais inconsolidados estudados. Considerando as variações de pH e Eh durante os ensaios, os parâmetros de sorção que foram obtidos apresentam boa concordância com a teoria. A ordem de sorção de  $Na^+ < K^+ < Zn^{++} < Cu^{++}$  é semelhante aos resultados que foram obtidos para outros tipos de materiais geológicos. A concentração total de íons afetou a sorção, que é maior do que  $170 \mu g/g$ . Os resultados obtidos são muito importantes porque as fontes de poluentes na região são classificadas como de baixa concentração; assim, a massa total de material inconsolidado entre o nível freático e a superfície pode ser suficiente para evitar a contaminação das águas subterrâneas. Considerando os valores de  $R^2$ , o modelo de Langmuir II é adequado para os dados experimentais de  $K^+$ , enquanto que, para  $Cu^{++}$ , os modelos Langmuir I e Freundlich são mais recomendados. O modelo de Langmuir I é o melhor para  $Zn^{++}$ . A combinação de diferentes relações ( $S \times C_e$ ,  $K_d \times S$ , e  $\log K_d \times \log S$ ) é uma maneira adequada de avaliar os dados de comportamento de sorção que são obtidos a partir de ensaios de equilíbrio em lote. Os resultados que foram obtidos a partir dos gráficos ( $K_d$  versus concentração inicial;  $C_{s,i,j}$  versus  $C_{p,i,j}$ ; e  $K_d$  versus  $S$ ) constituem recursos eficientes para estudar o comportamento de sorção dos materiais inconsolidados.

## **Capítulo 7 – Instalação dos poços de monitoramento e dos tensiômetros**

---

Este capítulo trata dos aspectos relativos à instalação dos poços tubulares e dos tensiômetros, que foram utilizados com o intuito de monitorar os níveis de água e a variação de umidade ao longo da profundidade, respectivamente, como mencionado em 3.3.3.6, sendo descritos a seguir.

### **7.1 Poços de monitoramento tubulares**

Os poços de monitoramento tubulares foram construídos em 7 locais na área de estudo, sendo selecionados no sentido de representar as condições hidrogeológicas predominantes da região de afloramento da Formação Botucatu. Além de permitir os registros periódicos sobre a posição da zona saturada, a execução foi feita de modo a também possibilitar a obtenção de amostras de água sem a influência de bombeamento de outros poços.

A localização de cada um dos poços instalados pode ser observada no Mapa de documentação (APÊNDICE VI), e os procedimentos de instalação no texto a seguir.

#### **7.1.1 Seleção dos locais**

Os locais para execução dos poços de monitoramento foram selecionados com base na ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, presença ou não de outros poços de uso comum e condições de acesso.

#### **7.1.2 Avaliação inicial**

Para que a execução dos poços de monitoramento fosse mais adequada, foi desenvolvida uma avaliação inicial a partir de Sondagens de Simples

Reconhecimento, conforme observa-se na Figura 121 nas etapas (a) montagem do equipamento, (b) sondagem por percussão, (c) e (d) amostragem dos materiais.

Com as sondagens, foram avaliadas as características dos materiais geológicos em subsuperfície, a posição do nível de água e a eventual ocorrência de algum tipo de anomalia que pudesse prejudicar ou inviabilizar a execução do poço.



Figura 121 – (a) montagem do equipamento; (b) execução da sondagem – percussão; (c) amostras retiradas; (d) detalhe da textura arenosa dos materiais.

### **7.1.3 Perfuração**

A execução dos poços de monitoramento propriamente ditos foi feita por meio de um equipamento de sondagem rotativa de 4 pol. de diâmetro, como pode ser observado da Figura 122 à Figura 125. Os procedimentos de execução foram baseados na ABNT NBR 15495 com exceção da etapa de encerramento, em que se optou pela utilização de geomembrana, como será descrito adiante. Além de ser praticamente impermeável, julga-se que esta alternativa seja mais adequada para poços de monitoramento por consistir num material inerte, não oferecendo condições de interação entre íons, como no caso da bentonita, que pudessem vir a alterar os resultados de futuras análises químicas.

#### ETAPAS:

- 1 – Durante a perfuração, somente foi utilizado como líquido auxiliar à perfuração água com qualidade controlada e obtida de poço profundo da USP, num total de 4 000 l por poço (Figura 122);
- 2 – Todas as partes do equipamento foram lavadas quando do início de cada poço de monitoramento;
- 3 – Verificação das areias utilizadas como pré-filtro no sentido de não conter nenhum componente que pudesse alterar a qualidade futura das águas;



**Figura 122 - Depósito de água com qualidade adequada à realização do poço de monitoramento.**



Figura 123 – (a) arranjo dos equipamentos para a sondagem rotativa; (b) perfuração a seco; (c) perfuração com fluido de perfuração; (d) coroa diamantada de perfuração de 4 pol. de diâmetro.

#### **7.1.4 Colocação da tubulação, pré-filtro e filtro**

Os poços foram construídos com tubulações de PVC com rosca e inertes de 2 pol. de diâmetro e 4 m de comprimento por tubo, sendo que os 4 metros do fundo correspondiam ao filtro, que é constituído por tubos ranhurados. A partir das cotas finais da perfuração, definiram-se os comprimentos das tubulações, que eram descidas por gravidade e centralizadas no furo (Figura 124a). O espaço anelar existente entre o filtro e as paredes do furo foi preenchido com areia grossa específica para servir como pré-filtro e evitar o carreamento de partículas finas que pudessem alterar as características físico-químicas da água (Figura 124b,c,d).

Neste sentido, como medidas para evitar contaminações, ressalta-se que os tubos são lavados em fábrica e transportados em embalagens plásticas, sendo o manuseio em campo feito com luvas de látex.

#### **7.1.5 Encerramento**

A fase final de construção dos poços compôs-se de 4 etapas, a saber:

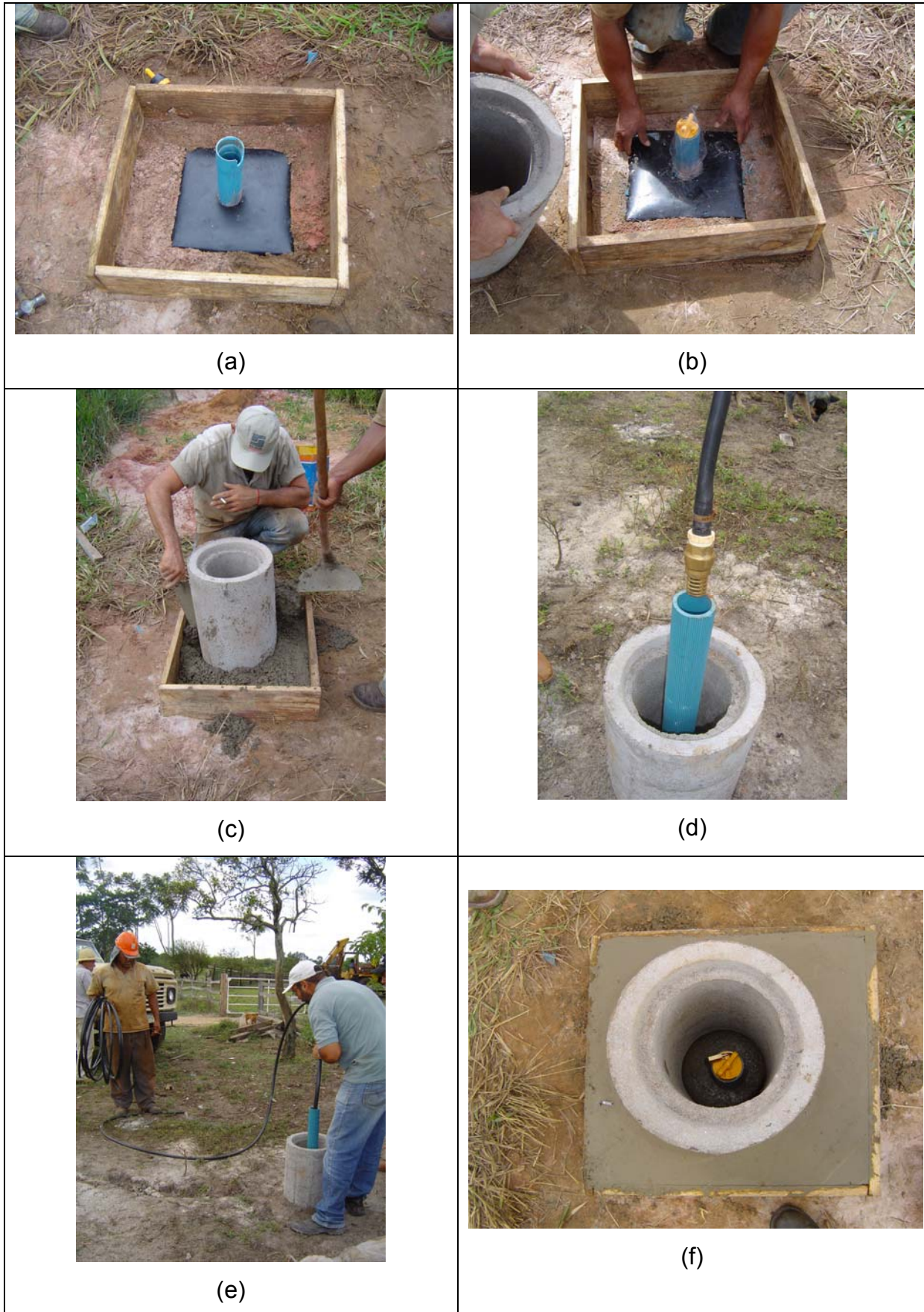
- preenchimento do espaço anelar entre a tubulação e as paredes do furo com solo local compactado, no trecho superior da perfuração;
- colocação de geomembrana em superfície para evitar infiltração de águas superficiais por caminhos preferenciais, sendo o contato entre a geomembrana e a tubulação selado com pasta de silicone (Figura 125a,b);
- execução de base de concreto (Figura 125c);
- limpeza do poço com o emprego de uma válvula de pé (Figura 125d,e);

Ao final dos procedimentos de encerramento, o poço de monitoramento apresentou o aspecto mostrado na Figura 125f.



**Figura 124 – (a) Colocação da tubulação; (b) embalagem do pré-filtro; (c) pré-filtro; (d) espaço anelar para preenchimento com o pré-filtro.**





**Figura 125 – (a) colocação da geomembrana; (b) colocação da geomembrana; (c) concretagem da base; (d) detalhe da válvula de pé; (e) limpeza do poço; (f) poço finalizado.**

### 7.1.6 Esquema construtivo geral dos poços

Ao final dos procedimentos de perfuração e instalação, os poços apresentaram a configuração esquematizada na Figura 126, na qual  $Z_P$  e  $D_P$  indicam a profundidade e o diâmetro de perfuração, respectivamente, e  $Z_{NA}$  a profundidade do nível de água (NA).

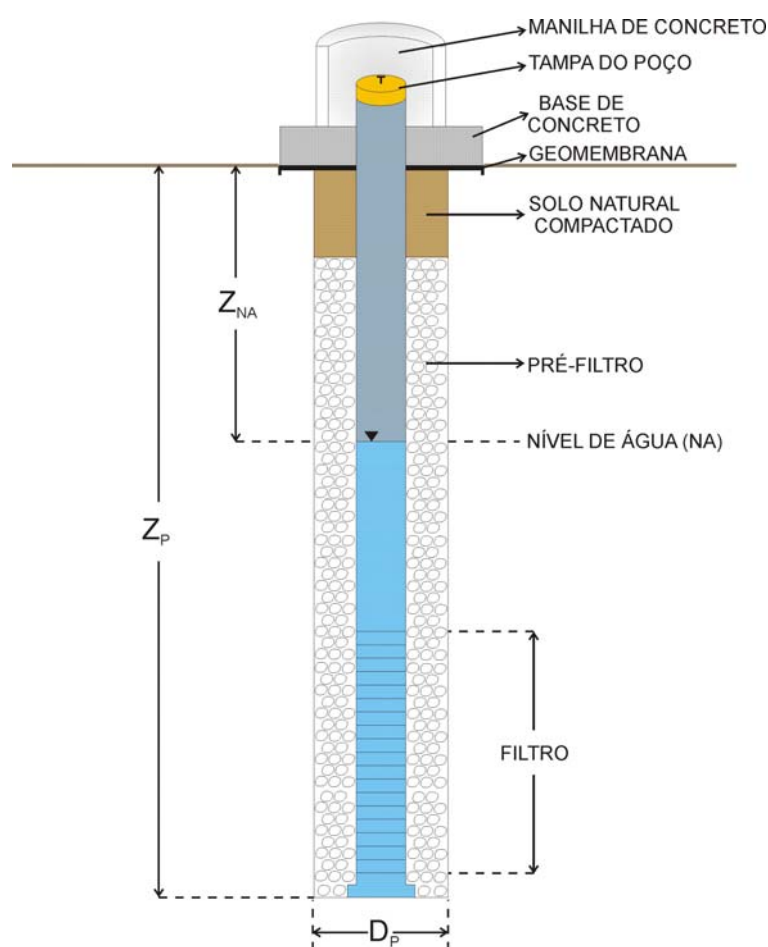


Figura 126 – Esquema construtivo final dos poços.

Assim, a Tabela 34 mostra as características dos sete poços de monitoramento construídos para a área de estudo.

Tabela 34 – Localização e características dos poços de monitoramento tubulares.

Poço	Coord L (m)	Coord N (m)	Cota da boca (m)	Z <sub>p</sub> *(m)
PM 1	190478	7576194	675,2	11
PM 2	193797	7572277	724,3	7
PM 3	196629	7569921	735,9	11
PM 4	201969	7572369	755,3	10
PM 5	203028	7572060	758,0	16
PM 6	205220	7574300	747,7	19
PM 7	207961	7574284	703,0	11

\* - Profundidade da perfuração.

## 7.2 Tensiômetros

Como mencionado em 5.2.3, havia três conjuntos de tensiômetros instalados na área para monitorar as umidades nos perfis dos materiais inconsolidados. Após a constatação de que dois destes conjuntos estavam locados em áreas não pertencentes aos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, decidiu-se por transferí-los para outros locais.

Antes da transferência, cada conjunto era composto por cinco tensiômetros que foram instalados nas profundidades de 0,10, 0,25, 0,50, 0,80 e 1,50 m. Depois, decidiu-se por adicionar outro tensiômetro aos conjuntos, numa profundidade de 2,50 m, onde as variações de umidade sofrem, teoricamente, menor influência dos fenômenos de evapotranspiração, indicando variações mais relacionadas à recarga. Logo, a partir de 2009, cada conjunto contava com seis tensiômetros, como ilustra a Figura 127.

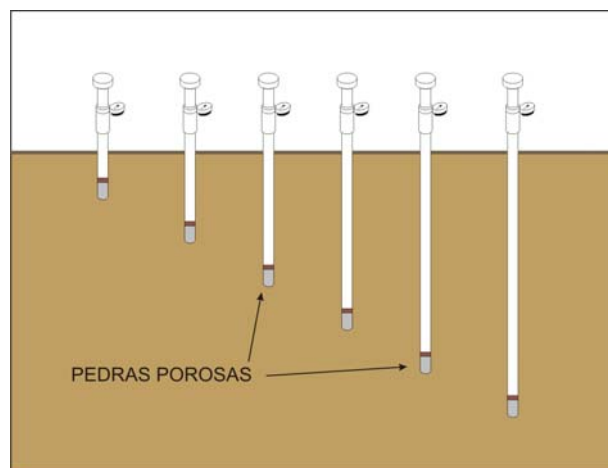


Figura 127 – Esquema de um conjunto de tensiômetros instalado.

Porém, para a correta instalação em campo, é necessário que sejam atendidas previamente exigências quanto à calibração dos tensiômetros em laboratório, descritos a seguir.

### 7.2.1 Calibração

A calibração dos tensiômetros refere-se ao conjunto de atividades realizadas em laboratório com o objetivo de garantir a saturação da pedra porosa. Seguindo os procedimentos adotados por Rodrigues (2007), três são as etapas básicas da calibração:

- submersão da pedra porosa e preenchimento dos tubos com água deaerada para estabelecimento de fluxo descendente (Figura 128a);
- aplicação de vácuo com bomba até a ascensão de bolhas cessar (Figura 128b);
- testes de secagem com o tensiômetro fechado para aferição dos tempos de resposta.

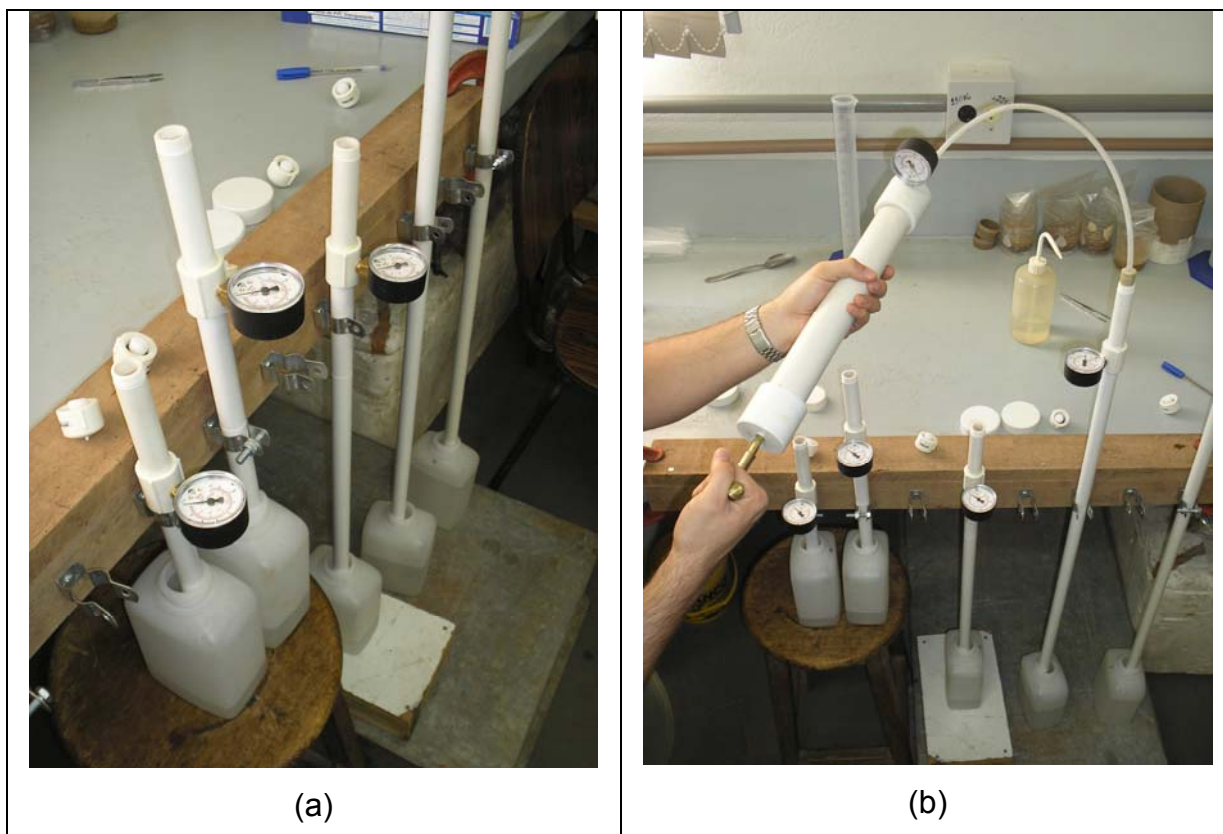


Figura 128 – (a) submersão das pedras porosas dos tensiômetros e fluxo descendente; (b) aplicação de vácuo.

### **7.2.2 Instalação**

A instalação dos tensiômetros em campo compreendeu as seguintes etapas:

- perfuração até a profundidade desejada com trado espiral de diâmetro semelhante aos tubos (Figura 129a);
- execução de lama constituída de solo local passante na peneira 10 para melhoria do contato da pedra porosa com o material geológico, e introdução do tensiômetro no furo (Figura 129b);
- execução de selo de superfície com massa de calafetar para evitar fluxo preferencial (Figura 129c);

Depois de executadas as etapas acima descritas, a configuração final dos tensiômetros em campo se apresenta como mostrada na Figura 129d.

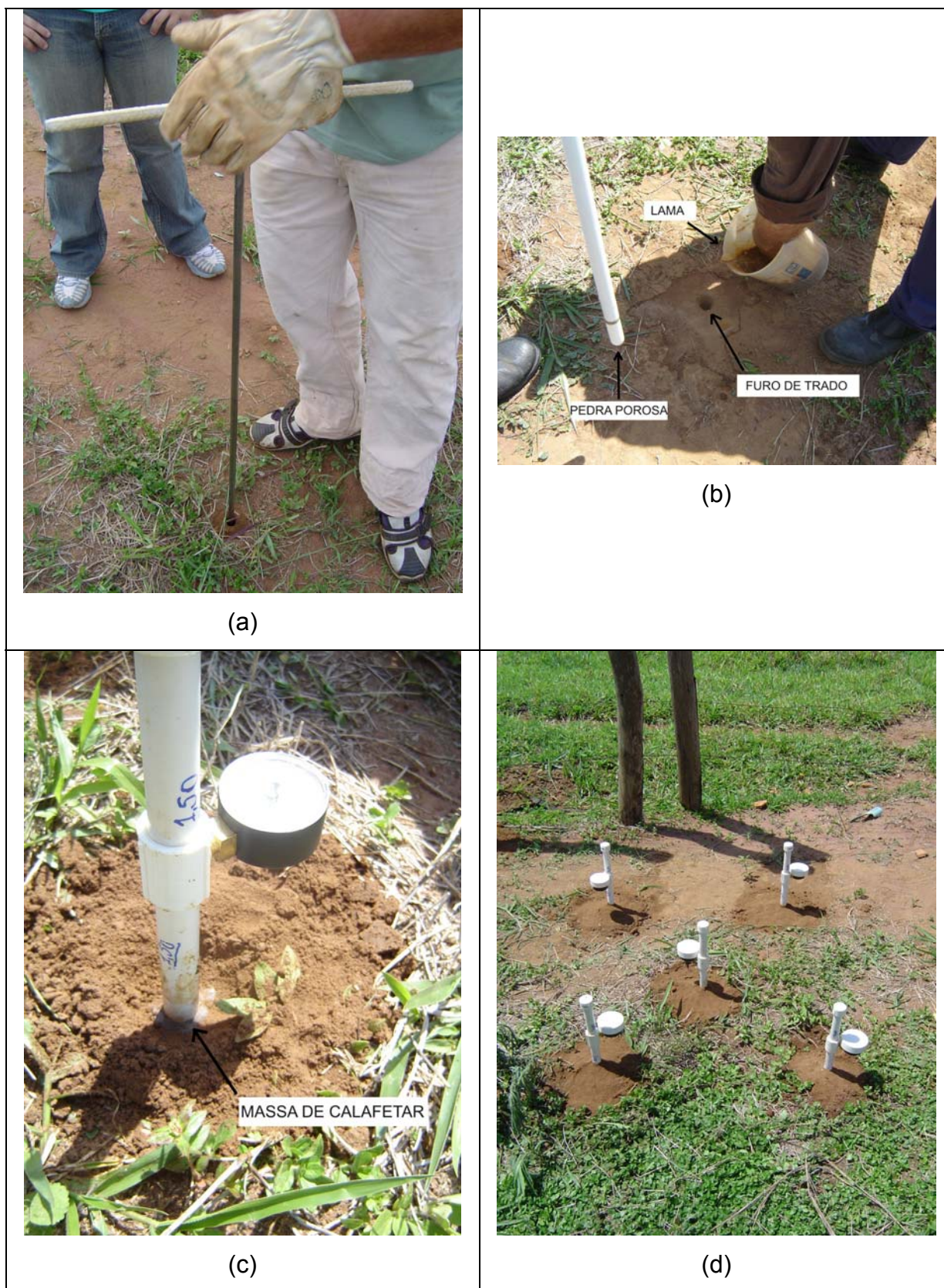


Figura 129 – (a) perfuração com trado espiral; (b) lama e introdução do tensiômetro; (c) execução de selo superficial; (d) conjunto de tensiômetros instalado.



## **Capítulo 8 – Monitoramento**

---

Como mencionado anteriormente, a melhor forma de avaliar a interação dos eventos de chuva com o meio físico é acompanhando as repostas deste ao longo do tempo. Partindo deste pressuposto, três tipos de equipamentos foram instalados na área de estudo com vista ao monitoramento:

- pluviógrafo, para registro instantâneo das precipitações na área;
- poços, para acompanhamento da posição dos níveis de água;
- tensiômetros, para obtenção dos perfis de umidade.

Portanto, considerando a importância deste tópico no contexto geral do trabalho, este capítulo descreve como o monitoramento foi desenvolvido na área de estudo, além de estabelecer análises entre os dados obtidos.

### **8.1 Dados de chuva**

#### **8.1.1 Informações gerais e dados preliminares**

Os dados de chuva que foram utilizados neste trabalho referem-se aos dados de fevereiro de 2007 a fevereiro de 2010 obtidos por um pluviógrafo instalado no centro da área de estudo, conforme a localização indicada no Mapa de documentação (APÊNDICE VI). A Figura 130 mostra o pluviógrafo instalado em campo e um detalhe do equipamento.





(a)



(b)

**Figura 130 – (a) detalhe do pluviógrafo; (b) pluviógrafo instalado em campo**

O equipamento utilizado possui um sistema de caçambas autovertedoras interno que realiza um golpe a cada 0,2 mm de chuva, aproximadamente. O instante de cada golpe é registrado por um dispositivo de memória eletrônica, que pode ser descarregado para o computador. Portanto, o equipamento é capaz de registrar os eventos de chuva no instante em que eles ocorrem e com uma precisão de mais ou menos 0,2 mm. Os dados de precipitação diária e mensal obtidos por este pluviógrafo encontram-se resumidos nas Tabela 35 e Tabela 36, respectivamente.

A análise dos dados indica a presença de duas estações marcantes: a de estiagem, compreendida entre os meses de abril e outubro, quando as precipitações mensais esporadicamente superam 100 mm/mês, e outra chuvosa, de novembro a março, em que os registros frequentemente superam 200 mm/mês, alcançando, às vezes, mais de 300 mm/mês.



Tabela 36 – Precipitações mensais (mm).

<b>Mês</b>	<b>2007</b>	<b>2008</b>	<b>2009</b>	<b>2010</b>
jan	**	160	285,6	245,1
fev	268,7	229,2	132,7	112,2
mar	192,5	147,3	292,1	-
abr	52,75	154,9	106,1	-
mai	62,07	39,66	33,71	-
jun	2,776	27,56	32,12	-
jul	132,9	0	56,12	-
ago	0,0	44,62	153,5	-
set	0,0	34,7	131,3	-
out	55,72	59,69	147,3	-
nov	152,5	64,65	248,5	-
dez	160	187,4	359,3	-
<b>TOTAL</b>	<b>1080</b>	<b>1150</b>	<b>1978</b>	<b>-</b>

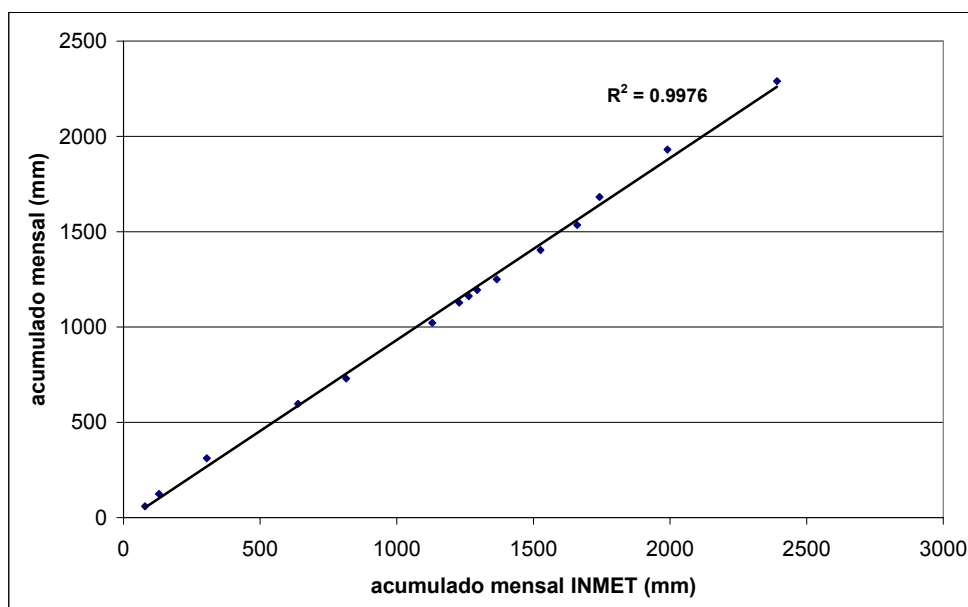
\*\* - pluviógrafo ainda não instalado.

Com o intuito de testar a confiabilidade dos dados deste pluviógrafo, buscou-se compará-los com os dados da estação meteorológica mais próxima possível. A estação encontrada, pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), é localizada no município de São Carlos, a aproximadamente 7 km a sul do pluviógrafo em questão. Os dados pluviométricos desta estação encontram-se na Tabela 37, juntamente aos dados referentes ao pluviógrafo da área de estudo. Comparando-se ambos, observa-se grande semelhança, o que indica boa confiabilidade dos dados do pluviógrafo.

Tabela 37 – Comparação entre registros pluviométricos do INMET e do pluviógrafo (mm).

<b>Mês/Ano</b>	<b>INMET</b>	<b>Pluviógrafo</b>
out/08	79,1	59,7
nov/08	50,6	64,6
dez/08	175	187,4
jan/09	333,8	285,6
fev/09	176,7	132,7
mar/09	314,6	292,1
abr/09	98,5	106,1
mai/09	34,9	33,7
jun/09	30,7	32,1
jul/09	72,2	56,1
ago/09	159,9	153,5
set/09	134,3	131,3
out/09	81,8	147,3
nov/09	248,3	248,5
dez/09	401,2	359,3

Além disso, foi realizada uma análise de consistência pelo método de dupla-massa, que visa avaliar a homogeneidade entre os dados. Neste método, desenvolvido pelo Serviço Geológico Norte-Americano (*U. S. Geological Survey*), é feita uma curva acumulativa dupla num sistema cartesiano. O gráfico relaciona os totais anuais ou mensais acumulados da estação que se deseja consistir nas ordenadas, e a média acumulada dos totais anuais ou mensais de todas as outras estações da região nas abscissas. Como somente uma estação próxima e ativa pelo mesmo período foi encontrada, foi realizada uma análise de consistência, como mostra a Figura 131.



**Figura 131 - Análise de dupla massa (precipitações mensais acumuladas) – 8/2008 a 12/2009**

Como pode ser observado na Figura 131, os pontos do gráfico se ajustaram muito bem a uma única reta de tendência, o que foi evidenciado pelo fato do coeficiente de determinação ser muito próximo da unidade ( $R^2 = 0,9976$ ). Isto indica que os dados de chuva obtidos pelo pluviógrafo são consistentes, ou seja, que não houve anormalidades e nem erros sistemáticos de operação durante o período de observação.

### 8.1.2 Estatística: distribuição de freqüências

Em modelagem, é comum a utilização de valores de chuva diários, e até mesmo mensais, para simular os processos hidrológicos e de fluxo em subsuperfície. Esta é, na verdade, uma prática que implica no uso de valores médios, uma vez que desconsidera as características de intensidade dos eventos de chuva. No entanto, em aplicações de recarga, esta é uma característica fundamental, pois interfere no cômputo dos volumes de infiltração e de escoamento superficial (excesso de água), conforme ilustra a Figura 12.

Logo, torna-se indispensável uma análise dos dados de chuva no sentido de se conhecer a distribuição das intensidades mais recorrentes. Tais análises são úteis para orientar a determinação dos passos de tempo (time steps) das simulações e também a escolha dos eventos mais representativos a serem simulados.

Sendo assim, da Tabela 38 à Tabela 41 são apresentadas distribuições de freqüência e freqüência relativa de diversos intervalos de classes de chuva, com períodos de tempo variando de diários a 5 minutos.

**Tabela 38 – Distribuição de freqüência - intervalos de classes de chuva diários.**

2007			2008			2009		
mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel
0 - 5	38	44.7%	0 - 5	76	55.5%	0 - 5	69	45.4%
5 - 10	7	8.2%	5 - 10	25	18.2%	5 - 10	21	13.8%
10 - 20	21	24.7%	10 - 20	17	12.4%	10 - 20	25	16.4%
20 - 40	13	15.3%	20 - 40	16	11.7%	20 - 40	25	16.4%
40 - 50	3	3.5%	40 - 50	2	1.5%	40 - 50	6	3.9%
50 - 90	3	3.5%	50 - 90	1	0.7%	50 - 92	6	3.9%
Σ	85	100.0%	Σ	137	100.0%	Σ	152	100.0%

**Tabela 39 – Distribuição de freqüência - intervalos de classes de chuva em períodos horários.**

2007			2008			2009		
mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel
0 - 5	354	86.8%	0 - 5	485	90.0%	0 - 5	677	86.8%
5 - 10	32	7.8%	5 - 10	35	6.5%	5 - 10	57	7.3%
10 - 15	12	2.9%	10 - 15	12	2.2%	10 - 15	22	2.8%
15 - 20	2	0.5%	15 - 20	2	0.4%	15 - 20	15	1.9%
20 - 30	4	1.0%	20 - 30	2	0.4%	20 - 30	4	0.5%
30 - 40	2	0.5%	30 - 40	2	0.4%	30 - 40	3	0.4%
40 - 50	2	0.5%	40 - 50	1	0.2%	40 - 60	2	0.3%
Σ	408	100.0%	Σ	539	100.0%	Σ	780	100.0%

**Tabela 40 – Distribuição de frequência - intervalos de classes de chuva em períodos de 10 minutos.**

2007			2008			2009		
mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel
0 - 1	986	82.9%	0 - 1	1270	84.2%	0 - 1	1925	82.9%
1 - 5	159	13.4%	1 - 5	210	13.9%	1 - 5	339	14.6%
5 - 8	27	2.3%	5 - 8	16	1.1%	5 - 8	35	1.5%
8 - 10	9	0.8%	8 - 10	3	0.2%	8 - 10	6	0.3%
10 - 16	8	0.7%	10 - 18	9	0.6%	10 - 22	18	0.8%
Σ	1189	100.0%	Σ	1508	100.0%	Σ	2323	100.0%

**Tabela 41 – Distribuição de frequência - intervalos de classes de chuva em períodos de 5 minutos.**

2007			2008			2009		
mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel	mm	Fr	Fr Rel
0 - 1	1605	89.0%	0 - 1	1994	90.7%	0 - 1	3028	88.3%
1 - 5	171	9.5%	1 - 5	185	8.4%	1 - 5	367	10.7%
5 - 8	23	1.3%	5 - 8	17	0.8%	5 - 8	20	0.6%
8 - 10	3	0.2%	8 - 10	1	0.0%	8 - 10	11	0.3%
10 - 11	1	0.1%	10 - 13	2	0.1%	10 - 13	3	0.1%
Σ	1803	100.0%	Σ	2199	100.0%	Σ	3429	100.0%

Em termos gerais, nota-se que mais da metade dos volumes diários registrados é menor que 10 mm, e que somente cerca de 7% dos registros superam 40 mm. Da análise dos eventos de chuvas nos três anos registrados em tempos iguais ou menores que 10 minutos verifica-se que poucos são os eventos com alturas pluviométricas maiores que 1 mm.

Estabelecendo a altura pluviométrica de 5 mm como base, tem-se que cerca de 45% dos registros diários não superam este limite (Tabela 38). Quando o período de observação é alterado para horário e para 10 minutos, os percentuais se alteram para 87% (Tabela 39) e 96% (Tabela 40), respectivamente. Porém, pouca variação nos percentuais é observada quando se compara o período de 10 minutos com o de 5 minutos, sendo de 98% para este último (Tabela 41). Mesmo quando o limite é reduzido para 1 mm, esta variação não chega a ser muito significativa, de 83% para 88%.

Isto sugere que um tempo de 10 minutos pode ser considerado satisfatório para ser utilizado como passo (time step) em simulações de recarga, nas quais as intensidades necessitam ser representadas para permitir o cômputo dos volumes infiltrados e escoados superficialmente, como mencionado anteriormente. Obviamente, quanto menor o passo de tempo melhor seria a representação das intensidades, porém, maiores discretizações de tempo podem inviabilizar as simulações devido ao grande esforço computacional requerido.

### **8.1.3 Seleção de eventos para simulação**

Um dos objetivos do trabalho é analisar via simulação o comportamento dos perfis de umidade e dos padrões de recarga como consequência dos diferentes regimes de chuva (eventos) que ocorrem na área de estudo. Logo, a identificação dos eventos é de fundamental importância.

O tratamento estatístico por distribuição de freqüências não considera a ordem de ocorrência dos eventos e nem o intervalo de tempo entre eles, impossibilitando a seleção. Sendo assim, criou-se um banco de dados contendo registros de chuva de 10 em 10 minutos para os anos de 2007 a 2009, de onde foram selecionados eventos com base nos seguintes critérios:

- (A) chuva intensa e de curta duração isolada – evento de 07/10/2009;
- (B) picos intensos, curtos e em sequência – evento de 11/03 a 12/03/2009;
- (C) chuva contínua – dois eventos: de 13/04 a 14/04/2009 e de 19/08 a 20/08/2009;

Os eventos selecionados podem ser visualizados na Figura 132, enquanto que a Tabela 42 apresenta as características básicas de ambos.

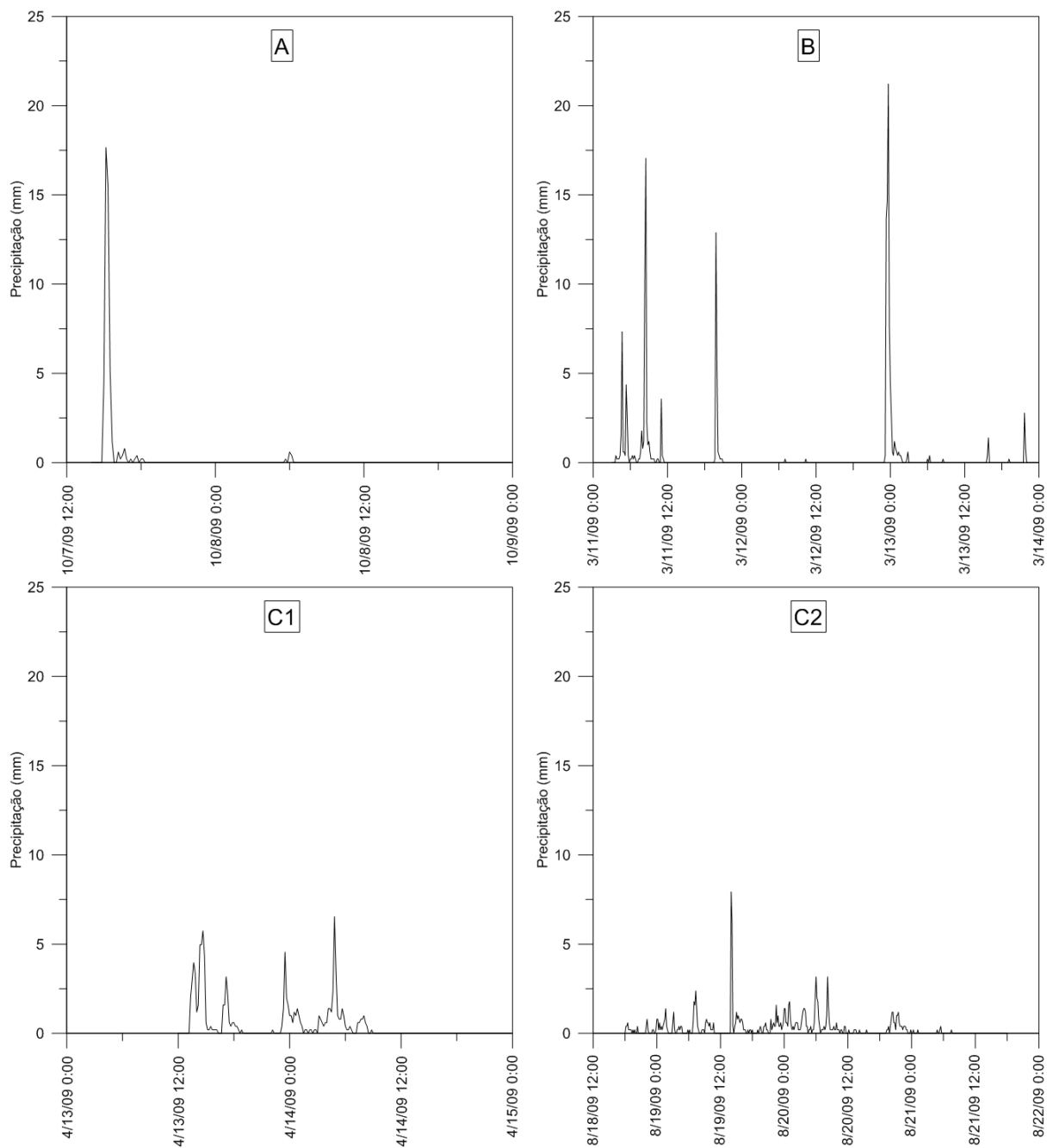


Figura 132 – Eventos selecionados para as etapas de simulação.



**Tabela 42 – Características dos eventos selecionados.**

<b>A</b>		<b>B</b>	
Pico máximo (mm)	17,65	Pico máximo (mm)	21,22
Duração (hrs)	3:10	Duração (hrs)	
Total (mm)	48,58	pico 1	7:40
		pico 2	1:10
		pico 3	2:40
		Altura pluviométrica (mm)	
		pico 1	63,06
		pico 2	20,03
		pico 3	70,00
		Total (mm)	153,09
<b>C1</b>		<b>C2</b>	
Média (mm)	1,24	Média (mm)	0,60
Pico máximo (mm)	6,54	Pico máximo (mm)	7,93
Duração (hrs)		Duração (hrs)	5:00
parte 1	5:30	Total (mm)	123,14
parte 2	9:40		
Altura pluviométrica (mm)			
parte 1	49,18		
parte 2	50,96		
Total (mm)	100,14		

Ressalta-se que, como os padrões estatísticos entre os diferentes anos não variam significativamente, optou-se pela seleção de eventos ocorridos no ano de 2009 pelo fato de também existirem registros dos poços de monitoramento para este ano. Considera-se, portanto, que tais eventos são representativos do padrão de chuvas que ocorre na área de estudo.

## 8.2 Dados dos poços de monitoramento

O monitoramento da posição dos níveis de água foi efetuado através dos sete poços de monitoramento (PM) instalados, descritos no item 7.1, e também de outros nove poços do tipo cacimba (PC) existentes em propriedades privadas na área de estudo. As designações, coordenadas e características destes poços são apresentadas na Tabela 43, enquanto a localização de ambos encontra-se no Mapa de documentação (APÊNDICE VI).

**Tabela 43 - Localização e características dos poços.**

<b>Poço</b>	<b>Coord L (m)</b>	<b>Coord N (m)</b>	<b>Cota da boca (m)</b>	<b>Z<sub>P</sub>*(m)</b>
PM 1	190478	7576194	675,2	11
PM 2	193797	7572277	724,3	7
PM 3	196629	7569921	735,9	11
PM 4	201969	7572369	755,3	10
PM 5	203028	7572060	758,0	16
PM 6	205220	7574300	747,7	19
PM 7	207961	7574284	703,0	11
PC 8	204928	7573580	755,1	-
PC 9	202021	7574346	771,1	-
PC 10	200276	7575338	819,3	-
PC 11	198951	7576845	802,0	-
PC 12	195009	7577783	763,7	-
PC 13	191392	7572180	798,0	-
PC 14	192815	7569596	811,0	-
PC 15	196584	7571844	703,6	-
PC 16	202836	7572929	748,9	-

\* - Profundidade da perfuração.

Com o auxílio de um medidor com dispositivo sonoro (Figura 133), as profundidades dos níveis de água foram obtidas em cada poço, sendo as posições em relação ao datum vertical determinadas a partir da subtração destes valores das respectivas cotas de boca.

O monitoramento relatado neste trabalho compreende ao período entre 15/01/2009 e 19/03/2010, sendo que os gráficos apresentados no Apêndice XII revelam as flutuações do nível de água ao longo do referido período de observação destes poços.



Figura 133 – Medidor de nível de água.

### **8.2.1 Análise dos dados dos poços**

Os sete poços de monitoramento tubulares (PM) localizam-se em área de ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, com exceção do PM4, que se encontra em área de aluvião (RT Colúvio arenoso). Outros dois poços, do tipo cacimba (PC), também estão sobre a Formação Botucatu, casos dos poços PC15 e PC16. Os demais poços do tipo cacimba situam-se sobre materiais inconsolidados da Formação Itaqueri.

Observando o comportamento dos poços mostrados nos gráficos do Apêndice XII, pode-se destacar:

- quatro períodos diferentes em termos de chuva podem ser notados: chuvoso (01/01 a 15/04/2009); seco (16/04 a 18/08/2009); chuvas medianas (19/08 a 23/11/2009) e chuvas fortes (24/11 a 05/02/2010);

- poços situados próximos a locais de descarga e rasos apresentam respostas rápidas, rebaixando os níveis de água imediatamente no início do período de seca e elevando durante os períodos de chuva, como nos casos dos poços PM1, PM2, PM4, PC 15 e PC16;

- poços situados a meia encosta apresentam defasagens em relação aos limites entre os períodos de chuva, sendo estas dependentes da profundidade do

nível de água e do material inconsolidado no qual está instalado. Como exemplos citam-se os poços PM3, PM5, PM7, PC13 e principalmente os poços PM6, PC8 e PC9. Nota-se que poços com profundidades maiores que 13 m aproximadamente, apresentam defasagens bastante destacadas;

- de janeiro até o final de maio de 2009, as medidas no poço PM3 mantiveram-se praticamente constantes. Isto pode ser indicativo de que a recarga gerada pelas chuvas deste período foi suficiente para contrabalançar os déficits causados pelo escoamento subsuperficial ou descarga.

- os poços PC10 e PC11 representam condições diferenciadas, em que ambos se localizam nos topos, praticamente sobre os divisores de águas. Embora geograficamente semelhantes, a profundidade do nível de água entre eles é diferente, implicando em comportamentos distintos ao longo do ano. Enquanto o PC11, que possui nível de água mais raso, apresenta respostas praticamente instantâneas em relação à precipitação, o PC10, mais profundo, mostra defasagem evidente;

- os poços PC12 e PC14, de características semelhantes, apresentaram comportamento similar aos de resposta rápida em relação à precipitação. Porém, uma particularidade deve ser observada: os círculos em destaque apresentam situações em que o nível de água rebaixa-se durante os períodos de chuva. Tal comportamento pode estar associado ao fato destes poços estarem muito próximos às superfícies classificadas como de difração hídrica (APÊNDICE X), ou até mesmo dos bombeamentos que normalmente ocorrem.

- as análises dos dados referentes aos poços tipo cacimba (PC) apresentaram comportamento geral considerado razoável, embora detalhamentos pontuais possam ser comprometidos devido ao efeito do bombeamento que é usual nestes.

### **8.3 Dados de tensiômetros**

O tensiômetro é um instrumento de campo formado por um tubo fechado e preenchido com água daerada, cujo princípio de funcionamento se deve à existência de uma pedra porosa em sua base. A pedra porosa, que é constituída de material cerâmico, cria condições para o equilíbrio de pressões (sucção) entre o solo não

saturado e o sistema interno do tensiômetro. Desta forma, o manômetro de pressão (ou vacuômetro) acoplado ao instrumento fornece as pressões atuantes na profundidade onde a pedra porosa é instalada.

