

USP

Campus de São Carlos

ESTUDO E MODELAGEM DA
TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E DE SOLUTOS
EM UM SOLO ALUVIAL DE CULTIVO DE
VAZANTE NO ESTADO DE PERNAMBUCO

Lucyana Vieira de Mélo

Orientador: Prof. Dr. Antonio Marozzi Righetto

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO



ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

Serviço de Pós-Graduação EESC/USP

EXEMPLAR REVISADO

Data de entrada no Serviço: 07 / 06 / 01

Ass.: *Guilherme*

**ESTUDO E MODELAGEM DA TRANSFERÊNCIA
DE ÁGUA E DE SOLUTOS EM UM SOLO ALUVIAL
DE CULTIVO DE VAZANTE NO ESTADO DE
PERNAMBUCO**

Lucyana Vieira de Mélo



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 da Engenharia Ambiental

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antonio Marozzi Righetto

31100035784



DEDALUS - Acervo - EESC

São Carlos
2001

Class.	TESE - EESC
Cutt.	3576
Tombo	T0123/01

1189203

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento
da Informação do Serviço de Biblioteca - EESC-USP

M528e Mélo, Lucyana Vieira de
Estudo e modelagem da transferência de água e de solutos em um solo aluvial de cultivo de vazante no estado de Pernambuco / Lucyana Vieira de Mélo. - São Carlos, 2001.

Tese (Doutorado) -- Escola de Engenharia de São Carlos-Universidade de São Paulo, 2001.
Área : Ciências da Engenharia Ambiental.
Orientador: Prof. Dr. Antônio Marozzi Righetto.

1. Transferência de água e de solutos.
2. Salinização. 3. Simulação. I. Título.


FOLHA DE APROVAÇÃO

Candidata: Engenheira **LUCYANA VIEIRA DE MÉLO**

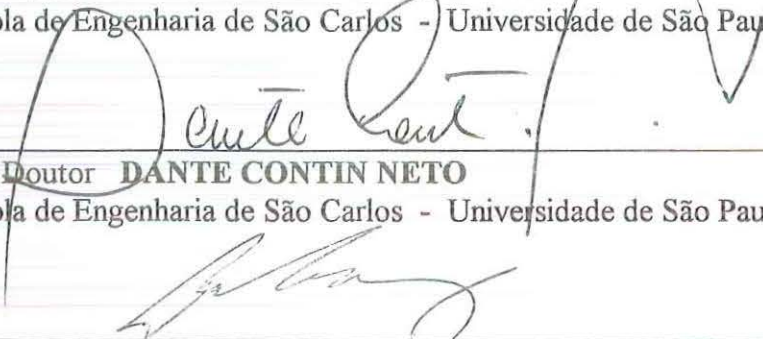
Tese defendida e aprovada em 10-04-2001
pela Comissão Julgadora:



Prof. Titular **FAZAL HUSSAIN CHAUDHRY (Presidente Substituto)**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



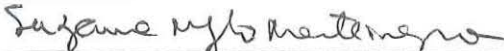
Prof. Associado **ORENCIO MONJE VILAR**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



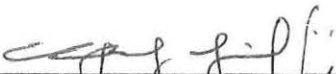
Prof. Doutor **DANTE CONTIN NETO**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)




Prof. Doutor **RAIMUNDO LEITE CRUZ**
(UNESP - Campus de Botucatu)



Profa. Doutora **SUZANA MARIA GICO LIMA MONTENEGRO**
(Universidade Federal de Pernambuco - UFPE)



Prof. Doutor **EVALDO LUIZ GAETA ESPÍNDOLA**
Coordenador do Programa de Pós-Graduação
em Ciências da Engenharia Ambiental



JOSÉ CARLOS A. CINTRA
Presidente da Comissão de Pós-Graduação da EESC

*DEDICO à minha mãe
Carmerina Vieira de Mélo (in memoriam),
fonte de vida.*

*OFEREÇO ao meu marido
Hermogenes Alves de Souza,
fonte de amor.*

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela vida, pelo conhecimento, pela misericórdia e pela força que possibilitaram a realização deste trabalho.

A minha mãe Carmerina, ao meu pai Lourinaldo e meus irmãos João Magno e Julyana pelo carinho e apoio.

Ao meu marido Hermogenes Alves de Souza pelo amor, compreensão e incentivo.

Ao Professor Antônio Marozzi Righetto, pela serenidade, apoio, orientação e pela confiança em mim depositada durante a elaboração deste trabalho.

Ao Professor Antônio Celso Dantas Antonino pelos ensinamentos, sugestões e colaboração.

À Professora Suzana Maria Gico Montenegro pela sua paciência, amizade, apoio e sugestões.

A todos os colegas, professores e funcionários do Departamento de Hidráulica e Saneamento e do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada da EESC/USP, pela colaboração, em especial à Claudete e Nazareth, pela amizade.

À Fundação Instituto Tecnológico do Estado de Pernambuco (ITEP) pelo apoio logístico, em especial a Eduardo Elias, Fátima Brayner, Isabel Freire e Héliida Phillipini pela colaboração na realização dos ensaios de determinação dos sais solúveis.

Ao Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco (DEN/UFPE), pela disponibilidade de infra-estrutura, em especial ao Professor Clemente José Gusmão Carneiro da Silva e ao Pesquisador do CNPq André Maciel Netto, pela inestimável ajuda e sugestões.

Ao IRD-França que permitiu a utilização dos dados coletados no campo, em especial ao pesquisador Pierre Audry pela colaboração.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro concedido durante a elaboração da pesquisa.

Aos laboratoristas Rivaldo Pereira, Cícero e Antônio pelo apoio técnico e colaboração na realização dos ensaios e na leitura da instrumentação de campo.

As amigas Aviani Robalinho, Maria Zélia Marques, Vânia Fraga e Suzete Silva pela sincera amizade e companheirismo.