Os manômetros dos tensiômetros utilizados fornecem valores de pressão em mmHg, sendo que estes foram corrigidos em função do comprimento do instrumento, de acordo com a seguinte expressão (Equação 74):

$$\psi_m = \frac{S(\text{mmHg})}{7,5054} - 10 \cdot h \quad \text{Equação 74}$$

Sendo:

$\psi_m$  – sucção matricial [kPa];

S – leitura do manômetro em mmHg;

h – comprimento medido entre o meio da pedra porosa e o manômetro [m].

As sucções  $\psi_m$  foram então correlacionadas às umidades volumétricas  $\theta$  por meio das funções ajustadas das curvas de retenção, como descrito no item 5.2.3.

Sendo assim, utilizando uma ficha de campo que continha data e hora como campos a serem também preenchidos, era possível acompanhar as variações de umidade volumétrica dos perfis de materiais inconsolidados. A frequência das leituras nos tensiômetros ocorreu de maneira não regular, porém aproximadamente quinzenal. Somente em um local foram obtidas leituras diárias.

Outro fator importante refere-se ao nível de água no interior dos tensiômetros que teve que ser verificado frequentemente, pois se este se rebaixar além do nível do manômetro, a qualidade dos resultados pode ser comprometida. Neste caso, os níveis devem ser restabelecidos com o uso de água deaerada. Ressalta-se que o rebaixamento é causado pela tentativa do solo em absorver água através da pedra porosa para equilíbrio das pressões, e este processo costuma ser mais intenso durante a escassez de chuvas, quando a sucção do solo pode atingir valores elevados.

Este foi um dos motivos que culminou com a decisão sobre a retirada dos conjuntos de tensiômetros de campo no final de 2008 para serem recalibrados em laboratório. Tal decisão se deveu ao fato de as sucções terem alcançado níveis

superiores àqueles relativos aos limites de cavitação da água e de entrada de ar na pedra porosa, ao longo do período de estiagem de 2008.

Considerando todos estes aspectos, o Apêndice XIII apresenta os gráficos resultantes das medidas de tensiômetros para os três locais onde os conjuntos estão instalados sobre os materiais da Formação Botucatu.

### **8.3.1 Análise dos dados dos tensiômetros**

De modo geral, as oscilações presentes no gráfico de TS1 são maiores em relação aos demais. Tais oscilações são mais aparentes quanto mais próximo à superfície estiver o tensiômetro, indicando que a dinâmica de umidades na porção superior do terreno é normalmente alta.

Os ensaios de infiltração realizados apontam que os materiais inconsolidados deste local possuem condutividades hidráulicas superiores aos dos demais, indicando maiores velocidades das frentes de umedecimento. Nestas condições de alta velocidade, em que os valores de umidade podem variar rapidamente, possivelmente não há tempo suficiente para que o equilíbrio de pressões no interior do tensiômetro seja atingido.

Para que a avaliação do comportamento dos perfis de umidade em função de eventos específicos fosse feita, utilizaram-se os dados do local onde havia informações diárias (TS1). Sendo assim, a partir das medidas obtidas para o ano de 2009, foram escolhidos 2 períodos no sentido de analisar as condições de recarga, entre 10/04 a 14/05 (Figura 134 e Figura 135) e entre 20/11 a 20/12 (Figura 136 e Figura 137).

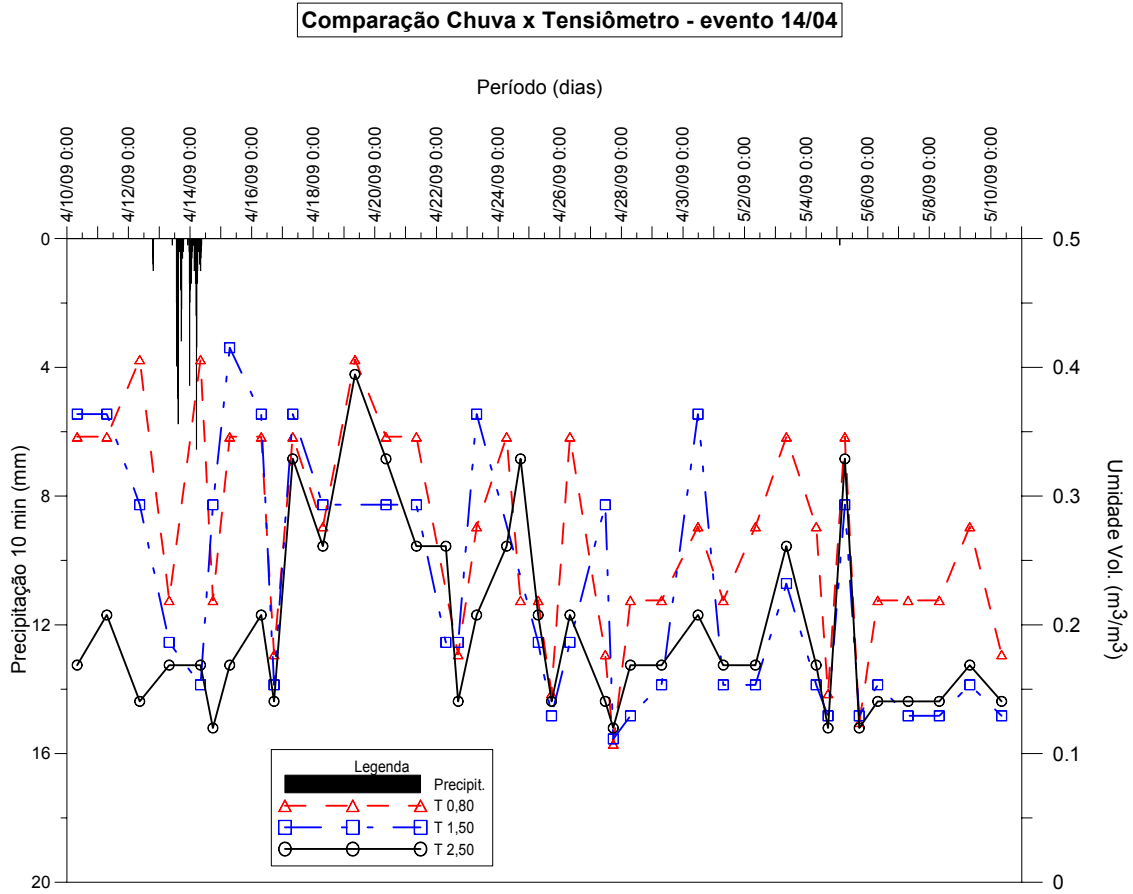


Figura 134 – Variações de umidade registradas nos tensiômetros de 80, 150 e 250 cm de profundidade após o evento de 14/04/2009.

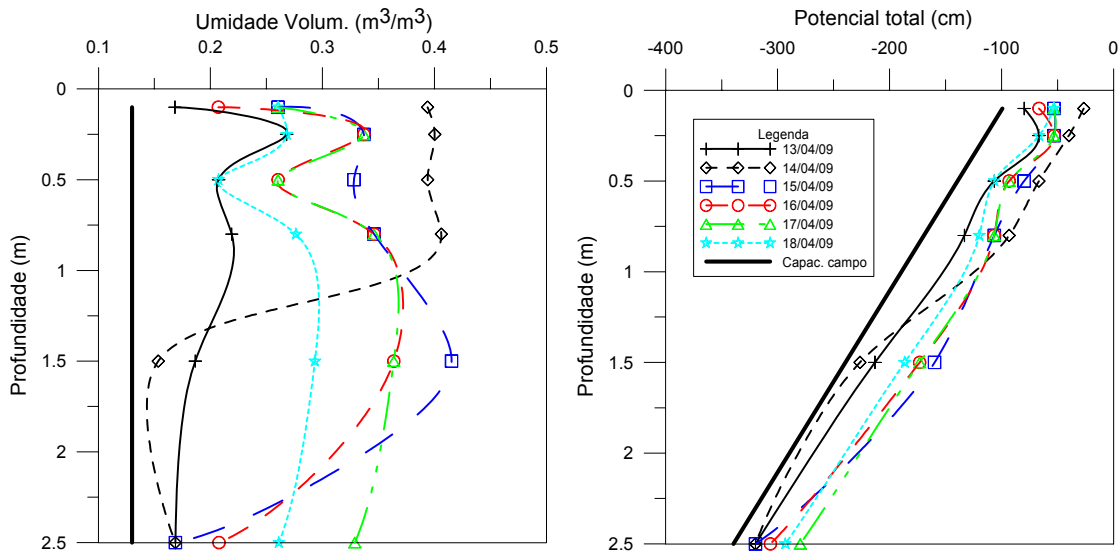
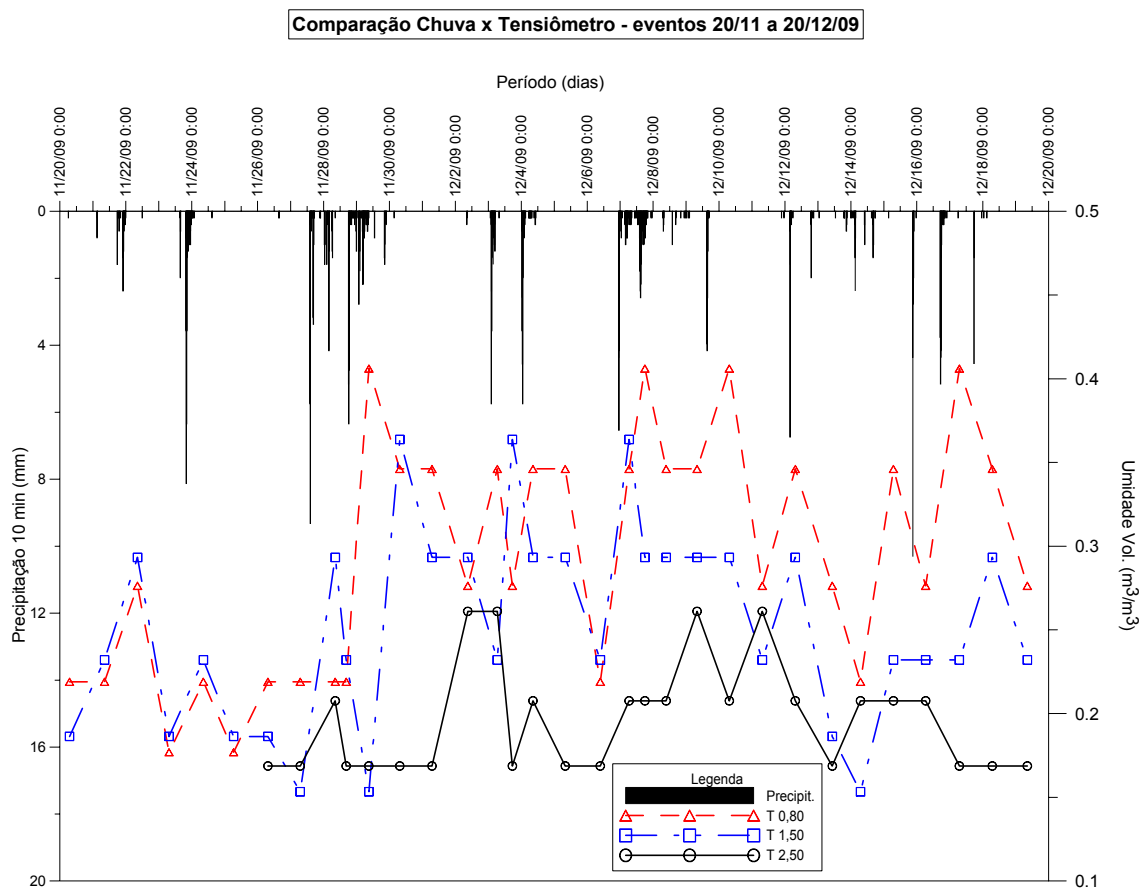
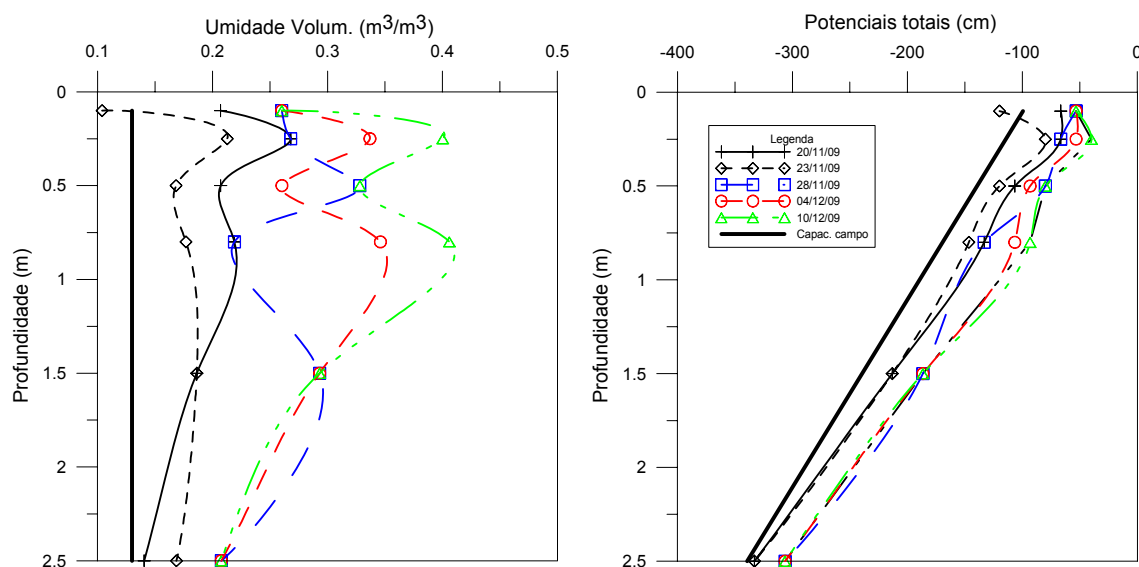


Figura 135 – (a) variação do perfil de umidade com o tempo; (b) variação do perfil de potenciais totais.



**Figura 136 – Variações de umidade registradas nos tensiômetros de 80, 150 e 250 cm de profundidade – eventos de 20/11 a 20/12/2009.**



**Figura 137 – (a) variação do perfil de umidade com o tempo; (b) variação do perfil de potenciais totais.**

Considerando as curvas da Figura 96 e os ensaios de infiltração realizados, os valores de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) variam entre 5 e 15 mm/10min.



Sendo assim, observando-se as Figura 134 e Figura 136, praticamente todo o volume de precipitação é infiltrado, uma vez que a grande maioria dos eventos de 10 minutos de duração não supera os valores de  $K_s$  de superfície. Isto implica dizer que os volumes relativos ao escoamento superficial são desprezíveis, ficando o volume infiltrado disponível tanto para a drenagem profunda (recarga) quanto para a evapotranspiração.

O evento ocorrido entre os dias 13 e 14 de abril de 2009 totalizou 100,34 mm de precipitação durante 19 horas praticamente ininterruptas. A passagem de uma frente de umidade pelo tensiômetro instalado a 80 cm de profundidade foi registrada coincidentemente com o término evento, ou seja, 19 horas após início. Já o tensiômetro de 150 cm refletiu a frente de umidade cerca de 40 horas após. O tensiômetro de 250 cm iniciou uma resposta ao evento cerca de 90 horas após, mantendo este reflexo por cerca de 5 dias. Após este período, as leituras de ambos os tensiômetros foram diminuindo e tendendo ao valor da capacidade de campo (Figura 134), que neste caso é de  $0,13 \text{ m}^3/\text{m}^3$ .

A Figura 135(a) apresenta os perfis de umidade que mostram a evolução da frente de umedecimento causada pelo evento de chuva. No dia 14/04, a frente de umedecimento atinge aproximadamente 80 cm de profundidade, para os registros obtidos cerca de 19 horas após o início da precipitação. Até esta profundidade, o ganho médio de umidade em relação ao dia anterior ao evento (13/04) foi  $0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , o que representa cerca de 130 litros por  $\text{m}^2$ , ou seja, 130 mm. Comparando este valor ao da precipitação, e descontando-se as eventuais imprecisões de leitura nos manômetros dos tensiômetros, isto implica que todo volume de chuva do evento foi infiltrado, corroborando assim os valores de  $K_s$  obtidos via ensaios de infiltração.

A redução de umidade ao longo do perfil ocorre basicamente em função da evapotranspiração, que é mais ativa nas camadas mais superficiais, e, principalmente, da drenagem. Foi considerado que o fluxo a partir da profundidade de 250 cm irá constituir recarga no futuro, uma vez que a evapotranspiração a partir deste ponto é insignificante, principalmente em locais em que a profundidade das raízes raramente excede 50 cm. Uma confirmação disso pode ser observada através da Figura 135(b). Em alguns dias, como em 13/04 e 16/04, ocorrem gradientes hidráulicos nulos na profundidade de aproximadamente 30 cm. Esta seria a profundidade que caracteriza o método do plano de fluxo zero (PFZ) (ver item 2.10.1.2), correspondente ao nível que separa a região onde ocorre fluxo

ascendente, sujeito à evapotranspiração, da região onde ocorre somente fluxo descendente.

A partir do dia 15/04 ocorre a redistribuição de umidade ao longo do perfil. Neste dia, após 40 horas do início do evento, a frente de umedecimento atinge a profundidade de 150 cm. Por fim, a frente atingirá os 250 cm de profundidade dia 17/04, cerca de 90 horas após. Isto equivale a uma velocidade aproximada de  $6 \times 10^{-4}$  cm/s entre os dois últimos níveis de tensiômetros, o que é comparável aos valores de  $K_s$  mencionados, uma vez que os gradientes hidráulicos são bem próximos da unidade nesta profundidade, como pode ser observado na Figura 135(b) através da inclinação da curva neste ponto. Esta é uma velocidade tida como real, uma vez que a percolação ocorre através dos poros que constituem a porosidade efetiva do solo (umidade de saturação menos a capacidade de campo), que neste caso é de aproximadamente 0,25. Nestas condições, num perfil cujas propriedades se mantêm relativamente constantes em profundidade, o tempo para que a frente de umedecimento constitua uma recarga dependerá principalmente da espessura da zona não saturada. Portanto, considerando as profundidades de 5 a 20 m, típicas na área de estudo, estes tempos variam entre cerca de 10 e 40 dias, respectivamente.

A Figura 136 mostra a ocorrência de vários eventos, caracterizando uma temporada chuvosa. As respostas nos tensiômetros foram notadas em diversos momentos nos diferentes níveis de profundidade. Porém a correlação dos eventos de chuva com as respectivas respostas dos tensiômetros torna-se complicada devido à possível sobreposição de diferentes frentes de umedecimento. De qualquer forma, a umidade volumétrica média para o nível de 250 cm durante o período é de  $0,21 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , o que corresponde a um excedente de  $0,08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  em relação à capacidade de campo (Figura 137).

## 8.4 Análise geral do monitoramento

As chuvas da região seguem estatisticamente um comportamento padrão, no qual as chuvas são majoritariamente de pequena intensidade, mesmo quando se analisa intervalos curtos.

Porém, mesmo a maioria dos eventos sendo de intensidade baixa, verifica-se que as simulações que visam a avaliação da recarga não devem empregar valores médios diários de precipitação, devido a prováveis prejuízos no balanço dos volumes que infiltram e que escoam. Passos de tempo (time step) curtos, como o de 10 minutos, apresentaram-se satisfatórios para problemas desta natureza.

A locação das perfurações de poços de monitoramento deve ser estabelecida com base no mapa dos materiais inconsolidados, no sentido de indicar a sua representação hidrogeológica, e no mapa de profundidades da zona saturada, que fornecem informações a respeito das profundidades de perfuração e, conseqüentemente, custos. Poços instalados próximos a áreas de descarga e de resposta rápida aos eventos de chuva podem não refletir informações satisfatórias quanto aos eventos, uma vez que as oscilações que neles ocorrem são fortemente influenciadas pela redistribuição de pressões da zona saturada encosta acima.

Conseqüentemente, é aconselhável perfurar de poços de monitoramento a partir de meia encosta ao topo, com vista a determinação de recarga direta por métodos como o da flutuação dos níveis de água da zona saturada (HEALY e COOK, 2002).

Além disso, métodos como o acima referido geram resultados mais confiáveis em relação à recarga quanto mais freqüentes forem as leituras, uma vez que as frentes de umedecimento de duração curta podem ser detectadas. Neste sentido, a utilização de instrumentos eletrônicos de medição contínua torna-se útil, além de constituírem alternativas para redução de custos quanto a deslocamentos frequentes.

Assim como os ensaios de infiltração, os registros obtidos através dos tensiômetros confirmam que a maior parte dos volumes precipitados é infiltrada, tornando o escoamento superficial desprezível.

A porção da zona não saturada em que a evapotranspiração é significativamente ativa vai até 30 cm de profundidade aproximadamente, segundo o método do plano de fluxo zero (PFZ).

O volume de água que passa através do nível de 250 cm de profundidade foi considerado como um fluxo disponível para a recarga no futuro, sendo o tempo para

que este fluxo constitua uma recarga dependente da profundidade até a zona saturada.

Considerando as profundidades mais comuns da zona saturada para a região, as frentes de umedecimento podem se tornar disponíveis para a recarga em tempos que variam entre 10 e 40 dias para eventos de chuva.

As oscilações registradas durante o período de declínio das umidades foram associadas às redistribuições ao longo do perfil e aos possíveis erros de leitura no manômetro de pressão dos tensiômetros. Vale salientar que as leituras de sucção (pressão negativa) caíam geralmente na faixa de desaturação da curva de retenção, onde uma pequena variação de sucção implica uma abrupta variação de umidade volumétrica.



## **Capítulo 9 – Ensaio de infiltração com controle por eletrorresistividade**

---

Embora este capítulo refira-se a outro ensaio de infiltração, optou-se pela criação deste independente do anterior por tratar-se de uma nova proposta de ensaio, que visa a avaliação dos parâmetros hidráulicos e de transporte de poluentes. O ensaio envolveu a aplicação da técnica de investigação geofísica por eletrorresistividade para controle da frente de umedecimento e dos poluentes, sendo realizado através de dois tipos.

O primeiro tipo consiste num ensaio de infiltração de grandes dimensões, como proposto por Libardi *et al.* (1980), para a determinação das funções de condutividades hidráulicas não saturadas de campo. Como descrito no item 2.8.2, o perfil de solo é inicialmente umedecido com a aplicação de uma lâmina de água em superfície e, depois de cessada a infiltração, ocorre a fase de redistribuição das umidades ao longo do perfil, que é verificada por meio de tradagens periódicas. Os procedimentos de realização desta etapa de ensaio criam situações de campo que possibilitam a aplicação de condições de contorno para as equações de fluxo, permitindo assim a obtenção das condutividades hidráulicas segundo Libardi *et al.* (1980).

O segundo tipo possui como objetivo principal a avaliação dos parâmetros de transporte de íons, no caso o sódio ( $\text{Na}^+$ ), mais especificamente o fator de retardamento e a sorção. Embora os procedimentos de campo para esta etapa sejam os mesmos da primeira, as amostras oriundas das tradagens, além de possibilitarem a determinação das umidades, foram também submetidas ao processo de extração de  $\text{Na}^+$  em laboratório segundo a metodologia da Embrapa (1999). Desta forma, tornou-se possível avaliar a evolução do transporte de íons e as características de retardo através do controle das concentrações de  $\text{Na}^+$  em profundidade.

Para auxiliar as análises de ambos os tipos deste ensaio, foram utilizadas investigações geofísicas de eletrorresistividade, através da técnica do caminhamento elétrico (CE). O emprego desta técnica permite a obtenção de

seções de resistividade (imageamento), que foram associadas às diversas tradagens realizadas. Desta forma, foi possível correlacionar as variações de umidade às variações de resistividade ao longo do perfil, constituindo, portanto um recurso útil para o acompanhamento da redistribuição de água no solo. Tal procedimento pode ser usado no monitoramento de frentes de umidade, relacionado a diversos aspectos ambientais (movimentos de massa gravitacionais, recarga, entre outros) e das frentes de poluentes relacionados a eventos de chuvas, processos de irrigação, entre outros.

## 9.1 Procedimentos do ensaio

O ensaio foi realizado em uma trincheira de 1 x 10 m (Figura 138) e consistiu em dois tipos, sendo o primeiro utilizando água natural e o segundo com o uso de solução salina de NaCl (Figura 140). Cada um dos tipos compunha-se de duas etapas: a infiltração (Figura 139 e Figura 141), que durava cerca de 4 horas; e a redistribuição, durante a qual as tradagens e CE's periódicos foram realizados e que se estendia até 24 horas após o término da infiltração. Deste modo, anterior à infiltração, uma seção de resistividade foi executada e uma tradagem realizada para a determinação das umidades iniciais. Logo após a infiltração, iniciaram-se os procedimentos da etapa de redistribuição, sendo o início do segundo tipo do ensaio correspondente ao término do primeiro tipo.

Para a segunda etapa, decidiu-se por realizar o espalhamento do sal (NaCl) no interior da trincheira de ensaio antes do início do processo de infiltração, fazendo com que solubilização do sal ocorresse mediante o enchimento das trincheiras com água. Embora esta alternativa tivesse como desvantagem o fato de as concentrações da solução serem variáveis (decrecentes), ela foi adotada com o intuito de prevenir o tanque metálico contra a ferrugem, assim como a necessidade de agitação da solução na trincheira e no tanque.

Os passos para a realização deste ensaio em campo estão resumidos a seguir:

Primeiro tipo:

- abertura da trincheira de 1 x 10 m;

- realização da tradagem inicial para obtenção de umidades ( $t_0$ );
- obtenção do imageamento inicial ( $t_0$ ), através da técnica de caminhamento elétrico;
- início da infiltração;
- realização de tradagens e imageamentos após o processo de infiltração, em períodos de tempo que dependem das condições dos materiais geológicos;

Segundo tipo:

- obtenção da tradagem e do imageamento inicial;
- espalhamento do sal no interior da trincheira;
- início do processo de infiltração;
- realização de tradagens e imageamentos periódicos após o processo de infiltração;

As amostras extraídas com trado a cada 20 cm de profundidade foram armazenadas em sacos plásticos e acondicionadas de modo a prevenir eventuais perdas de umidade. Posteriormente, estas amostras foram levadas ao laboratório para a determinação das umidades gravimétricas, que possibilitava a obtenção das umidades volumétricas por meio de relações com os índices físicos. Além disso, as amostras oriundas da segunda etapa do ensaio eram submetidas ao procedimento de extração de  $\text{Na}^+$ .

Os procedimentos de extração de  $\text{Na}^+$  e de análises dos dados de eletrorresistividade, por não constituírem práticas muito recorrentes em Geotecnia, passam a ser descritos a seguir.





**Figura 138 – Distribuição dos eletrodos na trincheira de ensaio.**



**Figura 139 – Infiltração.**



**Figura 140 – Detalhe do espalhamento do NaCl no interior da trincheira.**



**Figura 141 – Infiltração da solução salina.**

### 9.1.1 Extração de Na<sup>+</sup>

As amostras de solo retiradas no segundo tipo de ensaio foram submetidas ao processo de extração do íon sódio (Na<sup>+</sup>) segundo a metodologia desenvolvida pela Embrapa (1999). Nesta metodologia, a amostra é seca ao ar livre e dela é retirada uma parte para ser colocada em contato com uma solução duplo-ácida de HCl a 0,05 M e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> a 0,0125 M, formando uma mistura com razão solo-solução de 1:10. Após agitação mecânica de 30 minutos (Figura 142), a mistura solo-solução era filtrada em papel filtro de laboratório e o extrato resultante submetido à análise química em fotômetro de chama para a determinação da concentração de Na<sup>+</sup>.



Figura 142 – Agitador mecânico.

Em laboratório, foi padronizada a pesagem de 10 g de material para serem misturados aos 100 ml de solução duplo-ácida de HCl a 0,05 M e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> a 0,0125 M. Os cálculos utilizados para a conversão da concentração obtida em laboratório para a concentração do cátion em campo encontram-se descritos a seguir:

$$M_{Na} = C \cdot Vol$$

$$*V_w = w \cdot M_s$$

$$C_{NaC} = \frac{1000 \cdot M_{Na}}{V_w}$$

\* - considerando-se a massa específica da água  $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3 = 1 \text{ g/ml}$ .

Sendo:

$M_{Na}$  – massa do íon sódio ( $\text{Na}^+$ ) na amostra de laboratório [mg];

$C$  – concentração de  $\text{Na}^+$  do extrato, obtida no fotômetro de chama [mg/l];

$Vol$  – volume da solução duplo-ácida (100 ml = 0,1 l) [l];

$V_w$  – volume de água para uma amostra de 10 g de solo em campo [ml];

$w$  – umidade gravimétrica de campo;

$M_s$  – massa de solo seco utilizada na extração (10 g) [g];

$C_{NaC}$  – concentração de  $\text{Na}^+$  em campo [mg/l].

A relação da massa de  $\text{Na}^+$  com a massa de solo pode ser também avaliada, sendo útil na avaliação da sorção.

$$RM_{Na/S} = \frac{1000 \cdot M_{Na}}{M_s}$$

Sendo  $RM_{Na/S}$  a razão entre as massas do cátion  $\text{Na}^+$  e as massas de solo, expressa em  $\mu\text{g/g}$ .

### **9.1.2 Investigação geofísica - eletrorresistividade**

O método de investigação geofísica utilizado para auxiliar as análises de redistribuição de umidade e de transporte de  $\text{Na}^+$  foi o de eletrorresistividade, através da técnica do caminhamento elétrico. A aplicação desta técnica, como descrito em 2.13.2, permite a obtenção de seções bidimensionais de resistividade

(imageamento). Sendo a resistividade de um meio geológico um parâmetro que varia em função da umidade e da concentração de eletrólitos em solução, entre outros, a seção de resistividade obtida para cada tradagem realizada permite correlacionar as variações de umidade com as variações de resistividade aparente ao longo do perfil.

O equipamento utilizado em campo trata-se do resistímetro Syscal Pro, de dez canais de recepção, e de propriedade do Departamento de Geotecnia da EESC. Foi utilizada uma configuração de eletrodos com espaçamento de 50 cm (Figura 138), que apesar de não permitir uma grande profundidade de investigação (cerca de 1,5 m), proporciona um ganho de resolução das informações de resistividade.

Os resultados de eletrorresistividade foram tratados de maneira qualitativa através da análise das imagens de resistividade geradas pelo caminhamento elétrico, cuja seqüência permitia a verificação da evolução da frente de umedecimento para o primeiro tipo de ensaio, e da frente que delimita o fluxo de íons Na<sup>+</sup> no segundo tipo.

Análises quantitativas foram também realizadas empregando-se Lei de Archie (ARCHIE, 1942). A lei de Archie descreve uma relação que possibilita a obtenção das umidades volumétricas em função das resistividades elétricas obtidas em campo.

$$\rho = a \cdot \rho_w \cdot \eta^{-m} \cdot S^{-n}$$

Sendo:

$\rho$  – resistividade elétrica resultante [ohm.m];

$\rho_w$  – resistividade elétrica do fluido [ohm.m];

$\eta$  – porosidade;

$S$  – grau de saturação;

$a$  – constante empírica do reservatório;

$m$  e  $n$  – expoentes empíricos de cimentação e saturação, respectivamente.

Escrevendo a expressão acima em termos de umidade volumétrica, tem-se:

$$\rho = a \cdot \rho_w \cdot \theta^{-m} \cdot S^{(m-n)}$$

Sendo  $\theta$  a umidade volumétrica [ $\text{m}^3/\text{m}^3$ ].

Porém, a lei de Archie foi desenvolvida para meios geológicos cuja matriz pode ser considerada não condutora, com a condução ocorrendo somente através da solução (umidade) intersticial. Desta forma, a relação se aplica melhor para materiais essencialmente arenosos, não considerando os efeitos dos materiais argilosos.

Por este motivo, Shah e Singh (2005) desenvolveram relações de ajuste para a lei de Archie com o intuito de incluir os efeitos causados pelos materiais argilosos, através das seguintes relações:

$$a = 1,667 \cdot AG(\%)^{-0,55}$$

$$m = 0,92 \cdot AG(\%)^{0,2}$$

Sendo  $AG(\%)$  o conteúdo de material argiloso, expresso em percentual.

Segundo os autores, estas expressões são válidas para  $AG(\%)$  maiores do que 5% eo expoente  $n$  é normalmente considerado igual a 2.

## 9.2 Resultados

Desta forma, foram realizados três ensaios (LB4, LB5 e LB6) em locais diferentes (Apêndice VI), porém ambos em área de materiais residuais inconsolidados da Formação Botucatu, que passam a ser descritos a seguir:

### 9.2.1 Local 1- Ensaio LB4

As características dos materiais residuais inconsolidados do Local 1, localizado no Mapa do Apêndice VI no ponto referente ao Ensaio LB4, encontram-se resumidos na Tabela 44, onde se pode notar grande homogeneidade ao longo do perfil.

**Tabela 44 – Variação dos índices físicos dos materiais com a profundidade – Local 1.**

<b>PROF. (cm)</b>	<b><math>\rho_d</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b><math>\rho_s</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>e</b>	<b><math>\eta</math></b>
0	1,737	2,649	0,525	0,344
20	1,737	2,649	0,525	0,344
40	1,629	2,649	0,626	0,385
60	1,589	2,649	0,667	0,400
80	1,589	2,649	0,667	0,400
100	1,570	2,649	0,687	0,407
120	1,550	2,649	0,709	0,415
140	1,532	2,649	0,729	0,422

Sendo:  $\rho_d$  – massa específica aparente seca;  $\rho_s$  – massa específica dos sólidos; e – índice de vazios;  $\eta$  – porosidade.

A seqüência de atividades durante o ensaio encontra-se na Tabela 45, na qual se verifica que para cada tradagem realizada uma seção de resistividade elétrica era obtida.

**Tabela 45 – Sequência de atividades para o ensaio de infiltração conjugado com geofísica – Local 1.**

<b>Dia e hora</b>	<b>Atividade</b>
26/8/2009 10:30	T0 e GFT0
26/8/2009 11:00	início da infiltração
26/8/2009 16:00	fim da infiltração e T1
26/8/2009 16:30	GFT1
26/8/2009 18:00	T2
26/8/2009 18:30	GFT2
27/8/2009 09:30	T3 = S0
27/8/2009 10:30	GFT3 e início da infiltração com sal
27/8/2009 13:30	fim da infiltração e S1
27/8/2009 14:00	GFS1
27/8/2009 15:00	S2
27/8/2009 15:30	GFS2
27/8/2009 16:30	S3
27/8/2009 17:00	GFS3
28/8/2009 09:30	S4
28/8/2009 10:00	GFS4

Sendo que as iniciais T e S indicam as tradagens relativas às infiltrações de água natural e de solução salina, respectivamente, e GF as seções de resistividades elétricas.

### 9.2.1.1 Primeiro tipo de ensaio

A determinação das umidades das amostras oriundas das tradagens permitiu a obtenção dos perfis de umidades em diferentes tempos, retratando assim o

processo de redistribuição da água no solo através da evolução das frentes de umedecimento, como mostra a Figura 143.

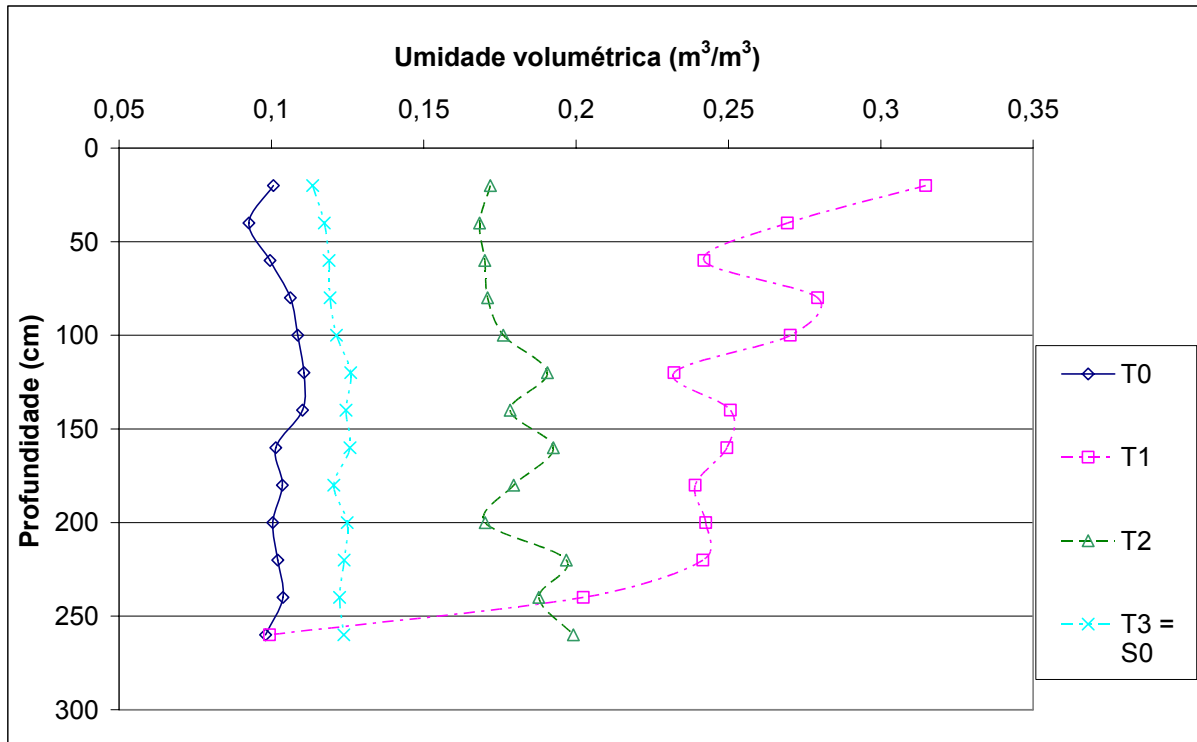


Figura 143 – Redistribuição da água durante a etapa de infiltração de água – Local 1.

Logo após o término da infiltração que durou cinco horas, a tradagem T1 mostra que a frente de umedecimento atingiu a profundidade de 240 cm, correspondendo a uma velocidade real de percolação  $V_R$  de 0,0133 cm/s. Sendo a porosidade média do perfil igual a 0,38 e considerando a capacidade de campo igual 0,12, como mostra a Figura 143, a porosidade efetiva  $\eta_e$  ( $\eta_e = \eta - cc$ ) equivale a 0,26. Com isto, torna-se possível a determinação da velocidade darciniana  $V$ , que resulta em  $3,47 \times 10^{-3}$  cm/s ( $V = V_R \cdot \eta_e$ ). Esta é uma velocidade maior que a velocidade correspondente à condutividade hidráulica saturada, uma vez que o gradiente hidráulico  $i$  na frente de saturação é superior à unidade em função da existência de alto gradiente de sucção causado pelas forças capilares da matriz do solo abaixo da frente. Esta condição de gradiente hidráulico é característica de materiais granulares de elevada condutividade hidráulica, cuja forma da frente de saturação torna-se abrupta, similar à de um pistão, como descrito por Green e Ampt (1911).

A avaliação do gradiente hidráulico por ser feita através da verificação da variação de sucção na frente de saturação, como mostra a Figura 144, que foi obtida através da determinação da curva de retenção apresentada no item 5.2.3. Através da Figura 144 nota-se uma diferença de aproximadamente 60 cm de sucção entre os limites úmidos e secos da frente de saturação, o que gera um gradiente hidráulico de aproximadamente 4.

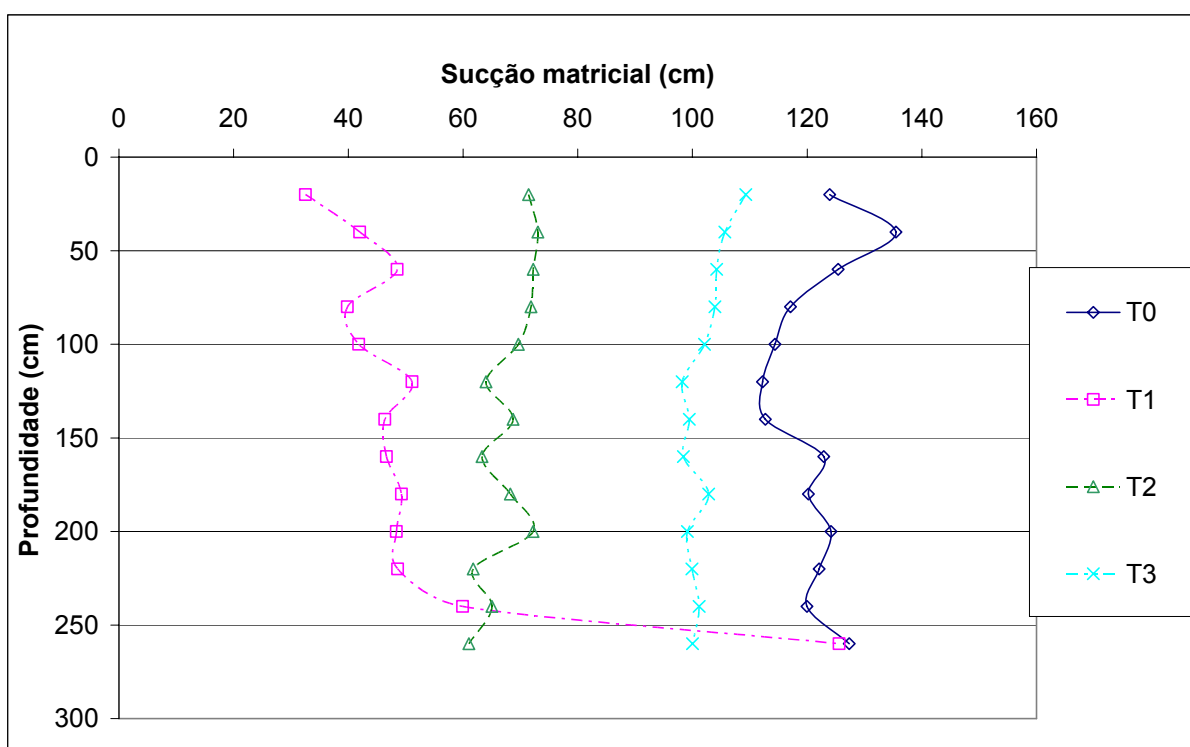


Figura 144 – Variação da sucção ao longo do perfil – Local 1.

Outra forma de avaliar o gradiente hidráulico na frente de saturação seria conhecendo-se a condutividade hidráulica do meio para aquelas condições de umidade. A condutividade hidráulica é um parâmetro que depende da umidade em que o solo se encontra, e um recurso útil para a sua determinação é o emprego do método de Libardi *et al.* (1980).

Para tanto, a tratagem T1 foi considerada como a inicial (tempo zero) e, assim, T2 e T3 ocorreram 2 e 17,5 horas após, respectivamente. Isto permitiu as correlações de umidade e  $\ln$  do tempo, fundamentais para a determinação das funções de condutividade hidráulica não saturada de acordo com o método de Libardi *et al.* (1980). Ressalta-se que as umidades referentes a T3 encontraram-se



muito próximas à capacidade de campo, tornando desnecessárias tradagens subseqüentes.

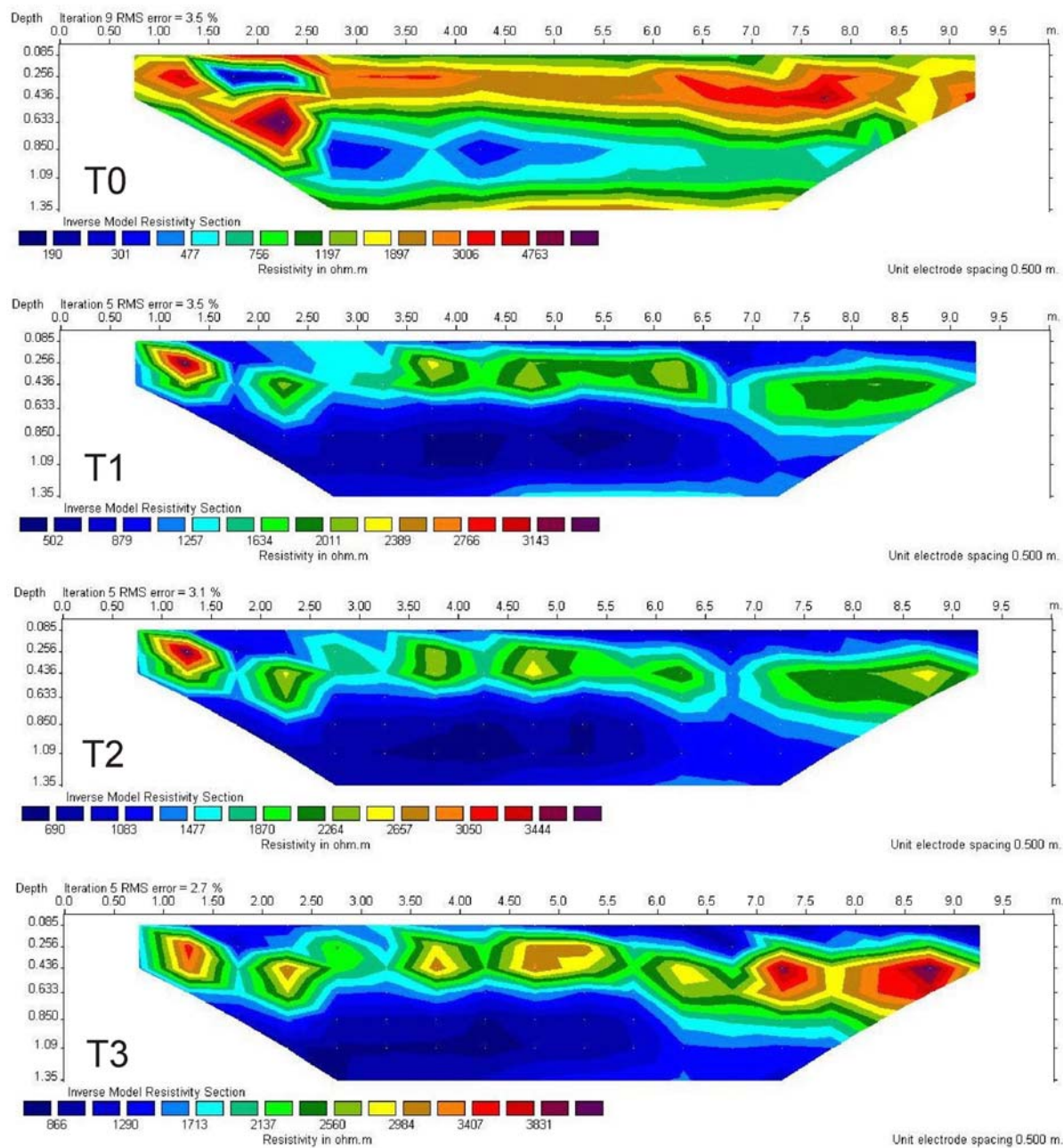
Seguindo os mesmos procedimentos de cálculo descritos em 2.8.2.1, as funções de condutividade hidráulica não saturada puderam ser determinadas, sendo relacionadas na Tabela 46.

**Tabela 46 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi *et al.* (1980).**

Profundidade (cm)	Função de condutividade hidráulica (cm/s)
20	$K(\theta) = 0,00063 \times e^{37,175(\theta - 0,344)}$
40	$K(\theta) = 0,000737 \times e^{42,553(\theta - 0,385)}$
60	$K(\theta) = 0,000609 \times e^{42,373(\theta - 0,4)}$
80	$K(\theta) = 0,000861 \times e^{42,017(\theta - 0,4)}$
100	$K(\theta) = 0,000962 \times e^{39,526(\theta - 0,407)}$
120	$K(\theta) = 0,000686 \times e^{33,557(\theta - 0,415)}$
140	$K(\theta) = 0,00072 \times e^{40,323(\theta - 0,422)}$
160	$K(\theta) = 0,000656 \times e^{32,468(\theta - 0,422)}$
180	$K(\theta) = 0,000652 \times e^{36,765(\theta - 0,422)}$
200	$K(\theta) = 0,000726 \times e^{47,847(\theta - 0,422)}$
220	$K(\theta) = 0,000662 \times e^{29,762(\theta - 0,422)}$
240	$K(\theta) = 0,000579 \times e^{33,223(\theta - 0,422)}$
260	$K(\theta) = 0,00037 \times e^{28,818(\theta - 0,422)}$

Através da Tabela 46, pode-se observar grande homogeneidade vertical em relação às condutividades hidráulicas saturadas  $K_0$ .

A Figura 145 apresenta as seções de resistividade elétrica obtidas via modelo de inversão do software RES2DINV para a etapa de infiltração com água, enquanto que a Figura 146 apresenta os perfis de resistividade extraídos destas respectivas seções nos locais onde foram realizadas as tradagens indicadas na Figura 143.



**Figura 145 – Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com água (primeira etapa) – Local 1.**

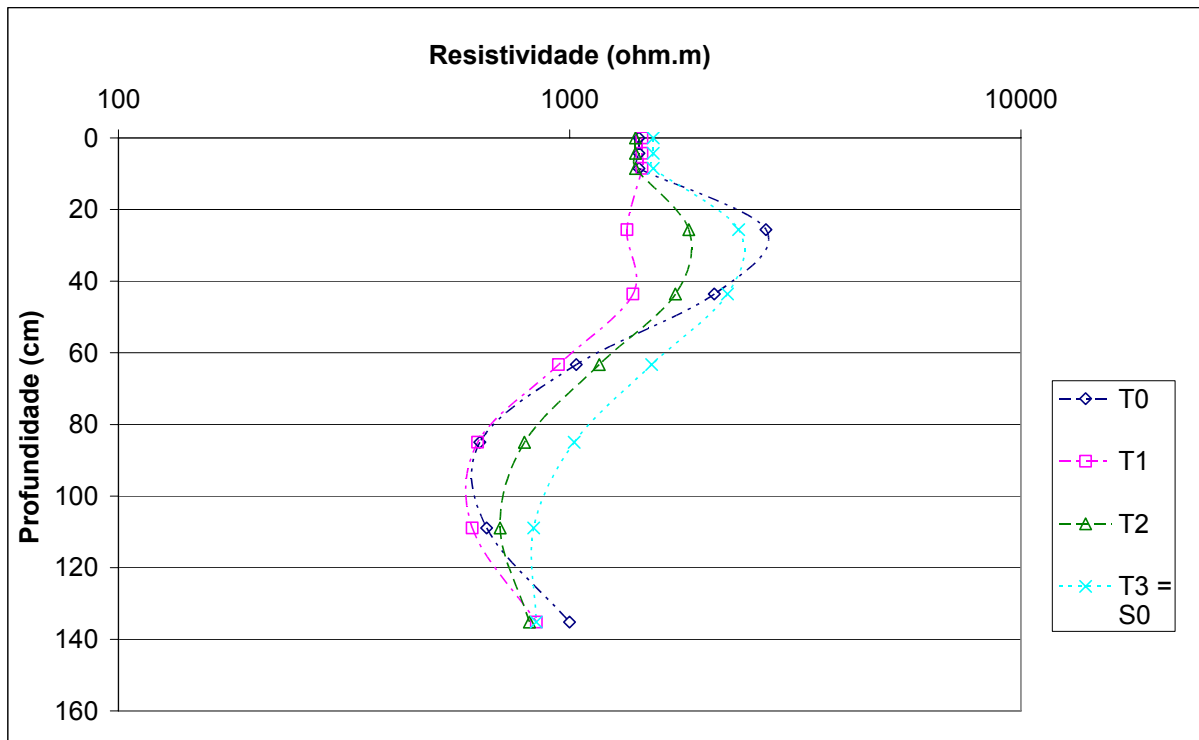


Figura 146 – Variação da resistividade elétrica em profundidade relativa à infiltração de água – Local 1.

A investigação geofísica atingiu a profundidade de 135 cm, por onde a frente de umedecimento já havia passado em T1. Porém, observa-se diminuição nos valores de resistividade elétrica após a passagem da frente de saturação (entre T0 e T1) e tendência de recuperação à medida que a drenagem se processa e as umidades se aproximam daquelas anteriores ao ensaio (T0).

O emprego da lei de Archie requer o conhecimento das resistividades elétricas (ou condutividade elétrica) do fluido em profundidade, fator que é de difícil controle durante as operações de campo. Esta dificuldade se deve às diferenças de concentrações dos sais presentes nos solos, principalmente nas camadas mais superficiais, que estão sujeitas aos processos naturais evolutivos e à lixiviação de sais e compostos orgânicos e inorgânicos, como também de eventuais pesticidas e fertilizantes agrícolas.

Este fato pode ser observado através da Figura 147, que mostra a comparação entre as umidades referentes às tradagens para a primeira etapa do ensaio e as respectivas umidades obtidas através da relação de Archie. Para tal foram consideradas as modificações de Shah e Singh (2005), utilizando-se os dados de resistividade elétrica adquiridos em campo pelo resistímetro, e adotando uma resistividade elétrica do fluido (água natural)  $\rho_w$  igual a 61,7 ohm.m para todo o perfil.

Este valor corresponde ao inverso da condutividade elétrica obtida em laboratório através de um condutímetro para uma amostra de água coletada no local de ensaio. Verifica-se que a correlação de Archie se ajusta melhor aos valores de tradagens à medida que o perfil de condutividade elétrica do fluido tende a um valor constante, como reflexo do ensaio de infiltração com água.

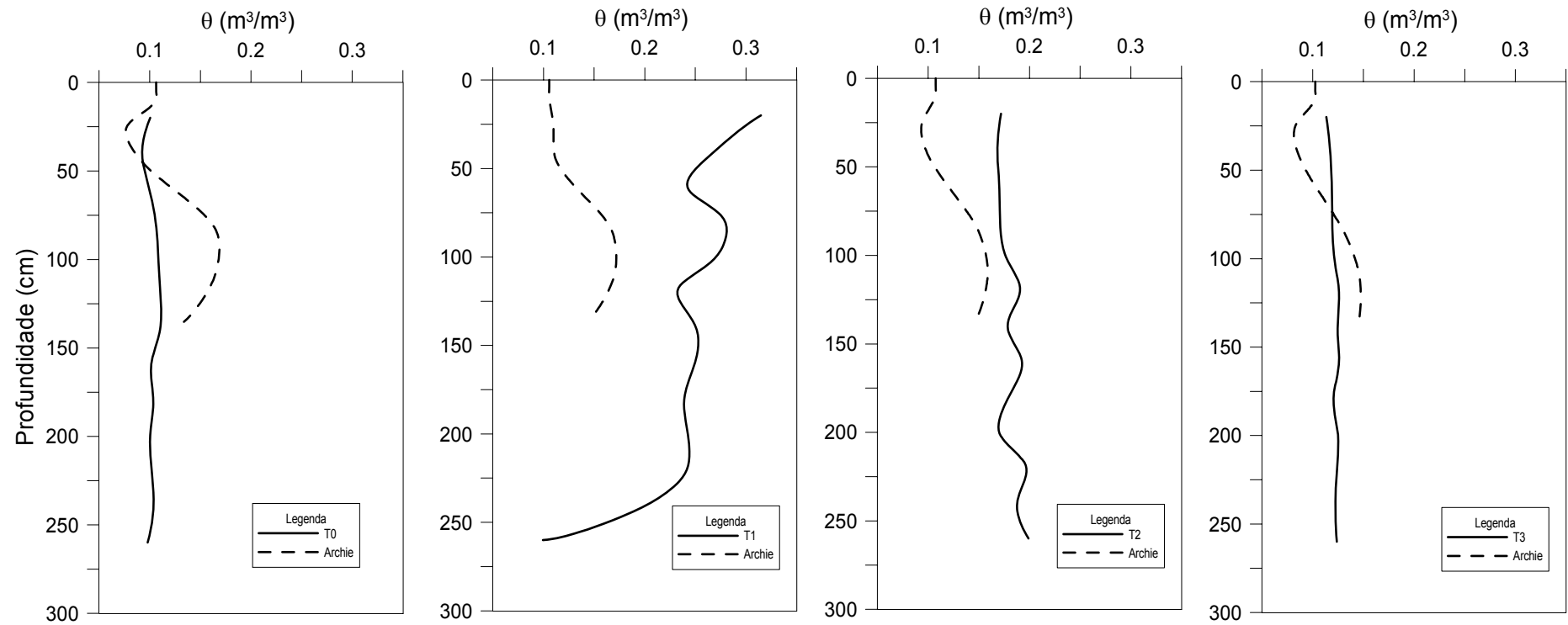


Figura 147 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para o primeiro tipo de ensaio – Local 1.

### 9.2.1.2 Segundo tipo de ensaio

A Figura 148 apresenta as variações de umidade volumétrica do segundo tipo do ensaio, que consistiu na infiltração de solução salina de NaCl. Observa-se que a profundidade alcançada pela frente de umedecimento nesta etapa, de aproximadamente 150 cm, foi menor que a da primeira etapa (Figura 143), quando atingiu 240 cm.

Sendo assim, e verificando que o tempo de infiltração durou cerca de 3 horas (Tabela 45), a velocidade real de percolação  $V_R$  alcançou de 0,0138 cm/s, muito próxima a da primeira etapa. Considerando ainda a porosidade média do perfil igual a 0,38, a capacidade de campo igual 0,12 e, conseqüentemente a porosidade efetiva  $\eta_e$  igual a 0,26, a velocidade darciniana  $V$  resulta em  $3,61 \times 10^{-3}$  cm/s ( $V = V_R \cdot \eta_e$ ), confirmando os valores encontrados para a etapa inicial.

Como no primeiro tipo, a frente de umedecimento adquiriu uma forma abrupta, que é característica de materiais granulares de elevada condutividade hidráulica e cuja pressão de entrada de ar para as condições não saturadas é relativamente baixa (item 5.2.3).

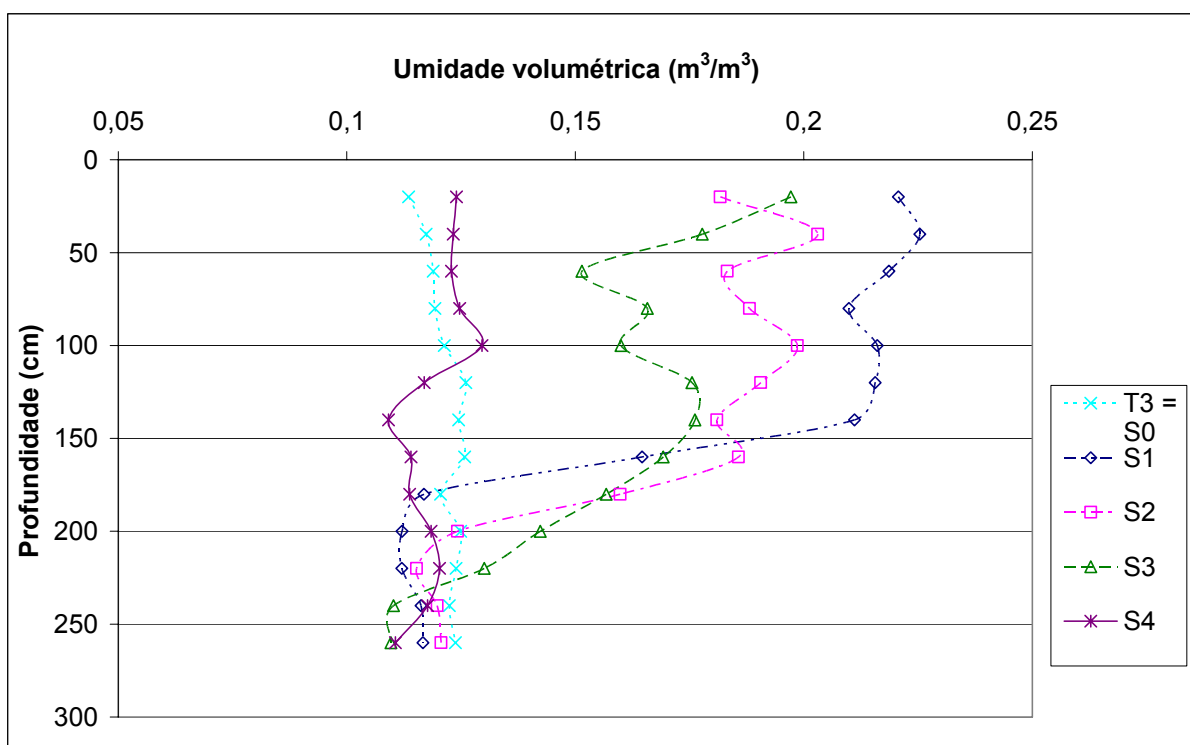


Figura 148 – Variação do perfil de umidades com o tempo para solução salina – Local 1.

A avaliação das variações de sucção nesta etapa do ensaio pode ser feita através da Figura 149, que também é útil para a determinação dos gradientes hidráulicos. O gradiente hidráulico resultou em 1,62, menor que na etapa anterior. Isto se explica pelo fato de as umidades iniciais para a segunda etapa apresentaram-se maiores que as iniciais da primeira etapa (ver T0 e T3=S0 na Figura 143), gerando, por conseguinte, gradientes de sucção mais reduzidos.

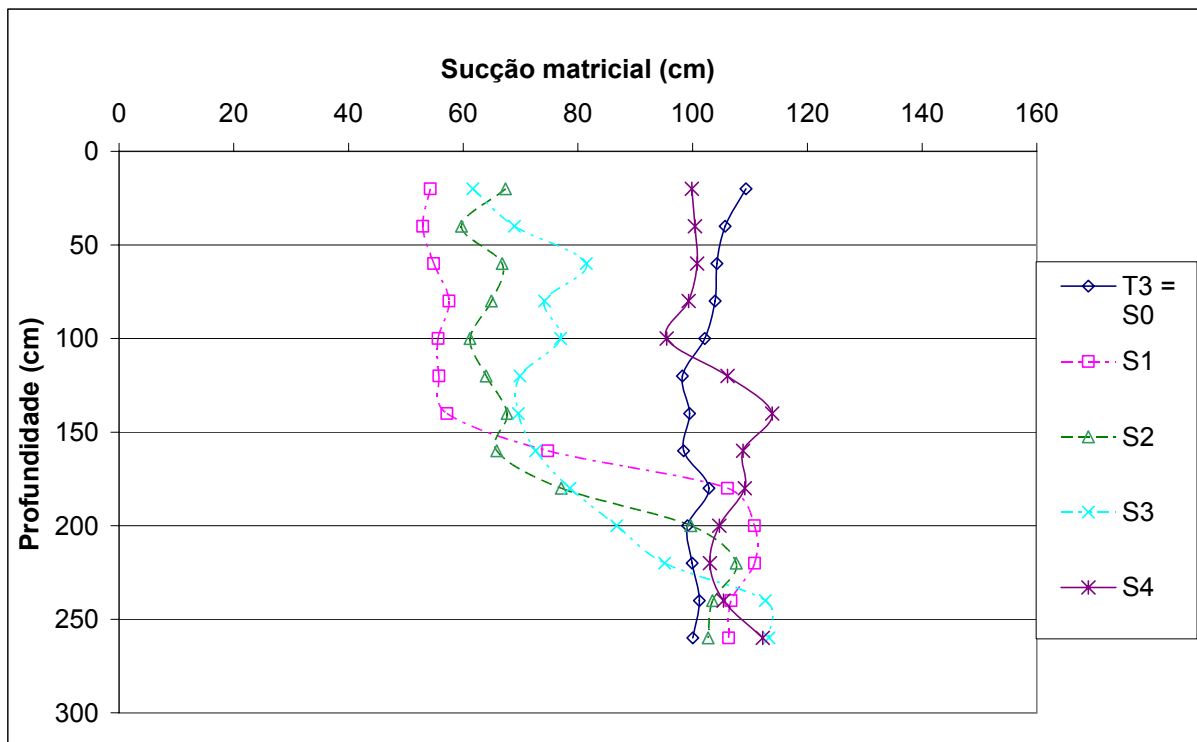


Figura 149 – Variação da sucção ao longo do perfil para a solução salina – Local 1.

O segundo tipo, como mencionado anteriormente, envolveu a infiltração de solução salina de NaCl como forma de avaliar as características dos parâmetros de transporte e de retardo do cátion  $\text{Na}^+$ , uma vez que o ânion  $\text{Cl}^-$  é normalmente considerado um traçador, que idealmente possui a mesma velocidade de percolação das moléculas de água. Sendo assim, extrações de  $\text{Na}^+$  foram realizadas conforme descrito no item 9.1.1, e os resultados das concentrações deste cátion em profundidade são mostrados na Figura 150.

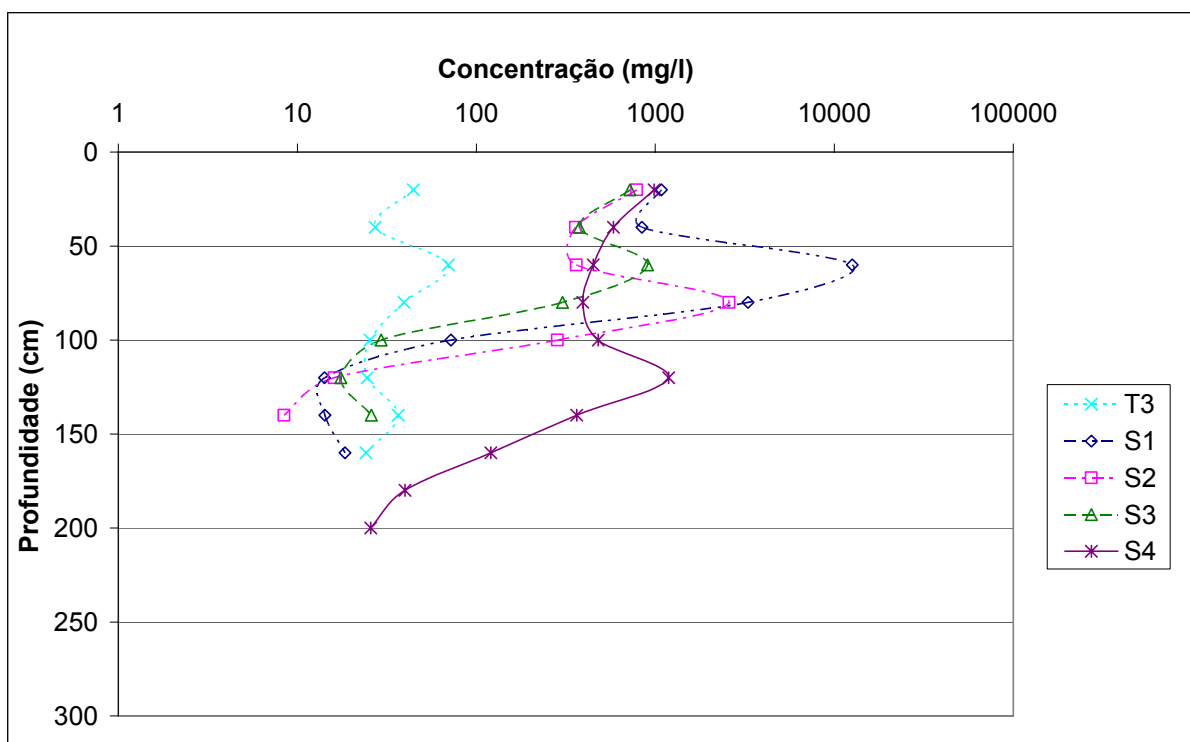


Figura 150 – Variação das concentrações de  $\text{Na}^+$  em profundidade com o tempo – Local 1.

O perfil inicial de concentração de  $\text{Na}^+$ , em  $T3=S0$ , indica concentrações naturais da ordem de 25 a 50 mg/l. Após a infiltração, os perfis de concentração de  $\text{Na}^+$  revelam a ocorrência de um pulso destacado para as profundidades de 60, 80 e 120 cm nas tradagens S1, S2 e S4, respectivamente. Nota-se que a magnitude destes picos tende a diminuir com o tempo, indicando que o  $\text{Na}^+$  está sendo adsorvido à medida que o processo de fluxo segue. Após a passagem dos picos, a concentração da solução tende a se estabilizar em torno de 900 mg/l nas porções superficiais, e atingir cerca de 500 mg/l em partes mais profundas. Esta diferença pode estar associada à maior massa específica aparente seca apresentada em superfície, como mostrado na Tabela 44, resultando em maior quantidade de argila por volume, ou mesmo à possível presença de matéria orgânica.

Observa-se também que a frente de  $\text{Na}^+$  atingiu aproximadamente 90 cm logo após a tradagem S1, e como a infiltração nesta etapa durou cerca de 3 horas (Tabela 45), a velocidade real de migração do sódio  $V_{RNa}$  foi de  $8,33 \times 10^{-3}$  cm/s. Neste mesmo momento, a frente de umedecimento atingiu cerca de 160 cm de profundidade, resultando numa velocidade real de percolação  $V_R$  de 0,0138 cm/s, como mencionado anteriormente. Portanto, seguindo a definição do coeficiente de retardo como a razão ( $V_R / V_{RNa}$ ),  $R_d$  iguala-se a 1,66.



Outro aspecto que pode ser avaliado refere-se à quantidade de sal adsorvida pelos materiais inconsolidados (sorção). Com o auxílio da Figura 151, observa-se que a razão de massa de soluto pela massa de solo  $RM_{Na/S}$  é da ordem de 2 a 3  $\mu\text{g/g}$  inicialmente, que são valores que podem estar associados ao coeficiente de partição do  $\text{Na}^+$  entre a solução duplo-ácida empregada na extração e a água. Após a passagem dos pulsos de  $\text{Na}^+$ ,  $RM_{Na/S}$  tende a se estabilizar entre 30 e 80  $\mu\text{g/g}$ , que consiste numa faixa de variação semelhante às obtidas para os ensaios de equilíbrio em lote dos mesmos materiais.

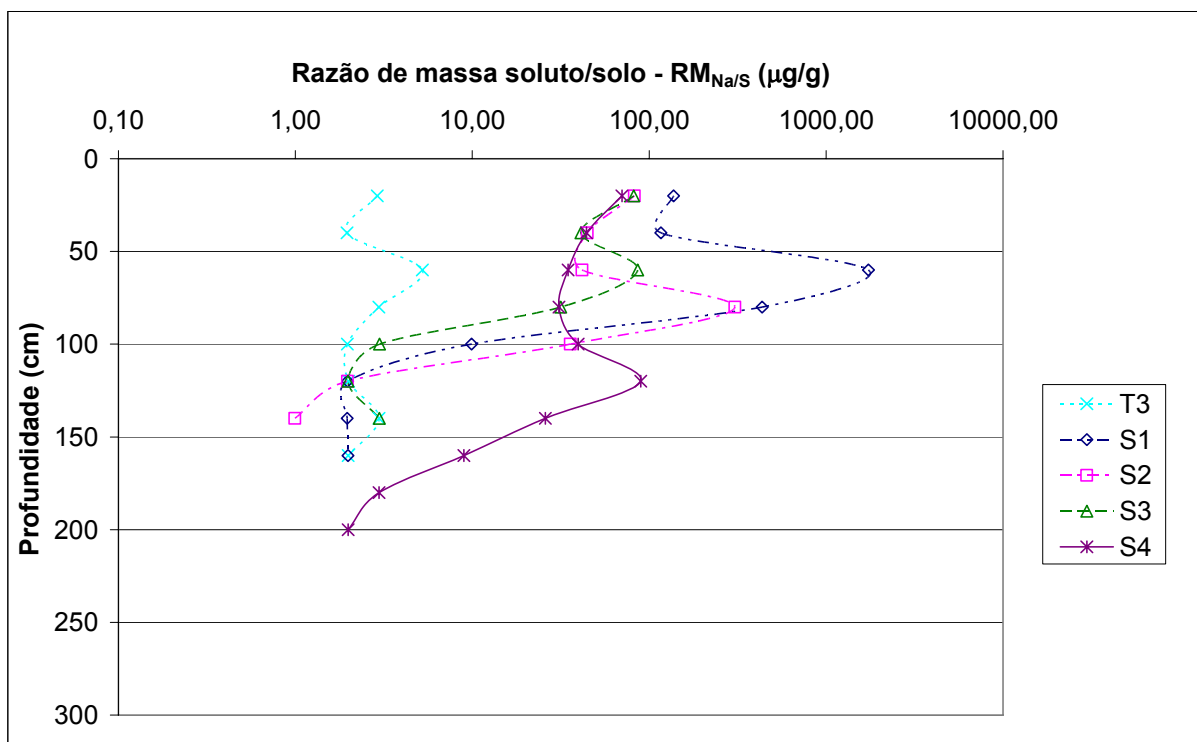
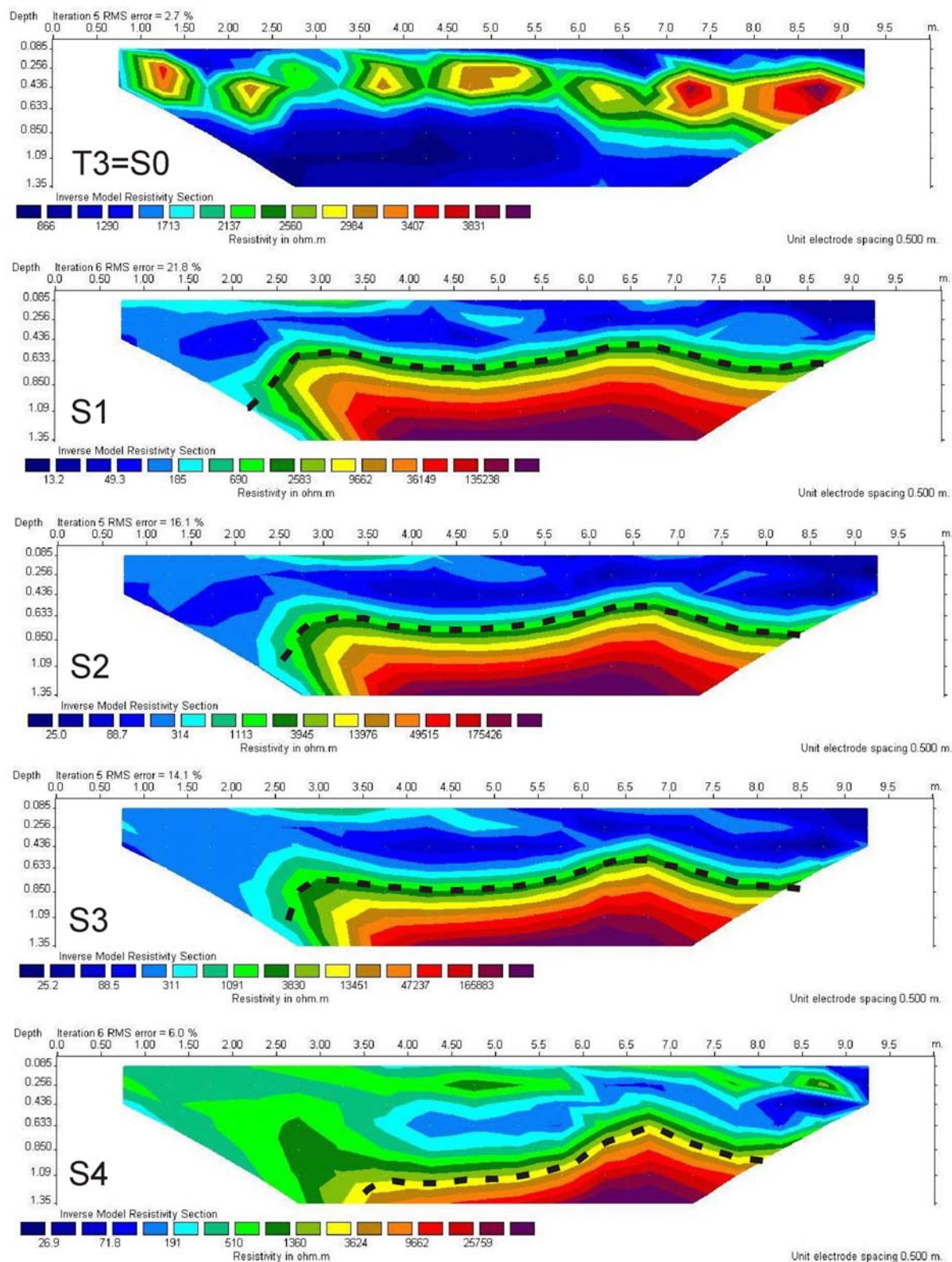


Figura 151 – Variação da razão de massa de  $\text{Na}^+$  e de massa de solo  $RM_{Na/S}$  – Local 1.

A frente de umedecimento no segundo tipo do ensaio atingiu cerca de 150 cm logo após a tradagem S1, profundidade superior àquela que os níveis de detecção do resistímetro conseguiram investigar. Porém, desta vez o caminhamento elétrico conseguiu detectar um contraste de resistividades bem definido, relativo às variações de concentrações de  $\text{Na}^+$  em profundidade, conforme pode ser observado na Figura 152 que indica a posição da frente de  $\text{Na}^+$  através da linha pontilhada.



**Figura 152 - Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com solução salina – Local 1.**

A Figura 153 apresenta os perfis de resistividade elétrica extraídos das respectivas seções de resistividades apresentadas na Figura 152 nas posições onde foram realizadas as tradagens da Figura 148 para a etapa de infiltração com solução

salina. A infiltração da solução salina provoca grande redução dos valores de resistividade elétrica nas porções superficiais em relação aos valores anteriores ao ensaio (T3=S0), concordando com as profundidades alcançadas pela frente de Na<sup>+</sup> mostradas na Figura 150. Com o tempo, estes valores reverterem a diminuição, porém estabilizando-se em valores ainda inferiores a T3 até a profundidade de 85 cm, como constatado através da comparação de S4 com T3. Esta diferença é associada somente aos conteúdos de Na<sup>+</sup> adsorvidos pelo solo, uma vez que as umidades entre estas tradagens são praticamente coincidentes, conforme se verifica na Figura 148.

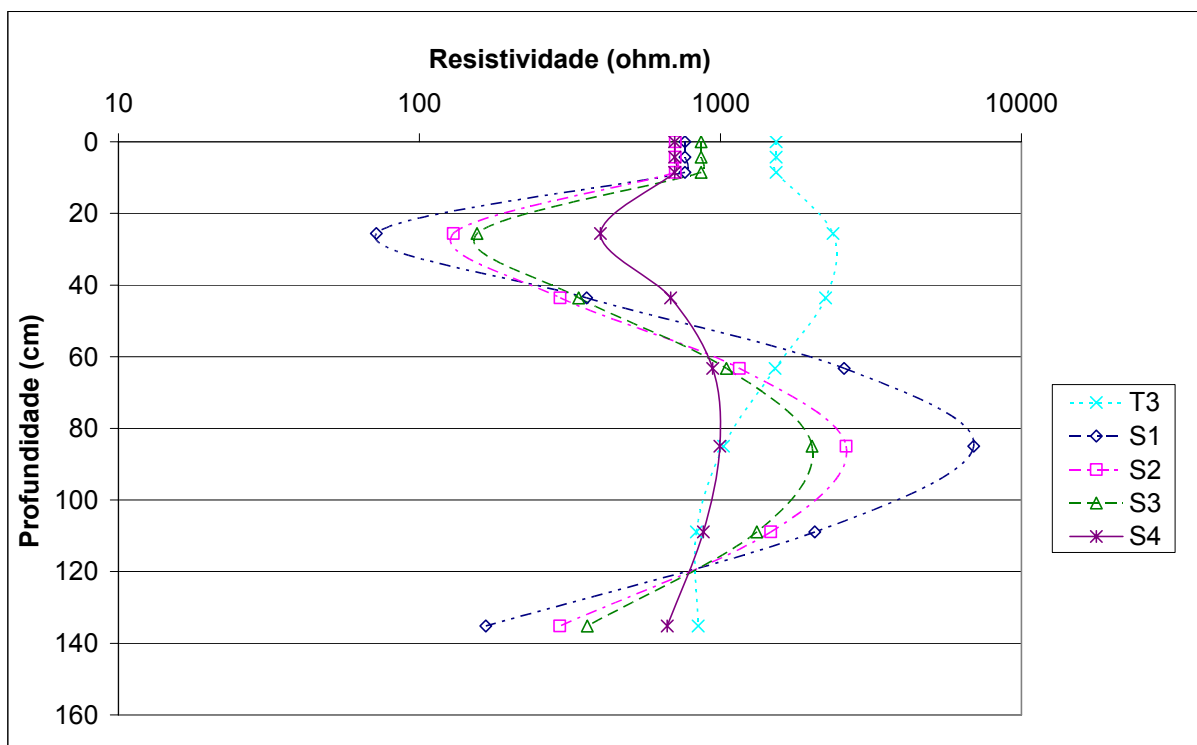


Figura 153 – Variação do perfil de resistividade elétrica em profundidade – Local 1.

A aplicação da lei de Archie com as modificações de Shah e Singh (2005) para o segundo tipo de ensaio é demonstrada na Figura 154. Devido à dificuldade de controle das resistividades elétricas do fluido  $\rho_w$  em profundidade, duas zonas de  $\rho_w$  foram assumidas em função do desenvolvimento da frente de Na<sup>+</sup> mostrada na Figura 150. Desta forma, foram adotadas resistividades  $\rho_w$  de 7,6 e 61,7 ohm.m para as zonas acima e abaixo da frente de Na<sup>+</sup>, respectivamente.

Verifica-se que a correlação de Archie se ajusta melhor aos valores de tradagens à medida que o perfil de condutividade elétrica do fluido tende a um valor

constante, como reflexo da homogeneização das concentrações de  $\text{Na}^+$  nos 135 cm (ver Figura 150) de profundidade das seções de resistividade.

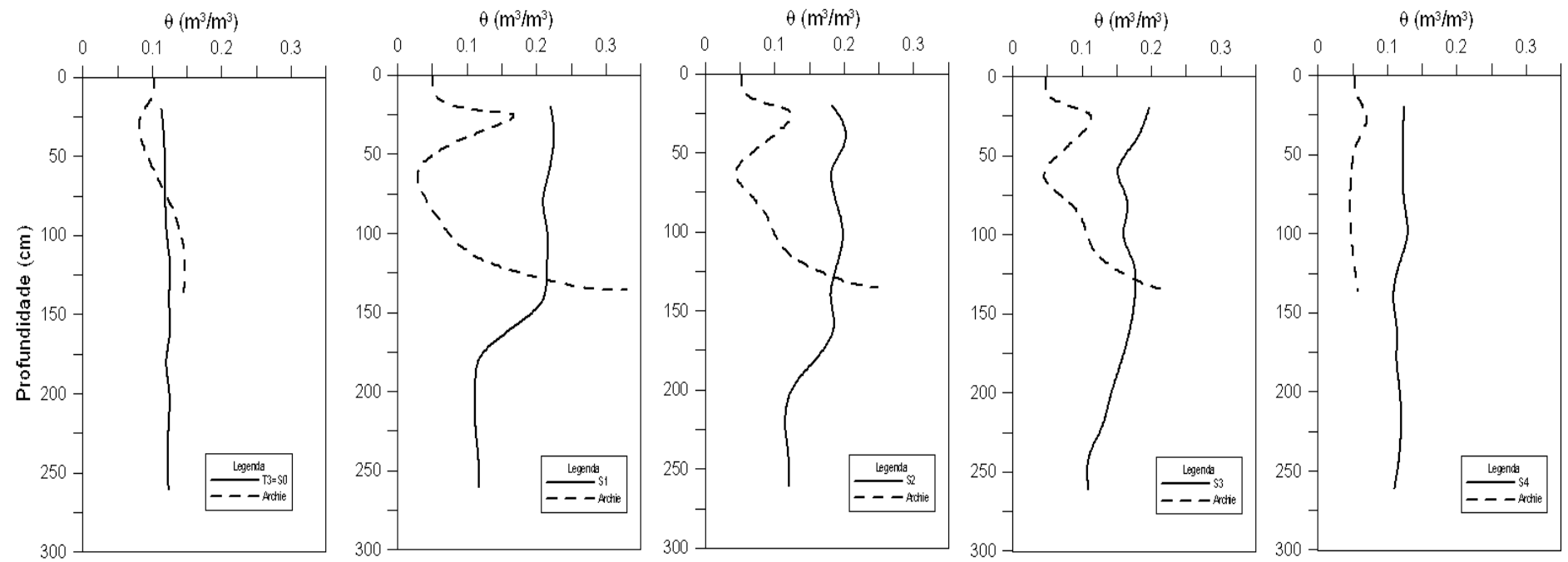


Figura 154 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para a solução salina – Local 1.

### 9.2.2 Local 2 – Ensaio LB5

Situado no Mapa do Apêndice VI no ponto referente ao Ensaio LB5, os materiais residuais inconsolidados do Local 2 apresentaram também grande homogeneidade ao longo do perfil. Amostras indeformadas extraídas para a realização de ensaios de curva de retenção por papel filtro forneceram as seguintes características físicas (Tabela 47):

**Tabela 47 – Índices físicos dos materiais inconsolidados no Local 2.**

<b>Índice físico</b>	<b>Valor</b>
Massa específica aparente seca $\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	1,569
Massa específica dos grãos $\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	2,651
Índice de vazios $e$	0,690
Porosidade $\eta$	0,408

A Tabela 48 apresenta a sequencia das atividades para o Local 2, sendo que para cada tradagem realizada uma seção de resistividade elétrica era obtida.

**Tabela 48 – Sequência de atividades para o ensaio de infiltração conjugado com geofísica – Local 2.**

<b>Dia e hora</b>	<b>Atividade</b>
14/9/2009 10:00	T0 e GFT0
14/9/2009 11:00	início da infiltração
14/9/2009 13:00	fim da infiltração e T1
14/9/2009 13:30	GFT1
14/9/2009 15:00	T2
14/9/2009 15:30	GFT2
15/9/2009 09:00	T3 = S0
15/9/2009 09:30	GFT3
15/9/2009 10:00	início da infiltração com sal
15/9/2009 12:45	fim da infiltração e S1
15/9/2009 13:00	GFS1
15/9/2009 15:00	S2
15/9/2009 15:30	GFS2
16/9/2009 08:00	S3
16/9/2009 10:00	GFS3

Sendo que as iniciais T e S indicam as tradagens relativas às infiltrações de água natural e de solução salina, respectivamente, e GF as seções de resistividades elétricas.

### 9.2.2.1 Primeiro tipo de ensaio

O processo de redistribuição da água no solo através da evolução das frentes de umedecimento, obtido pela determinação das umidades das amostras indeformadas das tradagens, é mostrado na Figura 155.

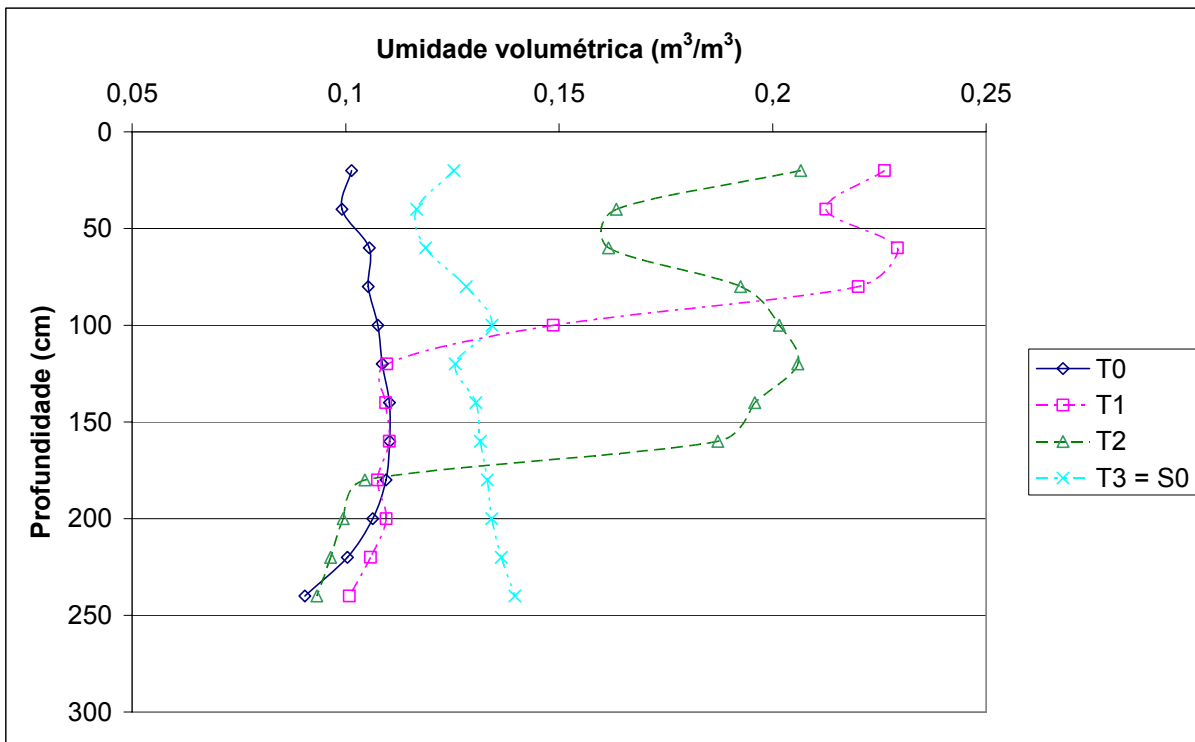


Figura 155 – Redistribuição da água durante a etapa de infiltração de água – Local 2.

Ao final de um período de infiltração de duas horas, a frente de umedecimento atingiu 100 cm de profundidade, como mostra a tradagem T1, e a velocidade real de percolação  $V_R$  correspondente foi de 0,0138 cm/s. Como a porosidade média do perfil é igual a 0,408 (Tabela 47) e considerando a capacidade de campo igual 0,11, como mostra a Figura 155, a porosidade efetiva  $\eta_e$  ( $\eta_e = \eta - cc$ ) equivale a 0,30. Com isto, a velocidade darciniana  $V$  resulta em  $4,17 \times 10^{-3}$  cm/s ( $V = V_R \cdot \eta_e$ ), que é uma velocidade maior que aquela correspondente à condutividade hidráulica saturada uma vez que o gradiente hidráulico  $i$  na frente de saturação é superior à unidade.

A Figura 156 mostra que, neste mesmo instante, a variação de sucção na frente de saturação foi de cerca de 60 cm entre os limites úmidos e secos da frente de saturação (nas profundidades de 80 e 120 cm, respectivamente). Com isso,

verifica-se que o gradiente hidráulico entre estes limites é de aproximadamente 2,5 e, conseqüentemente, a condutividade hidráulica  $K$  vale  $1,67 \times 10^{-3}$  cm/s (lei de Darcy -  $K=V/i$ ) para a profundidade de 100 cm (entre os limites úmido e seco) nas condições de umidade desta profundidade ( $\theta = 0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ).

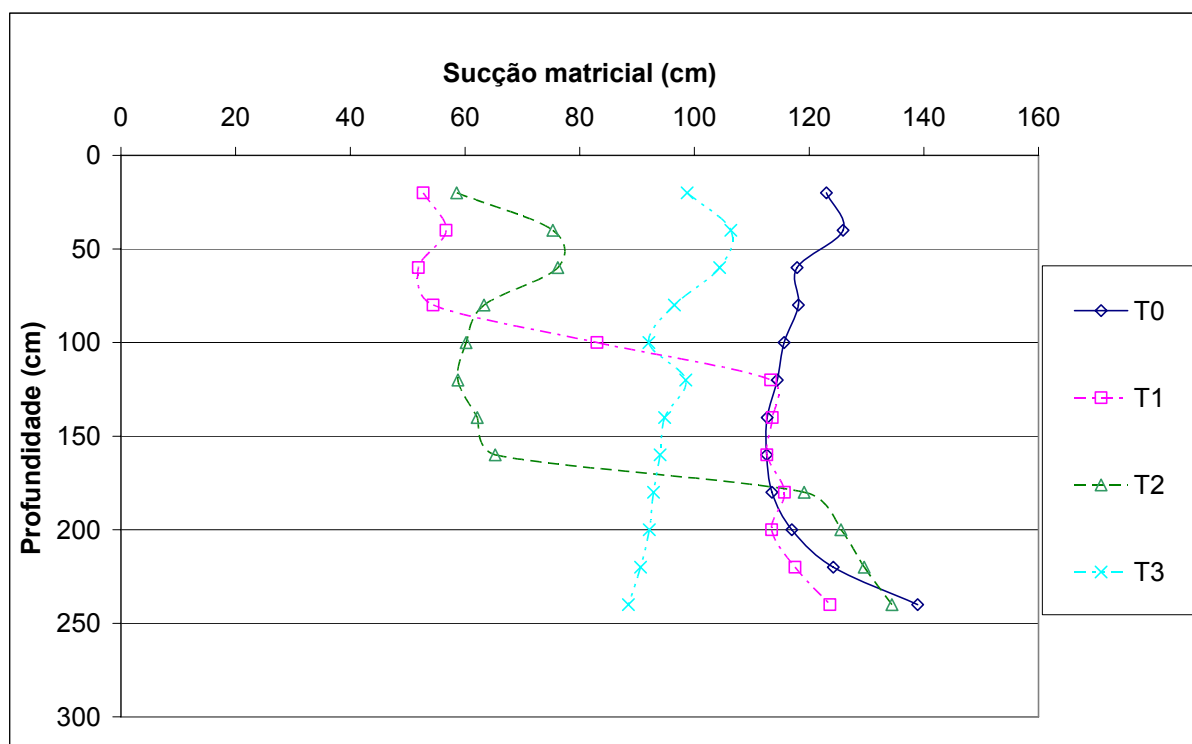


Figura 156 – Variação da sucção ao longo do perfil – Local 2.

Empregando-se o método do perfil instantâneo com as considerações de Libardi *et al.* (1980), como mencionado anteriormente, as funções de condutividade hidráulica puderam ser obtidas para este perfil, como mostra a Tabela 49.