A todos aqueles que colaboraram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho meus sinceros agradecimentos.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE SÍMBOLOS	viii
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Geral	1
1.2 Desertificação e salinização	1
1.3 Disponibilidade hídrica do Nordeste do Brasil e o cultivo de vazante	6
1.4 Objetivos específicos, contribuição do estudo e estrutura da tese	9
2. REVISÃO DE LITERATURA	11
2.1 Introdução	11
2.2 Processos de transferência de água e de solutos	13
2.2.1 Fluxo de água	13
2.2.2 Transferência de solutos	16
2.3 Propriedades hidráulicas dos solos não saturados	20
2.3.1 A Curva de retenção	21
2.3.2 A função de condutividade hidráulica	25
2.4 Fatores que influenciam os parâmetros hidráulicos	30
2.4.1 Histerese	30
2.4.2 Temperatura	31
2.4.3 Salinidade	32
2.5 Problemas de escala e variabilidade espacial	35
2.6 O balanço hídrico	37
2.7 Evapotranspiração, evaporação e transpiração	38
2.8 Extração de água pelas raízes	42

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL E DADOS DISPONÍVEIS	55
3.1 Introdução	55
3.2 A região	55
3.3 A área experimental	57
3.4 O Projeto Açudes	59
3.5 A instrumentação	60
3.6 Dados da instrumentação	64
3.6.1 Dados de precipitação pluviométrica	65
3.6.2 Dados de evaporação	65
3.6.3 Dados de flutuação do nível d'água	66
3.6.4 Dados de potencial matricial	67
3.6.5 Dados do teor de umidade do solo	71
3.7 Análise do fluxo de água e do transporte de solutos aplicada ao caso estudado	74
3.7.1 O modelo conceitual	74
3.7.2 Descrição do modelo determinístico utilizado	75
3.7.3 Formulação matemática para o fluxo de água no HYDRUS-2D	77
3.7.4 Condições iniciais e de fronteira para o fluxo de água	78
3.7.5 Equação de transporte de solutos no HYDRUS-2D	81
3.7.6 Condições iniciais e de fronteira para o transporte de solutos	85
3.7.7 Coeficientes de dispersão	86
3.7.8 Os dados de entrada do HYDRUS-2D	87
3.8 Ensaios de campo	89
3.8.1 Ensaios de prospecção	90
3.8.2 Ensaio de drenagem interna	90
3.9 Ensaios de laboratório	94
3.9.1 Ensaios de granulometria	94
3.9.2 Determinação dos sais solúveis	99
3.9.3 Determinação dos coeficientes de dispersão hidrodinâmica	104

4. DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS HIDRÁULICOS	106
4.1 Introdução	106
4.2 Metodologia utilizada para obtenção dos parâmetros hidráulicos	108
4.3 Análise dos parâmetros hidráulicos obtidos	113
4.4 Teste de confiabilidade dos parâmetros hidráulicos	123
4.4.1 Geometria utilizada e dados de entrada	123
4.4.2 Condição inicial e condições de fronteira	124
4.4.3 Resultados do teste de confiabilidade	127
5. MODELAGEM BI-DIMENSIONAL DA TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E DE SOLUTOS NO SOLO ALUVIAL DO AÇUDE CAJUEIRO	132
5.1 Introdução	132
5.2 Esquema utilizado para a modelagem	132
5.3 Hipóteses adotadas	134
5.4 Geometria utilizada	135
5.5 Malha de elementos finitos	135
5.6 Distribuição dos materiais	136
5.7 Modelos utilizados	138
5.8 Período de simulação	138
5.9 Critérios de interação e limites de tolerância	138
5.10 Condições de fronteira	138
5.11 Condição inicial	142
5.12 Resultados obtidos para o fluxo de água	146
5.13 Análise e discussão dos resultados obtidos para o fluxo de água	159
5.14 Análise comparativa do fluxo unidimensional e bi-dimensional	161
5.15 Resultados obtidos para o transporte de solutos	164
5.16 Análise e discussão dos resultados de transporte de solutos	173
5.17 Limitações do modelo	174
6. MODELAGEM BI-DIMENSIONAL DA TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E DE SOLUTOS NO SOLO ALUVIAL DO AÇUDE CAJUEIRO PARA DOIS CENÁRIOS	175
6.1 Introdução	175
6.2 Resultados do transporte de solutos para o primeiro cenário	176

6.3 Resultados do transporte de solutos para o segundo cenário	180
6.4 Análise e discussão dos resultados obtidos para os dois cenários	184
7. CONCLUSÕES	185
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	188
ANEXOS	206

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 01 –	Mapa de áreas susceptíveis à desertificação no Brasil	5
FIGURA 02 –	Mapa de susceptibilidade à desertificação do Estado de Pernambuco.....	6
FIGURA 03 –	Curvas de retenção típicas para diferentes tipos de solo, segundo BRAUN & KRUIJNE (1994)	21
FIGURA 04 –	Curva de retenção com histerese mostrando a curva de umedecimento, $\theta^w(h)$, e a curva de secagem, $\theta^d(h)$, segundo SIMŮNEK et al. (1999) ...	22
FIGURA 05 –	Esquema da curva de retenção, segundo o modelo de VOGEL & CÍSLEROVA (1988)	25
FIGURA 06 –	Curvas de condutividade hidráulica típicas para diferentes tipos de solo, segundo JURY et.al. (1992)	26
FIGURA 07 –	Esquema da curva de condutividade hidráulica, segundo o modelo de VOGEL & CÍSLEROVÁ (1988)	29
FIGURA 08 –	Função de redução da retirada de água pelas raízes, $\alpha(h)$, segundo FEDDES et al.(1978)	43
FIGURA 09 –	Função de redução da retirada de água pelas raízes, $\alpha(h)$, segundo VAN GENUCHTEN (1987)	46
FIGURA 10 –	Mapa da Região com a localização do município de Tuparetama	56
FIGURA 11 –	Bacia de contribuição do Açude Cajueiro	58
FIGURA 12 –	Corte esquemático da área experimental contendo a localização da instrumentação	61
FIGURA 13 –	Planta esquemática da área experimental contendo a localização da instrumentação	61
FIGURA 14 –	Vista geral da instrumentação instalada no Açude Cajueiro	62
FIGURA 15 –	Detalhe da instrumentação instalada nas estações principais E1, E2 e E3	63

FIGURA 16 – Vista geral da estação meteorológica instalada na área do Açude Cajueiro	64
FIGURA 17 – Dados de precipitação pluviométrica, registrados na estação meteorológica do Açude Cajueiro	65
FIGURA 18 – Dados de evaporação média diária no mês, registrados na estação meteorológica do Açude Cajueiro	66
FIGURA 19 – Flutuação do nível d'água nas Estações E1, E2 e E3	67
FIGURA 20 – Evolução do potencia matricial com o tempo nas Estações E1, E2 e E3.....	69
FIGURA 21 – Perfis de potencial matricial das Estações E1, E2 e E3	70
FIGURA 22 – Evolução da umidade com o tempo nas Estações E1, E2 e E3	72
FIGURA 23 – Perfis de umidade das Estações E1, E2 e E3	73
FIGURA 24 – Esquema do domínio de fluxo a ser considerado para o caso estudado ..	75
FIGURA 25 – Vista da parcela experimental onde foi realizado o ensaio de drenagem interna	91
FIGURA 26 – Dados de potencial matricial e de umidade medidos no ensaio de drenagem interna	92
FIGURA 27 – Curvas granulométricas das amostras coletadas nas Estações E1, E12, E2 e E23	97
FIGURA 28 – Distribuição granulométrica das frações de solo das amostras coletadas nas Estações E1, E12, E23 e E2	98
FIGURA 29 – Variação do pH, da CE e das concentrações de sais totais nos perfis E1 e E3	103
FIGURA 30 – Curvas de retenção obtidas para o perfil de solo próximo à Estação E2, segundo ROBALINHO et al. (2000)	110
FIGURA 31 – Curvas de condutividade hidráulica obtidas para o perfil de solo próximo à Estação E2, segundo ROBALINHO et al. (2000)	111
FIGURA 32 – Curvas de retenção, medidas e ajustadas, obtidas para as profundidades de 20 e 40 cm, segundo as hipóteses H1, H2, H3 e H4	114
FIGURA 33 – Curvas de condutividade hidráulica, calculadas e ajustadas, obtidas para as profundidades de 20 e 40 cm, segundo as hipóteses H1, H2, H3 e H4	115

FIGURA 34 –	Curvas de retenção, medidas e ajustadas, obtidas a partir do ensaio de drenagem interna , segundo a hipótese H2, para diversas profundidades.....	117
FIGURA 35 –	Curvas de condutividade hidráulica, calculadas e ajustadas, obtidas a partir do ensaio de drenagem interna, segundo a hipótese H2, para diversas profundidades	118
FIGURA 36 –	Curvas de retenção, obtidas a partir do ajuste conjunto dos dados do ensaio de drenagem interna e de dados de monitoração da Estação E2 ..	120
FIGURA 37 –	Curvas de condutividade hidráulica, obtidas a partir do ajuste conjunto dos dados do ensaio de drenagem interna e de dados de monitoração da Estação E2	121
FIGURA 38 –	Representação esquemática do domínio de fluxo correspondente à Estação E2 e considerado no teste de confiabilidade dos parâmetros	124
FIGURA 39 –	Distribuição de precipitação pluviométrica registrada no período de 15/01/98 a 26/01/98	125
FIGURA 40 –	Dados de evaporação diária, registrados no período de 15/01/98 a 26/01/98	126
FIGURA 41 –	Variação do potencial matricial na fronteira inferior	126
FIGURA 42 –	Distribuição do potencial matricial ao longo da profundidade, medido no dia 15/01/98 (t=0), na Estação E2	127
FIGURA 43 –	Evolução das umidades no tempo, medidas e simuladas, utilizando os parâmetros das Tabelas 07, 09, 10 e 11, para diversas profundidades	128
FIGURA 44 –	Evolução dos potenciais matriciais no tempo, medidos e simulados, utilizando os parâmetros das Tabelas 07, 09, 10 e 11, para diversas profundidades	129
FIGURA 45 –	Esquema utilizado para a modelagem	133
FIGURA 46 –	Esquema da geometria do domínio de fluxo contendo as coordenadas espaciais (X, Y) dos pontos principais em centímetros	135
FIGURA 47 –	Malha de elementos finitos utilizada na modelagem	135
FIGURA 48 –	Distribuição dos materiais ao longo de cada um dos perfis das Estações E1, E2 e E3	136
FIGURA 49 –	Distribuição de materiais dentro do domínio do fluxo	137

FIGURA 50 –	Fronteiras do domínio de fluxo	139
FIGURA 51 –	Evolução no tempo dos potenciais matriciais medidos nas Estações E1, E2 e E3, nas profundidades de 200 cm, 190 cm e 140 cm, respectivamente	141
FIGURA 52 –	Potencial matricial variável utilizado na fronteira inferior	141
FIGURA 53 –	Perfis de potencial matricial medidos nas Estações E1, E2 e E3, no dia 15/01/98	143
FIGURA 54 –	Esquema adotado para a distribuição dos potenciais matriciais dentro do domínio do fluxo	143
FIGURA 55 –	Distribuição de potenciais matriciais (em cmH ₂ O), considerada como condição inicial para o fluxo de água	144
FIGURA 56 –	Perfis de concentração de sais totais dissolvidos determinados para as Estações E1 e E3	145
FIGURA 57 –	Distribuição de concentrações totais de sais dissolvidos (em mg/l), considerada como condição inicial para o transporte de solutos	145
FIGURA 58 –	Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, para diversas profundidades, na Estação E1	147
FIGURA 59 –	Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, para diversas profundidades, na Estação E2	148
FIGURA 60 –	Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, para diversas profundidades, na Estação E3	149
FIGURA 61 –	Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1	150
FIGURA 62 –	Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2	151
FIGURA 63 –	Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, para diversas profundidades, na Estação E3	152
FIGURA 64 –	Perfis de potencial matricial, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E1	153
FIGURA 65 –	Perfis de potencial matricial, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E2	154

FIGURA 66 – Perfis de potencial matricial, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E3	155
FIGURA 67 – Perfis de umidade, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E1	156
FIGURA 68 – Perfis de umidade, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E2	157
FIGURA 69 – Perfis de umidade, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E3	158
FIGURA 70 – Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados (unidimensional e bi-dimensional), para a Estação E2	162
FIGURA 71 – Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas (unidimensional e bi-dimensional), para a Estação E2	163
FIGURA 72 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1	165
FIGURA 73 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2	166
FIGURA 74 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E3	167
FIGURA 75 – Perfis de concentração de sais totais simulados na Estação E1, para diversos tempos	168
FIGURA 76 – Perfis de concentração de sais totais simulados na Estação E2, para diversos tempos	169
FIGURA 77 – Perfis de concentração de sais totais simulados na Estação E3, para diversos tempos	170
FIGURA 78 – Evolução no tempo da massa de sais totais, para diversas profundidades, nas Estações E1 e E2	171
FIGURA 79 – Perfis de distribuição de massa de sais totais, para diversos tempos, nas Estações E1 e E2	172
FIGURA 80 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1, de acordo com o primeiro cenário	177

FIGURA 81 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2, de acordo com o primeiro cenário	178
FIGURA 82 – Perfis de concentração de sais totais simulados, para diversos tempos, nas Estações E1 e E2, de acordo com o primeiro cenário	179
FIGURA 83 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1, de acordo com o segundo cenário	181
FIGURA 84 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2, de acordo com o segundo cenário	182
FIGURA 85 – Perfis de concentração de sais totais simulados, para diversos tempos, nas Estações E1 e E2, de acordo com o segundo cenário	183