**Tabela 49 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi *et al.* (1980) – Local 2.**

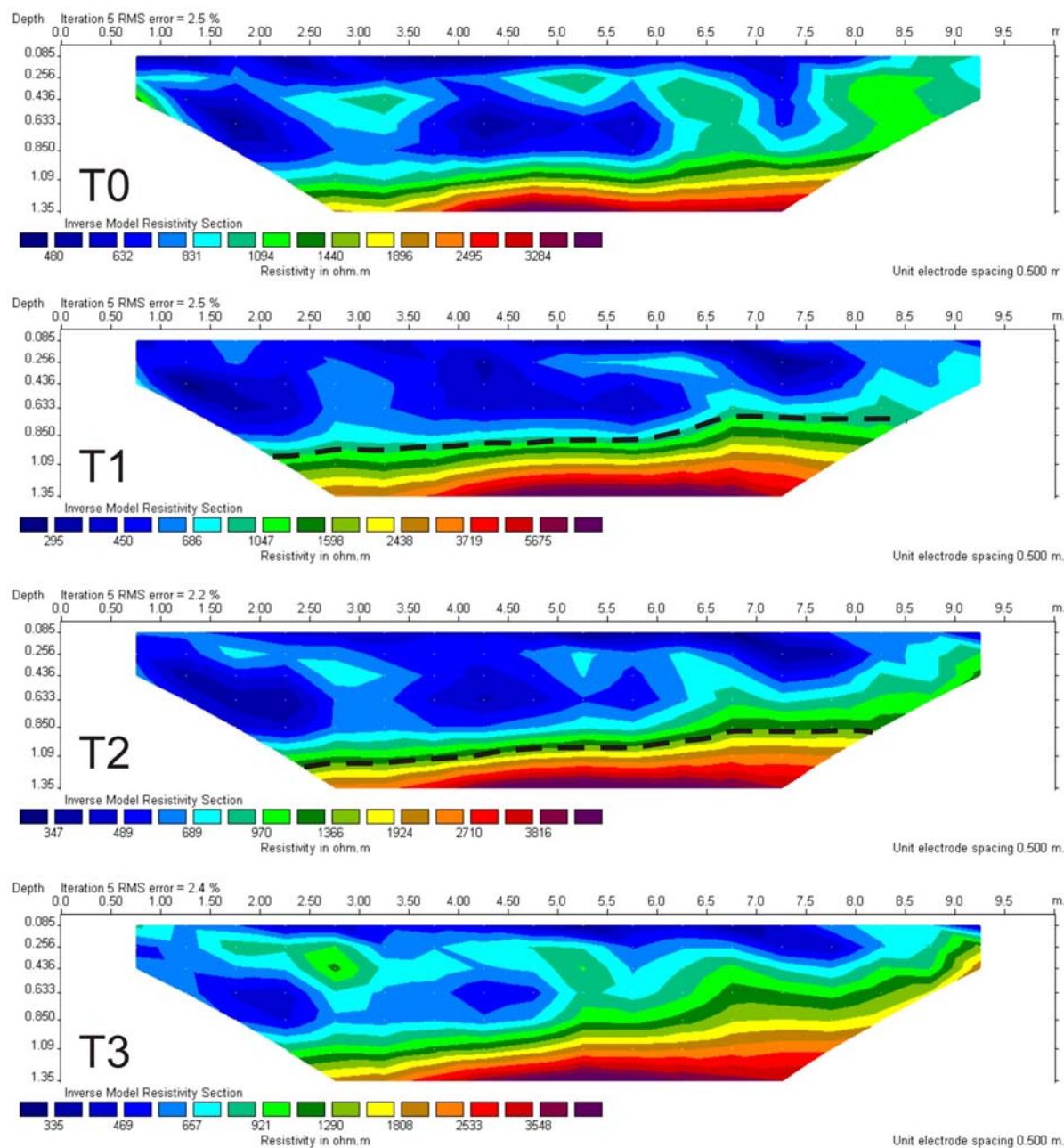
Profundidade (cm)	Função de condutividade hidráulica (cm/s)
20	$K(\theta) = 0,000171 \times e^{28,329(\theta - 0,408)}$
40	$K(\theta) = 0,000266 \times e^{49,261(\theta - 0,408)}$
60	$K(\theta) = 0,000432 \times e^{53,763(\theta - 0,408)}$
80	$K(\theta) = 0,000353 \times e^{35,842(\theta - 0,408)}$
100	$K(\theta) = 0,000170 \times e^{34,247(\theta - 0,408)}$
120	$K(\theta) = 0,000084 \times e^{28,736(\theta - 0,408)}$
140	$K(\theta) = 0,000053 \times e^{35,211(\theta - 0,408)}$
160	$K(\theta) = 0,000038 \times e^{41,494(\theta - 0,408)}$



As funções de condutividade apresentadas na Tabela 49 revelam grande homogeneidade vertical em relação às condutividades hidráulicas saturadas  $K_0$  para profundidades até 100 cm, onde a frente de umedecimento aproximadamente atingiu para T1.

Tal profundidade pode ser verificada ainda na Figura 157, que mostra as seções de resistividade elétrica obtidas via modelo de inversão do software RES2DINV para a etapa de infiltração com água. A indicação da frente de umedecimento é feita, para o caso das tradagens T1 e T2, por meio de linha pontilhada.

Os perfis de resistividade obtidos das seções mencionadas encontram-se na Figura 155, sendo a posição dos perfis em suas respectivas seções relacionadas aos locais onde foram realizadas as tradagens.



**Figura 157 – Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com água (primeira etapa) – Local 2.**

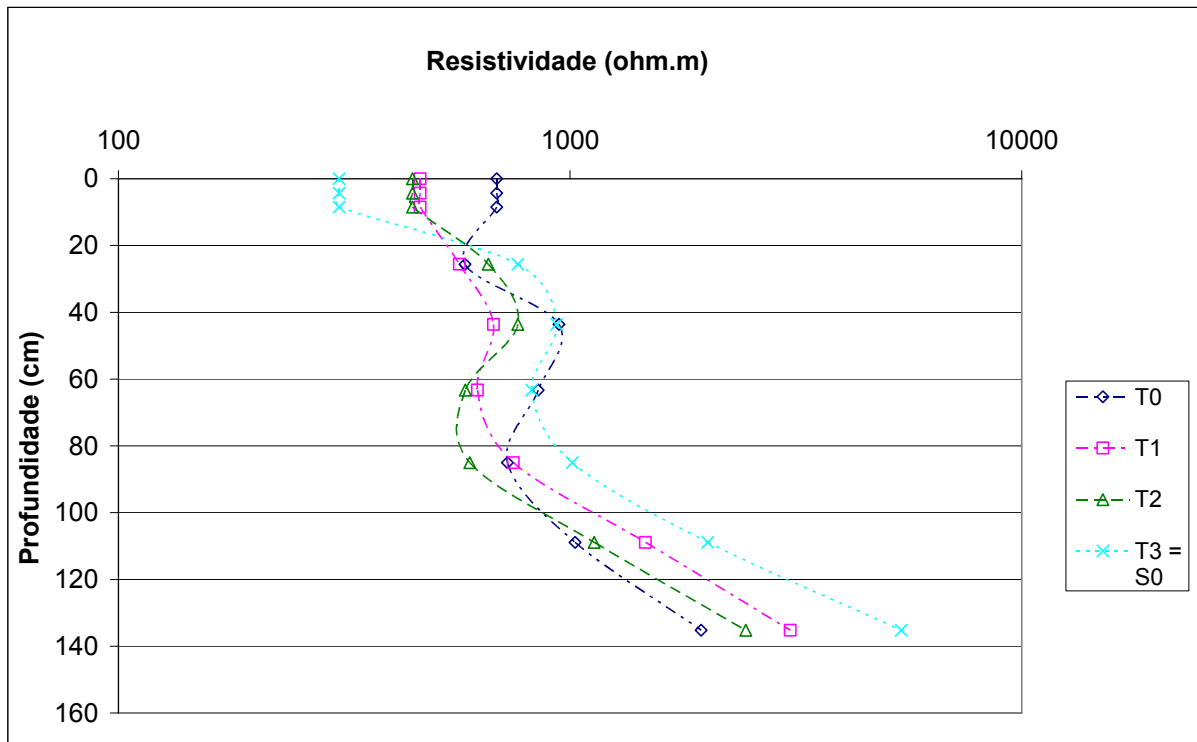


Figura 158 – Variação da resistividade elétrica em profundidade relativa à infiltração de água – Local 2.

Devido ao arranjo de eletrodos utilizados (espaçamento de 0,5 m), a investigação geofísica novamente atingiu a profundidade de 135 cm. Como verificado na Figura 155, a profundidade da frente de umedecimento em T1 foi de aproximadamente 90 cm, que também pôde ser detectada pela investigação. Até esta profundidade, observa-se que as resistividades elétricas diminuem em relação a T0. A tradagem T2, realizada cerca de duas horas após a T1, apresentou comportamento semelhante a T1, porém com profundidade de pouco mais de 100 cm. Após a passagem da frente de umedecimento, ocorre a redistribuição e drenagem de água pelo perfil, tornando as umidades gradativamente homogêneas e, conseqüentemente, reduzindo os contrastes para a detecção qualitativa através da técnica geofísica. A tendência geral é a de recuperação dos valores de resistividade, até os níveis de T0, na medida em que as umidades também retornem aos valores de antes do ensaio (T0).

Assim como para o Local 1, a lei de Archie com as modificações de Shah e Singh (2005) foi empregada como alternativa para obtenção quantitativa das umidades do perfil. Sendo assim, a resistividade elétrica do fluido (água natural)  $\rho_w$  para todo o perfil foi adotada igual a 38,6 ohm.m, valor correspondente ao inverso da

condutividade elétrica obtida em laboratório através de um condutivímetro para uma amostra de água coletada no local de ensaio.

Os resultados apresentados na Figura 159 mostram a comparação entre as umidades referentes às tradagens para a primeira etapa do ensaio e as respectivas umidades obtidas através da relação de Archie. Novamente verifica-se a dificuldade com o ajuste das curvas em função do não controle das resistividades elétricas (ou condutividade elétrica) do fluido em profundidade. Porém, mantém-se a tendência de melhor ajuste à medida que o perfil de condutividade elétrica do fluido se uniformiza como reflexo do ensaio de infiltração com água.

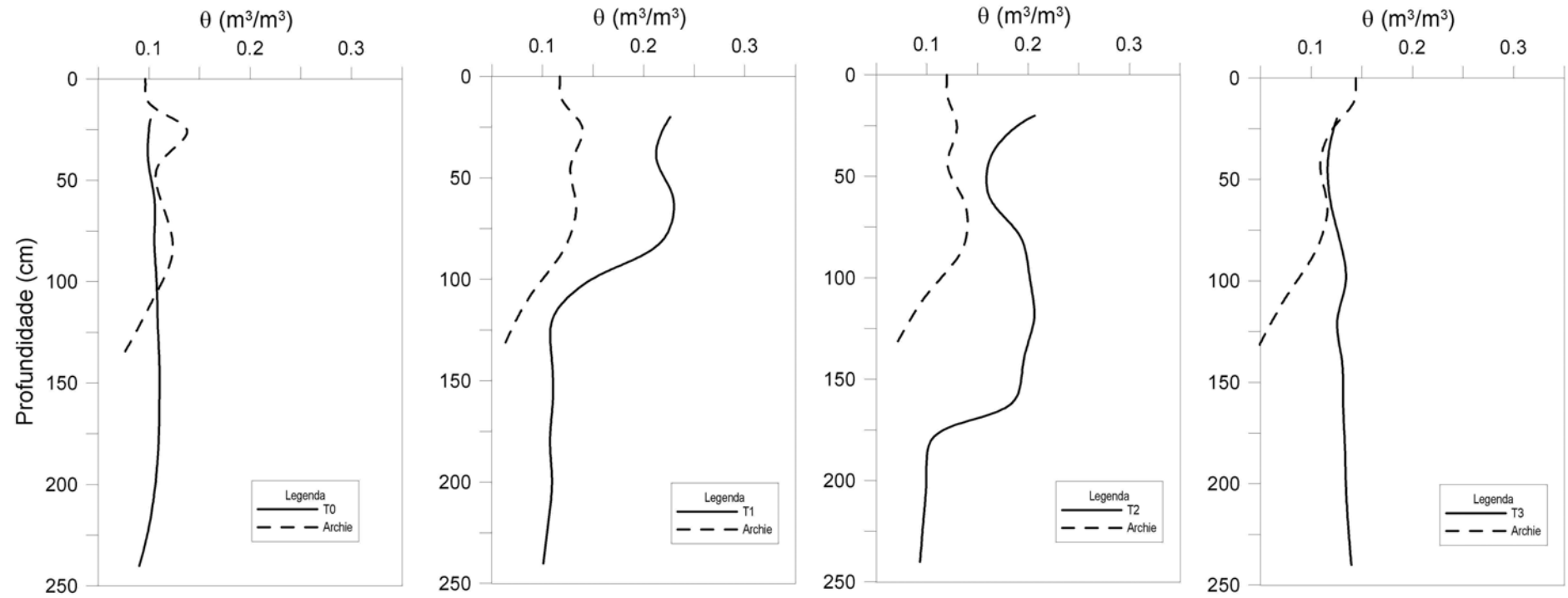


Figura 159 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para o primeiro tipo de ensaio – Local 2.

### 9.2.2.2 Segundo tipo de ensaio

Os perfis de umidade para a segunda fase do ensaio, de infiltração de solução salina de NaCl, encontram-se na Figura 160, onde verifica-se que a frente de umedecimento atingiu cerca de 110 cm de profundidade após a interrupção da infiltração (S1).

Considerando o tempo total de infiltração desta fase, de 2:45 horas, a velocidade real de percolação  $V_R$  foi de 0,0111 cm/s, muito próxima a da primeira etapa. Consequentemente, a velocidade darciniana  $V$  resulta em  $3,33 \times 10^{-3}$  cm/s ( $V = V_R \cdot \eta_e$ ), uma vez que a porosidade efetiva  $\eta_e$  é igual a 0,30.

A forma abrupta de como a frente de umedecimento se mostra é mantida, evidenciada pela característica dos materiais granulares de elevada condutividade hidráulica que apresentam baixas pressões de entrada de ar para as condições não saturadas.

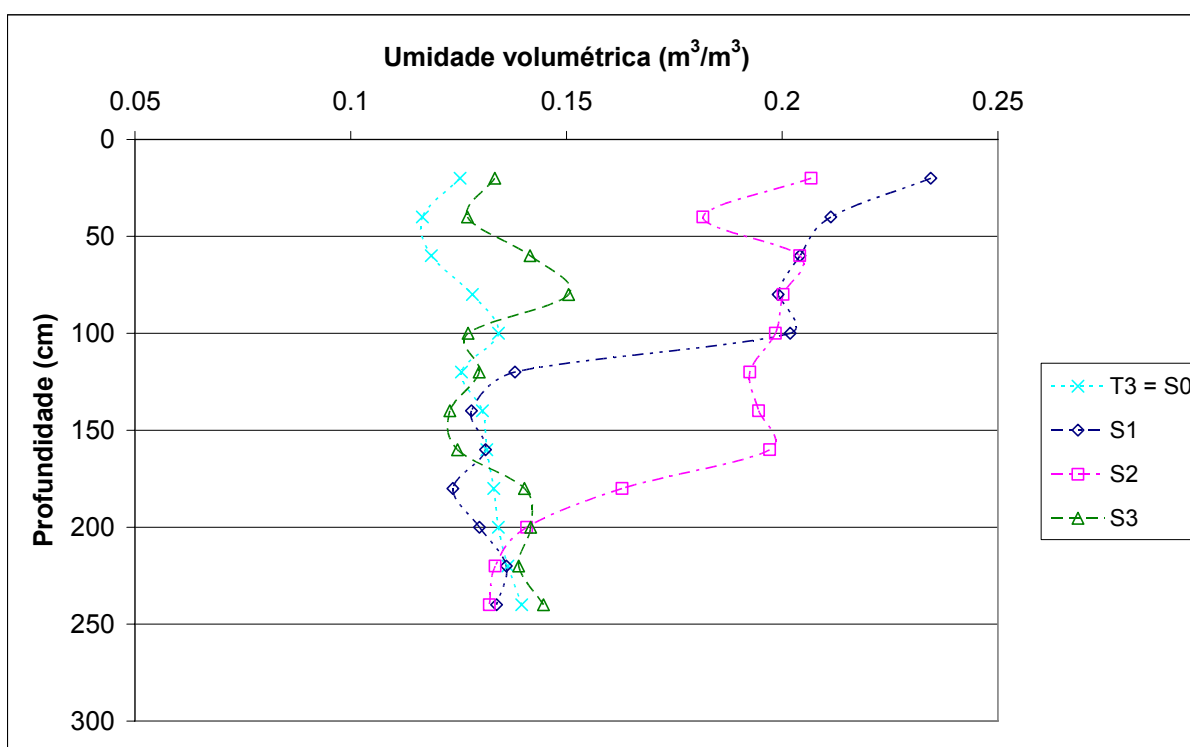


Figura 160 – Variação do perfil de umidades com o tempo para solução salina – Local 2.

A variação da sucção entre os limites úmidos e secos da frente de umedecimento foi de cerca de 30 cm entre as profundidades de 100 e 120 cm,

resultando num gradiente de 2,5 (Figura 161). Em função disto, a condutividade hidráulica  $K$  vale  $1,33 \times 10^{-3}$  cm/s (lei de Darcy -  $K=V/i$ ) para a profundidade de 110 cm (entre os limites úmido e seco) nas condições de umidade desta profundidade ( $\theta = 0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ).

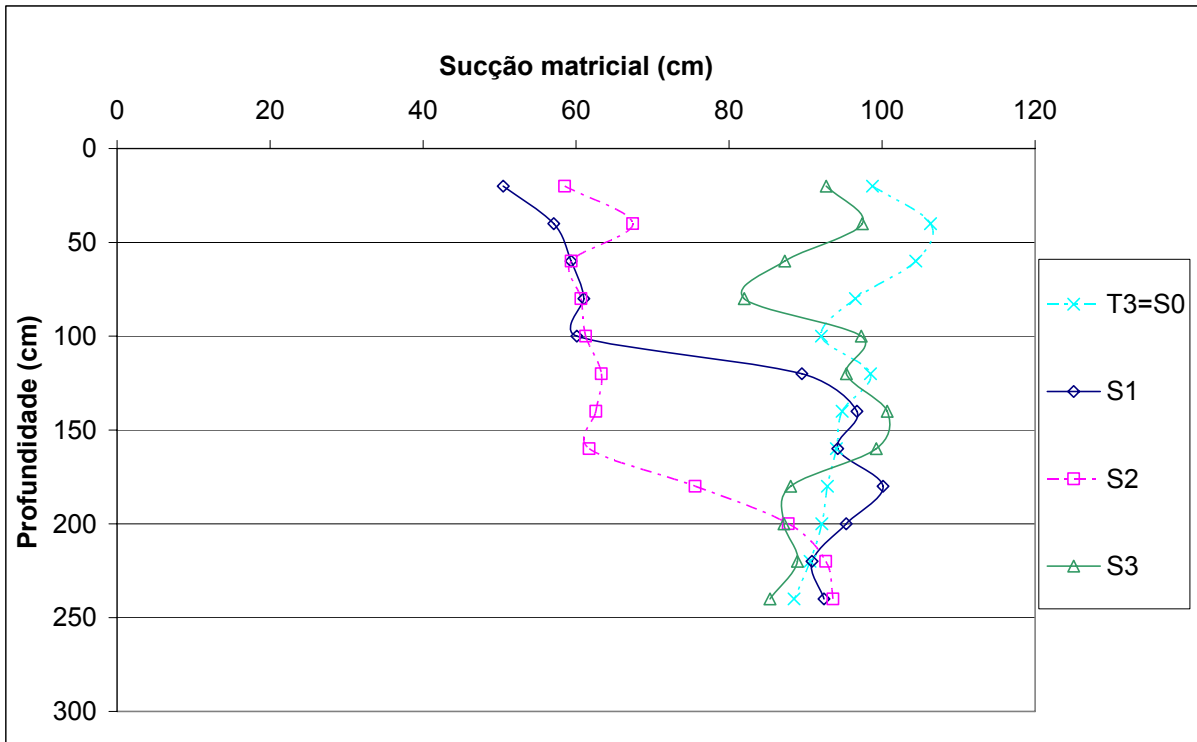


Figura 161 – Variação da sucção ao longo do perfil para a solução salina – Local 2.

Após a realização da segunda etapa do ensaio, que envolveu a infiltração de solução salina de NaCl, perfis de concentrações do cátion  $\text{Na}^+$  puderam ser obtidos por meio de extração duplo-ácida (Figura 162).

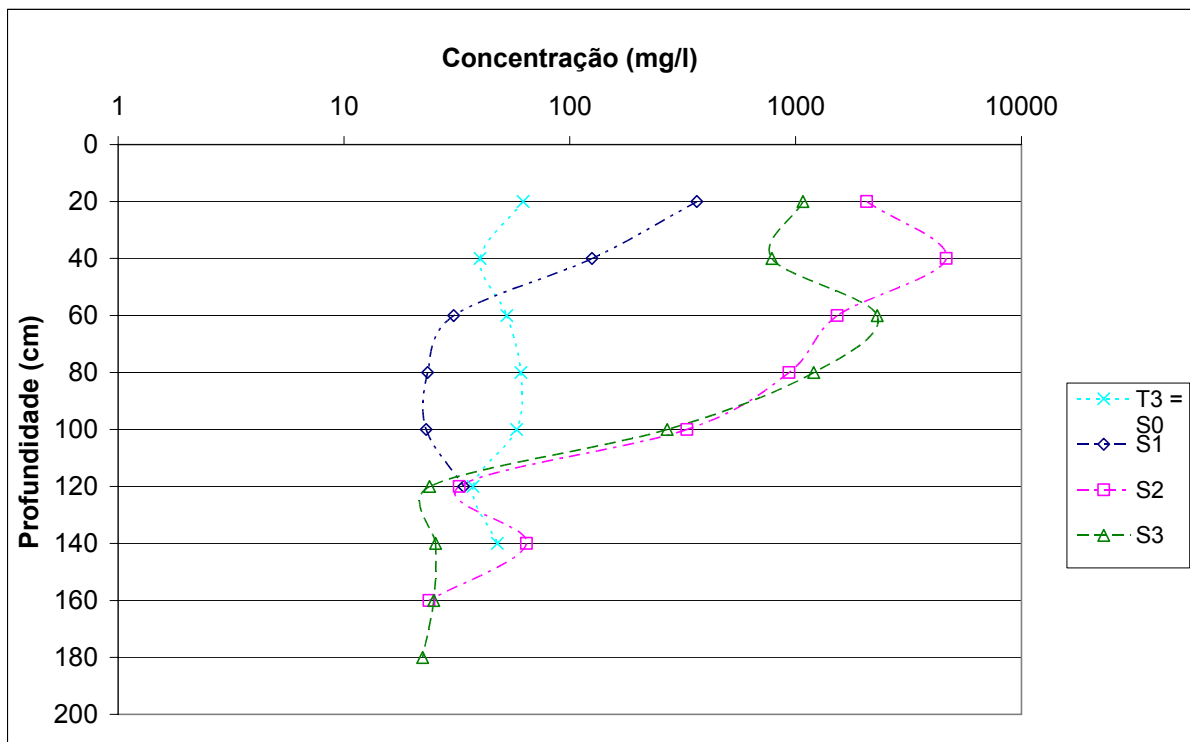


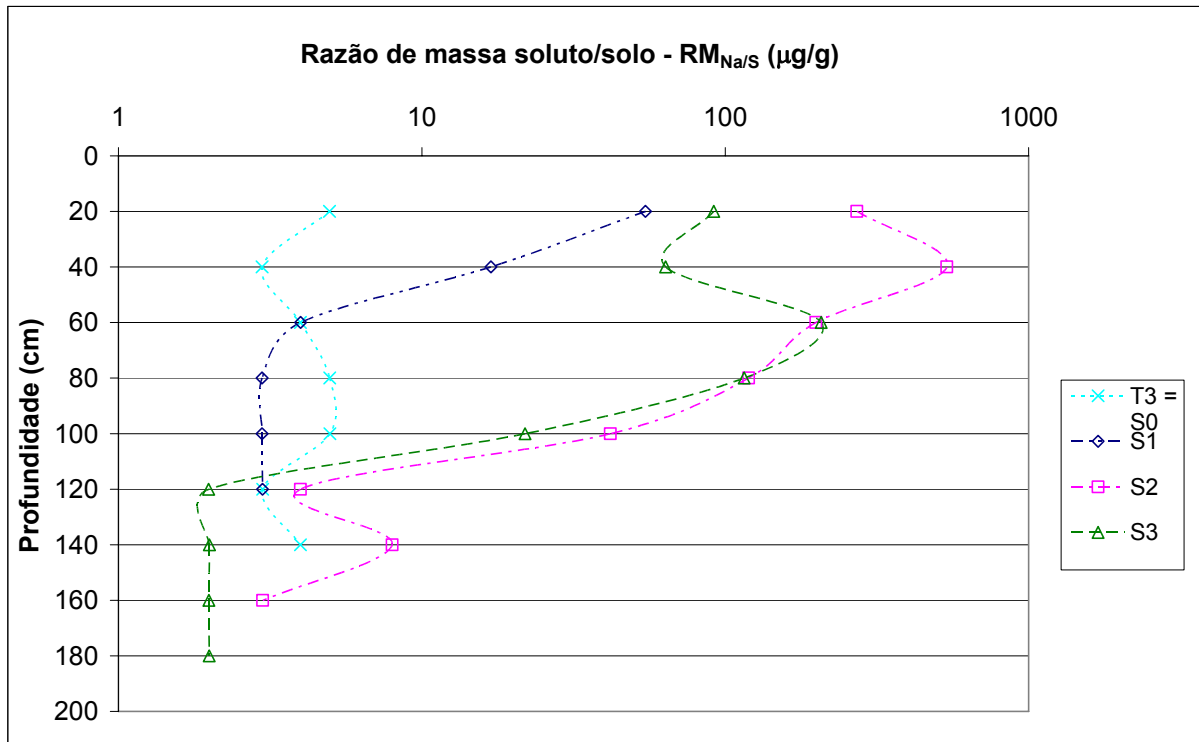
Figura 162 – Variação das concentrações de  $\text{Na}^+$  em profundidade com o tempo – Local 2.

A passagem dos cátions  $\text{Na}^+$  ocorreu a cerca de 40 cm para S1 e a 100 cm para S2, enquanto as frentes de umedecimento para estas mesmas tradagens estavam em 110 e 180 cm (Figura 160), respectivamente. Por conseguinte, os respectivos coeficientes de retardo  $R_d$  podem ser avaliados entre 2,7 e 1,8, respectivamente.

As concentrações naturais de  $\text{Na}^+$ , indicadas pelo perfil T3=S0, variaram entre 40 e 60 mg/l. Após a infiltração, nota-se que as concentrações atingiram valores de até 4000 mg/l (pulso), mas que com o transcorrer do tempo tenderam a se estabilizar entre 900 e 1000 mg/l, como pode ser observado nos primeiros 40 cm com S3. Abaixo desta profundidade praticamente não se verificam alterações quanto às concentrações de  $\text{Na}^+$  entre S2 e S3, indicando que o fluxo hidráulico não foi capaz de transportar estes cátions ou que todos os cátions foram adsorvidos.

A Figura 163 indica que a razão de massa de soluto pela massa de solo  $RM_{\text{Na}/\text{S}}$  é naturalmente da ordem de 3 a 4  $\mu\text{g/g}$ . Após a infiltração e decorrido o tempo da redistribuição de água,  $RM_{\text{Na}/\text{S}}$  se estabiliza entre 70 e 90  $\mu\text{g/g}$ , como constatado até 40 cm em S3. Estes são valores que concordam com aqueles obtidos através dos ensaios de equilíbrio em lote.





**Figura 163 – Variação da razão de massa de  $\text{Na}^+$  e de massa de solo  $RM_{Na/S}$  – Local 2.**

A investigação do ensaio por meio de geofísica de eletrorresistividade foi realizada e as seções obtidas pela técnica do caminhamento elétrico juntamente com as indicações das frentes de  $\text{Na}^+$  encontram-se na Figura 164. Destas seções foram extraídos perfis de resistividade elétrica nas posições onde foram executadas as tradagens referentes à etapa de infiltração com solução salina, os quais se apresentam na Figura 165.

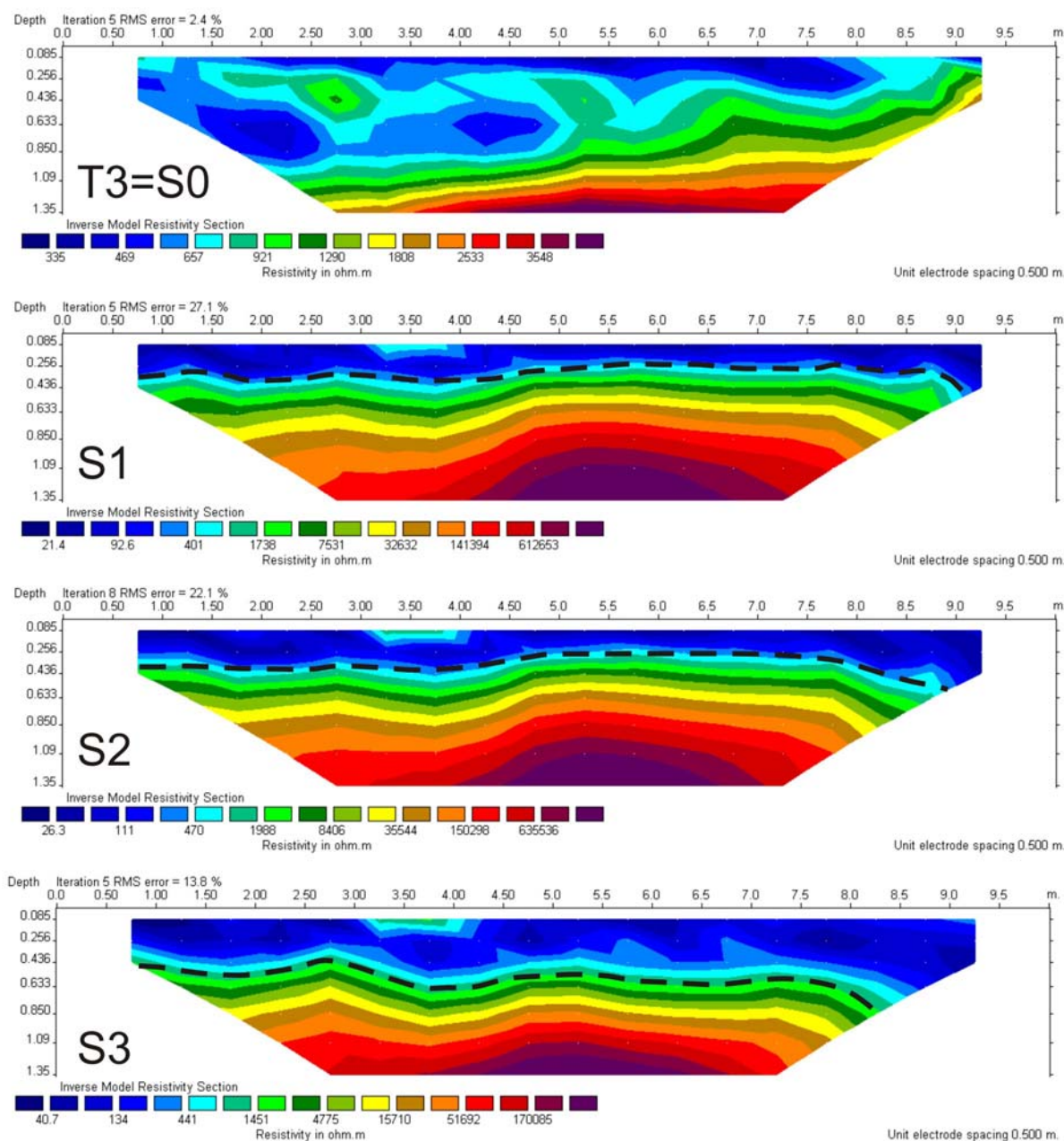
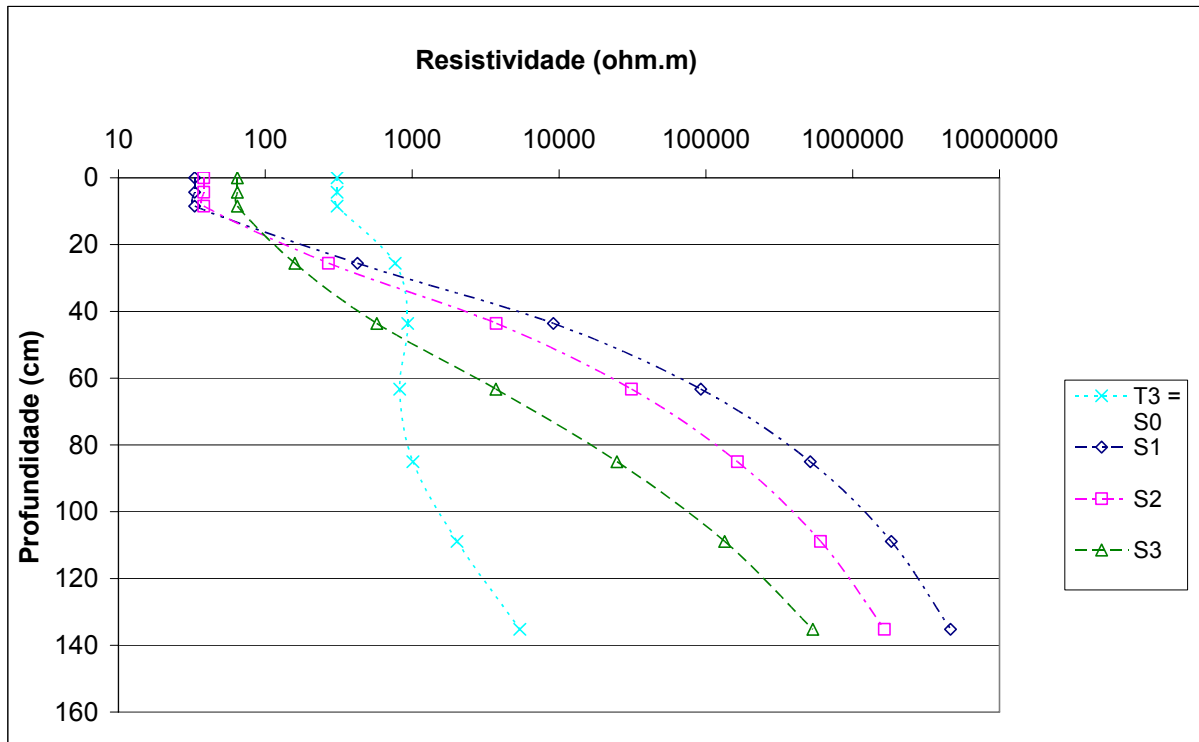


Figura 164 - Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com solução salina – Local 2.

Como era esperado, nota-se grande redução dos valores de resistividade elétrica em relação aos valores originais (T3=S0) na região em que foi detectado aumento nas concentrações de  $\text{Na}^+$ . A tendência de reversão é também mantida na medida em que ocorre a redistribuição de água, porém, verifica-se uma diferença residual entre S0 e S3, que apresentam praticamente o mesmo perfil de umidades. Tal diferença está relacionada aos conteúdos de  $\text{Na}^+$  adsorvidos pelo solo que, como abordado anteriormente, situa-se entre 70 e 90  $\mu\text{g/g}$ .



**Figura 165 – Variação do perfil de resistividade elétrica em profundidade – Local 2.**

Assumindo também a existência de duas zonas de  $\rho_w$ , acima e abaixo da frente de  $\text{Na}^+$ , a aplicação da lei de Archie com as modificações de Shah e Singh (2005) é mostrada na Figura 166. Percebe-se a forte influência do elevado gradiente de concentrações, que alteram as características de resistividade do fluido  $\rho_w$  em profundidade. Os ajustes quantitativos mostram-se insatisfatórios em função da dificuldade de controle de  $\rho_w$  em profundidade.

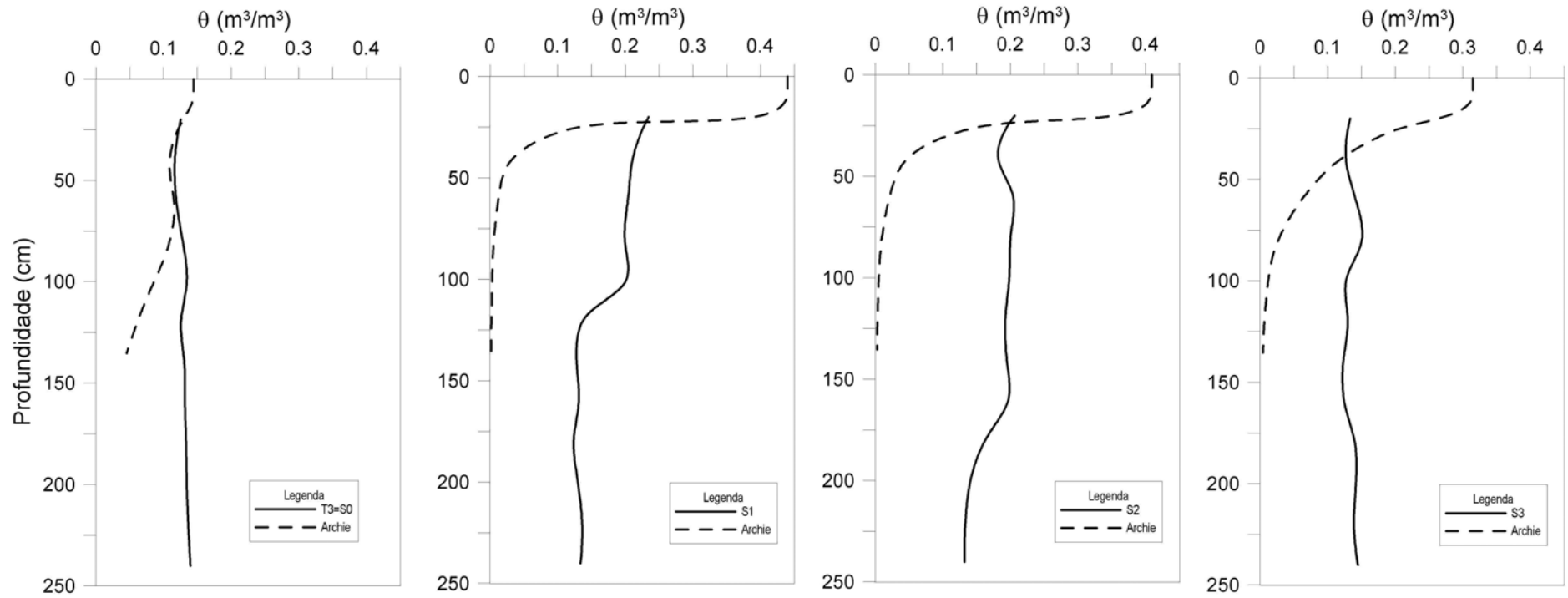


Figura 166 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para a solução salina – Local 2.

### 9.2.3 Local 3 – Ensaio LB6

O ensaio no Local 3 foi realizado em uma área de mata, onde verificou-se a presença de raízes um pouco mais profundas (Apêndice VI – ponto LB6). As características físicas dos materiais residuais inconsolidados deste local estão apresentadas na Tabela 50:

**Tabela 50 – Variação dos índices físicos dos materiais em profundidade – Local 3.**

PROF. (cm)	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	e	$\eta$
0	1,552	2,704	0,742	0,426
20	1,552	2,704	0,742	0,426
40	1,460	2,704	0,852	0,460
60	1,440	2,704	0,878	0,467
80	1,397	2,704	0,936	0,483
100	1,369	2,704	0,976	0,494
120	1,511	2,704	0,789	0,441
140	1,511	2,704	0,789	0,441

A ordem cronológica dos procedimentos realizados nas diferentes etapas é mostrada na Tabela 51, mantendo-se o padrão de obtenção de uma seção de resistividade elétrica para cada tradagem realizada.

**Tabela 51 – Sequência de atividades para o ensaio de infiltração conjugado com geofísica – Local 3.**

Dia e hora	Atividade
18/9/2009 11:00	T0 e GFT0
18/9/2009 12:00	início da infiltração
18/9/2009 14:00	fim da infiltração e T1
18/9/2009 14:30	GFT1
18/9/2009 15:30	T2
18/9/2009 16:00	GFT2
19/9/2009 08:30	T3
19/9/2009 09:00	GFT3
21/9/2009 09:00	T4=S0
21/9/2009 09:30	GFT4
21/9/2009 10:00	início da infiltração com sal
21/9/2009 13:00	fim da infiltração e S1
21/9/2009 13:30	GFS1
21/9/2009 15:30	S2
21/9/2009 16:00	GFS2
22/9/2009 08:30	S3
22/9/2009 09:00	GFS3

Sendo que as iniciais T e S indicam as tradagens relativas às infiltrações de água natural e de solução salina, respectivamente, e GF as seções de resistividades elétricas.

### 9.2.3.1 Primeiro tipo de ensaio

A variação dos perfis de umidade ao longo do tempo demonstra o processo de redistribuição da água no Local 3, como mostrado na Figura 167.

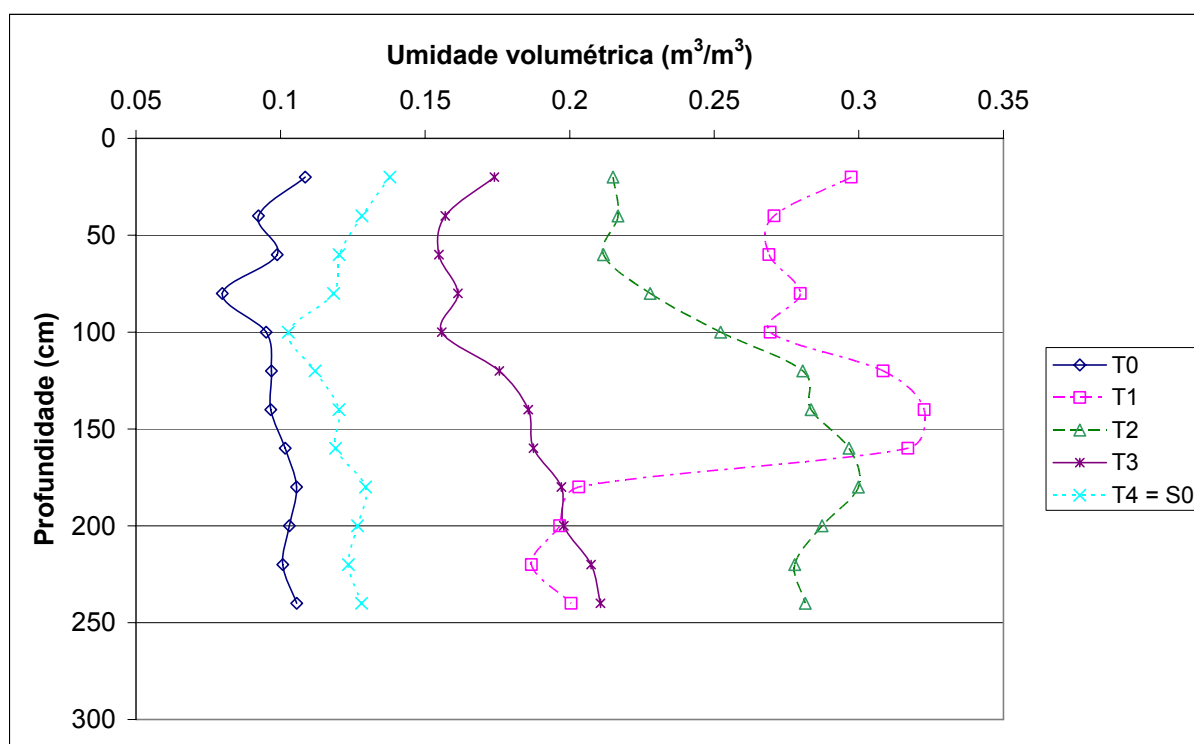


Figura 167 – Redistribuição da água durante a etapa de infiltração de água – Local 3.

A infiltração durou cerca de duas horas, e a tradagem T1 indica que a frente de umedecimento chegou a cerca de 160 cm de profundidade, o que resulta numa velocidade real de percolação  $V_R$  de 0,022 cm/s. Com uma porosidade efetiva  $\eta_e$  próxima a 0,30, a velocidade darciniana  $V$  se iguala a  $6,66 \times 10^{-3}$  cm/s ( $V = V_R \cdot \eta_e$ ).

Abaixo da profundidade de 160 cm (ramo seco), nota-se que já houve a influência do ensaio com a passagem de certo volume de água, uma vez que os valores de umidade volumétrica encontram-se maiores que aqueles de antes do ensaio (T0). Tal fato pode estar associado, como mencionado anteriormente, à presença de raízes mais profundas neste local, gerando macroporos ou canais de

fluxo preferenciais onde o efeito das forças capilares (matriz) torna-se pequeno em relação ao das forças gravitacionais.

A variação da sucção com o intuito de determinar os gradientes hidráulicos que ocorrem entre os limites úmidos e secos da frente de saturação pode ser feita mediante a Figura 168. Entre as profundidades de 160 e 180 cm a variação de sucção foi de aproximadamente 20 cm, resultando num gradiente hidráulico  $i$  de 2. Assim, a condutividade hidráulica se iguala a  $3,33 \times 10^{-3}$  cm/s (lei de Darcy -  $K=V/i$ ) para a profundidade de 170 cm (entre os limites úmido e seco) nas condições de umidade desta profundidade ( $\theta = 0,25 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ).

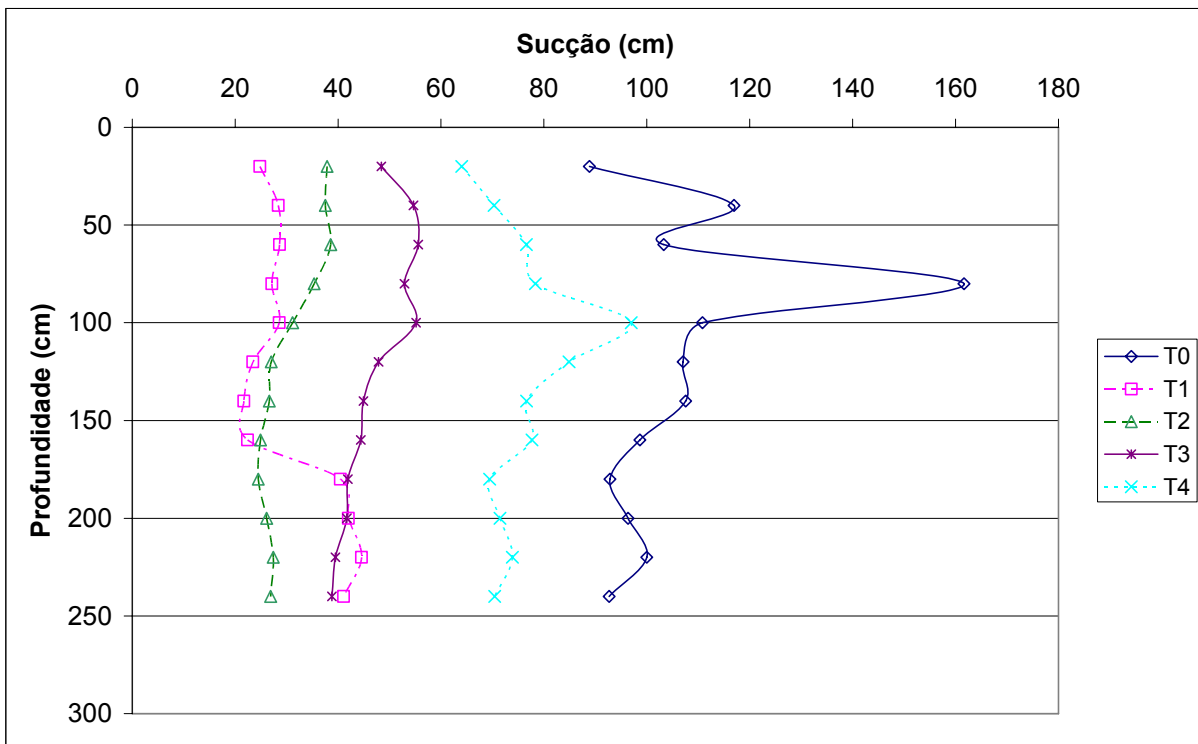


Figura 168 – Variação da sucção ao longo do perfil – Local 3.

As funções de condutividade hidráulica geradas a partir do emprego do método do perfil instantâneo estão resumidas na Tabela 52.

**Tabela 52 – Funções de condutividade hidráulica não saturada em profundidade segundo o método de Libardi *et al.* (1980) – Local 3.**

Profundidade (cm)	Função de condutividade hidráulica (cm/s)
20	$K(\theta) = 0,00422 \times e^{50,505(\theta - 0,426)}$
40	$K(\theta) = 0,00180 \times e^{42,735(\theta - 0,460)}$
60	$K(\theta) = 0,00143 \times e^{41,841(\theta - 0,467)}$
80	$K(\theta) = 0,00111 \times e^{35,088(\theta - 0,483)}$
100	$K(\theta) = 0,00068 \times e^{25,510(\theta - 0,494)}$
120	$K(\theta) = 0,00054 \times e^{22,727(\theta - 0,441)}$
140	$K(\theta) = 0,00050 \times e^{23,585(\theta - 0,441)}$
160	$K(\theta) = 0,00044 \times e^{21,598(\theta - 0,441)}$
180	$K(\theta) = 0,00028 \times e^{22,573(\theta - 0,441)}$
200	$K(\theta) = 0,00020 \times e^{24,155(\theta - 0,441)}$
220	$K(\theta) = 0,00015 \times e^{25,707(\theta - 0,441)}$
240	$K(\theta) = 0,00012 \times e^{25,840(\theta - 0,441)}$

As seções de resistividade elétrica obtidas via modelo de inversão do software RES2DINV para esta etapa de infiltração no Local 3 encontram-se na Figura 169. A análise destas seções sugere que a porção localizada entre as posições 2,5 e 5,0 m do arranjo de eletrodos, em profundidades superiores a 1,0 m, seja mais cimentada, fazendo com que o fluxo divergisse lateralmente. Este fato demonstra que os perfis de resistividade elétrica obtidos a partir destas seções devem ser coincidentes com as posições das tradagens, uma vez que o fluxo pode se processar de maneira não uniforme, gerando resultados incompatíveis.

Tais perfis de resistividade são visualizados na Figura 170, e embora as informações sobre o posicionamento das tradagens na seção tenham sido estimadas, percebe-se a tendência geral de redução das resistividades elétricas com o aumento da umidade volumétrica e de reversão à medida que a redistribuição se processa.



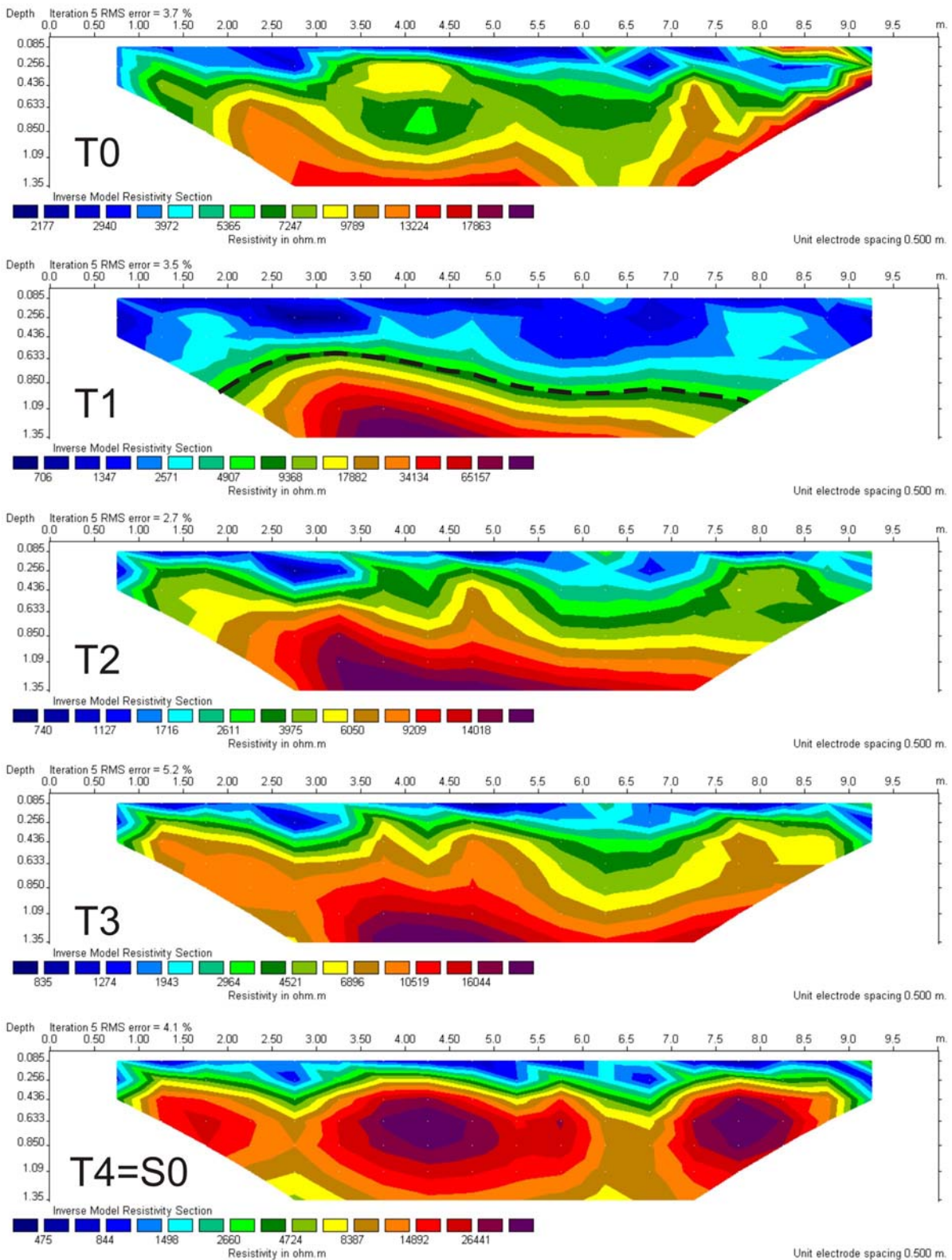


Figura 169 – Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com água (primeira etapa) – Local 3.

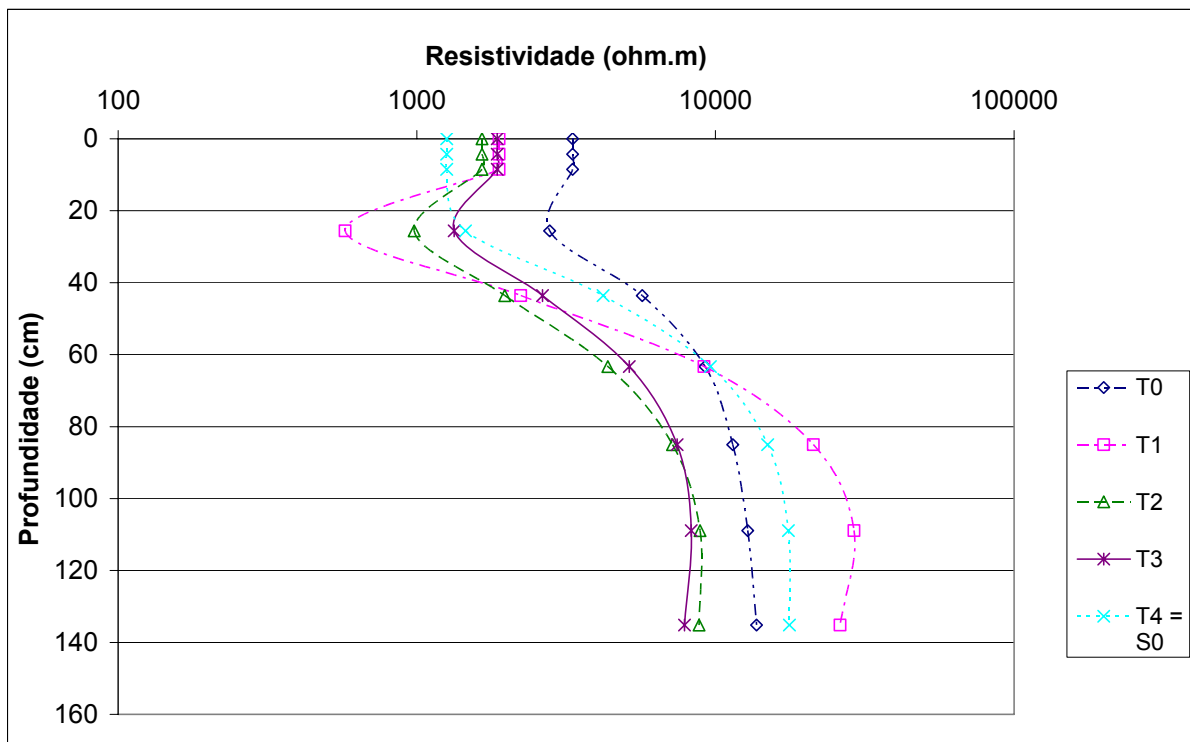


Figura 170 – Variação da resistividade elétrica em profundidade relativa à infiltração de água – Local 3.

Os valores referentes aos perfis de resistividade da Figura 170 foram utilizados como dados de entrada para a lei de Archie como tentativa de reproduzir os perfis de umidade encontrados em campo. Desta forma, e introduzindo as modificações de Shah e Singh (2005) mencionadas anteriormente, geraram-se os perfis de umidades modelados que se encontram na Figura 171.

Novamente a representação dos perfis de umidades reais revela-se insatisfatória, uma vez que o controle da resistividade elétrica do fluido (água natural)  $\rho_w$  em profundidade constitui uma tarefa difícil. Porém, persiste a tendência de melhor ajuste à medida que os gradientes de resistividade se reduzem.

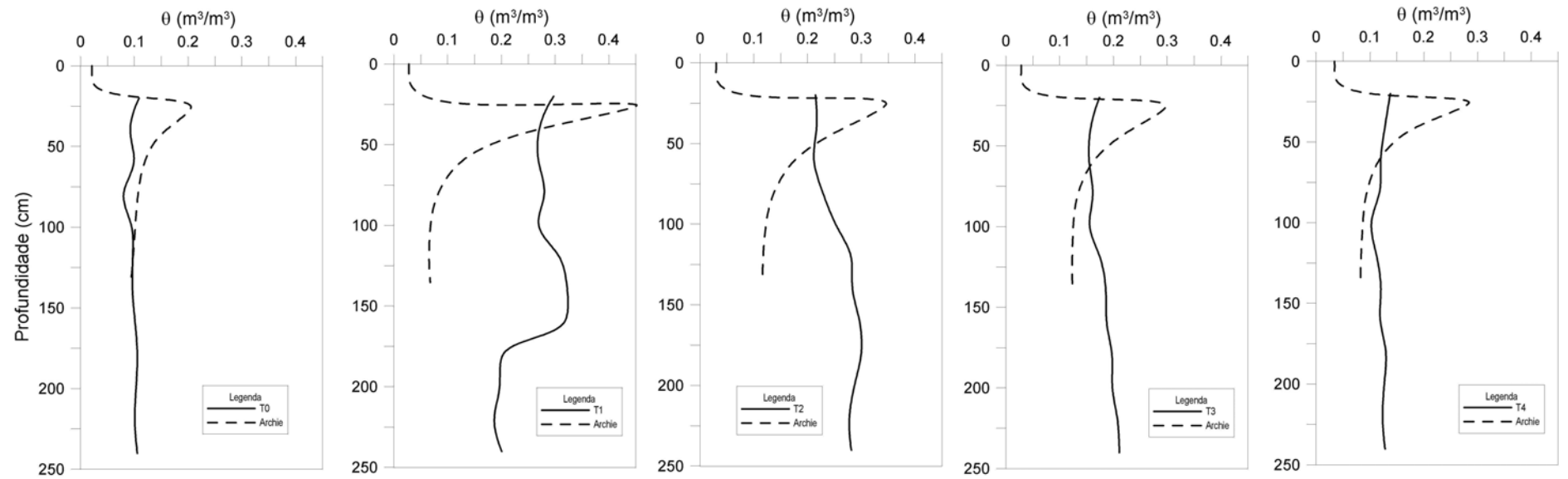


Figura 171 – Comparação entre as unidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para o primeiro tipo de ensaio – Local 3.

### 9.2.3.2 Segundo tipo de ensaio

Após a infiltração de solução salina por 3 horas no Local 3, a frente de umedecimento atingiu a profundidade de 90 cm, como pode ser constatado na Figura 172 em S1. Consequentemente, a velocidade real de percolação  $V_R$  alcançou  $8,33 \times 10^{-3}$  cm/s, que resulta numa velocidade darciniana  $V$  de  $2,5 \times 10^{-3}$  cm/s com a porosidade efetiva  $\eta_e$  igual a 0,30 ( $V = V_R \cdot \eta_e$ ).

Como na etapa inicial do Local 3, abaixo da profundidade de 100 cm (ramo seco da frente de umedecimento), verifica-se também a influência da possível presença de raízes que criam caminhos preferenciais de fluxo. Reflexo disso são os maiores valores de umidade volumétrica de S1 em relação àqueles anteriores à infiltração (T4=S0), para profundidades maiores que esta.

Semelhante aos ensaios realizados nos primeiros locais, a frente de umedecimento adquiriu uma forma abrupta, que é característica de materiais granulares de elevada condutividade hidráulica e cuja pressão de entrada de ar para as condições não saturadas é relativamente baixa (item ).

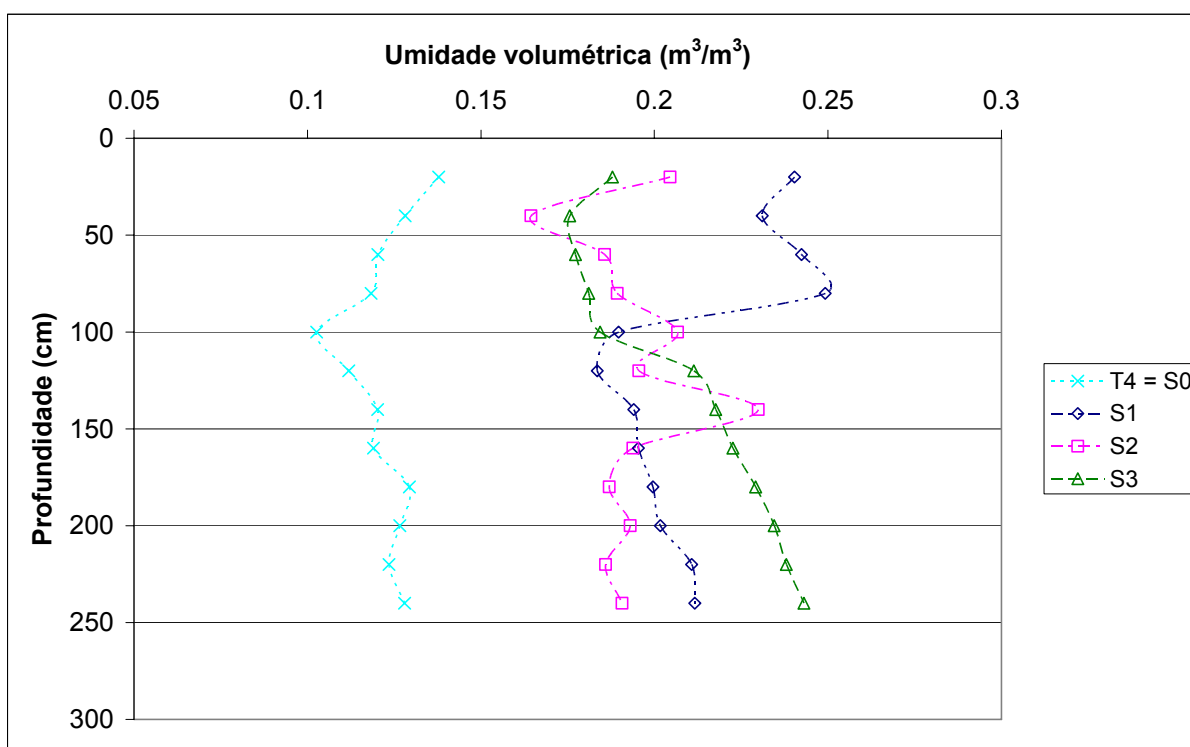


Figura 172 – Variação do perfil de umidades com o tempo para solução salina – Local 3.

Em termos de variação de sucção, na frente de umedecimento este valor foi de cerca de 10 cm, que fornece um gradiente hidráulico  $i$  de 1,5. Assim, a condutividade hidráulica  $K$  resulta em  $1,67 \times 10^{-3}$  cm/s, que é da mesma ordem do valor encontrado na primeira etapa.

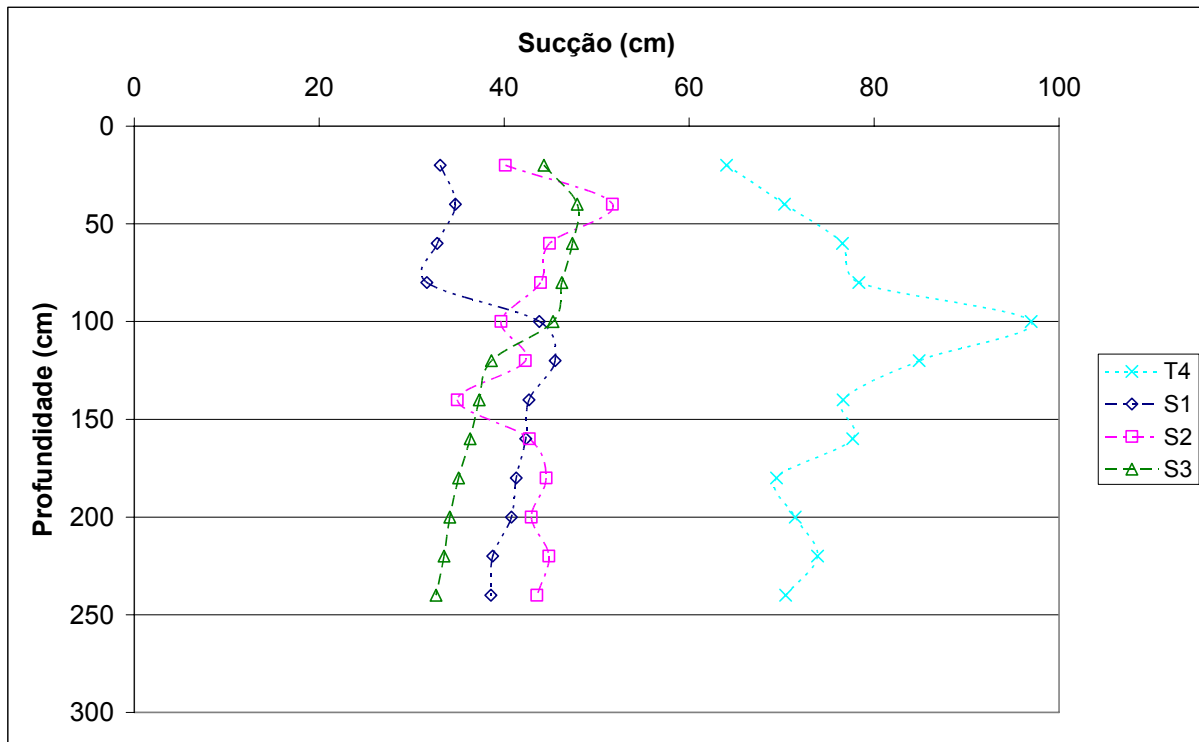


Figura 173 – Variação da sucção ao longo do perfil para a solução salina.

A Figura 174 apresenta as concentrações  $\text{Na}^+$  obtidas por extração ácida. As concentrações naturais deste cátion no Local 3 variaram de 10 a 35 mg/l, e assim como no Local 1, houve o aparecimento de um pulso de concentrações em torno de 2000 a 3000 mg/l de  $\text{Na}^+$ . Na medida em que o processo de redistribuição ocorria e a frente de cátions avançava, as concentrações tenderam a se estabilizar em um valor próximo de 400 mg/l, como verificado nos primeiros 50 cm na tradagem S3.

Ainda como um indicativo da presença de macroporos ou raízes no Local 3, as concentrações abaixo das frentes de  $\text{Na}^+$ , em torno de 100 mg/l, mostram-se superiores às concentrações originais.

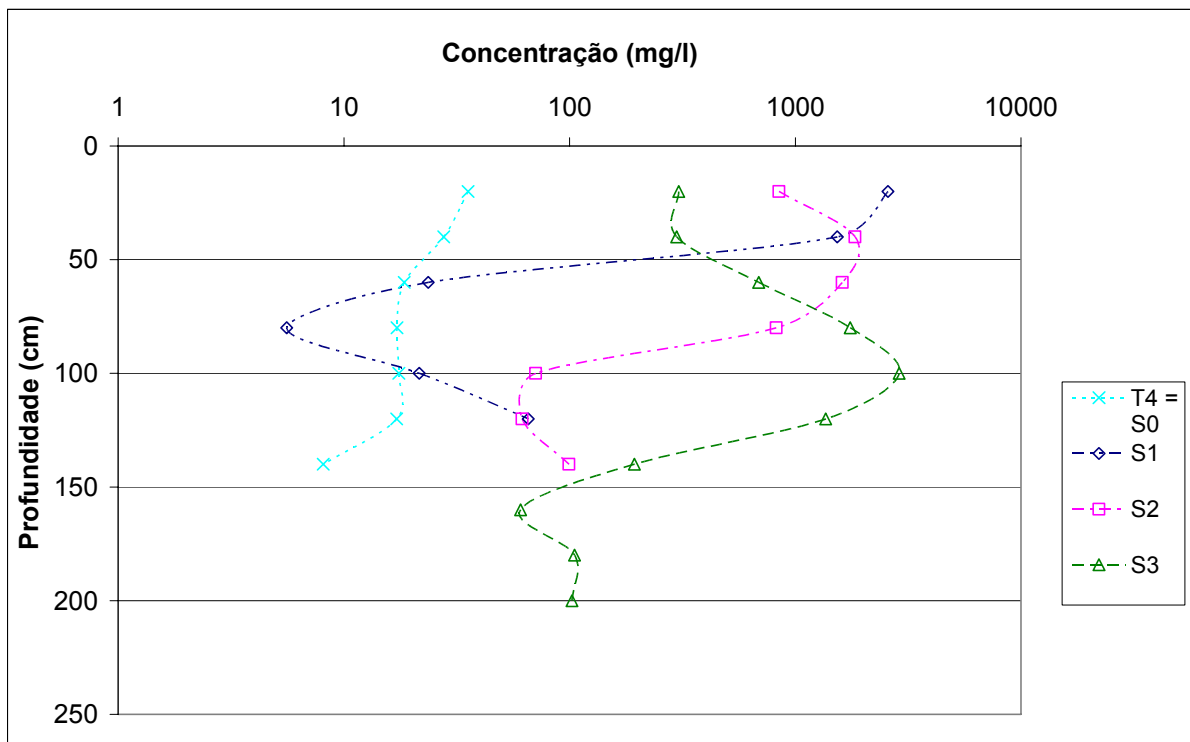


Figura 174 – Variação das concentrações de  $\text{Na}^+$  em profundidade com o tempo – Local 3.

Comparando-se para S1 a profundidade que a frente de  $\text{Na}^+$  atingiu, cerca de 50 cm, com a atingida pela frente de umedecimento, 90 cm, o coeficiente de retardo  $R_d$ , que expressa a razão entre as velocidades  $V_R$  e  $V_{R\text{Na}}$ , iguala-se a 1,8.

A característica de sorção do material do Local 3 pode ser avaliada com o auxílio da Figura 175. A razão de massa de soluto pela massa de solo  $RM_{\text{Na/S}}$  tende a se estabilizar em torno de 30 a 40  $\mu\text{g/g}$  acima da profundidade de 50 cm para S3, região por onde o pulso de concentrações já havia passado. Ressalta-se que estes valores são semelhantes àqueles encontrados para a sorção por meio de ensaios de equilíbrio em lote.

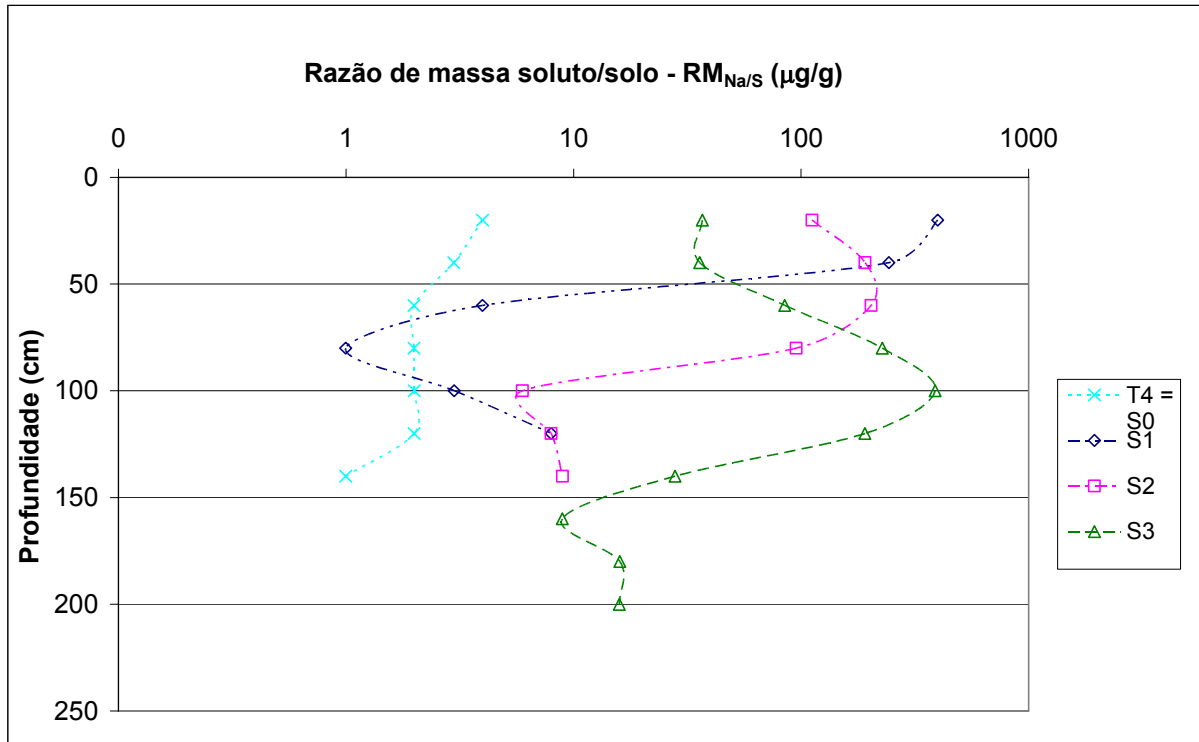


Figura 175 – Variação da razão de massa de  $Na^+$  e de massa de solo  $RM_{Na/S}$  – Local 2.

As seções relativas à investigação geofísica do ensaio pela técnica do caminhamento elétrico encontram-se na Figura 176. O contraste de resistividade elétrica gerado pela solução salina permitiu o posicionamento qualitativo da frente de  $Na^+$ , sendo representado pela linha tracejada. Assim como para o primeiro tipo, observou-se uma tendência de divergência de fluxo causado por uma possível zona mais silicificada em profundidade.

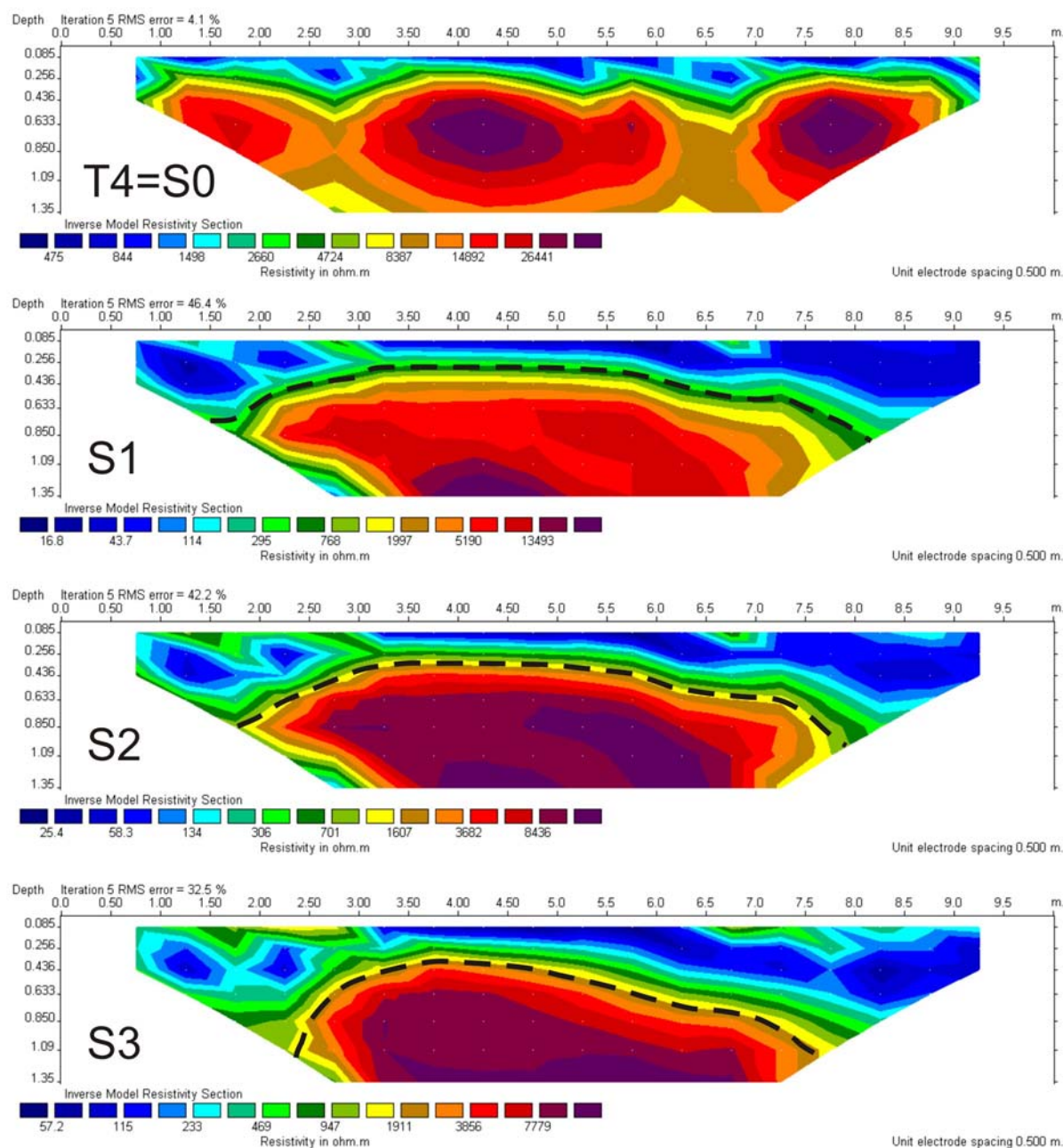
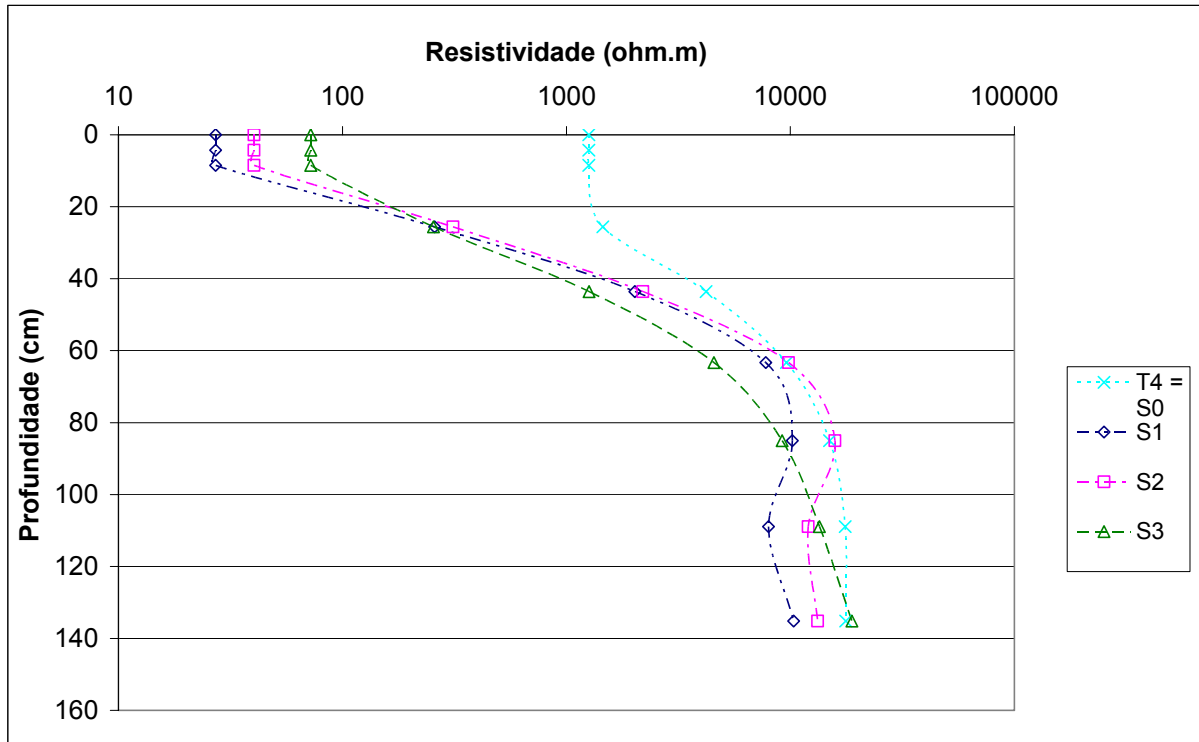


Figura 176 - Seções de resistividade elétrica relativas à etapa de infiltração com solução salina – Local 2.

Os perfis de resistividade elétrica extraídos destas respectivas seções de resistividades são apresentados na Figura 177, com os quais é possível notar a mesma tendência de redução brusca das resistividades elétricas em relação aos valores anteriores à infiltração (T4=S0) na região onde ocorre a presença dos cátions  $\text{Na}^+$ .





**Figura 177 – Variação do perfil de resistividade elétrica em profundidade.**

Como demonstrado na Figura 178, a modelagem dos perfis de umidade volumétrica através da lei de Archie utilizando como parâmetro de entrada as resistividades dos perfis supracitados sofre a influência do elevado gradiente de concentrações presentes. De qualquer forma, mantém-se o comportamento padrão de melhores ajustes na medida em que ocorre a homogeneização das concentrações de  $\text{Na}^+$  e das umidades.

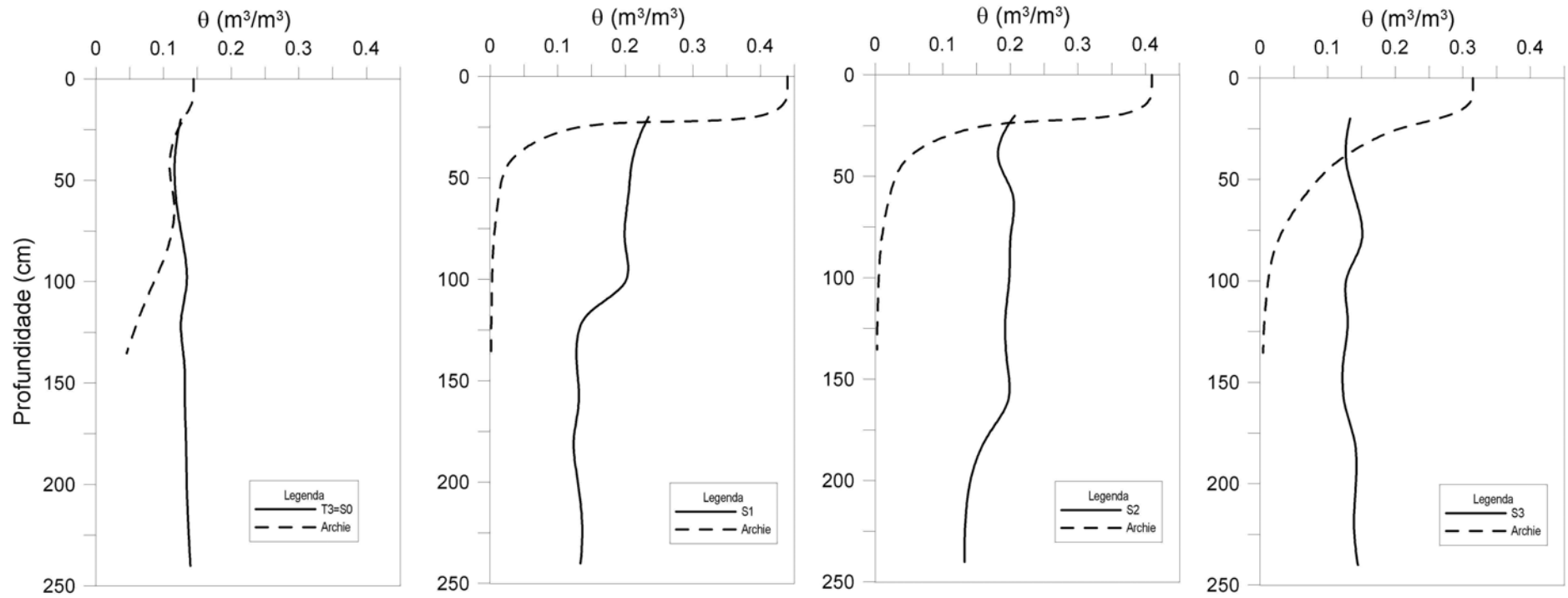


Figura 178 – Comparação entre as umidades de campo e aquelas oriundas da aplicação da lei de Archie para a solução salina.

### 9.3 Análises

Os valores de condutividade hidráulica gerados através da análise do avanço das frentes de umedecimento e de  $\text{Na}^+$ , envolvendo umidades e potenciais mátricos, apresentam-se consoantes aos obtidos por outros métodos.

Os resultados dos ensaios de campo confirmam os resultados dos ensaios obtidos em laboratório para a sorção, sendo possível a indicação de valores para modelagem de transporte de poluentes. No caso do cátion  $\text{Na}^+$ , os valores encontrados situam-se em torno de 1,8 nas camadas mais próximas à superfície.

Os ensaios geofísicos por eletrorresistividade destacam-se como uma ferramenta útil em estudos de investigação de contaminação, principalmente sob o aspecto qualitativo de determinação das profundidades e de adsorção de cátions pelo solo. Por outro lado, o aspecto quantitativo é dependente de informações de difícil controle em campo, o que torna seus resultados insatisfatórios principalmente quando existem elevados gradientes de concentração.

Avaliações quantitativas de recarga com controle por geofísica de eletrorresistividade carecem, portanto, de recursos que permitam obter os parâmetros de resistividade elétrica do fluido em profundidade com maior precisão.

Materiais inconsolidados que apresentam baixa pressão de entrada de ar favorecem a identificação de frentes de umedecimento diferentes. Tal característica propicia um contraste definido também em termos de resistividade elétrica do meio, contribuindo para análises qualitativas de avanço das frentes de umedecimento e de poluentes.

## Capítulo 10 – Modelagem no MIKE SHE

O programa computacional empregado para as simulações da recarga foi o MIKE SHE, que é baseado em diferenças finitas e constitui um sistema integrado de modelagem hidrológica de escoamento superficial e de fluxo da água subterrânea. Trata-se de um modelo capaz de simular todo o ciclo hidrológico, permitindo que os seus componentes sejam utilizados de forma independente, e utiliza a equação diferencial de Richards como equação governadora dos processos de fluxo em meio poroso. A Figura 179 ilustra esquematicamente os possíveis processos hidrológicos que o programa MIKE SHE pode simular.

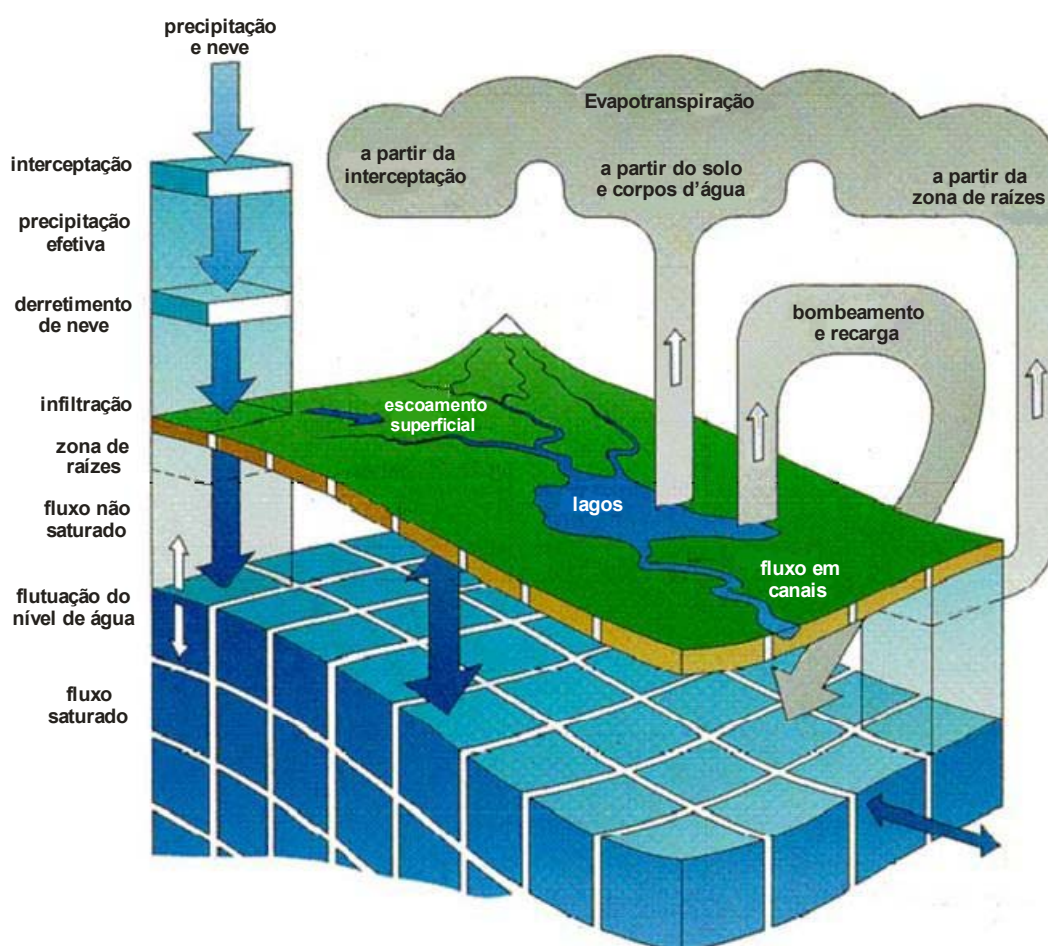


Figura 179 – Processos hidrológicos simulados no programa MIKE SHE (Modificado de GRAHAM e BUTTS, 2005).

Para a elaboração de uma modelagem, o programa requer que o usuário faça em sua estrutura, especificações quanto:

- aos tipos de fluxo a serem simulados (escoamento superficial, fluxo em canais, fluxo em meio não saturado, fluxo em meio saturado, evapotranspiração);
- ao tempo (período de simulação e passo de tempo – time step);
- dados de entrada do tipo: topográficos, climáticos (chuva e evapotranspiração potencial), uso do solo e materiais geológicos (zonas saturada e não saturada).

A evapotranspiração real representa uma informação de grande importância para a modelagem, uma vez que representa a parcela de água que é extraída dos materiais geológicos via atividade vegetal ou evaporação direta do solo, influenciando desta forma o cômputo geral dos volumes de água que porventura caracterizariam a recarga direta. Sendo assim, é apresentado a seguir o modelo básico adotado pelo MIKE SHE para a avaliação da evapotranspiração real.

## 10.1 Evapotranspiração real (ET)

A evapotranspiração real (ET) refere-se à parcela de água que é efetivamente subtraída das camadas superficiais dos materiais geológicos, e é contabilizada no programa MIKE SHE através de duas parcelas: transpiração vegetal ( $E_{tv}$ ) e evaporação do solo ( $E_s$ ). Desta forma, tem-se a Equação 75:

$$ET = E_{tv} + E_s \quad \text{Equação 75}$$

$E_{tv}$  e  $E_s$  são dependentes da evapotranspiração potencial ( $E_p$ ), ou máxima, que se trata da evapotranspiração para condições de nenhuma restrição de água em qualquer estágio de desenvolvimento da cultura. Por sua vez,  $E_p$  é obtida através da seguinte relação:

$$E_p = E_r \cdot K_c \quad \text{Equação 76}$$

Sendo,

$E_r$  – evapotranspiração de referência;

$K_c$  – coeficiente de cultura.

A evapotranspiração de referência ( $E_r$ ) é aquela que pode ser determinada por um dos métodos clássicos, como os de Thornthwaite, Hargreaves-Samani, Blaney-Criddle, Penman-Monteith, dentre outros. Estes métodos fornecem um valor de evapotranspiração referente a uma superfície servida de água e coberta com cultura de gramínea.

Como os métodos são referenciados a uma cultura de gramínea, o coeficiente de cultura  $K_c$  existe no sentido de contemplar outras culturas de maior porte ou atividade vegetal, ou seja, dependendo do estágio evolutivo da cultura, a evapotranspiração potencial  $E_p$  pode ser superior à de referência  $E_r$ .

Finalmente,  $E_{iv}$  e  $E_s$  são descritos de acordo com as seguintes expressões:

$$E_{iv} = f_1(IAF) \cdot f_2(\theta) \cdot PR \cdot E_p \quad \text{Equação 77}$$

$$E_s = E_p \cdot f_3(\theta) + (E_p - E_{iv} - E_p \cdot f_3(\theta)) \cdot f_4(\theta) \cdot (1 - f_1(IAF)) \quad \text{Equação 78}$$

Sendo:

IAF – índice de área foliar: razão entre a área foliar da cultura e a unidade de superfície projetada;

PR – profundidade de raízes;

$$f_1(IAF) = C_2 + C_1 \cdot IAF$$

$$f_2 = 1 - \left( \frac{\theta_{CC} - \theta}{\theta_{CC} - \theta_{PM}} \right)^{C_3/E_p}$$

$$f_3 = \begin{cases} C_2 & \text{para } \theta \geq \theta_{PM} \\ C_2 \frac{\theta}{\theta_{PM}} & \text{para } \theta_r < \theta < \theta_{PM} \\ 0 & \text{para } \theta \leq \theta_r \end{cases}$$

$$f_4 = \begin{cases} \frac{\theta - \frac{\theta_{PM} + \theta_{CC}}{2}}{\theta_{CC} - \frac{\theta_{PM} + \theta_{CC}}{2}} & \text{para } \theta \geq \frac{(\theta_{PM} + \theta_{CC})}{2} \\ 0 & \text{para } \theta < \frac{(\theta_{PM} + \theta_{CC})}{2} \end{cases}$$

Sendo:

$C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  – constantes empíricas: 0,3, 0,2 e 30 segundo Kristensen e Jensen (1975);

$\theta$  - umidade volumétrica;

$\theta_{CC}$  e  $\theta_{PM}$  – umidades volumétricas de capacidade de campo e de ponto de murcha.