LISTA DE TABELAS

TABELA 01 – Resultados dos ensaios de granulometria.....	96
TABELA 02 – Sais solúveis do perfil de solo da Estação E1.....	101
TABELA 03 – Sais solúveis do perfil de solo da Estação E3.....	102
TABELA 04 – Granulometria das amostras ensaiadas para determinação do coeficiente de dispersão hidrodinâmica.....	104
TABELA 05 – Parâmetros hidrodispersivos determinados pelo Modelo CDE.....	105
TABELA 06 – Parâmetros hidrodispersivos determinados pelo Modelo CDE-MIM.....	105
TABELA 07 – Valores dos parâmetros hidráulicos obtidos a partir dos ajustes das curvas de retenção da água no solo e da condutividade hidráulica segundo ROBALINHO et al. (2000).....	109
TABELA 08 – Parâmetros hidráulicos obtidos para as camadas a 20 cm e a 40 cm de profundidade a partir dos dados do ensaio de drenagem interna realizado na Estação E2.....	113
TABELA 09 – Parâmetros hidráulicos obtidos a partir do ensaio de drenagem interna segundo a hipótese H2.....	116
TABELA 10 – Parâmetros hidráulicos obtidos a partir do ajuste conjunto de dados do ensaio de drenagem interna e dados de monitoração da Estação E2.....	119
TABELA 11 – Melhor conjunto de parâmetros hidráulicos obtidos da comparação das curvas de retenção e de condutividade hidráulica.....	122
TABELA 12 – Parâmetros hidrodispersivos utilizados na modelagem bi-dimensional do fluxo de água e do transporte de solutos.....	137

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Dimensão
θ	Umidade volumétrica ou teor de água	$L^3.L^{-3}$
λ	Dispersividade	L
ρ	Massa específica dos grãos do solo	$M.L^{-3}$
ξ	Teor de gás nos poros	$M.L^{-3}$
α	Coefficiente de transferência de massa	T^{-1}
σ	Tensão superficial a interface solo-ar	$M.T^{-2}$
τ	Fator de tortuosidade	Adimensional
ϕ	Potencial osmótico	L
$\alpha(h)$	Função de redução da retirada de água pelas raízes	Adimensional
$\lambda(z)$	Função de distribuição das raízes	-
θ_{im}	Teor de água imóvel	$L^3.L^{-3}$
θ_m	Teor de água móvel	$L^3.L^{-3}$
θ_r	Umidade residual	$L^3.L^{-3}$
θ_s	Umidade de saturação	$L^3.L^{-3}$
ρ_w	Densidade da água	$M.L^{-3}$
μ_w	Viscosidade da água	$M.L^{-1}.T^{-1}$
$C(h)$	Capacidade capilar (Richards, 1931)	M^{-1}
CE	Condutividade elétrica	$L^{-3}.M^{-1}.T^3.I^2$
C_f	Fluxo capilar a partir do Nível d'água	$L.T^{-1}$
C_G	Concentração do soluto a fase gasosa	$M.L^{-3}$
C_{im}	Concentração do soluto na fração de água imóvel	$M.L^{-3}$
C_L	Concentração do soluto na fase líquida	$M.L^{-3}$
C_m	Concentração do soluto na fração de água móvel	$M.L^{-3}$
C_s	Concentração do soluto na fase sólida	$M.L^{-3}$
$D(\theta, q)$	Coefficiente de dispersão hidrodinâmica	$L^2.T^{-1}$

D_p	Coeficiente de dispersão mecânica	$L^2.T^{-1}$
D_0	Coeficiente de difusão molecular	$L^2.T^{-1}$
D_{im}	Coeficiente de dispersão na fração de água imóvel	$L^2.T$
D_L	Coeficiente de dispersão longitudinal	L
D_m	Coeficiente de dispersão na fração de água móvel	$L^2.T$
D_{OG}	Coeficiente de difusão do soluto na fase gasosa	$L^2.T^{-1}$
D_T	Coeficiente de dispersão transversal	L
D_w	Coeficiente de difusão molecular na água livre	$L^2.T^{-1}$
E_{pen}	Evaporação do tanque	$L.T^{-1}$
ET_m	Evapotranspiração máxima	$L.T^{-1}$
ET_p	Evapotranspiração potencial ou de referência	$L.T^{-1}$
ET_r	Evapotranspiração real	$L.T^{-1}$
F_s	Termo de fontes e sumidouros	$M^3.M^{-3}.T^{-1}$
g	Aceleração da gravidade	$L.T^{-2}$
H	Potencial total de água no solo	L
h	Pressão matricial de água no solo	L
I_w	Profundidade equivalente de irrigação	$L.T^{-1}$
k	Permeabilidade intrínseca do solo	M^2
$K(\theta)$	Condutividade hidráulica não saturada em função da umidade	$L.T^{-1}$
$K(h)$	Condutividade hidráulica em função do potencial matricial	$L.T^{-1}$
K_c	Coeficiente de cultura	Adimensional
K_p	Coeficiente de correlação do tanque de evaporação	Adimensional
K_s	Condutividade hidráulica saturada	$L.T^{-1}$
P	Precipitação	$L.T^{-1}$
q	Taxa volumétrica de fluxo de água	$L.T^{-1}$
R	Escoamento superficial (<i>runoff</i>)	$L.T^{-1}$
RAS	Razão de adsorção de sódio	Adimensional
RH	Umidade relativa do ar	-
S_e	Saturação efetiva	Adimensional
$S_{máx}$	Máxima retirada de água pelas raízes sob condições ótimas de água no solo	$M^3.M^{-3}.T^{-1}$

t	Tempo	T
T	Temperatura	K
TDS	Concentração de sais totais dissolvidos	$M.L^{-3}$
T_p	Transpiração potencial	$L.T^{-1}$
v	Velocidade média da água nos poros	$L.T^{-1}$
v_m	Velocidade média da fração de água móvel nos poros	$L.T^{-1}$
z_r	Profundidade da zona das raízes	L

RESUMO

Uma área de 9 m x 28 m, localizada às margens do açude Cajueiro, no município de Tuparetama –PE, foi instrumentada com o objetivo de estudar os processos de transferência de água e de solutos. O solo local é heterogêneo, sendo constituído por um solo aluvial de características arenosas a franco arenosas. A área, localizada na região semi-árida e utilizada para o cultivo de vazante, está sujeita a altas taxas de evaporação e aos efeitos cíclicos de subida e rebaixamento do nível d'água do açude. A caracterização física do solo foi feita com base em ensaios de prospecção e granulometria. A caracterização hidráulica foi realizada com base em um ensaio de drenagem interna realizado no centro da área e as concentrações de sais totais presentes no solo foram obtidas por meio de ensaios de determinação dos sais solúveis em extratos de saturação. Os parâmetros hidráulicos foram obtidos ajustando-se os dados do ensaio de drenagem interna e de monitoração de campo a diversos modelos analíticos, utilizando-se o programa RETC. Os parâmetros hidrodispersivos foram obtidos ajustando-se os dados da curva de eluição experimental aos modelos CDE e CDE-MIM, utilizando-se o programa CXTFIT 2.0. O programa HYDRUS-2D foi utilizado para simular o fluxo de água e o transporte de solutos num domínio de fluxo bi-dimensional com 28 m de comprimento e 2,0 m de profundidade, incluindo a zona saturada e não saturada. O programa simulou bem o comportamento do fluxo medido no campo através da instrumentação. Os valores simulados de umidade se ajustaram melhor aos valores medidos na estação localizada no centro da área instrumentada. Para as camadas superficiais os valores simulados de umidade foram superestimados o que pode estar associado à variabilidade espacial dos parâmetros hidráulicos ou à influência de fluxo preferencial. A simulação do transporte de solutos, feita em termos de sais totais, permitiu concluir que as altas taxas de evaporação, associadas às concentrações de sais totais presentes no solo, tendem a provocar a salinização das camadas superficiais da área estudada.

Palavras Chave: Transferência de água e de solutos; Salinização; Simulação.

ABSTRACT

An area of 9 m x 28 m, located in the banks of the Cajueiro reservoir, in the municipal district of Tuparetama, Pernambuco, has been instrumented with the objective of studying the processes of water flow and solute transport. The local soil is heterogeneous, being constituted by an alluvial soil of sandy characteristics. The area, located in the semi-arid region and used for the agriculture, is subjected to high evaporation rates and cyclical effects of rising and lowering of the water level in the reservoir. The physical characterization of the soil has been undertaken based on sample extraction and texture analysis. The hydraulic characterization has been based on an internal drainage experiment accomplished in the center of the area and the concentrations of present total salts have been obtained from saturation extracts. The hydraulic parameters have been obtained fitting the internal drainage experiment data and the field data to several analytic models, using the program RETC. The hydrodispersive parameters have been obtained fitting the data of breakthrough curves to the models CDE and CDE-MIM, using the program CXTFIT 2.0. The program HYDRUS-2D have been used to simulate the water flow and solute transport in a two-dimensional domain with 28 m of length and 2,0 m of depth, including the saturated and unsaturated zones. The program has simulated well the behavior of the flow measured in the field. The simulated values of water content agreed better with the measured values in the center of the studied area. For the superficial layers the simulated values of water content have been overestimated, which can be associated to both the spacial variability of the hydraulic parameters and the influence of preferential flow. The simulation of the solutes-transport, in terms of total salts, has shown that the high evaporation rates in association to the salts presents in the soil promote the salinization of the superficial layers of the studied area.

Keywords: Transfers of water and of solutes, Salinization; Simulation.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Geral

Esta pesquisa tem por objetivo a análise e modelagem dos processos de transferência de água e solutos que ocorrem em uma área de cultivo de vazante. A obtenção dos parâmetros necessários para a modelagem e a análise das hipóteses simplificadoras utilizadas foram efetuados de acordo com os estudos atuais de transporte de solutos. O estudo foi desenvolvido em uma área experimental localizada no município de Tuparetama, às margens do Açude Cajueiro, localizado no semi-árido do estado de Pernambuco.

1.2 Desertificação e salinização

A metade dos países do planeta possui parte ou a totalidade de suas áreas constituídas por zonas áridas ou semi-áridas. As terras secas representam um terço da superfície do planeta o que corresponde a aproximadamente 51.720.000 km² distribuídos em cerca de 100 países. Nestas zonas vive, aproximadamente, 15% da população mundial (UNESCO, 1979).

As regiões áridas e semi-áridas apresentam ecossistemas frágeis, altamente vulneráveis à degradação. As secas prolongadas desencadeiam processos naturais de retrogressão biótica e alterações hídricas e edáficas que contribuem para a degradação dos solos. No entanto, sabe-se que o mau uso dos recursos naturais pelo homem, contribui muito mais para o agravamento da situação que os fatores climáticos (MENDES, 1986).

De acordo com dados da Food and Agriculture Organization (FAO), as ações de degradação da Terra induzidas pelo homem, têm, pelo menos, cinco componentes: (a) degradação das populações animais e vegetais (degradação biótica ou perda da biodiversidade) de vastas áreas do semi-árido devido à caça e extração de madeira; (b) degradação do solo, que pode ocorrer por efeito físico (erosão hídrica ou eólica e

compactação causada pelo uso da mecanização pesada) ou por efeito químico (salinização ou sodificação); (c) degradação das condições hidrológicas de superfície devido à perda da cobertura vegetal; (d) degradação das condições geohidrológicas (águas subterrâneas) devido a modificações nas condições de recarga e (e) degradação da infra-estrutura econômica e da qualidade de vida dos assentamentos humanos (MMA, 1997).

Segundo dados do International Centre for Arid and Semi-Arid Land Studies (ICASALS), da Universidade do Texas, o total de terras degradadas no mundo atinge um percentual de 69,0 % de todas as terras áridas. (MMA, 1997).

Do ponto de vista sócio-econômico, deve-se acrescentar, que grande parte destas áreas degradadas coincidem com os maiores bolsões de pobreza nos países de terceiro mundo. O estágio mais avançado da degradação das terras áridas e semi-áridas é a desertificação.

De acordo com a Agenda 21, documento discutido e aprovado durante a Conferência do Rio em 1992, o termo desertificação pode ser definido como "a degradação da terra nas regiões áridas, semi-áridas e subúmidas secas, resultante de vários fatores, entre eles as variações climáticas e as atividades humanas", sendo que, por "degradação da terra" se entende a degradação dos solos, dos recursos hídricos, da fauna, da flora e a redução da qualidade de vida das populações envolvidas.

CONTI (1989) propôs a denominação de duas modalidades de desertificação: uma ligada aos aspectos climáticos da paisagem, avaliada de acordo com índices de aridez e tendo como causas mudanças nos padrões climáticos, denominada de desertificação climática, e outra, podendo ocorrer fora das franjas de desertos e provenientes de condições semelhantes a estes, avaliada a partir do empobrecimento da biomassa e tendo como causas o crescimento demográfico e a pressão sobre os recursos locais, denominada de desertificação ecológica.

SAFE et al. (1996) consideram que a desertificação promovida pela ocupação de terras áridas pelo homem é muito mais rápida do que aquela resultante de ciclos climáticos e que seus efeitos se traduzem pela degradação dos recursos naturais tais como diminuição das vazões dos rios, rebaixamento do lençol freático, aumento da susceptibilidade dos solos à erosão, redução da fertilidade e redução da cobertura vegetal. Estimativas apontam que em todo o mundo, cerca de 100 países podem ser afetados direta ou indiretamente pela

desertificação (MMA, 1997).

Existem diferentes causas que contribuem para a desertificação sendo que a maioria delas está ligada ao manejo inadequado da terra, ou seja, à utilização de práticas inadequadas como desmatamento, queimadas, irrigação, mineração, cultivo em áreas de declive acentuado, etc., que causam perda dos recursos naturais e redução da capacidade produtiva da terra. Em síntese, pode-se dizer que as causas do processo de desertificação estão associadas a dois grandes conjuntos de problemas. Um relativo à agropecuária tradicional e com baixo nível tecnológico e outro relativo à agricultura irrigada mal manejada.