Os parâmetros de entrada que influenciam a evapotranspiração real são, portanto,  $E_r$ ,  $K_c$ ,  $IAF$ ,  $PR$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $\theta_{CC}$  e  $\theta_{PM}$ . O primeiro parâmetro refere-se aos dados climáticos, os dois últimos a características dos materiais geológicos, e os demais ao uso do solo.

## 10.2 Exemplo - Bacia do córrego Vaçununga

A partir dos trabalhos de Palma (2004) e Zuquette *et al.* (2006), foi realizado uma modelagem da área da bacia do córrego Vaçununga, pertencente ao município de Luiz Antônio – SP, que teve como objetivo central confirmar os resultados obtidos pelos referidos autores em relação às características de infiltração dos materiais inconsolidados, reforçando a importância de estudos integrados para o fornecimento de dados de entrada para modelos que almejem a previsão de recarga de maneira mais adequada. As simulações envolveram os módulos de fluxo saturado e não saturado do programa MIKE SHE, utilizando como valores de entrada os resultados obtidos pelos referidos autores para os parâmetros hidráulicos dos materiais inconsolidados e considerando diferentes tipos de uso do solo. As medidas de vazão

no exutório da bacia foram utilizadas durante a validação dos resultados das simulações. Sendo assim, é feita a seguir a descrição dos dados avaliados para esta área.

### 10.2.1 Características da área

A área de estudo refere-se à bacia do córrego do Vaçununga, localizada no município de Luiz Antônio – SP entre as coordenadas 21°30' - 21°45' de latitude sul e 47°30' – 47°45' e longitude oeste, com elevações variando de 600 a 800 m (Figura 180). De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região varia entre os tipos Cwa – Aw, caracterizado como tropical a temperado com uma estação seca de inverno, de abril a setembro. As temperaturas médias variam entre 13 e 30°C, com média de 23°C, a média anual de precipitação é de cerca de 1400 mm para os últimos 50 anos, e a evapotranspiração potencial anual em torno de 920 mm.

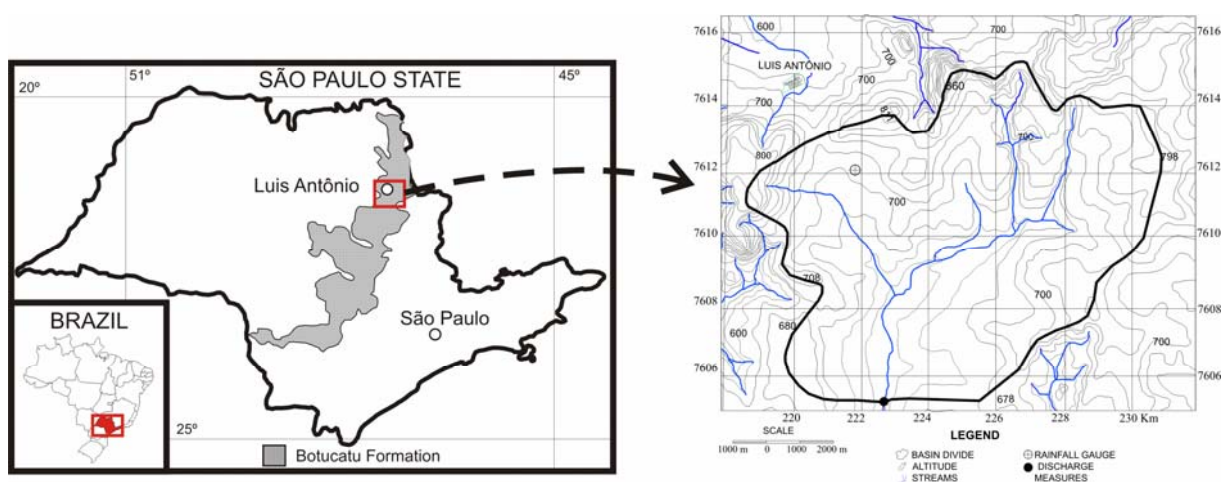


Figura 180 – Bacia do córrego Vaçununga: localização e mapa topográfico (Fonte: ZUQUETTE *et al.*, 2006)

Cerca de 90 % da bacia, que possui uma área de 80,53 km<sup>2</sup>, é geologicamente composta pelos arenitos da Formação Botucatu, e o restante da área, de basaltos da da Formação Serra Geral que ocorrem em locais isolados, sobrepondo os arenitos. Os materiais inconsolidados encontrados na região são basicamente: os residuais arenosos, com espessura variando de 5 a 20 m, apresentando grande homogeneidade em termos de textura e condutividades hidráulicas para as condições saturadas que variam de 10<sup>-4</sup> a 10<sup>-6</sup> m/s; os residuais argilosos finos de pequena espessura, dos basaltos da Formação Serra Geral; os



materiais inconsolidados transportados de pequena espessura oriundos da mistura dos dois materiais anteriores; e os materiais aluvionares de espessura e textura variáveis.

### **10.2.2 Materiais e métodos**

O período de simulação no programa MIKE SHE compreendeu os anos de 2000 e 2001, usando um passo de tempo diário, dimensões do grid de 50 m, incluindo as opções de fluxo saturado e não saturado e considerando evapotranspiração de referência de diária. O módulo de simulação de fluxo em canais também foi selecionado, tornando possível a obtenção dos valores de descarga a partir das simulações.

A simulação foi elaborada a partir dos dados apresentados por Zuquette *et al.* (2006) e de outros produzidos para este estudo, de acordo com os seguintes passos:

- avaliação dos documentos cartográficos e mapas existentes: topográfico, geológico, materiais inconsolidados, profundidade da zona saturada e canais de drenagem;
- avaliação das características geológico-geotécnicas dos materiais inconsolidados, das chuvas e do clima;
- seleção dos modelos de cálculo para a evapotranspiração de referência e das características vegetais;
- obtenção de novos parâmetros para complementar os anteriores;
- definição dos parâmetros de entrada e de saída;
- definição do modelo físico;
- parametrização dos materiais geológicos de acordo com o modelo físico associado aos dados geológicos-geotécnicos;
- simulação, validação e análise.

### **10.2.3 Dados de entrada**

Os dados de entrada foram preparados e inseridos no programa como descrito a seguir:

### 10.2.3.1 Discretização

Foi criado um grid regular e horizontal de 50 m por célula, com duas porções de discretização vertical, uma de 0,2 m nos primeiros 10 m de profundidade e outra de 1,0 m para profundidades maiores.

### 10.2.3.2 Topografia

A topografia da área foi obtida pela digitalização e georreferenciamento de um mapa topográfico da região em escala 1:10.000, sendo as linhas digitalizadas exportadas em formato shape para serem interpoladas no programa MIKE SHE através do método do inverso do quadrado da distância.

### 10.2.3.3 Dados de chuva

A Tabela 53 apresenta os valores mensais de chuva na área de estudo, entre janeiro de 2000 e dezembro de 2001, onde pode ser verificada a existência de estações chuvosas alternadas com períodos de estiagem. Porém, foram utilizados valores diários na simulação, com início em 01/01/2000 e final em 31/12/2001.

**Tabela 53 – Precipitação mensal entre 2000 e 2001 (mm).**

Ano	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
2000	459,3	267,7	236	1	1,3	3,6	44,4	59,4	111,4	76,3	209,3	157,9
2001	144,4	60	56,2	16,2	37,6	2,4	9	18,3	66,5	81	166,4	287,9

### 10.2.3.4 Cenário geológico

Segundo Palma (2004), os materiais geológicos foram discretizados de acordo com a variação nos resultados obtidos pela caracterização nos resultados obtidos pelos ensaios de caracterização geotécnica, que contribuíram para a elaboração do mapa de materiais inconsolidados, apresentado na Figura 181.

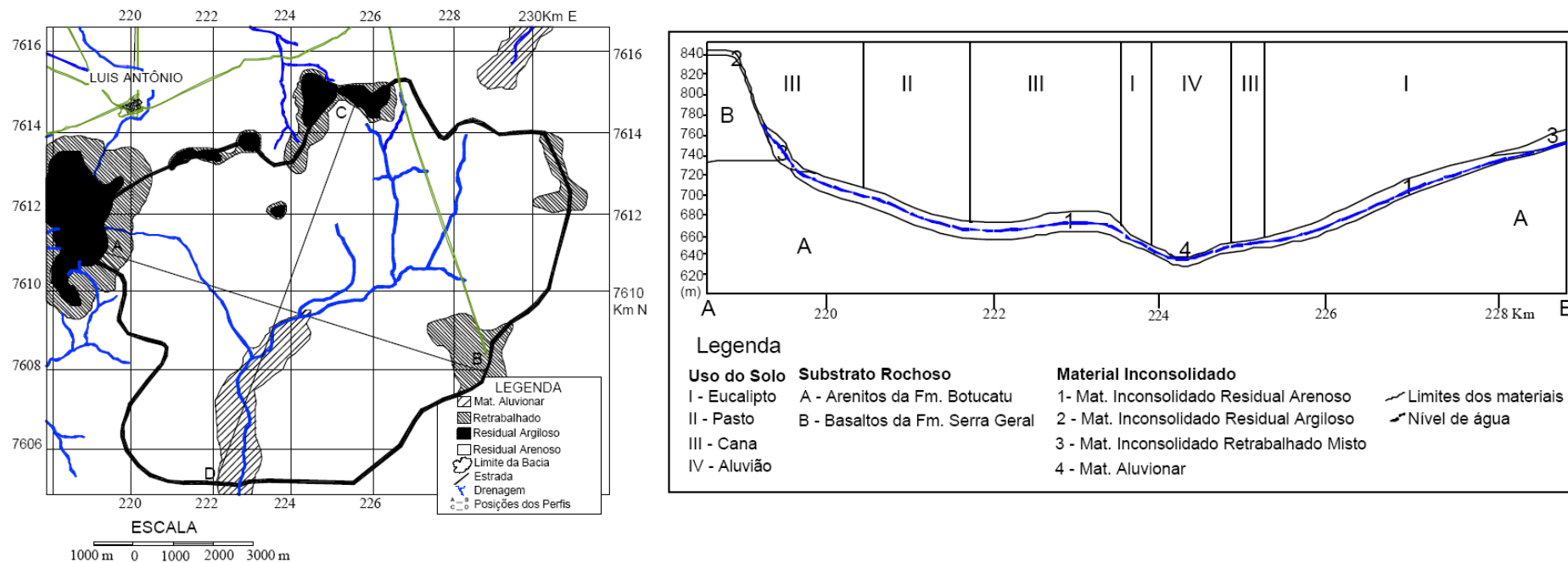


Figura 181 – Mapa de materiais inconsolidados e perfil geológico da bacia do córrego Vaçununga (Fonte: ZUQUETTE *et al.*, 2006).

### 10.2.3.5 Uso do solo

A bacia do córrego Vaçununga é ocupada em mais de 90% com cana de açúcar e eucalipto, e pasto, apresentando a distribuição mostrada na Figura 182. Zuquette *et al.* (2006) verificaram que os diferentes tipos de ocupação alteram as características de infiltração, como verificado na Figura 183.

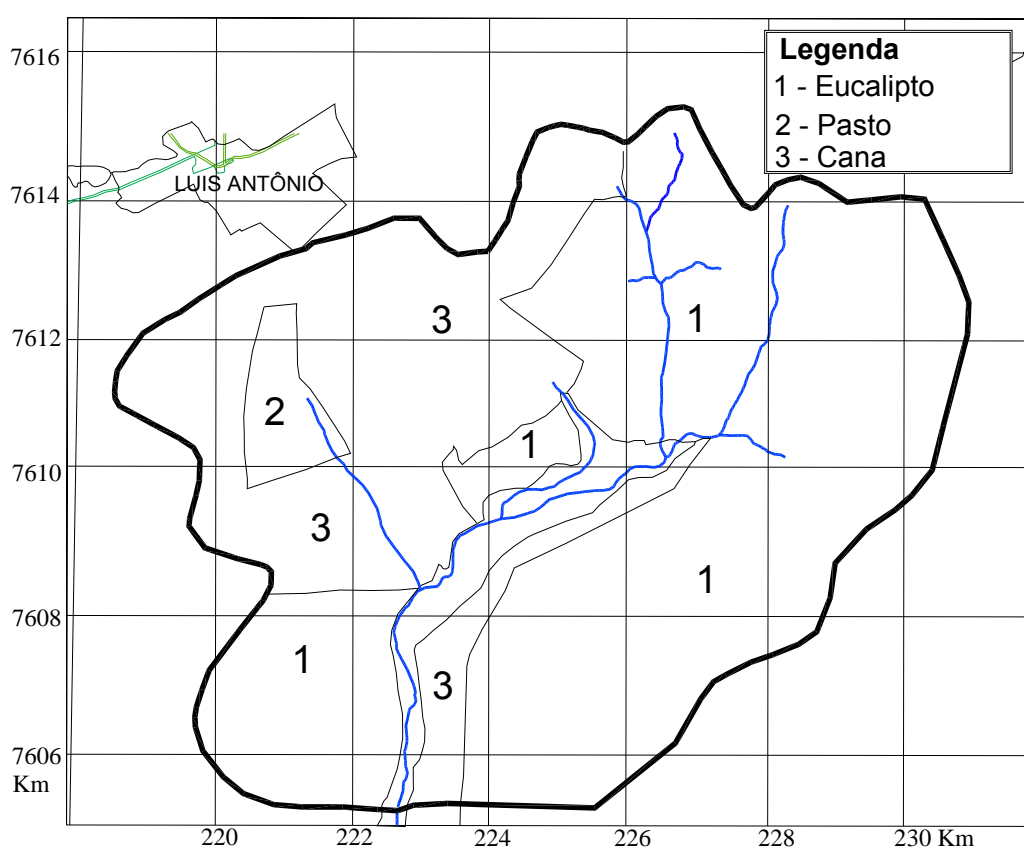


Figura 182 – Mapa de uso e ocupação do solo na bacia do córrego Vaçununga (Fonte: ZUQUETTE *et al.*, 2006).

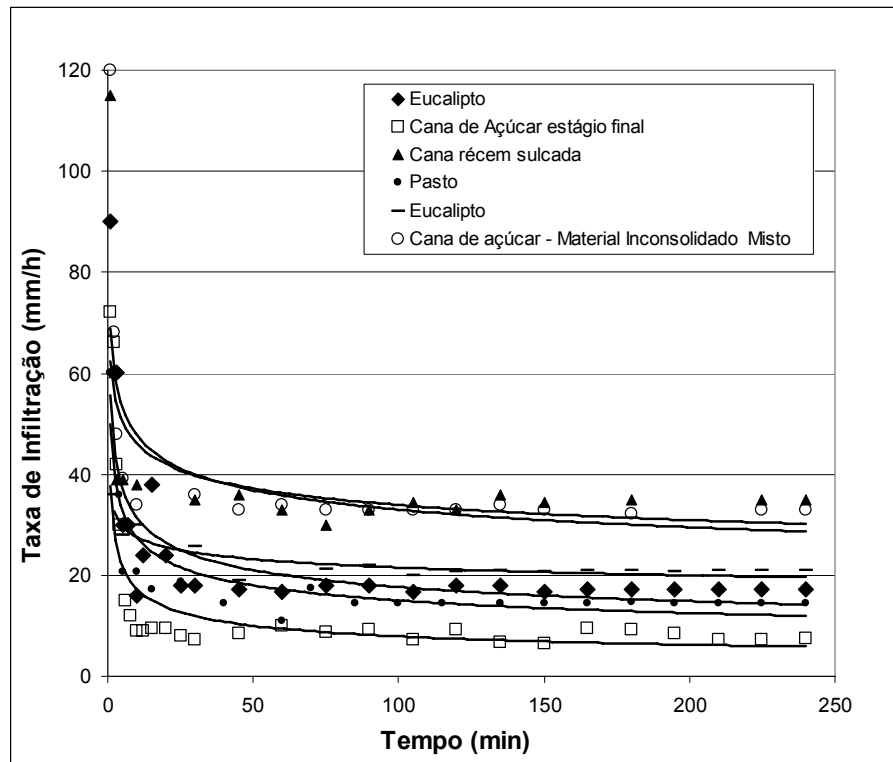


Figura 183 – Comportamento da infiltração frente aos diferentes tipos de uso e condições (Fonte: ZUQUETTE *et al.*, 2006).

As condutividades hidráulicas para condições saturadas, correspondentes à taxa de infiltração atingida quando os valores se estabilizam, variaram de  $2,5 \times 10^{-4}$  e  $8,5 \times 10^{-4}$  cm/s. A profundidade da zona saturada varia de aflorante ao longo dos canais de drenagem até 20 metros sob os divisores de água.

Os limites destes tipos de uso foram importantes para a individualização das características geotécnicas e parâmetros hidráulicos para serem usados na modelagem.

### 10.2.3.6 Evapotranspiração de referência ( $E_r$ )

A evapotranspiração de referência ( $E_r$ ) foi estimada pelo método de Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998), que considerou as informações climáticas (temperatura e umidade relativa do ar, velocidade dos ventos, insolação, pressão atmosférica), índice de área foliar e profundidade de raízes para os usos de cana de açúcar, eucalipto e pasto.

### 10.2.3.7 Condições saturadas e não saturadas dos materiais inconsolidados

Os parâmetros hidrogeológicos assumidos para o fluxo saturado através dos arenitos foram o rendimento específico ( $S_y$ ), igual a 0,2, e o armazenamento específico ( $S$ ), de  $2,0 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ . Enquanto a condutividade hidráulica saturada vertical utilizada foi de  $1 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ , a condutividade hidráulica horizontal foi 10 vezes maior devido ao fluxo subsuperficial apresentado na , isto é,  $1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ , de acordo com Zuquette *et al.* (2006).

Uma simulação prévia de dois anos foi realizada para que os seus resultados de carga hidráulica fossem usados como condição inicial para a bacia. Além disso, foi assumida uma condição de fluxo nulo através dos divisores de água que constituem a bacia do córrego Vaçununga.

Para as condições não saturadas, foram ajustadas curvas de retenção aos resultados de ensaios de papel filtro realizados por Zuquette *et al.* (2006). Os parâmetros de ajuste, obtidos via modelo de van Genuchten (1980), são apresentados na Tabela 54.

**Tabela 54 – Parâmetros dos materiais inconsolidados considerando diferentes tipos de uso.**

Tipo de uso	$K_{\text{sat}}$ (cm/s)	$\theta_r^*$	$\theta_s^*$	$\alpha^*$ (cm <sup>-1</sup> )	$n^*$	$m^*$
Cana de açúcar	$8 \times 10^{-4}$	0.15357	0.50228	0.01386	1.51930	0.15357
Eucalipto	$6 \times 10^{-4}$	0.07809	0.47319	0.02810	1.96178	0.07809
Pasto	$4 \times 10^{-4}$	0.09192	0.52196	0.03217	2.04203	0.09192

\*Ajustados de acordo com o modelo de van Genuchten (1980):  $\theta_r$  e  $\theta_s$  – umidades volumétricas residual e saturada;  $\alpha$ ,  $m$  e  $n$  – constantes empíricas.

### 10.2.3.8 Vazões em canais (descarga)

O módulo para simulação de fluxo em rios e canais de drenagem associado ao MIKE SHE é denominado MIKE-11 e foi utilizado para representar os canais de drenagem na área de estudo e para a obtenção das vazões simuladas.

## 10.2.4 Validação

Os volumes obtidos como descarga pela simulação foram comparados com aqueles obtidos através de curvas chave, que expressam a relação entre o nível de água e a vazão no canal. As medidas de descarga foram obtidas em intervalos que variaram de semanais a quinzenais no exutório da bacia, que foi escolhido como ponto de referência para a validação do modelo. Esta escolha foi feita considerando o fato de que não existem barragens dentro da bacia que pudessem causar variações no escoamento superficial nos canais de drenagem.

### 10.2.5 Resultados e discussão

A Figura 184 mostra as precipitações diárias que ocorrem na bacia ao longo dos anos de 2000 e 2001 e a Figura 185 apresenta os resultados em termos de vazão através do exutório da bacia. O melhor ajuste entre os valores medidos e simulados foi encontrado com um coeficiente de determinação igual a 0,7149.

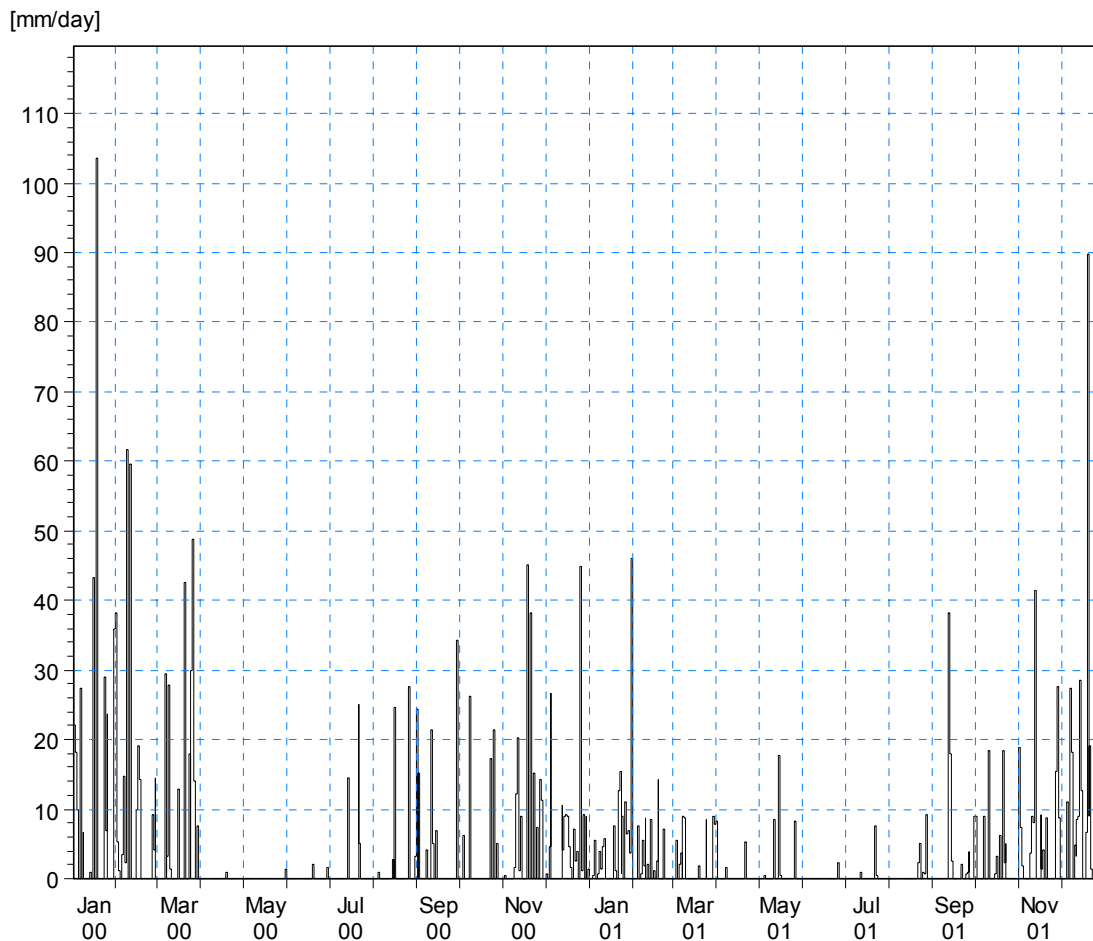
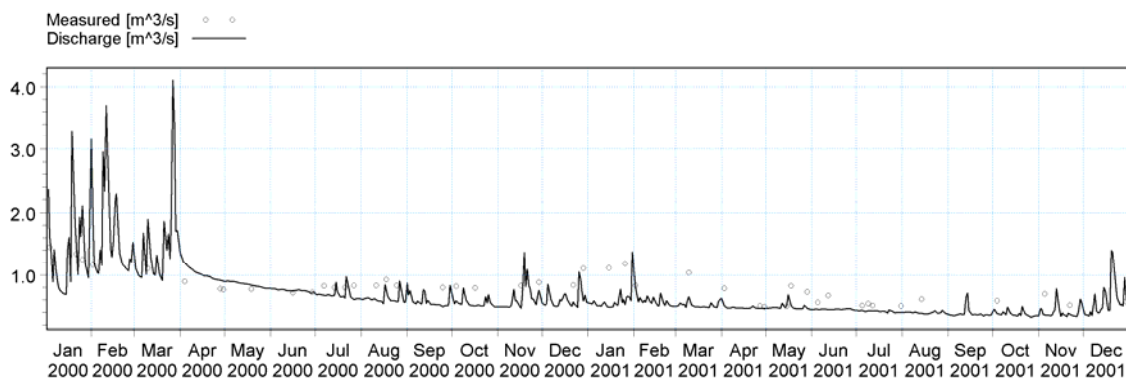


Figura 184 – Precipitação diária na bacia do córrego Vaçununga (2000 a 2001).



**Figura 185 – comparação entre as taxas de descarga medida e simulada no exutório da bacia.**

Os resultados apresentados na Figura 185 permitem a avaliação das medidas de descarga obtidas através de curva chave (pontos) e as descargas simuladas (linha contínua).

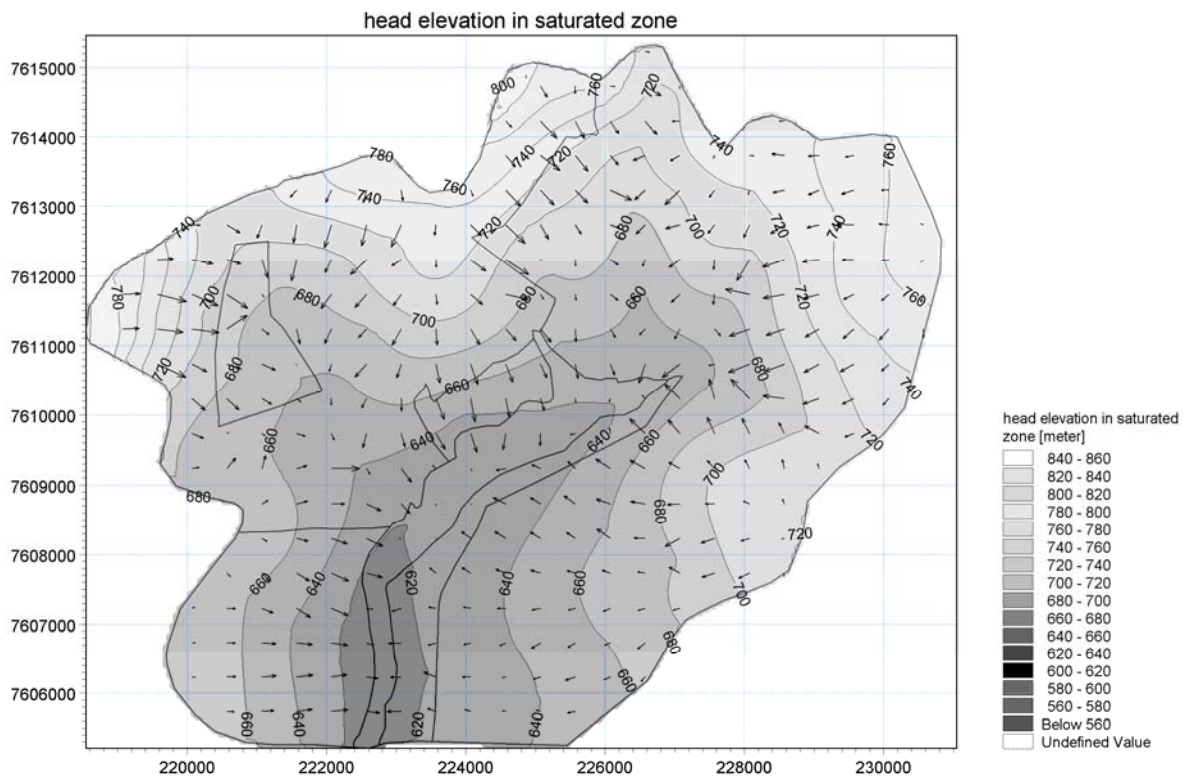
O primeiro período da simulação foi marcado por chuva intensa, especificamente entre janeiro e março de 2000, quando alguns eventos com mais de 50 mm/dia foram registrados. Este fato pode ter influenciado os volumes escoados através do exutório da bacia, aumentando a taxa de descarga. Os picos observados na simulação foram associados ao escoamento superficial, que é caracterizado pela ocorrência em um curto período de tempo e está relacionado ao eventos de grande intensidade. A partir de julho de 2000 a janeiro de 2001, que constitui um período com vários eventos de chuva, as medidas de descarga praticamente acompanham os picos da simulação. Por outro lado, as taxas de descarga apresentam boa concordância entre os valores medidos e simulados durante o período de estiagem. Isto indica que a modelagem das características dos materiais geológicos apresentou-se adequada e útil para avaliar o fluxo de base do córrego Vaçununga, que por sua vez está diretamente associado ao fluxo subsuperficial.

Contudo, as medidas poderiam ter sido melhor representadas pela simulação caso tivessem sido obtidas continuamente no exutório da bacia. Neste caso, presume-se que seria mais fácil identificar o fluxo de base da vazão que passa pelo exutório da bacia.

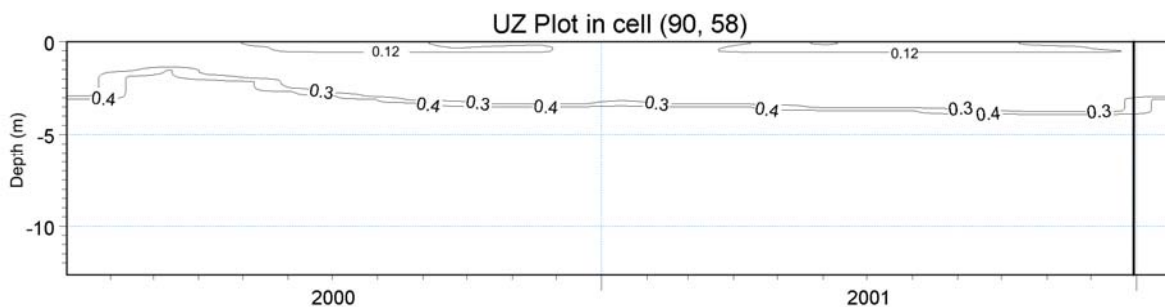
A Figura 186 ilustra a distribuição de carga hidráulica e o comportamento do fluxo da zona saturada na bacia para o estágio final da simulação, em 31/12/2001. O fluxo se direciona para os canais de drenagem, como indicam as setas cujo tamanho também representa a magnitude do gradiente hidráulico.



Um exemplo de fluxo não saturado em local ocupado por cana de açúcar is ilustrado na Figura 187, que mostra as variações de umidade volumétrica em profundidade para uma única coluna do grid (50x50 m) do modelo ao longo do período de 2000 e 2001. Nota-se uma elevação pronunciada no nível de água como resultado da primeira estação chuvosa. Durante este período, pode-se também verificar um aumento nas taxas de descarga, indicando que o fluxo de base contribuiu significativamente para este aumento. A evapotranspiração e atividade vegetal são evidenciadas durante a estiagem, quando os valores de umidade volumétrica se tornam inferiores à capacidade de campo (0,12) até a profundidade das raízes, que é em torno de 50 a 60 cm para a cana de açúcar.



**Figura 186 – Condição de carga hidráulica na bacia no estágio final da simulação (31/12/2001).**



**Figura 187 – Exemplo das variações de umidade volumétrica em profundidade para uma única coluna do grid do modelo em local ocupado por cana de açúcar durante 2000 e 2001.**

## **10.3 Exemplo – modelagem e simulações para a área de estudo**

A modelagem da área de estudo no programa MIKE SHE foi desenvolvida a partir da integração dos diversos dados obtidos de campo e laboratório, e as simulações foram geradas a partir dos cenários de chuva selecionados. Em resumo, esta etapa foi orientada a partir dos seguintes passos:

- 1) Avaliação do mapa topográfico existente;
- 2) Avaliação dos documentos cartográficos gerados: geológico, materiais inconsolidados, uso do solo, profundidade da zona saturada, superfícies de difração hídrica;
- 3) Avaliação dos dados de caracterização geotécnica dos materiais inconsolidados e de chuva;
- 4) Seleção dos modelos para cálculo da evapotranspiração de referência e das características vegetais;
- 5) Definição dos parâmetros de entrada e saída;
- 6) Definição do modelo físico;
- 7) Parametrização das diferentes camadas de acordo como o modelo físico associado aos dados geológico-geotécnicos;
- 8) Simulação, validação e análises.

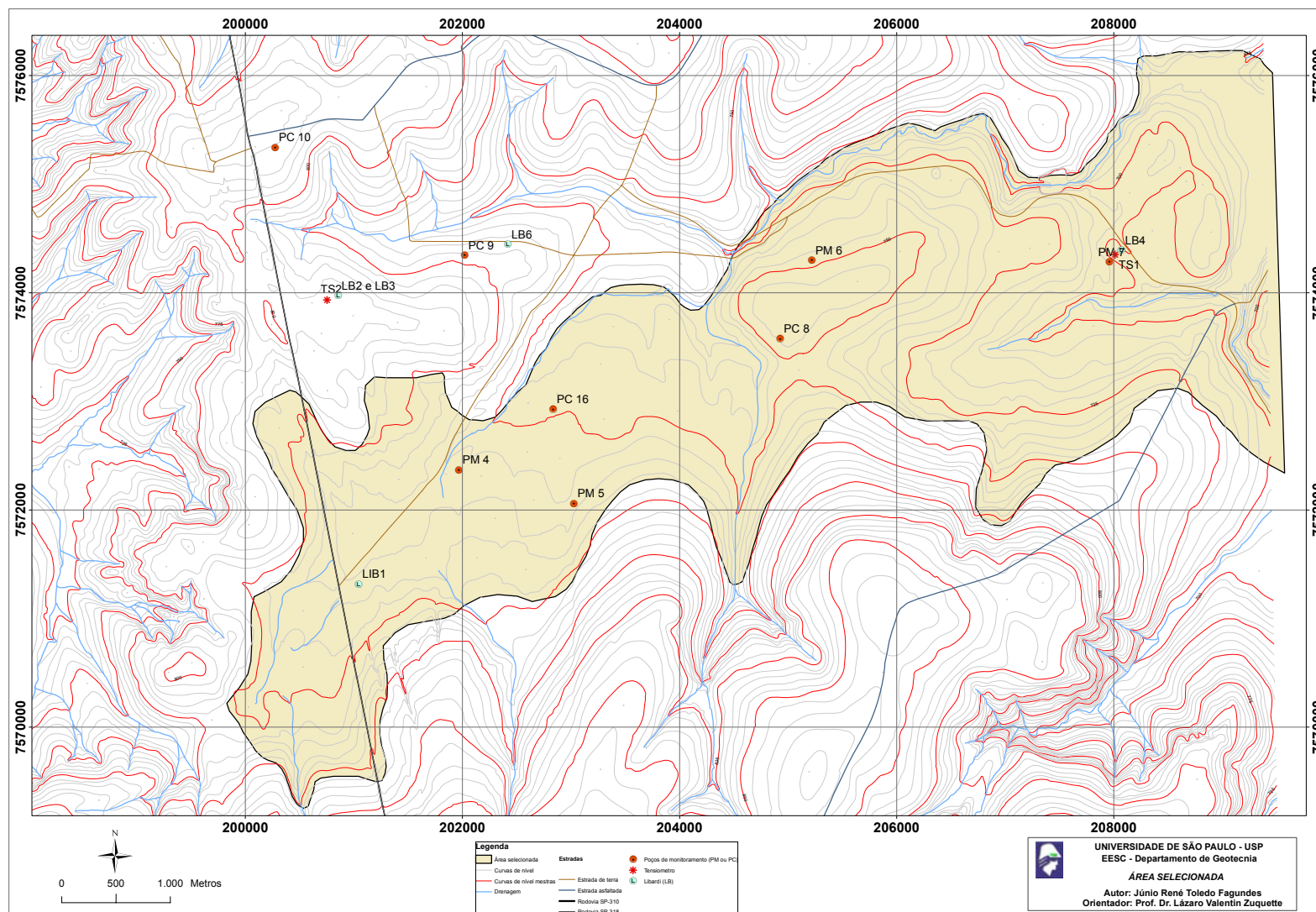
Ressalta-se que o módulo de escoamento superficial do programa não foi considerado nas simulações, pois praticamente todo registro de chuva em termos de eventos de 10 minutos (item 8.1.2) é inferior à capacidade de infiltração dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu, como visto no item 5.1.2.1.

Os dados de entrada foram preparados e inseridos na modelagem como descrito a seguir:

### **10.3.1 Definição da área (domínio)**

Em função da variabilidade quanto às condições de infiltração apresentada na área de estudo, uma parcela da área foi selecionada como domínio para a realização das simulações (destacada na Figura 188). A seleção foi feita a partir dos documentos cartográficos gerados e os critérios utilizados para a adoção desta área foram os seguintes:

- ocorrência dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu;
- avaliação das condições de infiltração;
- existência de superfícies de difrações hídras.



**Figura 188 – Visualização da área selecionada para a simulação.**

### 10.3.2 Topografia

A topografia da área foi obtida pela digitalização e georreferenciamento dos mapas topográficos citados no item 3.3.1, em escala 1:10.000, e as linhas referentes às curvas de nível foram exportadas em arquivo no formato shape para serem utilizadas no programa MIKE SHE, que realiza a interpolação dos dados para a área através do método do inverso do quadrado da distância.

### 10.3.3 Discretização do domínio

Trata-se da fragmentação do domínio em unidades elementares (células) através das quais se processam as iterações da técnica numérica (método das diferenças finitas no caso do MIKE SHE). A discretização horizontal foi feita através de um grid regular de 50 m por célula, totalizando cerca de 200 por 150 células. Esta configuração foi utilizada tendo em vista que o módulo do escoamento superficial foi desconsiderado, como mencionado anteriormente, e que no MIKE SHE o fluxo na zona não saturada ocorre unidimensional e verticalmente. Maior discretização horizontal seria possível, porém, pouco ganho em termos de resolução seria obtido em função do grande esforço computacional que seria requerido. Prioridade foi dada à discretização vertical, principalmente nas porções mais superficiais, onde a dinâmica da água é mais intensa. Os detalhes da discretização vertical utilizada são fornecidos na Tabela 55.

Tabela 55 – Discretização vertical utilizada na área selecionada.

Profundidade (m)	Dimensão vertical da célula (cm)	Número de células
0 a 1	5	20
1 a 3	10	20
3 a 13	50	20
13 a 30	100	17

#### **10.3.4 Discretização de tempo (passo de tempo)**

Em função das análises estatísticas por distribuição de frequências apresentadas no item 8.1.2, o passo de tempo definido para a realização das simulações foi de 10 minutos, que foi o tempo considerado adequado para melhor representar a dinâmica superficial da água frente às diferentes intensidades de chuva que podem ocorrer na área.

#### **10.3.5 Dados de chuva**

Como mencionado no item 8.1.3, o ano base escolhido para a realização das simulações foi o de 2009 pelo fato de também existirem registros dos poços de monitoramento para este ano.

Os eventos de chuva A, B, C1 e C2 (ver item 8.1.3) foram considerados representativos do padrão de chuvas que ocorre na área de estudo, como demonstrado no item 8.1.2, e assim são considerados nas simulações.

#### **10.3.6 Evapotranspiração de referência ( $E_r$ )**

A evapotranspiração de referência para o ano de 2009 foi estimada em termos diários, de acordo com o método de Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998). As informações climáticas de temperatura e umidade do ar, velocidade dos ventos, pressão atmosférica e insolação, necessárias como dados de entrada para o método, foram obtidas a partir do banco de dados da Estação Meteorológica de São Carlos, pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A Tabela 56 apresenta os resultados da evapotranspiração de referência de 2009 determinados a partir da aplicação do método de Penman-Monteith.

**Tabela 56 – Resultados da evapotranspiração de referência para 2009 (mm/dia).**

dia \ mês	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
1	3,64	4,20	4,35	3,17	2,98	1,65	2,28	2,89	3,76	4,17	4,68	4,01
2	3,58	4,08	4,78	3,39	2,46	1,68	2,04	3,18	3,69	4,04	4,65	4,21
3	3,77	4,47	4,03	3,65	2,39	1,40	1,89	2,55	4,38	4,27	4,41	3,97
4	3,24	4,05	4,10	3,07	2,37	2,29	1,98	2,79	3,09	4,23	4,52	3,72
5	3,62	4,02	4,11	3,08	2,21	2,27	2,39	3,62	3,26	4,39	4,43	4,77
6	4,49	4,52	3,69	3,03	2,44	2,03	2,56	3,69	3,03	4,38	4,32	4,13
7	4,46	4,52	4,57	2,94	2,28	2,27	2,00	3,19	3,75	4,52	4,37	3,41
8	4,26	4,00	4,50	3,02	2,30	2,21	2,19	3,79	3,70	3,26	3,79	3,46
9	4,84	3,77	3,74	3,25	2,66	1,96	2,52	4,02	2,95	3,96	4,04	3,68
10	4,17	3,85	3,42	2,98	2,57	1,96	2,14	2,70	3,40	4,40	4,32	3,71
11	4,26	4,03	3,22	3,40	2,42	1,56	2,07	2,93	4,08	4,84	4,34	4,24
12	4,50	3,59	3,41	3,47	2,56	1,39	1,77	3,20	3,76	3,84	4,52	4,08
13	4,78	3,42	3,09	2,88	2,47	1,76	1,98	3,47	3,57	3,80	4,99	3,46
14	5,00	3,38	3,26	2,59	3,13	1,70	1,87	2,97	3,97	4,06	4,73	3,50
15	3,96	3,58	3,46	2,91	1,95	1,73	2,57	3,12	4,01	3,79	4,14	4,25
16	3,70	4,00	3,92	3,36	2,00	1,69	2,46	3,75	4,08	3,77	4,52	4,28
17	3,96	4,79	3,62	2,95	2,05	1,78	2,40	3,66	3,87	4,27	4,65	4,33
18	3,80	4,53	3,54	3,17	2,44	1,64	2,38	2,72	4,14	4,27	5,01	3,98
19	3,97	4,90	4,03	2,96	2,39	1,70	2,02	2,02	3,37	4,10	4,83	4,60
20	3,95	4,66	3,44	2,89	3,24	1,85	2,17	2,04	3,31	3,79	4,73	4,65
21	4,21	4,48	3,91	3,06	2,88	2,24	2,28	2,50	3,54	3,87	4,53	4,50
22	4,14	4,29	3,62	3,92	2,23	1,93	2,97	2,41	3,21	3,55	4,56	4,20
23	4,47	4,32	3,32	3,14	2,32	2,12	2,63	2,02	2,89	3,85	4,19	4,41
24	4,76	3,93	3,49	3,27	2,34	2,03	1,58	2,21	3,14	4,27	3,95	3,99
25	3,69	3,84	3,78	2,88	2,29	1,67	1,68	2,67	3,83	4,06	4,59	4,01
26	3,43	4,02	4,24	2,78	2,44	1,70	2,14	2,97	4,27	3,94	4,64	4,20
27	3,52	3,99	3,81	2,88	2,09	2,19	2,10	2,97	4,53	4,10	4,01	4,21
28	3,60	4,44	3,32	3,12	2,47	1,75	2,92	2,88	4,80	4,11	4,04	3,87
29	3,82		3,14	3,75	2,36	2,08	2,07	3,36	3,24	4,32	3,58	3,54
30	4,03		3,03	3,03	2,72	2,22	2,00	3,80	3,56	4,23	4,00	3,84
31	4,63		3,32		2,27		2,24	3,58		4,25		3,63

### 10.3.7 Uso do solo

Em termos de simulação, a consideração do uso do solo é importante para a avaliação da evapotranspiração real (ET), como descrito no item 10.1.

Os tipos de uso do solo selecionados para a realização das simulações foram cana de açúcar, pasto e mata, que ocorrem em maior extensão na área de estudo, como visto na Tabela 17 do item 4.4. Os parâmetros considerados para o cálculo de ET e referentes a estes tipos de usos encontram-se na Tabela 57.

Tabela 57 - Parâmetros da evapotranspiração real referentes aos tipos de uso do solo.

Tipo de uso	$K_c$	IAF	PR (cm)	$C_1$	$C_2$	$C_3$ (mm/h)
Cana de açúcar	1*	4*	50	0,3	0,2	30
Pasto	1	2	30	0,3	0,2	30
Mata	1.1	6	120	0,3	0,2	30

\* - em função do estágio evolutivo.

Os coeficientes  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  utilizados foram os mesmos adotados por Kristensen e Jensen (1975), enquanto que a profundidade de raízes PR foi definida em função do padrão típico de densidade de raízes apresentado pelas respectivas culturas. O coeficiente de cultura  $K_c$  e o IAF para a cana de açúcar foram considerados variáveis em função do ciclo evolutivo da cultura, que envolve desde a etapa de crescimento até o corte. A Figura 189 apresenta a função de IAF adotada para a cana, sendo igual a zero quando se refere à etapa de corte (sem folhas). O  $K_c$  foi admitido igual a 1.1 nos estágios em que a cana de açúcar alcança maior porte, indicando que a evapotranspiração potencial  $E_p$  é superior à de referência  $E_r$ .

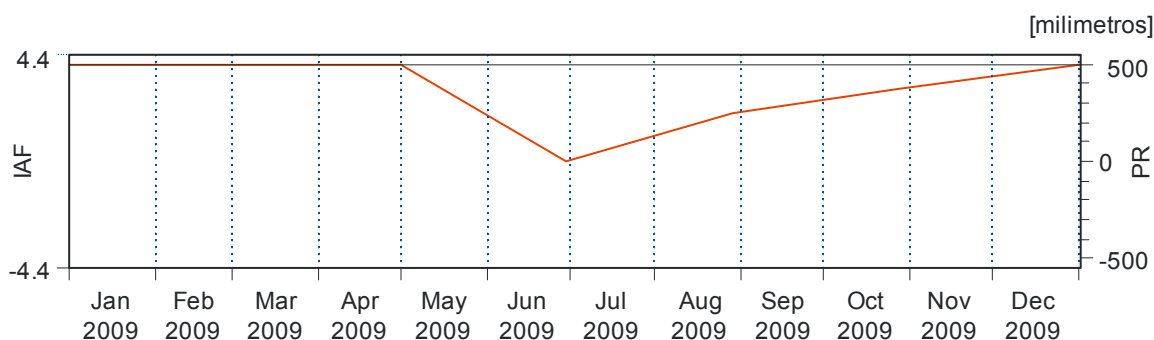


Figura 189 – Variação do IAF adotada para a cana de açúcar.

### 10.3.8 Características dos materiais geológicos

As características dos materiais geológicos necessárias à elaboração de um modelo no MIKE SHE se referem às suas propriedades hidráulicas, tanto para a zona saturada quanto não saturada.



### 10.3.8.1 Zona saturada

Os parâmetros da zona saturada considerados no MIKE SHE são as condutividades hidráulicas horizontal e vertical, o rendimento específico  $S_y$  e o armazenamento específico  $S$ .

Os ensaios de infiltração realizados nos materiais inconsolidados da Formação Botucatu forneceram valores de condutividade hidráulica saturada que variaram entre  $1 \times 10^{-6}$  e  $8 \times 10^{-6}$  m/s, conforme verificado no item 9.2. Para o propósito de apresentação na tese, optou-se por adotar um valor único de  $5 \times 10^{-6}$  m/s para a condutividade hidráulica saturada.