Um dos fatores apontados como causa da desertificação é a salinização do solo e do lençol freático que ocorre principalmente nas regiões áridas e semi-áridas. O processo de salinização pode ser natural ou resultante da ação antrópica.

O processo de salinização natural é provocado principalmente pela natureza mineralógica dos solos e por fatores climáticos da região. Os sais estão presentes no solo e na água e são originados dos processos de intemperismo químico dos minerais de rocha. Os solos do semi-árido são menos desenvolvidos e por isto menos profundos e mais ricos em compostos que solubilizam e salinizam as águas e as terras (CAVALCANTI & ARRUDA, 1995).

O processo de salinização resultante da ação antrópica está relacionado, principalmente, com a alteração natural do balanço de sais existente no perfil de solo causado pela irrigação. A irrigação pode promover a salinização por elevação do nível d'água que carrega os sais de um nível d'água mais profundo ou do próprio perfil de solo. Os sais e a água permanecem no solo enquanto ocorrem os processos de evaporação e transpiração. Segundo TOLBA (1987) & KOVDA (1979), a irrigação, quando efetuada sem o planejamento adequado, mostra-se tão ameaçadora quanto qualquer outra prática agrícola utilizada sem os devidos conhecimentos técnico-científicos, tendo sido incluída entre as causas dos processos de desertificação.

Sob condições naturais, a salinização, que ocorre nos solos das regiões semi-áridas, fica restrita a pequenas zonas de descarga e é devida às altas taxas de evaporação e à pequena profundidade do lençol freático, o que provoca o aumento das taxas de concentração de sais nos perfis de solo. Sob condições antrópicas, o uso intensivo da

irrigação modifica os balanços naturais de sais e de água nos solos ampliando o problema da salinidade dentro e no entorno das áreas irrigadas (MONTENEGRO, 1997).

A acumulação de excesso de sais na zona das raízes impede o crescimento e reduz a produção das plantas. Estima-se que, no mundo, cerca de 125.000 hectares de solos irrigados deixam de ser produtivos a cada ano devido à falta de drenagem e a salinização, sendo que atualmente existem aproximadamente 2,75 milhões de hectares improdutivos (DREGNE, 1986).

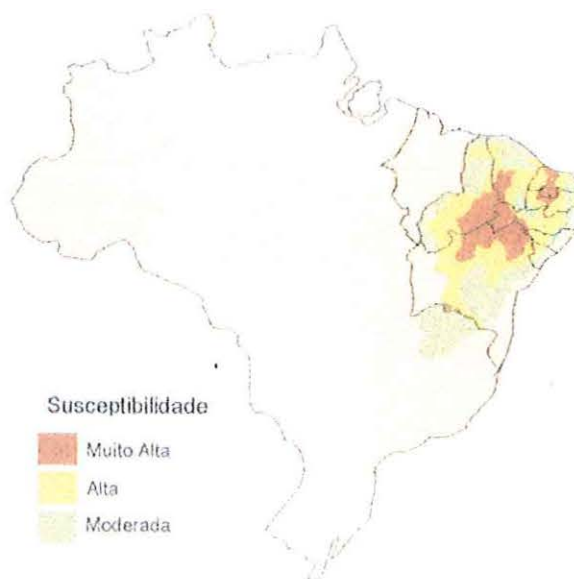
As águas de irrigação, mesmo de excelente qualidade, são uma fonte de sais solúveis. Para evitar a salinização, os sais têm que ser carreados para uma área abaixo da profundidade das raízes por percolação de água. No entanto, a percolação causa elevação do nível de água, que por sua vez necessita ser drenado. Caso contrário, a evaporação dará origem à capilaridade o que fará com que a água e conseqüentemente os sais voltem à zona das raízes. A capilaridade pode aumentar consideravelmente o teor de sais na zona das raízes e afetar a condutividade hidráulica e a estrutura do solo (VAN HOORN & VAN ALPHEN, 1994).

Nas regiões semi-áridas, as relações solo-água-planta-atmosfera exigem muito mais cuidados técnicos no manejo do solo e da água do que nas regiões de clima úmido (CAVALCANTE & ARRUDA, 1995). As áreas salinizadas por falta de manejo correto tomam-se completamente degradadas e impróprias para o cultivo em poucos anos, representando um problema sério e de difícil solução, o que agrava ainda mais os problemas sociais e políticos do semi-árido.

O mapa de áreas susceptíveis à desertificação no Brasil (FIGURA 01), elaborado no âmbito do Plano Nacional de Combate à Desertificação (PNCD) do Ministério do Meio Ambiente (MMA), a partir de trabalho realizado pelo Centro de Sensoriamento Remoto do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA), determinou três categorias de susceptibilidade: Alta, Muito Alta e Moderada.

As duas primeiras categorias referem-se, respectivamente, às áreas áridas e semi-áridas. A terceira é resultado da diferença entre a área do Polígono das Secas e as demais categorias. Assim, no Território Nacional, de um total de 980.711,58 km² de áreas susceptíveis à desertificação, 238.644,47 km² são de susceptibilidade muito alta, 384.029,71

km² são de susceptibilidade alta e 358.037,40 km² são moderadamente susceptíveis.



Fonte: MMA (1997)

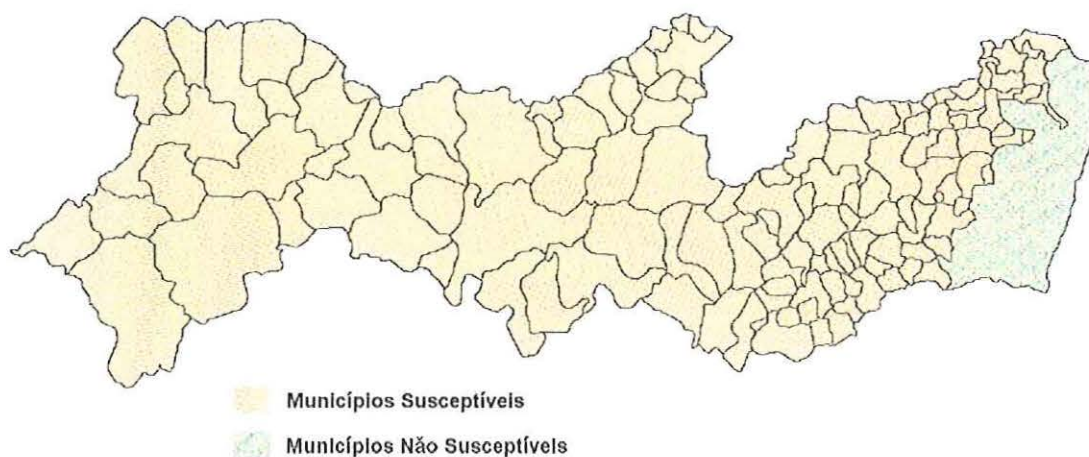
FIGURA 01 – Mapa de áreas susceptíveis à desertificação no Brasil

Os dados apresentados mostram que problema da desertificação no Brasil atinge a zona semi-árida e subúmida seca do país, que possui cerca de 950.000 km², localizada na região Nordeste e no norte de Minas Gerais, área esta que corresponde a cerca de 11% da área total do território brasileiro e 61% da área do Nordeste do Brasil.