O rendimento específico  $S_y$  foi determinado com base nos ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio, conforme mencionado no item 3.3.4.3. De acordo com a Figura 108, gerada a partir destes ensaios, aproximadamente 50% do volume de poros dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu está relacionada a poros com dimensões inferiores a  $30 \mu\text{m}$ , caracterizando os microporos segundo a classificação de Koorevaar *et al.* (1983). Nestas condições, o fluxo ocorre em velocidades baixas, não contribuindo efetivamente em termos práticos para o escoamento subsuperficial e, desta forma, os outros 50%, entre mesoporos e macroporos, é que de fato contribuem. Considerando ainda os valores médios de porosidade total ( $n$ ) apresentados por estes materiais inconsolidados durante os ensaios de infiltração, em torno de 0,40, foi adotado para  $S_y$  um valor de 0,20 (50% de 0,40).

O armazenamento específico  $S$  é um parâmetro utilizado para condições de aquífero confinado, em que o material geológico se mantém saturado, e é definido como o volume de água liberado causado pelo decréscimo unitário de carga hidráulica em uma unidade de volume do aquífero, sendo expresso pela Equação 79 (FREEZE e CHERRY, 1979):

$$S = \frac{1}{V} \cdot \frac{\Delta V_w}{\Delta h} \quad \text{Equação 79}$$

Sendo,

$V$  – volume total;

$\Delta V_w$  – volume de água liberado;

$\Delta h$  – variação da carga hidráulica.

Em termos de propriedades físicas mensuráveis, o armazenamento específico  $S$  pode ser expresso de acordo com a Equação 80:

$$S = \gamma_w \cdot (\beta_s + n \cdot \beta_w)$$

**Equação 80**

Sendo,

$\gamma_w$  – peso específico da água  $\cong 10 \text{ kN/m}^3$ ;

$\beta_s$  – compressibilidade do material geológico – areia  $\cong 3 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ ;

$n$  – porosidade;

$\beta_w$  – compressibilidade da água  $\cong 5 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ .

Como o aquífero estudado na tese trata-se de um aquífero livre, a compressibilidade do material geológico  $\beta_s$  em função de alterações de carga hidráulica pode ser desprezada. Considerando também a porosidade total ( $n$ ) em torno de 0,4, como mencionado anteriormente, o armazenamento específico  $S$  se iguala a  $2 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ , que corresponde ao valor adotado na modelagem.

### **10.3.8.2 Zona não saturada**

As características dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu empregadas para a modelagem quanto às condições não saturadas foram os parâmetros obtidos a partir dos ensaios de curva de retenção e de condutividade hidráulica não saturada.

Os parâmetros de retenção foram ajustados de acordo com o método de van Genuchten (1980) incluindo as correções com as tradagens de campo, como descrito no item 5.2.3. Os parâmetros utilizados encontram-se na Tabela 28.

As funções de condutividade hidráulica não saturada utilizadas foram obtidas a partir do método do perfil instantâneo proposto por Libardi *et al.* (1980) aplicado aos ensaios de infiltração LB4, LB5 e LB6, como descrito no item 9.2.

Além disso, tendo em vista a importância das características dos materiais inconsolidados nos processos de dinâmica superficial da água, fez-se necessária a

calibração das propriedades hidráulicas destes materiais a partir dos resultados dos ensaios de infiltração de grandes dimensões (LB4, LB5 e LB6). Os detalhes deste procedimento de calibração serão abordados no item 10.3.9.

Ressalta-se que, teoricamente, a calibração também poderia ser feita através dos tensiômetros. Porém, por se tratar de instrumentos cuja medida de umidade é feita de forma indireta e que estão sujeitos aos possíveis erros de leitura no manômetro de pressão, optou-se pelas medidas de umidade dos ensaios de infiltração, que foram obtidas por meio de tradagens (método direto). Além disso, as características destes materiais inconsolidados podem proporcionar elevadas taxas de infiltração, de forma que as variações de umidade podem se processar mais rapidamente que o tempo necessário para o estabelecimento do equilíbrio de pressões no interior do tensiômetro, como mencionado em 8.3.1.

### **10.3.9 Calibração das propriedades hidráulicas dos materiais inconsolidados**

Os três ensaios de infiltração de grandes dimensões descritos no item 9.2 foram utilizados para a etapa de calibração das propriedades hidráulicas dos materiais inconsolidados.

Relembrando, as condições dos ensaios de infiltração de grandes dimensões eram: saturação do perfil até certa profundidade; interrupção da infiltração (tempo inicial) e realização de tradagens periódicas para verificação das variações das umidades volumétricas, evitando-se perdas com evaporação.

Sendo assim, foram realizadas simulações unidimensionais no programa MIKE SHE com o intuito de reproduzir as condições e os resultados destes ensaios. Desta forma, somente a opção de fluxo em condições não saturadas foi selecionada no programa. Além disso, a precipitação e a evapotranspiração foram consideradas nulas, obedecendo assim às condições de realização dos ensaios.

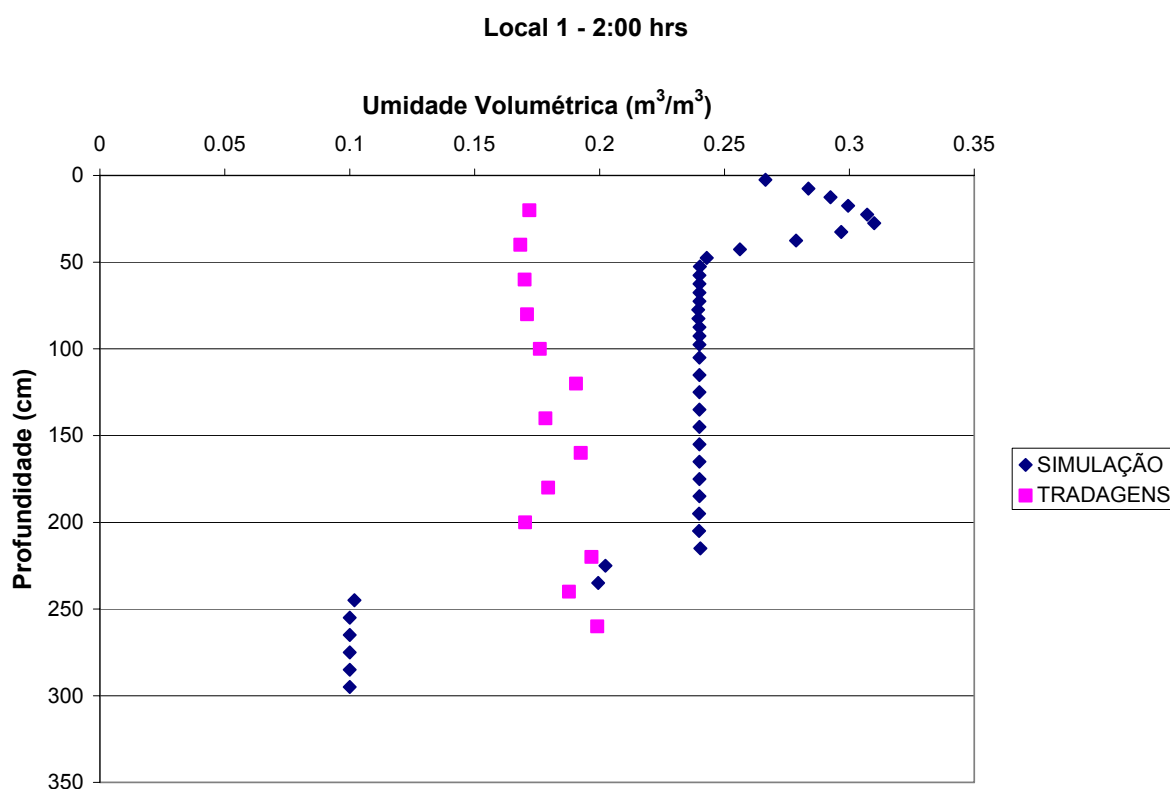
Os resultados obtidos por meio da aplicação do método de Libardi *et al.* (1980) ao ensaio LB4 (Local 1), relatados no item 9.2.1, permitiram a subdivisão do perfil de solo em três camadas de propriedades hidráulicas distintas. Esta subdivisão foi idealizada com o intuito de simplificar a modelagem do perfil, tornando mais ágil

conseqüentemente os processos de simulação. A individualização das três camadas foi determinada pelo agrupamento das camadas de 20 cm descritas na Tabela 46, que apresentaram propriedades hidráulicas razoavelmente próximas. A Tabela 58 apresenta a distribuição das três camadas em profundidade para o ensaio no Local 1.

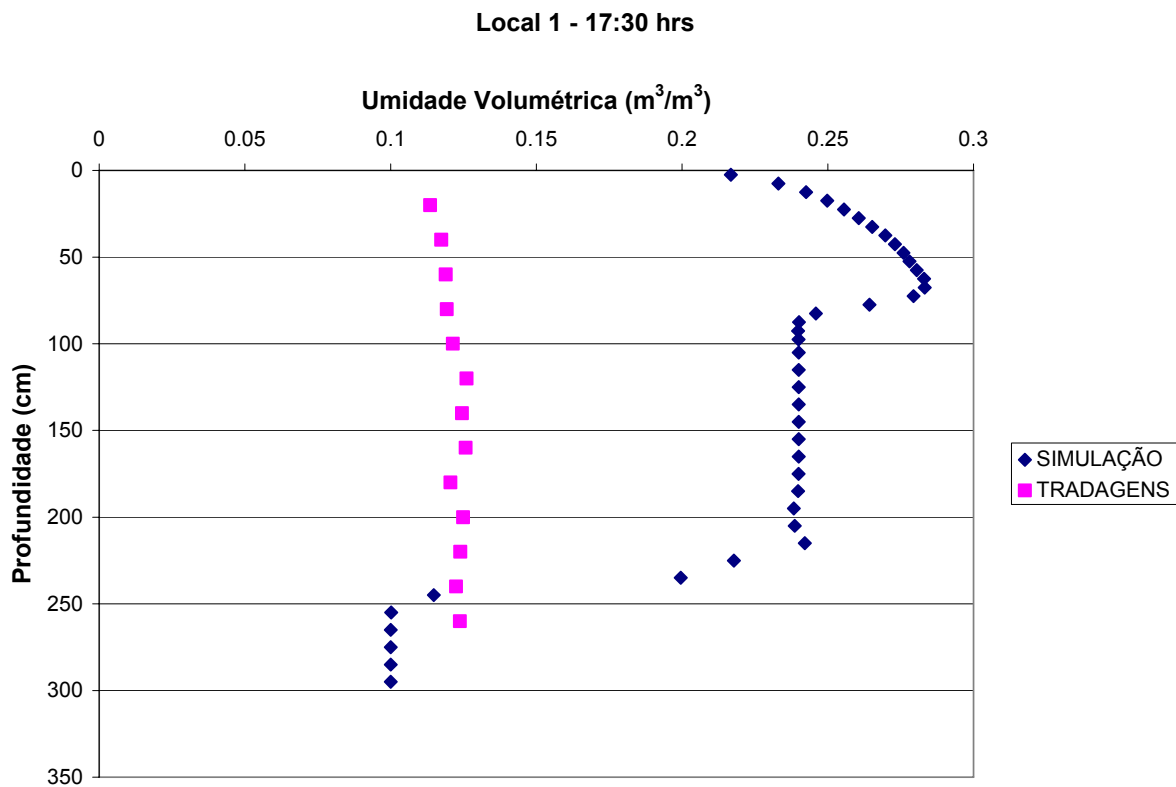
**Tabela 58 – Funções de condutividade hidráulica  $K(\theta)$  das camadas simuladas – Local 1.**

Camada	Profundidade (cm)	Função $K(\theta)$ (m/s)
1	0 a 80	$K(\theta) = 0,00006 \times e^{42(\theta - 0,412)}$
2	80 a 200	$K(\theta) = 0,000025 \times e^{36(\theta - 0,412)}$
3	200 a --	$K(\theta) = 0,00001 \times e^{32(\theta - 0,412)}$

A modelagem do perfil de umidades com estas condições hidráulicas gerou resultados que puderam ser comparados aos valores relativos às tradagens, em termos de umidade volumétrica (Figura 190 e Figura 191), para os tempos de 2 e 17,5 horas.



**Figura 190 – Perfis de umidades real (tradagens) e modelado após um tempo de 2:00 horas – Local 1.**

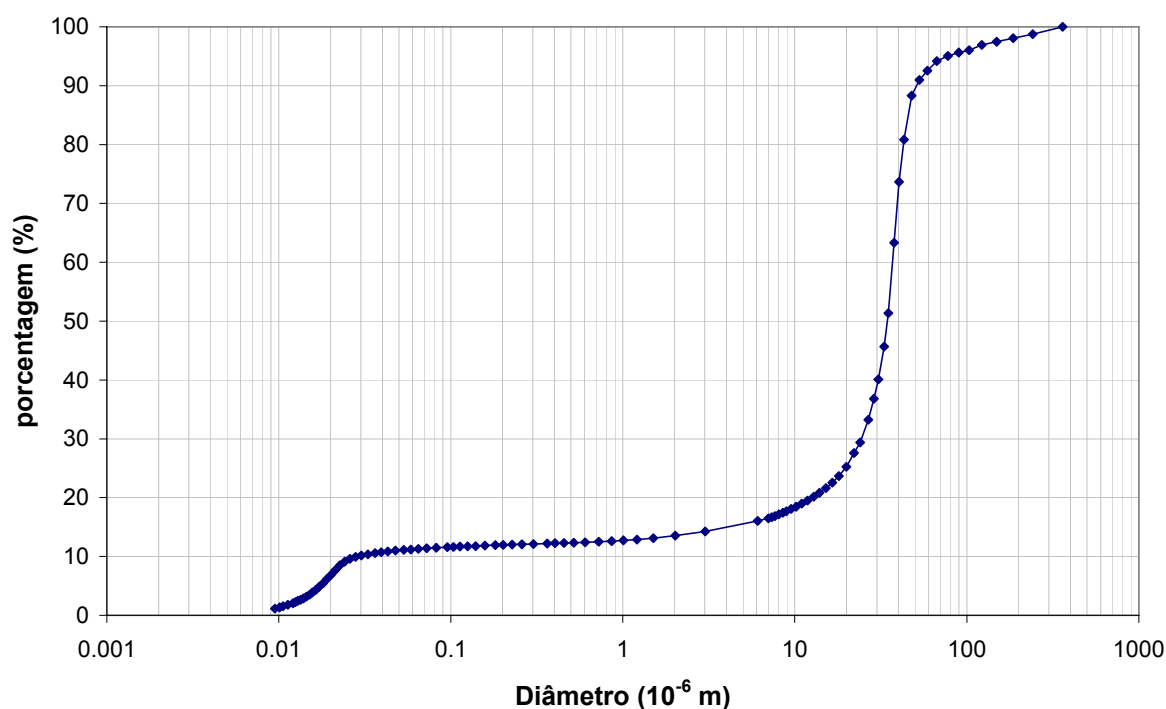


**Figura 191 - Perfis de umidades real (tradagens) e modelado após um tempo de 17:30 horas – Local 1.**

Verifica-se, portanto, que a redistribuição de água no perfil durante o ensaio (tradagens) se processa mais rapidamente que a redistribuição de água simulada, mesmo quando se considera uma velocidade de infiltração igual à velocidade relativa à condutividade hidráulica saturada.

Deve ser ressaltado que a concepção do ensaio de grandes dimensões resulta em valores gerais, admitindo numa visão macro que o solo apresente homogeneidade em termos de tamanho de poros. Porém, isto não é o que acontece neste local.

Analizando a distribuição de poros de uma amostra representativa do local do ensaio, obtida por meio da técnica de porosimetria por intrusão de mercúrio, como mostrado na Figura 192, verifica-se a existência de faixas de dimensões que podem ser classificadas de modo diferente.



**Figura 192 – Distribuição dos tamanhos de poros obtida por porosimetria de intrusão de mercúrio – Local 1.**

Segundo a classificação empírica de Koorevaar *et al.* (1983), os poros podem ser denominados de microporos quando suas dimensões são inferiores a 30  $\mu\text{m}$ , de macroporos quando superiores a 100  $\mu\text{m}$ , e de mesoporos quando estiverem entre esses limites. Com esta classificação, o autor destaca que os macroporos afetam a aeração e a drenagem do solo durante o processo de infiltração pelo fato de forças gravitacionais serem majoritárias. Os mesoporos são responsáveis pela condução da água após os macroporos se esvaziarem, sendo importantes nos processos de redistribuição. Já nos microporos, a água flui vagarosamente pois neles é marcante a atuação das forças capilares.

De acordo com a classificação de Koorevaar (1983), o solo do Local 1 apresenta cerca de 40% de microporos, 56% de mesoporos e 4% de macroporos. Embora somente 4% possam ser classificados como macroporos, a maior parte do volume dos vazios contidos na amostra referem-se aos mesoporos, o que pode explicar a rapidez da redistribuição de água verificada com as tradagens durante o ensaio de infiltração. Sendo assim, o modelo a ser simulado deve contemplar estes poros por onde o fluxo ocorre motivado essencialmente por forças gravitacionais.

Uma alternativa para a representação via modelo matemático destas características de macroporosidade foi proposta por Christiansen *et al.* (2004), que

separa a equação de Richards em dois domínios: matriz e macroporos. A equação governadora do domínio dos macroporos trata-se da Equação 81:

$$\frac{\partial \theta_{mp}}{\partial t} = \frac{\partial (K_{mp}(\theta_{mp}))}{\partial z} - S_{mp} \quad \text{Equação 81}$$

Sendo:

$\theta_{mp}$  – umidade volumétrica do macroporo;

$K_{mp}$  – condutividade hidráulica do macroporo;

$S_{mp}$  – termo de fonte que exprime a troca entre os domínios matriz e macroporo, e que torna-se o termo de fonte da equação de Richards usado no domínio matriz. Este termo pode ser expresso por (Equação 82):

$$S_{mp} = \beta_{mp} \cdot K(\theta_{matriz}) \cdot (\Psi_{mp} - \Psi_{matriz}) \quad \text{Equação 82}$$

Sendo:

$\Psi_{mp}$  – carga capilar (de pressão) nos macroporos;

$\Psi_{matriz}$  – carga capilar na matriz;

$K$  – condutividade hidráulica da matriz;

$\theta_{matriz}$  – umidade volumétrica da matriz;

$\beta_{mp}$  – coeficiente de transferência linear de água de primeira ordem, que é esperado ser maior quanto menor a distância entre macroporos e maior o contato hidráulico matriz-macroporo (Equação 83).

$$\beta_{mp} = \frac{C_f}{d^2} \quad \text{Equação 83}$$

Sendo:

$C_f$  – fator de contato macroporo-matriz, revelando características das paredes internas do macroporo;

$d$  – comprimento da trajetória de difusão efetiva.

Por sua vez, a relação que expressa a condutividade hidráulica dos macroporos  $K_{mp}(\theta_{mp})$  pode ser escrita da seguinte forma (Equação 84):

$$K_{mp}(\theta_{mp}) = K_{s,mp} \cdot \left( \frac{\theta_{mp}}{\theta_{s,mp}} \right)^{n^*} \quad \text{Equação 84}$$

Em que:

$K_{s,mp}$  - condutividade hidráulica saturada dos macroporos;

$\theta_{s,mp}$  - macroporosidade;

$n^*$  - expoente empírico.

Os parâmetros  $\beta_{mp}$ ,  $K_{s,mp}$ ,  $\theta_{s,mp}$  e  $n^*$  devem ser fornecidos ao programa Mike-She para simulações que incluam a opção de macroporosidade. Sendo assim, a Tabela 59 apresenta os valores adotados para o local do ensaio 1.

**Tabela 59 – Parâmetros de simulação adotados para as camadas do modelo.**

<b>Camada</b>	<b><math>\beta_{mp}</math></b>	<b><math>K_{s,mp}</math> (m/s)</b>	<b><math>\theta_{s,mp}</math></b>	<b><math>n^*</math></b>
1	100000	$10^{-4}$	0.07	2
2	100000	$10^{-4}$	0.06	2
3	100000	$10^{-4}$	0.05	2

Com a inclusão da opção de simulação com macroporosidade, os resultados simulados para o ensaio podem ser visualizados nas Figura 193 e Figura 194.



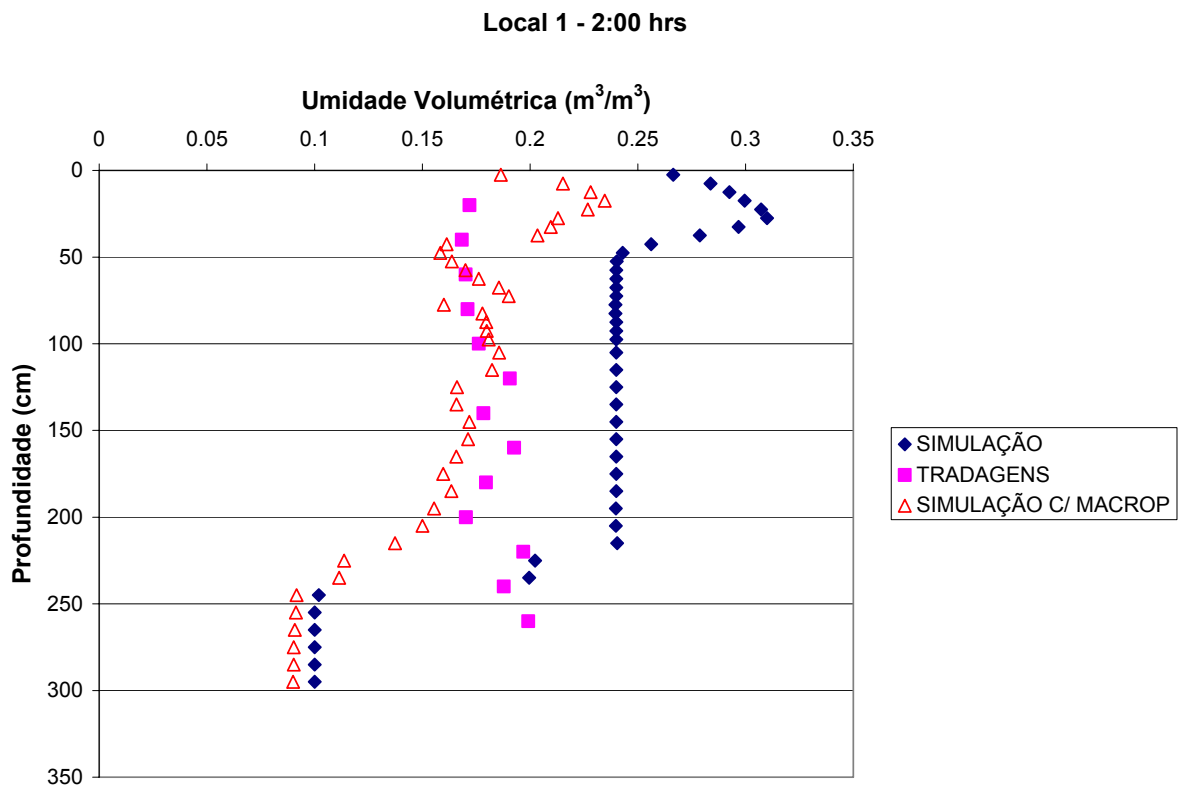


Figura 193 - Perfis de umidades após 2:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 1.

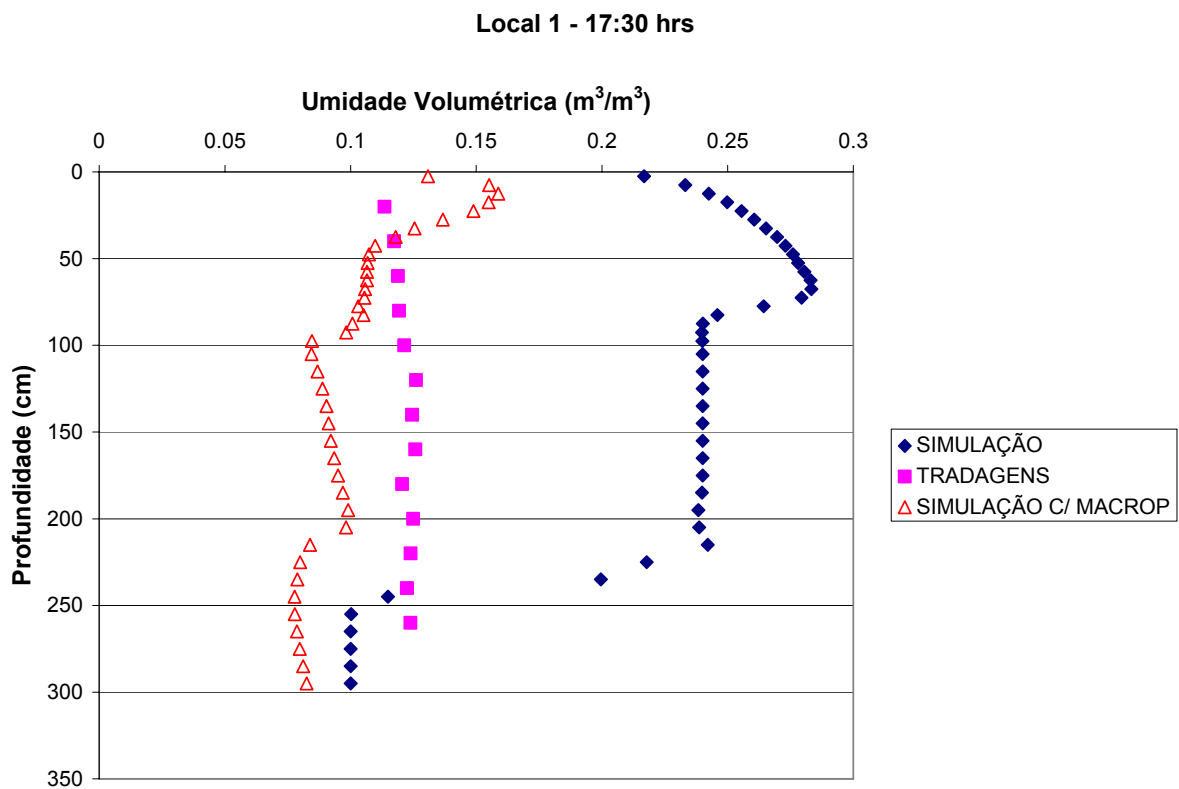
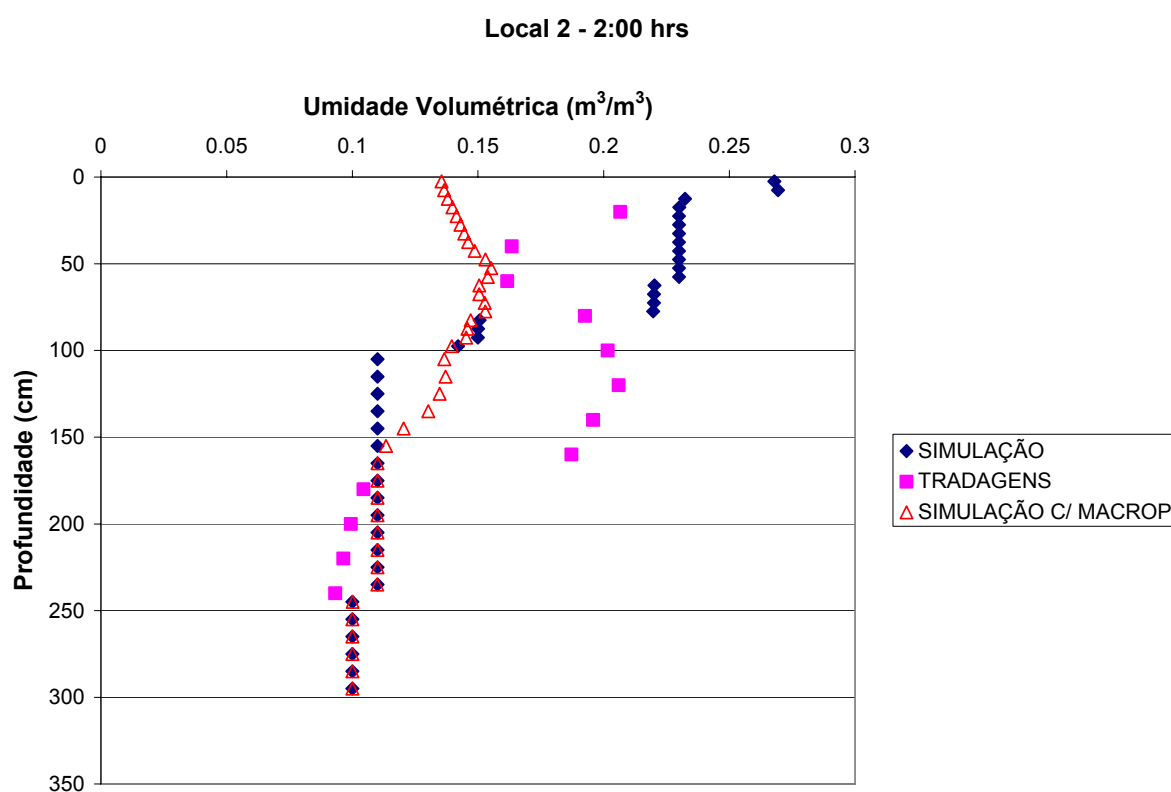


Figura 194 - Perfis de umidades após 17:30 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 1.

Os resultados apresentaram-se mais próximos aos reais encontrados durante o ensaio de infiltração, sugerindo que as simulações feitas com estes parâmetros e com a opção de macroporosidade são mais adequadas para representar um modelo para a área de estudo.

Da mesma maneira foram realizadas as calibrações com os resultados dos ensaios LB5 (Local 2) e LB6 (Local 3), que são apresentadas da Figura 195 a Figura 199.



**Figura 195 - Perfis de umidades após 2:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 2.**

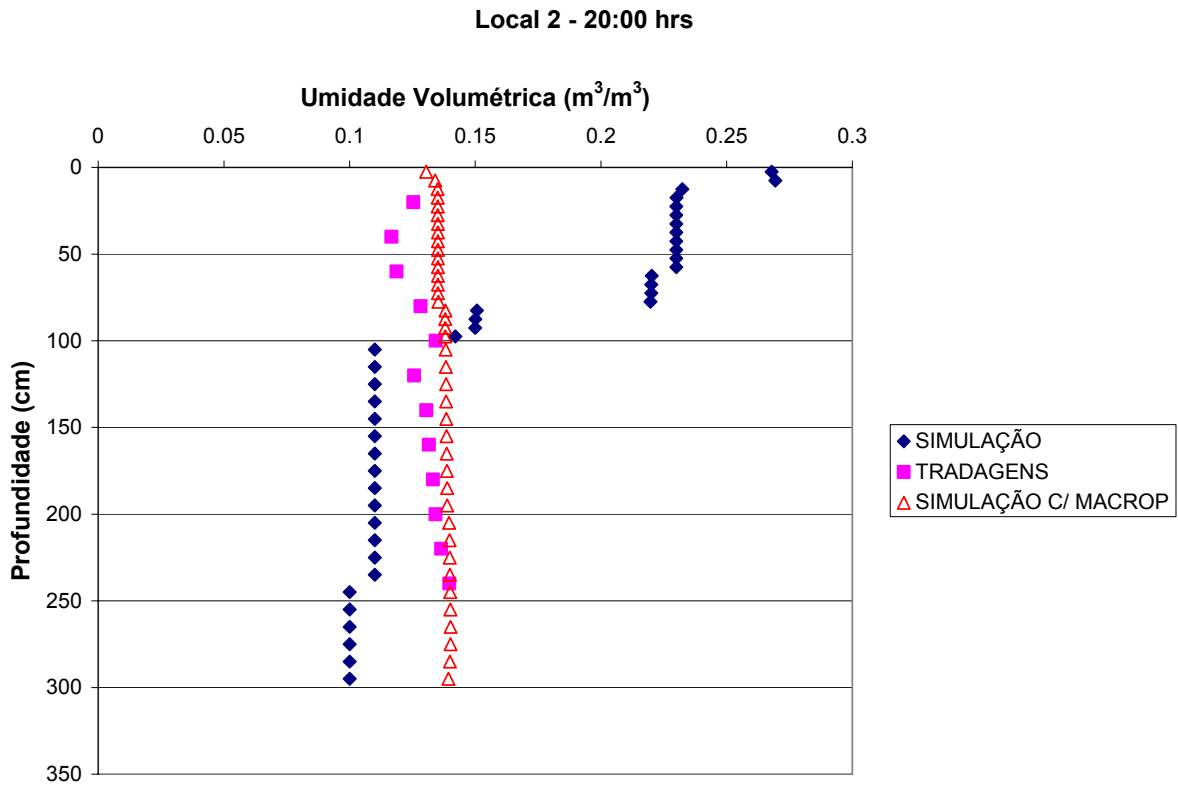


Figura 196 - Perfis de umidades após 20:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 2.

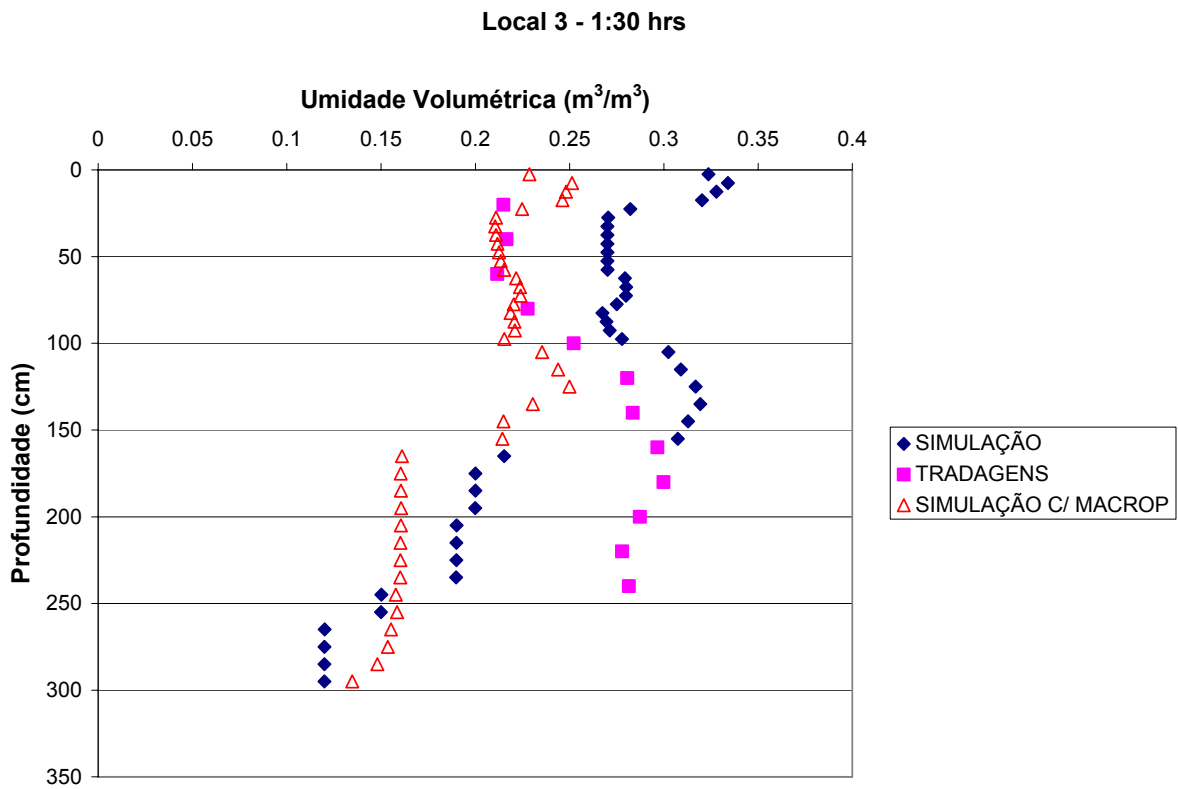


Figura 197 - Perfis de umidades após 1:30 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 3.

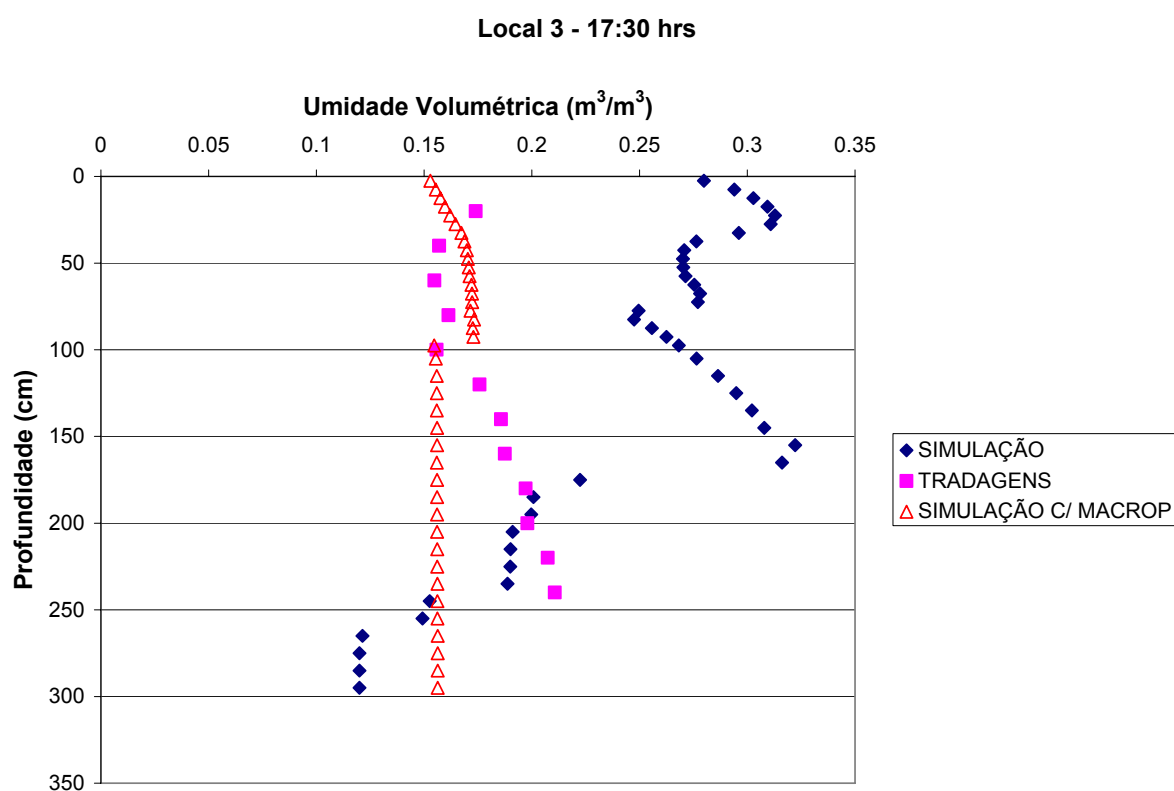


Figura 198 - Perfis de umidades após 17:30 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 3.

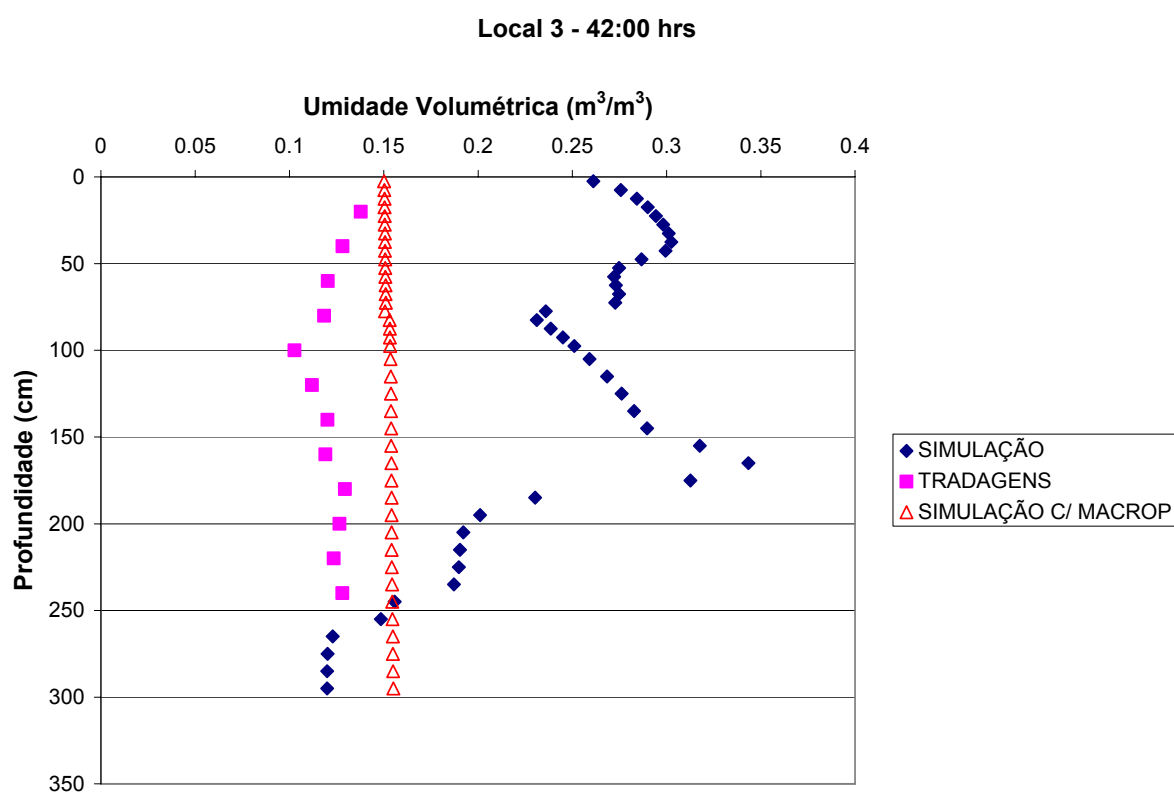


Figura 199 - Perfis de umidades após 42:00 horas: introdução da modelagem dos macroporos – Local 3.

Em síntese, os parâmetros calibrados referentes aos materiais inconsolidados dos ensaios nos locais 1, 2 e 3 são apresentados na Tabela 60:

**Tabela 60 – Resumo dos parâmetros para modelagem validados pela calibração dos materiais inconsolidados para os Locais 1, 2 e 3.**

Local	Camada	Z (cm)	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	n	$K_{sat}$	$\theta_{MP}$	$K_{MP}$	*pf <sub>CC</sub>	Pf <sub>PM</sub>
1	1	0 a 80	0,342	0,028	0,0548	2,8866	6e-6	0,07	1e-4	1,7	4
	2	80 a 200	0,362	0,028	0,0548	2,8866	2,5e-6	0,05	1e-4	1,7	4
	3	200 a --	0,372	0,028	0,0548	2,8866	1e-6	0,05	1e-4	1,7	4
2	1	0 a 80	0,352	0,05	0,0557	3,0237	3e-5	0,07	1e-4	1,6	4
	2	80 a 200	0,362	0,05	0,0548	3,0237	5e-6	0,05	1e-4	1,6	4
	3	200 a --	0,362	0,05	0,0548	3,0237	2,7e-6	0,05	1e-4	1,6	4
3	1	0 a 80	0,38	0,06	0,0431	2,5179	1,5e-6	0,06	7e-5	1,85	4
	2	80 a 200	0,39	0,06	0,0431	2,5179	4,5e-7	0,05	5e-5	1,85	4
	3	200 a --	0,40	0,06	0,0431	2,5179	1,5e-7	0,04	5e-5	1,85	4

\* - pf = log  $\psi$ , sendo  $\psi$  a sucção em cmca; Legenda: Z – profundidade;  $\theta_s$  e  $\theta_r$  – umidades volumétricas saturada e residual ( $m^3/m^3$ );  $\alpha$  ( $cm^{-1}$ ) e n – parâmetros de ajuste para o modelo de van Genuchten (1980);  $K_{sat}$  – condutividade hidráulica saturada da matriz (m/s);  $\theta_{MP}$  – macroporosidade;  $K_{MP}$  – condutividade hidráulica saturada do macroporo (m/s); CC – capacidade de campo; PM – ponto de murcha.

A seguir apresentam-se os resultados das simulações para 4 eventos com o intuito de demonstrar a potencialidade do programa MIKE SHE e da importância da integração de dados geológico-geotécnicos, de uso e de chuvas.

## 10.4 Resultados - eventos

Da Figura 200 a Figura 203 são apresentados os resultados das simulações referentes à porção não saturada para os eventos A, B, C1 e C2, descritos no item 8.1.3, considerando o uso de cana de açúcar e os parâmetros obtidos para o Local 1. Julga-se que os parâmetros do Local 1 sejam representativos dos materiais inconsolidados da Formação Botucatu que ocorre na área de estudo, uma vez que suas características conferem valores intermediários em relação aos demais.

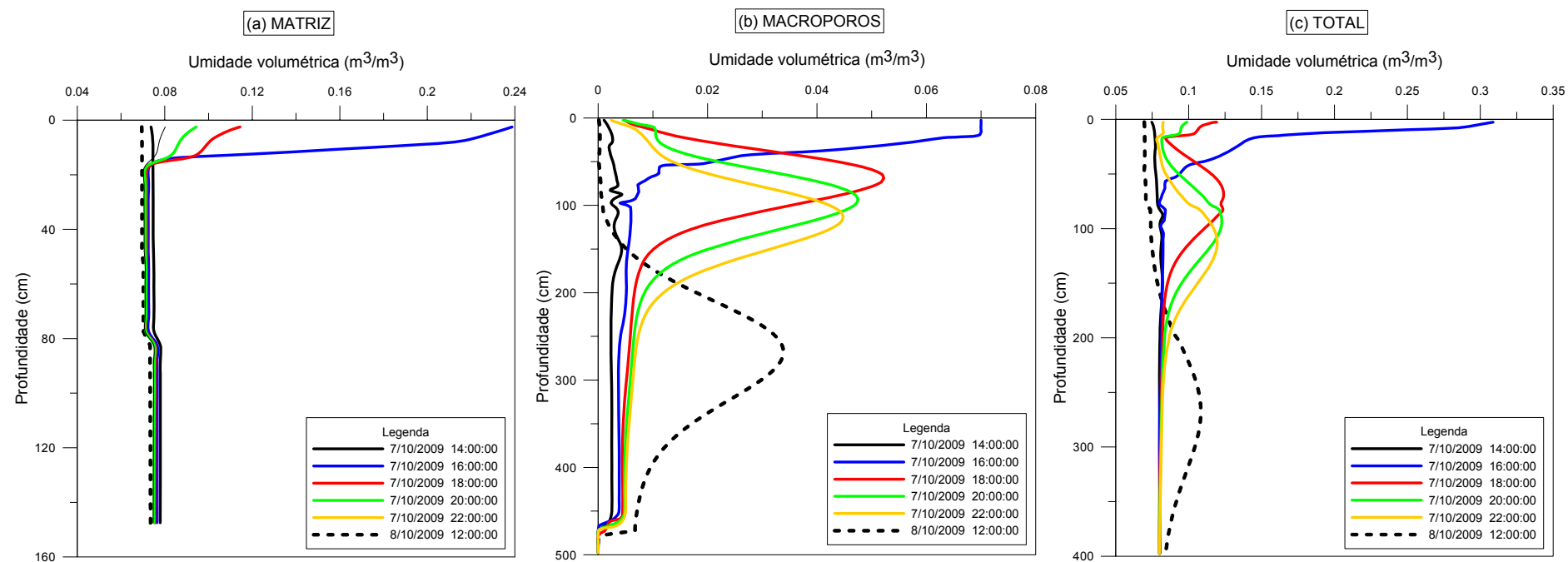


Figura 200 – Variação de umidade volumétrica ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento A.