O Nordeste do Brasil, formado por nove estados: Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, tem uma área total de 1.558.200,4 km² e uma população de 44.766.770 habitantes (IBGE, 1998). Esta região abriga o maior contingente populacional do país vivendo na zona rural. São 43,1 % da população, ou seja, mais de 18 milhões de pessoas (das quais mais de 16 milhões estão no semi-árido), o que equivale a quase o dobro da região sudeste, a duas vezes e meia a região sul e a nove vezes a região centro-oeste. Deste total, mais de 55% são considerados indigentes na conceituação proposta pelo Mapa da Fome do Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (IPEA). Esta área é, também, a maior concentração de indigência do país (MMA, 1997).

O estado de Pernambuco com uma população de 7.399.071 habitantes, possui uma área de 98.937,8 km² e engloba 185 municípios (IBGE, 1998). Da totalidade de sua área, 85.573,7 km², ou seja, 86,6%, correspondem à região semi-árida. Nesta região,

extremamente afetada pela semi-aridez, e, caracterizada por estágios de desertificação que variam de grave a moderado, estão inseridos 145 municípios cuja população é de aproximadamente 3,5 milhões de pessoas (CONDEPE, 1997; MENDES 1986). A FIGURA 02 mostra o mapa de susceptibilidade à desertificação do Estado de Pernambuco.



Fonte: SECTMA-PE (1999)

FIGURA 02 – Mapa de susceptibilidade à desertificação do Estado de Pernambuco

1.3 Disponibilidade hídrica do Nordeste do Brasil e o cultivo de vazante

O semi-árido do Nordeste brasileiro caracteriza-se por apresentar aspectos marcantes no que se refere ao clima e a distribuição da precipitação pluviométrica e nela observa-se uma grande diversidade ambiental. A precipitação anual média varia de 400 a 1000 mm. Esta área apresenta contrastes bem definidos, os quais estão relacionados à grande variação da distribuição espacial e temporal da precipitação de ano para ano e dentro de um mesmo ano, à diversidade existente nas condições geológicas, topográficas e nos sistemas orográficos, e às diferentes formas de ocupação e utilização do solo pelo homem (SAMPAIO et al., 1995). Além disso, fatores políticos, sociais e econômicos contribuem para aumentar os contrastes naturais existentes, agravando o quadro de carência e pobreza que se observa em toda a Região Nordeste do Brasil.

No que se refere à disponibilidade hídrica de superfície, na região semi-árida do Nordeste, apenas os rios São Francisco, que atravessa uma área de cristalino, e Parnaíba, que corta uma região de origem sedimentar, são naturais e inteiramente perenes. Apesar da

carência de estudos mais detalhados, sabe-se que os recursos hídricos subterrâneos no nordeste são abundantes porém mal distribuídos, ocorrendo "superávit" nos estados do Maranhão e Piauí e déficit nos demais Estados, sobretudo na região semi-árida, onde a maioria destes recursos é de má qualidade devido a elevados teores de sais (COSTA & COSTA FILHO, 1995).

O estado de Pernambuco possui 12% do seu território ocupado com a zona úmida e rios perenes, enquanto que 88% estão nas zonas do Agreste e Sertão tendo a maior parte dos rios temporários, com exceção do rio São Francisco.

No território brasileiro, as formações sedimentares e as aluviões dos rios representam cerca de 45% da área do polígono das secas. Porém em regiões onde o clima é mais árido, especialmente nos estados do Ceará, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Paraíba, a área constituída por rocha cristalina representa quase 70% da área afetada pelo fenômeno das secas. Desse modo, é importante considerar a utilização das aluviões como recursos exploráveis (AUDRY & SUASSUNA, 1995).

Existem cerca de 70.000 açudes na região semi-árida do Nordeste do Brasil (MOLLE, 1991). Nessa região foram observadas densidades de até um açude para cada 1,5 km², o que faz com que ela seja considerada como a segunda região mais açudada do mundo depois da Índia (MOLLE & CARDIER, 1992). Tais açudes foram construídos para minimizar as conseqüências das secas e permitir como primeira prioridade, a sobrevivência das pessoas e dos rebanhos. No entanto, a idéia de armazenar a maior quantidade de água e por um maior tempo possível tem levado à salinização progressiva das águas acumuladas. Este processo de salinização é devido a diversos fatores, entre os quais podemos citar: as altas taxas de evaporação anual que podem atingir até 2.000 mm/ano nas regiões mais secas, a morfologia, a cobertura vegetal e a cobertura pedológica da bacia de captação (AUDRY & SUASSUNA, 1995).

Um processo de exploração agrícola utilizado no semi-árido é o cultivo de baixios ou de áreas de vazante de pequenos açudes onde as culturas são plantadas em solos aluvionares que permanecem úmidos por mais tempo graças à alimentação por um aquífero (MATTOS, 1995).

O cultivo de vazante tem se mostrado como uma prática alternativa nas regiões semi-áridas, onde o agricultor se aproveita da umidade deixada no solo pela redução do nível dos açudes para o plantio de culturas de curto ciclo como milho, feijão, mandioca. Este procedimento fica restrito a zonas onde existem açudes ou depressões naturais do terreno nas quais a água se acumula no período do inverno. Tais zonas, mesmo sendo consideradas como verdadeiros oásis na área, apresentam alguns problemas como erosão e salinização devido às características do clima, dos solos e ao manejo inadequado.

Nas áreas de cultivo de vazante, o nível d'água permanece por mais tempo próximo à superfície graças à influência do nível do açude e como as altas taxas de evaporação são mantidas por longos períodos, ocorre o aumento da concentração dos sais no perfil do solo. Os sais, ao contrário da água, permanecem no solo e sua concentração tende a se elevar cada vez mais pela ação da evaporação, transpiração das plantas e rebaixamento do nível d'água do açude, até que ocorra um novo período de chuvas e/ou uma elevação do nível do reservatório que poderá lixiviar parte dos sais para camadas mais profundas, para o reservatório ou para o aquífero. Estes efeitos cíclicos têm, freqüentemente, levado à salinização destas áreas. Além disso, o uso eventual de agroquímicos tende a agravar o problema podendo causar a contaminação dos solos, do reservatório e até mesmo do aquífero.