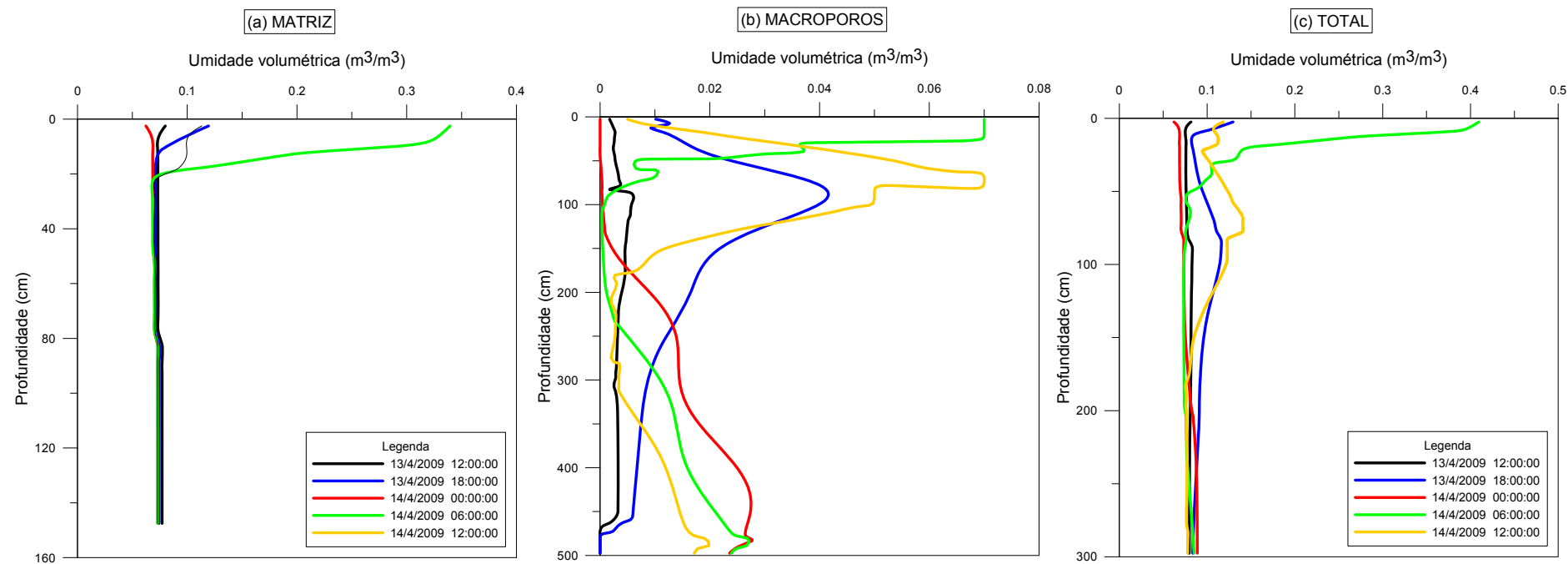


Figura 201 - Variação de umidade ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento B.

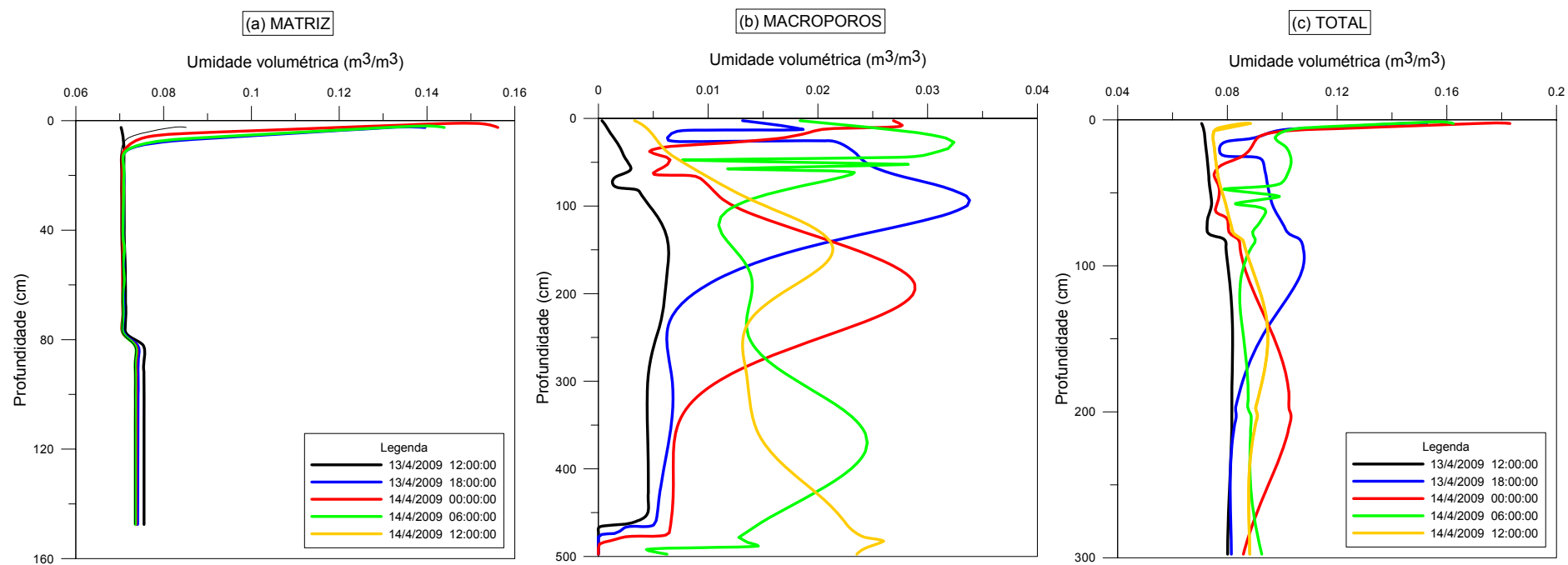


Figura 202 - Variação de umidade ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento C1.



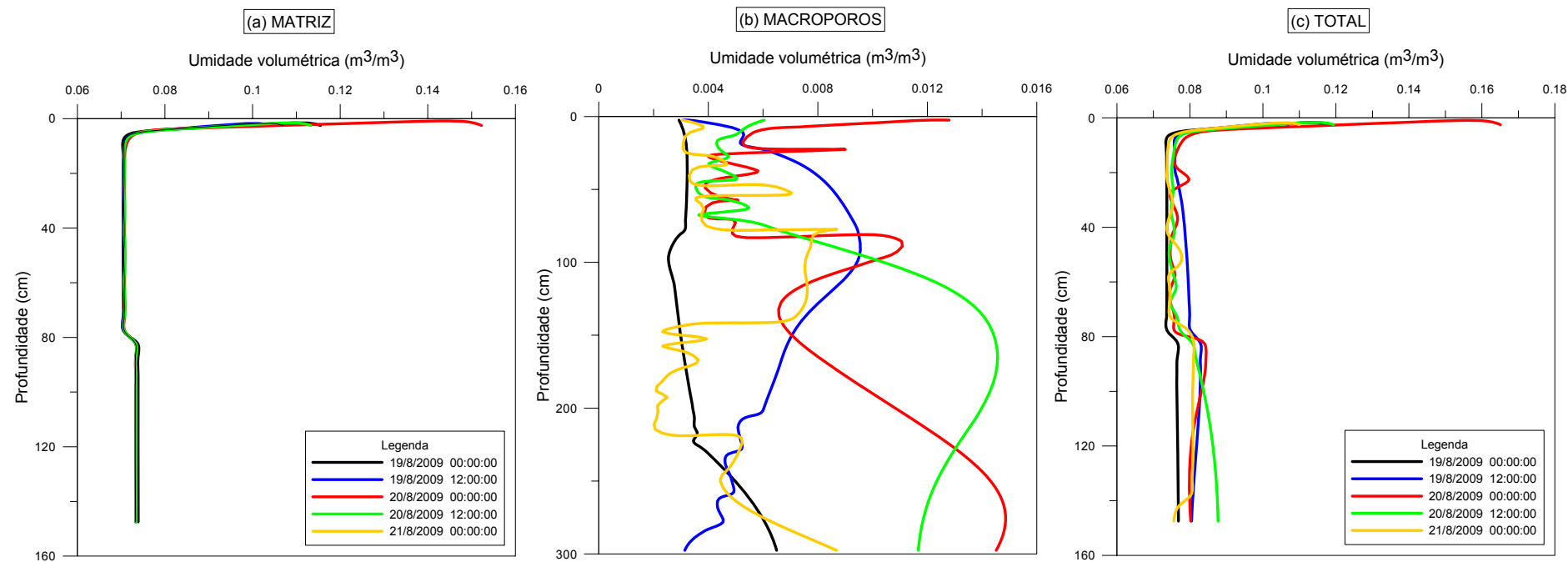


Figura 203 - Variação de umidade ao longo do perfil: (a) matriz, (b) macroporos e (c) total – Evento C2.

A porosidade total é composta pelas parcelas referentes à matriz e aos macroporos, que apresentam comportamentos diferenciados em termos de infiltração, o que pode ser observado nas Figuras 200 a 203.

No evento A, que se caracteriza como uma chuva intensa e de curta duração (ver item 8.1.3), verifica-se o surgimento de um pulso bem definido nas variações de umidade dos macroporos (Figura 200b), que se desloca a uma velocidade aproximada de  $3 \times 10^{-3}$  cm/s. Ao mesmo tempo, alterações de umidade na matriz somente são verificadas nos primeiros 20 cm de profundidade, onde atua mais intensamente a evapotranspiração, e o fluxo ocorre em velocidades menores que  $10^{-4}$  cm/s.

Num evento de chuva intensa, ocorre a tendência de os macroporos serem preenchidos mais rapidamente em relação aos poros da matriz. Quando isso acontece, é estabelecido um fluxo no sentido do macroporo para a matriz que causa a redução da amplitude dos pulsos, como verificado na Figura 200b.

Para a umidade volumétrica total, embora as variações possam ser visíveis em profundidade, elas ocorrem basicamente em função das variações de umidade nos macroporos e em números percentuais reduzidos, o que pode explicar a dificuldade e as incertezas em relação a monitoramentos da zona não saturada realizados com instrumentos tipo tensiômetros e TDR. Tal fato pode ser verificado também em todos os outros tipos de eventos.

Como as variações de umidade volumétrica da matriz podem ser desprezadas, as análises volumétricas podem ser realizadas diretamente pelas variações de umidade nos macroporos. Com isso, considerando a profundidade de 265 cm, verificou-se a umidade volumétrica nos macroporos se elevou de cerca de  $0,007 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , às 22 horas do dia 07/10/2009, para  $0,034 \text{ m}^3/\text{m}^3$  às 12 horas do dia 08/10/2009, perfazendo uma variação de  $0,027 \text{ m}^3/\text{m}^3$  ou  $27 \text{ l}/\text{m}^3$ . Este é um valor considerado plausível tendo em vista que a altura pluviométrica deste evento foi de 48,58 mm (ver Tabela 42), o que significa  $48,58 \text{ l}/\text{m}^2$ . Considerando também que esta é uma profundidade a partir da qual os fenômenos da evapotranspiração são pouco significativos, estes  $27 \text{ l}/\text{m}^3$  podem ser caracterizados como recarga potencial caso o nível de água não seja tão profundo. Neste caso, o fluxo de água dos macroporos para a matriz podem se tornar significativos a ponto de reduzir este valor.

Verifica-se, portanto, que a análise das taxas de recarga em aquíferos através de variações de umidade volumétrica de macroporos é mais eficiente que as realizadas por meio das variações de umidade total.

A mesma característica pode ser verificada no caso da chuva B, que é caracterizado por dois eventos isolados. Neste caso, os dois eventos geram pulsos diferentes que podem ser observados no dia 14/4/2009 às 12 horas nas profundidades de 5,0 e de 0,80 metros. O intervalo ocorrido entre estes dois eventos é de cerca de 42 horas, o que permitiu a visualização dos pulsos isoladamente no perfil sem sobreposição. Porém, esta visualização não é possível através das variações considerando a porosidade total.

Mesmo em caso de intervalos mais curtos, ou mesmo em chuvas contínuas, como no caso das chuvas C1 e C2, pode ser visualizado melhor detalhamento do avanço de fluxo que gera a recarga através de perfis de variação de umidade volumétrica de macroporos (Figura 202b e Figura 203b).

Além de praticamente contínuas, as chuvas C1 e C2 possuem alturas pluviométricas parecidas. A diferença básica entre elas se trata da duração do evento, ou da intensidade. A de menor intensidade, C2, praticamente não é detectada pelas variações no perfil de umidades totais.

## **10.5 Análise geral**

É evidenciada a importância da avaliação das macroporosidades para a determinação das taxas de recarga, assim como o potencial do programa.

Em função desta característica, medidas diretas de umidade em campo, que avaliam somente as condições de umidade total, podem não ser satisfatórias, comprometendo as avaliações de recarga direta da zona saturada.

Sendo assim, a modelagem caracteriza-se como uma ferramenta útil para avaliação de recarga, desde que ela consiga integrar e agregar os diferentes fatores que afetam os processos de fluxo na zona não saturada e que podem constituir a recarga potencial da zona saturada.

## **Capítulo 11 – Conclusão**

---

Esta tese teve como objetivo principal o desenvolvimento de um estudo envolvendo a integração de dados geológico-geotécnicos, climáticos, de chuvas e a espacialização de materiais geológicos, de superfícies de difração hídrica e da profundidade do nível de água com vista à adequada avaliação da recarga. A integração consistiu no levantamento e inter-relacionamento de dados provenientes de ensaios de campo e laboratório e trabalhos de escritório.

Quanto aos objetivos específicos, os trabalhos permitiram: a obtenção da distribuição estatística dos regimes de chuva relacionada a eventos; a espacialização dos materiais geológicos na área de estudo; a obtenção dos parâmetros hidráulicos que determinam as características de fluxo de água nos materiais inconsolidados; a avaliação de condicionantes geológico-geotécnicos que interferem no regime deste fluxo entre os diferentes materiais; a obtenção de parâmetros referente ao transporte de poluentes; e a avaliação entre os diferentes fatores que influenciam e condicionam o processo de recarga.

Os mapas geológico e de materiais inconsolidados gerados permitem verificar a existência de três tipos básicos de substrato rochoso além de quatorze diferentes tipos de materiais inconsolidados. Tal verificação demonstra a variabilidade natural da área de estudo que se reflete nas condições de fluxo e conseqüente infiltração e recarga. Superfícies de difração hídrica são exemplos destes condicionantes, que também foram colocadas na forma de um mapa indicando quatro superfícies de difração de fluxo.

O mapa de profundidade da zona saturada apresenta o delineamento de sete classes de profundidade do nível de água na área de estudo, constituindo uma informação primordial no sentido de estimar os tempos de ocorrência de recarga e de fornecer a carga hidráulica inicial para simulações de modelos numéricos.

No que tange às atividades de campo, a geofísica de eletrorresistividade demonstrou grande aplicação como ferramenta auxiliar de investigações geológico-geotécnicas das características de infiltração e transporte de poluentes.

Os ensaios de infiltração foram essenciais para a determinação das condutividades hidráulicas (saturada e não saturada), principalmente os de grande dimensão pela maior representatividade. A partir desta etapa foi constatado que a condutividade hidráulica saturada dos materiais inconsolidados residuais da Formação Botucatu apresentou variação da ordem de  $10^{-4}$  a  $10^{-3}$  cm/s, e capacidade potencial de infiltração de 250 a 450 mm/h. Parâmetros de retenção dos materiais inconsolidados foram obtidos através de ajuste dos dados de ensaios de laboratório por meio de regressão numérica do modelo de van Genuchten (1980). A integralização destes dados de parâmetros hidráulicos em modelos numéricos para a simulação a partir dos ensaios de infiltração permitiu verificar a importância da consideração das macroporosidades nos processo de de fluxo da zona não saturada. Tais macroporosidades puderam ser comprovadas a partir de ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio, e constituem de 10 a 15% da porosidade total dos materiais residuais inconsolidados da Formação Botucatu.

Os parâmetros hidráulicos interferem diretamente no transporte de poluentes, juntamente com as características de retenção de poluentes, como a sorção. A sorção foi avaliada em laboratório através de ensaios de equilíbrio em lote com soluções multi-iônicas, e em campo através de ensaios de infiltração com a presença de NaCl e controle por eletrorresistividade. Embora os materiais sejam essencialmente arenosos, verificou-se que os mesmo possuem capacidade de retenção de poluentes significativa.

O monitoramento das condições da distribuição da água oriunda das chuvas foi realizado por três sistemas de registros: pluviógrafo, tensiômetros e poços de monitoramento. O pluviógrafo e os poços de monitoramento apresentaram resultados confiáveis enquanto os tensiômetros fornecem resultados que dependem de diversos fatores, tais como: leitorista, tipo de manômetro, profundidade do tensiômetro, tipo do material geológico no qual está localizado e frequência de leitura em relação aos eventos de chuva.

Ao integrar todas as informações conforme proposto nos objetivos do trabalho, verifica-se uma quantidade elevada de combinações que devem ser simuladas conforme descrito a seguir:

- pelo menos três condições de dinâmica de água relacionada aos materiais geológicos da Formação Botucatu;

- quanto ao uso do solo, pelo menos quatro tipos predominam: cana de açúcar, pastagem, mata e fruticultura/reflorestamento; e

- quanto às chuvas pode-se considerar dezenas de diferentes eventos, considerando intensidades e durações.



## REFERÊNCIAS

- (ABGE), A. B. D. G. D. E. Ensaios de permeabilidade em solos - Orientações para sua execução no campo. v. Boletim 041996. p. 40.
- ADAR, E. M. *et al.* Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data. *J Hydrol* [S.I.], v. 97, p. 251–302, 1988.
- AGRICULTURE, U. S. D. O. Soil Survey Manual. In: SERVICE, N. R. C. (Ed.). Washington, DC: U.S. Govt. Print. Off., 1993. p. 315.
- AL HAGREY, S. A. *et al.* Preferential flow: first results of a full-scale flow model. *Geophysical Journal International* [S.I.], v. 138, n. 3, p. 643-654, 1999.
- ALAOUI, A.; EUGSTER, W. Dual-porosity modeling of groundwater recharge: testing a quick calibration using in situ moisture measurements, Areuse River Delta, Switzerland. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 12, n. 4, p. 464-475, 2004.
- ALKAEED, O. *et al.* Estimation of Surface Runoff and Groundwater Infiltration Components by the Groundwater Recharge Model (Itoshima Area, Japan) *Memoirs of the Faculty of Engineering: Kyushu University*, 2007.
- ALLEN, R. G. *et al.* *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. FAO. Irrigation and drainage paper, 56. Rome, Italy, p.300. 1998
- ALLISON, G. B. *et al.* Land clearance and river salinisation in the western Murray Basin, Australia. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 119, p. 1–20, 1990.
- \_\_\_\_\_. Vadoze-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semi-arid regions. *Soil Sci Soc Am J* [S.I.], v. 58, p. 6–14, 1994.
- ALLISON, G. B.; HUGHES, M. W. The use of environmental tritium to estimate recharge to a South-Australian aquifer. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 26, n. 3-4, p. 245-254, 1975.
- ANON. The preparation of maps and plans in terms of Eng. Geology. *Eng. Geol* [S.I.], p. 293-381, 1972.
- APPELO, C. A. J.; POSTMA, D. *Geochemistry, groundwater and pollution*. Rotterdam: CRC Press, 2005.
- ARCHIE, G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* [S.I.], v. 146, p. 54–62, 1942.
- ARNOLD, J. G. *et al.* Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water* [S.I.], v. 33, p. 1010–1018, 1995.



ASSIS, C. D. *Avaliação de uma sonda TDR helicoidal para a estimativa do teor de umidade dos solos em campo e laboratório*. (2008). 178 f. (Dissertação), Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

Associação Brasileira de Normas Técnicas "NBR 15495-2 - Poços de monitoramento de águas subterrâneas em aquíferos granulares - Parte 2: desenvolvimento", 2008

Associação Brasileira de Normas Técnicas. "NBR 6508" – Grãos de Solos que Passam na Peneira de 4,9 mm – Determinação da Massa Específica. Rio de Janeiro, 1984.

BAAS BECKING, L. G. M. *et al.* Limits of the natural environment in terms of plant and oxidation–reduction potentials. *J Geo Phys* [S.I.], v. 68, p. 243–284, 1960.

BAEHR, A. L. *et al.* *Estimating spatial variability of recharge in Southern New Jersey from unsaturated-zone measurements*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations - Report 02-4288, p.31. 2003

BALEK, J. Groundwater recharge concepts. In: SIMMERS, I. (Ed.). *Estimation of Natural Groundwater Recharge: Mathematical and Physical Sciences*, 1987. p. 3-9.

BARIZON, R. R. M. *et al.* Sorção e dessorção do imazaquin em solos com diferentes características granulométricas, químicas e mineralógicas. *R. Bras. Ci. Solo* [S.I.], v. 29, p. 695-703, 2005.

BARTON, N. *et al.* Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mech. Rock Eng.* [S.I.], v. 6, n. 4, p. 189–236, 1974.

BELCHER, D. J. *et al.* *The measurement of soil moisture and density by Neutron and Gamma-ray scattering*. Civil Aeronautics Administration Technologic Development Report, p.20. 1950

BRAKENSIEK, D. L.; RAWLS, W. J. Agricultural management effects on soil water processes Part II: Green and Ampt parameters for crusting soils. *Trans. Amec. Soc. Agric. Eng.* [S.I.], v. 26, p. 1753-1757, 1983.

BRANDÃO, V. S. *et al.* *Infiltração da Água no Solo*. Viçosa: UFV, 2003.

CAMARGO, O. A. *et al.* Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas. IAC, Boletim Técnico, 106. Campinas: Instituto Agrônomo, 1986. p. 94.

CETESB. *Relatório de Qualidade das águas subterrâneas do Estado de São Paulo 2001 –2003*. São Paulo, p.137. 2004

\_\_\_\_\_. *Relatório de Qualidade das águas subterrâneas do Estado de São Paulo 2004 –2006*. São Paulo, p.138. 2007

CHANDLER, R. J. *et al.* A low cost method of assessing clay desiccation for low buildings. In: Proceedings of the Institution of Civil Engineers. 1992. 2v. p.82-89.

CHRISTIANSEN, J. S. *et al.* Modelling of macropore flow and transport processes at catchment scale. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 299, n. 1-2, p. 136-158, 2004.

CHU, S. T. Infiltration during an unsteady rain. *Water Resources Research* [S.I.], v. 14, n. 3, p. 461-466, 1978.

CLARK, I.; FRITZ, P. *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, 1997. (Boca Raton).

COOPER, J. D. Water use of a tea estate from soil moisture measurements. *East Africans Agricultural and forestry Journal* [S.I.], v. 43, p. 102-121, 1979.

COUDRAIN-RIBSTEIN, A. *et al.* L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? *Acad Sci Paris Sci Terre Planèt* [S.I.], v. 326, p. 159-165, 1998.

CUSTODIO, E. Aquifer overexplotation: what does it mean? *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 10, n. 2, p. 254-278, 2002.

DAHAN, O. *et al.* Flexible Time Domain Reflectometry Probe for Deep Vadose Zone Monitoring. *Vadose Zone J.* [S.I.], v. 2, n. 2, p. 270-275, May 1, 2003 2003.

\_\_\_\_\_. In Situ Monitoring of Water Percolation and Solute Transport Using a Vadose Zone Monitoring System. *Vadose Zone Journal* [S.I.], v. 8, n. 4, p. 916-925, 2009.

DE VRIES, J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 10, n. 1, p. 5-17, 2002.

DEY, A.; MORISON, H. F. Receptivity modeling for arbitraries shaped three-dimensional structures. *Geophysics* [S.I.], v. 44, p. 753-780, 1979.

DREISS, S. J.; ANDERSON, L. D. Estimating Vertical Soil Moisture Flux at a Land Treatment Site. *Ground Water* [S.I.], v. 23, n. 4, p. 503-511, 1985.

DYKES, A. P.; THORNES, J. B. Hillslope hydrology in tropical rainforest steeplands in Brunei. *Hydrological Processes* [S.I.], v. 14, n. 2, p. 215-235, 2000.

EGBOKA, B. C. E. *et al.* Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study.3. Tritium as an indicator of dispersion and recharge. *J Hydrol* [S.I.], v. 63, p. 51-80, 1983.

ELIS, V. R. *Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos*. (1999). 264 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Rio Claro, 1999.

- EPA. Estimation of infiltration rate in the vadoze zone: compilation of simple mathematical models. In: RAVI, V.; WILLIAMS, J. R. (Ed.). ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1998. p. 84.
- ESPINOZA, R. D. Infiltration. In: DELLEUR, C. J. W. (Ed.). *The Handbook of Groundwater Engineering*. Boca Raton: CRC Press LLC, 1999.
- FACHIN, S. J. S. *Ensaio geofísicos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto – SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema*. (2007). 142 f. (Dissertação), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG - Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.
- FAGUNDES, J.; ZUQUETTE, L. Sorption behavior of the sandy residual unconsolidated materials from the sandstones of the Botucatu Formation, the main aquifer of Brazil. *Environmental Earth Sciences* [S.I.], 2010.
- FAURE, G.; MENSING, T. M. *Isotopes: principles and applications*. John Wiley & Sons, 2005.
- FAUST, A. E. *et al.* Can Basin-Scale Recharge Be Estimated Reasonably with Water-Balance Models? *Vadose Zone J.* [S.I.], v. 5, n. 3, p. 850-855, June 21, 2006 2006.
- FLURY, M.; WAI, N. N. Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Rev. Geophys.* [S.I.], v. 41, n. 1, p. 1002, 2003.
- FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. *Groundwater*. Prentice Hall, Inc., 1979.
- GALLAS, J. D. F. Prospecção de água subterrânea em aquíferos cristalinos com o emprego de métodos indiretos. *Revista do Instituto Geológico* [S.I.], v. 24, n. (1/2), p. 43-51, 2003.
- GAO, S. A. *et al.* Simultaneous sorption of Cd, Cu, Ni, Zn, Pb, and Cr on soils treated with sewage sludge supernatant. *Water Air Soil Pollut Dordresch* [S.I.], v. 93, p. 331–345, 1997.
- GARDNER, W. R. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table. *Soil Science* [S.I.], v. 85, p. 228-232, 1958.
- GOMES, P. C. *et al.* Selectivity sequence and competitive adsorption of heavy metals by brazilian soils. *Soil Sci Soc Am J* [S.I.], v. 65, p. 1121–1128, 2001.
- GRAHAM, D. N.; BUTTS, M. B. *Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE*. In *Watershed Models*. CRC Press, 2005.
- GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics: I flow of air and water through soils. *The Journal of Agricultural Science* [S.I.], v. 4, p. 1-24, 1911.

HACHUM, A. Y.; ALFARO, J. F. Rain infiltration into layered soils: prediction. *Journal of Irrigation and Drainage Division* [S.I.], v. 106, n. 4, p. 311-319, 1980.

HEALY, R.; COOK, P. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 10, n. 1, p. 91-109, 2002.

HEATHCOTE, J. A. *et al.* Rainfall routing to runoff and recharge for regional groundwater resource models. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* [S.I.], v. 37, n. 2, p. 113-130, May 1, 2004 2004.

HERKELRATH, W. N. *et al.* Automatic, real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. *Water Res. Res.* [S.I.], v. 27, p. 857-864, 1991.

HILLEL, D. *Soil water: Physical principles and processes*. New York: Academic Press, 1971.

HILLEL, D.; GARDNER, W. R. Measurement of unsaturated conductivity diffusivity by infiltration through an impeding layer. *Soil Science* [S.I.], v. 43, p. 109-149, 1970.

HILLEL, D. *et al.* Procedure and Test of An Internal Drainage Method for Measuring Soil Hydraulic Characteristics in Situ. *Soil Science* [S.I.], v. 114, n. 5, p. 395-400, 1972.

HINZ, C. Description of sorption data with isotherm equations. *Geoderma* [S.I.], v. 99, p. 225-243, 2001.

HINZ, C. *et al.* Effect of sorption isotherm type on predictions of solute mobility in soil. *Water Resour. Res.* [S.I.], v. 30, p. 3013-3021, 1994.

HOLTAN, H. N. *A concept for infiltration estimates in watershed engineering*. p.41-51. 1961

HORIUSHI, S. *et al.* Moisture measurement for a radioactive waste neutron probe. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Amsterdam* [S.I.], v. 50, n. 3, p. 568-577, 2000.

HORTON, R. E. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil Science Society of America Journal* [S.I.], v. 5, p. 399-417, 1940.

IAEG. Rock and soil description and classification for engineering geological mapping. In: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. IAEG Commission on Engineering Geological Mapping, 1981. p.235 - 274.

ISRM. *Suggested methods for rock characterization, testing, and monitoring*. Oxford: Pergamon, 1981. (ISRM Commission on Testing methods).

JAMES, L. G.; LARSON, C. L. Modeling infiltration and redistribution of soil water during intermittent application. *Transactions of ASAE* [S.I.], v. 19, n. 13, p. 482-488, 1976.

JARDANI, A. *et al.* Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting* [S.I.], v. 55, n. 5, p. 749-760, 2007.

JARVIS, N. Near-Saturated Hydraulic Properties of Macroporous Soils. *Vadose Zone Journal* [S.I.], v. 7, n. 4, p. 1302-1310, 2009.

JARVIS, N. J. *The MACRO model (Version 3.1). Technical description and sample simulations.* (1994). 51 f. (Reports and Dissert.) - Dept. Soil Sci., Swedish Univ. Agric. Sci., Uppsala, Sweden, 1994.

JONES, S. B. *et al.* Time domain reflectometry (TDR) measurements principles and applications. *Today Scientific Briefing. Hydrol. Process* [S.I.], v. 16, p. 141-153, 2002.

JONES, T. L.; SERNE, R. J. Contaminant release from solidified radioactive wastes buried in unsaturated sediments: Lysimeter study. *J Environ Qual* [S.I.], v. 24, p. 1063-1073, 1995.

KHALIL, M. *et al.* Current and Prospective Applications of Zero Flux Plane (ZFP) Method. *Journal of the Japanese Society of Soil Physics* [S.I.], n. 95, p. 75-90, 2003.

KOOREVAAR, P. *et al.* *Elements of soil physics. Developments in Soil Science.* Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V, 1983.

KOSTIAKOV, A. N. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. In: *Trans. Comm. International Society of Soil Science, Moscow. 1932.* p.17-21.

KRISTENSEN, K. J.; JENSEN, S. E. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. *Nordic Hydrology* [S.I.], v. 6, p. 170-188, 1975.

KUMAR, C. P. *Estimation of Ground Water Recharge due to Rainfall by Modelling of Soil Moisture Movement.* National Institute of Hydrology, p.66. 1993

LEDIEU, J. *et al.* A method for measuring soil water moisture by time-domain reflectometry. *J. Hydrol.* [S.I.], v. 88, p. 319-328, 1986.

LEITE, A. L. *Migração de Íons Inorgânicos em Alguns Solos Tropicais, com Ênfase nos Processos de Sorção e Difusão Molecular.* (2001). 254 f. (Tese de Doutorado), Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo, 2001.

LEITE, J. C. *Metodologia para Elaboração da Carta de Susceptibilidade à Contaminação e Poluição das Águas Subsuperficiais.* (1995). 219 f. (Dissertação (Mestrado)), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 1995.

LERNER, D. N. Groundwater recharge. In: SAETHER, O. M. D. C., P. (Ed.). *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*. Rotterdam: AA Balkema, 1997. p. 109–150.

LERNER, D. N. *et al.* *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. Hannover: IAH, 1990.

LIBARDI, P. L. *Dinâmica da água no solo*. 2. ed. Piracicaba: ESALQ/USP, 2000.

\_\_\_\_\_. *Dinâmica da água no solo*. São Paulo: EDUSP, 2005.

\_\_\_\_\_. (Ed.) **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, p.335ed. 2005.

LIBARDI, P. L. *et al.* Simple field methods for estimating hydraulic conductivity. *Soil Science Society America Journal* [S.I.], v. 44, p. 3-7, 1980.

LIGGETT, J.; ALLEN, D. Comparing approaches for modeling spatially distributed direct recharge in a semi-arid region (Okanagan Basin, Canada). *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 18, n. 2, p. 339-357, 2010.

LOKE, M. H.; BARKER, R. D. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion1. *Geophysical Prospecting* [S.I.], v. 44, n. 3, p. 499-523, 1996.

LOOMS, M. C. *et al.* Monitoring Unsaturated Flow and Transport Using Cross-Borehole Geophysical Methods. *Vadose Zone Journal* [S.I.], v. 7, n. 1, p. 227-237, February 25, 2008 2008.

MARINHO, F. A. M.; OLIVEIRA, O. M. The Filter Paper Method Revisited. *Geotechnical Testing Journal (GTJ)* [S.I.], v. 29, n. 3, p. 9, 2006.

MATULA, M.; HOLZER, R. Engineering typology of rock masses. In: Proc. Of Felsmekanik Kolloquium, Grundlagen und Anwendung der Felsmekanik, Karlsruhe, germany. 1978. p.107-121.

MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, Techniques of Water-Resources Investigations*. Denver, Colorado: U.S. Geological Survey, 1988. (Book 6).

MCMICHAEL, C. E. *et al.* Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 317, n. 3-4, p. 307-324, 2006.

MECHANICS, I. S. O. R. Suggested method for rock characterization testing and monitoring. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech Abstr* [S.I.], 1977.

MEIN, R. G.; LARSON, C. L. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research* [S.I.], v. 9, n. 2, p. 384-394, 1973.

- MENEZES, P. D. T. L. *et al.* Estudo geofísico de fonte de água mineral: estudo de caso em Santo Antônio de Pádua (RJ). *Revista de Geologia* [S.I.], v. 18, n. 1, p. 69-81, 2005.
- MENON, B. A. Quantitative analysis of springs. *Environmental Geology* [S.I.], v. 26, p. 111-120, 1995.
- MERIANO, M.; EYLES, N. Groundwater flow through Pleistocene glacial deposits in the rapidly urbanizing Rouge River–Highland Creek watershed, City of Scarborough, southern Ontario, Canada. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 11, n. 2, p. 288-303, 2003.
- MESQUITA, M. E.; VIEIRA E SILVA, J. M. Preliminary study of Ph effect in the application of Langmuir and Freundlich isotherms to Cu-Zn competitive adsorption. *Geoderma* [S.I.], v. 106, p. 219-234, 2002.
- MIDDLEMIS, H. *Benchmarking Best Practice for Groundwater Flow Modelling*. The Winston Churchill Memorial Trust of Australia, p.45. 2004
- MIYAZAKI, T. *Water Flow in Soils*. New York: Marcel Dekker, 1993.
- MOORE, I. D. Infiltration equation modified for subsurface effects. *Journal of Irrigation and Drainage Division* [S.I.], v. 107, p. 71-86, 1981.
- MOREL-SEYTOUX, H. J.; KANJI, J. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research* [S.I.], v. 104, n. 4, p. 795-800, 1974.
- MURALI, V.; AYLMOORE, L. A. G. Competitive adsorption during solute transport in soils: 1.Mathematical models. *Soil Sci.* [S.I.], v. 135, p. 143-150, 1983.
- MURDOCH, L. *et al.* In situ measurements in fractured till using sidewall sensors. *Nord. Hydrol.* [S.I.], v. 30, p. 257-266, 1999.
- NASCIMENTO, C. W. A.; FONTES, R. L. F. Correlação entre características de latossolos e parâmetros de equações de adsorção de cobre e zinco. *Rev Bras. Ci. Solo* [S.I.], v. 28, p. 965-971, 2004.
- NASTEV, M. *et al.* Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 13, n. 5, p. 835-848, 2005.
- NATHAN, R. J.; MCMAHON, T. A. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resour Res* [S.I.], v. 26, p. 1465–1473, 1990.
- NIMMO, J. R. *et al.* The feasibility of recharge rate determinations using the steady-state centrifuge method. *Soil Sci Soc Am J* [S.I.], v. 58, p. 49–56, 1994.
- NISHIYAMA, L.; ZUQUETTE, L. V. Importância da Cartografia Geotécnica Para Caracterização de Vulnerabilidade de Aquíferos Livres: Exemplo do Aquífero Botucatu Na Quadrícula de São Carlos - Sp. *Geociências (São Paulo)* [S.I.], v. 13, n. 2, p. 345-357, 1994.

PALMA, J. B. *Avaliação integrada, em diferentes escalas, dos atributos que controlam a dinâmica das águas: aplicação para análise de risco de contaminação das águas subsuperficiais na região entre São Carlos e Ribeirão Preto.* (2004). 301 f. (Tese (Doutorado)), Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo, São Carlos, 2004.

PARLANGE, J. Y. *et al.* Infiltration under ponded conditions. Optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Sci.* [S.I.], v. 139, p. 305 -311, 1985.

PATERNOSTER, M. *et al.* Stable isotope ratios in meteoric recharge and groundwater at Mt. Vulture volcano, southern Italy. *J. Hydrol.* [S.I.], v. 348, p. 87–97, 2008.

PERKINS, K. S. *Recharge rates based on unsaturated zone measurements.* (2005). 87 f. (M.S. thesis), San Jose State University, New Jersey, 2005.

PHILIP, J. R. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science* [S.I.], v. 84, p. 257-264, 1957.

\_\_\_\_\_. Variable-head ponded infiltration under constant or variable rainfall. *Water Resources Research* [S.I.], v. 29, n. 7, p. 2155-2165, 1993.

PIERANGELI, M. A. P. *et al.* Comportamento sortivo, individual e competitivo, de metais pesados em latossolos com mineralogia contrastante. *R. Bras. Ci. Solo* [S.I.], v. 31, p. 819-826, 2007.

POLI, D. C. R. *Aplicação e avaliação da técnica de marcação da umidade do solo com trítio artificial em pesquisas hidrogeológicas no Brasil.* (1989). 178 f. (Tese (Doutorado)), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares - Universidade de São Paulo, São Carlos, 1989.

PRAAMSMA, T. W. *et al.* Using stable isotope and hydraulic head data to investigate groundwater recharge and discharge in a fractured rock aquifer. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 366, p. 35-45, 2009.

PRESA, E. P. *Indeformabilidad de las arcillas expansivas bajo succion controlada.* (1982). (Tesis doctoral), Universidad Politecnica de Madrid, Madrid, 1982.

PRICE, D. G. A suggested method for the classification of rock mass weathering by a rating system. *Q J Eng Geol* [S.I.], v. 26, p. 69-76, 1993.

RAPOSO, C. *Estimativa de recarga de água em zona não saturada de solos utilizando o Trítio artificial como traçador.* (1997). 130 f. (Dissertação de Mestrado), DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, 1997.

RAYNE, T. *et al.* Delineation of capture zones for municipal wells in fractured dolomite, Sturgeon Bay, Wisconsin, USA. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 9, n. 5, p. 432-450, 2001.



REICHARDT, K. *A Água em Sistemas Agrícolas*. São Paulo: Manole, 1986.

\_\_\_\_\_. Capacidade de campo. *R. Bras. Ci. Solo* [S.I.], v. 12, p. 211-216, 1988.

REYNOLDS, D.; MARIMUTHU, S. Deuterium composition and flow path analysis as additional calibration targets to calibrate groundwater flow simulation in a coastal wetlands system. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 15, n. 3, p. 515-535, 2007.

RICHARDS, L. A. *et al.* Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci Soc Am Proc* [S.I.], v. 20, p. 310–314, 1956.

RIMON, Y. O.; DAHAN, R. Water percolation through the deep vadose zone and groundwater recharge: Preliminary results based on a new vadose zone monitoring system. *Water Resour. Res.* [S.I.], 2007.

ROBERTSON, W. D.; CHERRY, J. A. Tritium as an indicator of recharge and dispersion in a groundwater system in central Ontario. *Water Resour Res* [S.I.], v. 25, p. 1097–1109, 1989.

ROBINS, N. S. Groundwater pollution, aquifer recharge and vulnerability. *Geol Soc Lond Spec Publ* [S.I.], v. 130, p. 224, 1998.

RODRIGUES, R. A. *Modelação das deformações por colapso devidas à ascensão de lençol freático*. (2007). 298 f. (Tese doutoramento), Escola de Engenharia de São Carlos (EESC), São Carlos, 2007.

ROY, W. R. *et al.* *Batch-type procedures for estimating soil adsorption of chemicals*. p.101. 1992

RUCKER, D. A Coupled Electrical Resistivity-Infiltration Model for Wetting Front Evaluation. *Vadose Zone Journal* [S.I.], v. 8, n. 2, p. 383-388, April 14, 2009 2009.

RUSHTON, K. Recharge from permanent water bodies. In: SIMMERS, I. (Ed.). *Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas*. Rotterdam: AA Balkema, 1997. p. 215–255.

SALTER, P. J.; WILLIAMS, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. I. A critical comparison of techniques for determining the available water capacity and moisture characteristic curve of a soil. *Journal of Soil Science* [S.I.], v. 16, p. 1-15, 1965.

SANFORD, W. E. *et al.* Inverse modeling using <sup>14</sup>C ages: application to groundwater in the Danube-Tisza interfluvial region of Hungary. In: *New approaches to characterizing groundwater flow*, Balkema. 2001. p.401-404.

SANTOS, L. V. *et al.* Adsorção de Cloreto e Potássio em Solos Tropicais. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ* [S.I.], v. 29, n. 2, p. 101-121, 2006.

SARWAR, A.; EGGERS, H. Development of a conjunctive use model to evaluate alternative management options for surface and groundwater resources. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 14, n. 8, p. 1676-1687, 2006.

SCANLON, B. *et al.* Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 10, n. 1, p. 18-39, 2002.

SCHWARTZ, U.; SCHICK, A. P. Floods in Nahal Zin and their influence on the alluvial aquifer. In: Proc Israel Geological Society annual meeting Jerusalem. 1998. p.22-24.

SCOTT, H. D. Soil water flow process in the field. In: Soil Physics - Agricultural and Environmental Applications, Iowa State University Press. 2000. p.421.

SHAH, P. H.; SINGH, D. N. Generalized Archie's Law for estimation of soil electrical conductivity. *Journal of ASTM International* [S.I.], v. 2, n. 5, p. 1-20, 2005.

SHARMA, M. L. Measurement and prediction of natural groundwater recharge - an overview. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 25, n. 1, p. 8, 1986.

SILVA, A. F. *Estudo de previsão de escorregamento a partir do fator de segurança 3D: Campos do Jordão-SP.* (2009). 257 f. Dissertação, Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo, São Carlos, 2009.

SKONARD, C. J.; MARTIN, D. L. A Physically Based Two-Dimensional Infiltration Model for Furrow Irrigation. *ASAE Annual International Meeting* [S.I.], 2002.

SOILMOISTURE. Guelph Permeameter operating instructions. Soilmoisture Equipment Corp., 2005.

SOPHOCLEOUS, M. A. Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 124, n. 3-4, p. 229-241, 1991.

SOUZA, R. S. *et al.* Adsorption of zinc and its relationship with characteristics of soils of Paraíba state, Brazil. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias* [S.I.], v. 1, p. 1-6, 2006.

SWAIN, D. J.; SCOTTER, D. R. Hydraulic properties and field capacity of Himatangi sand. *New Zealand Journal of Experimental Agriculture* [S.I.], v. 16, p. 367-374, 1988.

SWARTZENDRUBER, D. Derivation of a two-term infiltration equation from the Green-Ampt model. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 236, p. 247-251, 2000.

SZIKSZAY, M. *et al.* Instalação de uma Estação experimental para estudo da dinâmica e da evolução da composição química e da evolução da composição química da água na zona não saturada. *Rev. ABAS* [S.I.], v. 10, p. 5-20, 1986.

TOLENTINO, M. *Estudo crítico sobre o clima da região de São Carlos - SP.* (1967). 78 f. (Concurso de Monografias) - Prefeitura Municipal de São Carlos, São Carlos, 1967.

TOPP, G. C. *et al.* Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. *Water Res. Res.* [S.I.], v. 16, p. 547-582, 1980.

\_\_\_\_\_. Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.* [S.I.], v. 46, p. 547-582, 1982.

TORRES, P. S.; GONZALES, R. Determination of the humidity in representative soils of the western savannas using neutrons probes. In: Congreso Venezuelano Sobre la Ciencia del Suelo, Caracas, Venezuela. Programa y resúmenes de trabajos, 1993. p.75-76.

TUCCI, C. E. M. *Hidrologia: ciência e aplicação.* 3. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2002.

TURATTI, A. L. *et al.* Variabilidade espacial de solo e sua implicação na calibração de sondas de nêutrons. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* [S.I.], v. 14, p. 259-262, 1990.

VAN DER ZEE, S. E. A. T. M.; VAN RIEMSDIJK, W. H. Transport of reactive solute in spatially variable soil systems. *Water Resour. Res.* [S.I.], v. 23, p. 2059-2069, 1987.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci Soc Am J* [S.I.], v. 44, n. 5, p. 892-898, September 1, 1980 1980.

VEIHMEYER, F. J. H., A.H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soil. *Soil Science, Baltimore* [S.I.], v. 32, p. 181-193, 1931.

VILAR, O. M. *Introdução à mecânica dos solos não saturados.* (2006). (Notas de Aula da disciplina Resistência ao cisalhamento nos solos (SGS 5846)), Departamento de Geotecnia, Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

WALKER, G. *et al.* Estimating impacts of changed land use on recharge: review of modelling and other approaches appropriate for management of dryland salinity. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 10, n. 1, p. 68-90, 2002.

WASHBURN, E. W. Note on a method of determination the distribution of pore sizes in a porous materials. *Proc. Nat. Acad. Sic. U.S.A.* [S.I.], v. 7, p. 115-116, 1921.

WATSON, K. K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* [S.I.], v. 2, n. 4, p. 709-715, 1966.

WELLINGS, S. R. Recharge of the Upper Chalk aquifer at a site in Hampshire, England: 2. Solute movement. *Journal of Hydrology* [S.I.], v. 69, n. 1-4, p. 275-285, 1984.

YEH, H.-F. *et al.* Estimation of groundwater recharge using water balance model. *Water Resources* [S.I.], v. 34, n. 2, p. 153-162, 2007.

YONG, R. N. *et al.* *Principles of contaminant transport in soils*. Amsterdam: Elsevier, 1992.

YOUNG, M. H. *et al.* Large weighing lysimeters for water use and deep percolation studies. *Soil Sci* [S.I.], v. 161, p. 491-501, 1996.

ZUME, J.; TARHULE, A. Simulating the impacts of groundwater pumping on stream-aquifer dynamics in semiarid northwestern Oklahoma, USA. *Hydrogeology Journal* [S.I.], v. 16, n. 4, p. 797-810, 2008.

ZUQUETTE, L. V. *Importância do mapeamento geotécnico no uso e ocupação do meio-físico: fundamentos e guia para elaboração*. (1993). (Tese - Livre docência), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1993.

ZUQUETTE, L. V.; GANDOLFI, N. *Cartografia Geotécnica*. São Paulo: Oficina de Textos, 2004.

ZUQUETTE, L. V. *et al.* Initial assessment of the infiltration and overland flow for different rainfall events in land constituted of sandstones of the Botucatu Formation (Guarani Aquifer), State of São Paulo, Brazil. *Environmental Geology* [S.I.], v. 50, n. 3, p. 371-387, 2006.

\_\_\_\_\_. Methodology to assess groundwater pollution conditions (current and pre-disposition) in the São Carlos and Ribeirão Preto regions, Brazil. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* [S.I.], v. 68, n. 1, p. 117-136, 2009.

\_\_\_\_\_. Aspectos de Sorção para os Materiais Inconsolidados da Região de São Carlos (SP). *Revista da Escola de Minas* [S.I.], v. 61, n. 2, p. 219-230, 2008.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)