Pode-se dizer, em última análise, que o cultivo de vazante nas regiões semi-áridas envolve o transporte de água, sais e outras substâncias nos perfis de solo. O manejo incorreto da água e do solo poderá gerar problemas no que se refere à contaminação do reservatório, e até mesmo do aquífero, por agroquímicos e, principalmente, à salinização do solo o que representa sérios riscos ao meio ambiente. Os processos de transporte de sais em áreas de cultivo de vazante são ainda muito pouco estudados, considerando-se a importância dos mesmos no contexto sócio-econômico do nordeste brasileiro.

Esse quadro reflete a importância de se conhecer, nas áreas de cultivo de vazante, não apenas as características dos solos, da água e os fatores climáticos, mais principalmente os processos de transferência de água e de solutos nos solos, para que possam ser utilizadas corretamente técnicas de manejo, aumentando a produtividade agrícola, evitando a degradação por salinização e mantendo o equilíbrio do ecossistema.

1.4 Objetivos específicos, contribuição do estudo e estrutura da tese

O objetivo desta pesquisa é o de estudar e modelar os processos de transferência de água e de solutos que ocorrem num sistema de cultivo de vazante na região semi-árida do Estado de Pernambuco, caracterizando os parâmetros hidrodinâmicos do solo da área estudada através de: coleta de dados de instrumentação, ensaios de campo e de laboratório. Para modelar os processos que ocorrem na área estudada, utilizou-se um modelo bi-dimensional de transporte de água e de solutos, o HYDRUS-2D.

A principal contribuição deste estudo é a de utilizar um modelo bi-dimensional para entender melhor os processos de transporte de solutos, provocados pelo efeito cíclico de elevação e rebaixamento do nível d'água, que ocorrem em um sistema de cultivo de vazante, levando-se em conta as altas taxas de evaporação que ocorrem na região semi-árida, fornecendo subsídios para a definição de um sistema de manejo que minimize os problemas de salinização.

O Capítulo 2 apresenta uma revisão sobre os conceitos básicos necessários para a modelagem do transporte de solutos em solos heterogêneos, parcialmente saturados, e os métodos de solução das equações de fluxo de água e de transporte de solutos em solos parcialmente saturados.

O Capítulo 3 apresenta a caracterização da área escolhida, os dados obtidos da instrumentação instalada na área de interesse e os ensaios de campo e de laboratório realizados para a obtenção dos dados necessários para aplicação do modelo de simulação. Este capítulo apresenta, ainda, o modelo conceitual utilizado para o caso do sistema de cultivo de vazante e descreve o modelo escolhido para simular o fluxo de água e o transporte de solutos, o HYDRUS 2D.

No Capítulo 4 está apresentada a metodologia utilizada para a obtenção e ajuste dos parâmetros hidráulicos utilizados para alimentar o modelo, bem como o teste de avaliação da confiabilidade dos parâmetros obtidos.

No Capítulo 5 estão apresentados os dados utilizados, as hipóteses consideradas e os resultados da modelagem bi-dimensional do fluxo de água e do transporte de solutos para a área estudada, fazendo-se a comparação dos resultados da simulação com os dados medidos

por meio da instrumentação de campo. Neste capítulo serão também apresentadas as limitações do modelo e as dificuldades encontradas durante a modelagem.

O Capítulo 6 apresenta a modelagem do transporte de solutos na área de interesse para dois cenários hipotéticos, discutindo-se a aplicação de técnicas para minimizar os efeitos da salinização.

Finalmente, o Capítulo 7 apresenta as conclusões e sugestões para novas pesquisas.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Introdução

A água é indispensável para a vida no solo, ela é o elo de ligação das culturas com a terra, funciona como catalisadora das reações químicas e biológicas e como solvente e veículo de transporte de nutrientes, pesticidas e outras substâncias na zona das raízes, ou região não saturada do solo.

A região não saturada do solo é de fundamental importância para o crescimento das plantas, transporte de sais e fertilizantes. Os solos agrícolas têm aproximadamente 50% do seu volume constituído de poros, os quais encontram-se preenchidos por ar e pela solução do solo. As plantas extraem seletivamente do solo tanto a água quanto os nutrientes de que necessitam para crescer. No entanto, uma boa parte dos compostos presentes na solução do solo não são necessários ao crescimento das plantas e permanecem na solução do solo. Por outro lado, a evaporação faz com que as concentrações de certas substâncias da solução do solo tendam a aumentar consideravelmente, podendo levar a uma queda de produção e até à degradação do solo, tornando-o improdutivo.

De acordo com SAXTON et al. (1977), o movimento da água e de compostos químicos dentro dos perfis de solo é extremamente complicado, porém de grande importância para a produção agrícola e para o meio ambiente.

Os processos de transferência de água e de substâncias químicas nos solos têm sido alvo do interesse de inúmeras áreas da ciência como engenharia civil, engenharia hidráulica, engenharia ambiental, agronomia e outras. O interesse dos pesquisadores tem sido o de estudar o transporte e prever o destino de rejeitos industriais, poluentes, sais e pesticidas, visando evitar ou minimizar os impactos de contaminações do solo, do lençol freático e do ambiente, em áreas

rurais, urbanas e industriais; aumentar a produtividade das culturas e desenvolver novas formas de recuperação secundária e terciária do petróleo (POSADAS et al., 1995; PETRUZZELLI & HELFFERICH, 1992)

Embora os solos saturados e não saturados sejam encontrados na natureza como um complexo solo-água único, o estudo do fluxo de água e transporte de substâncias nos solos saturados e não saturados se desenvolveram de forma independente. Durante muito tempo, as pesquisas focalizaram principalmente a zona saturada, desprezando a contribuição da zona não saturada.

Sabe-se que a zona não saturada do solo exerce um papel fundamental em muitos aspectos da hidrologia, incluindo infiltração, estoque de umidade no solo, evaporação, retirada de água pelas raízes das plantas, recarga de aquíferos, escoamento superficial e erosão; da agricultura, no que se refere ao estudo do transporte de nutrientes, sais e pesticidas, e das ciências ambientais, no que diz respeito à contaminação do meio subsuperficial pela deposição de resíduos resultantes das atividades industriais e urbanas (SIMÜNEK et al., 1995).

Segundo BELOUSOVA et al. (1995), a investigação da migração de poluentes no fluxo de água através da zona não saturada do solo é muito importante para projeto e construção de obras de remediação em zonas semi-áridas onde processos de salinização natural e artificial ocorrem, sendo igualmente importante investigar tanto os mecanismos de formação das camadas salinas como também a transferência de macro-componentes no solo e na matriz não saturada.

O controle da salinidade e a recuperação de áreas afetadas por este problema são exemplos específicos dos processos de transporte de solutos que são de extrema importância em muitas regiões irrigadas do mundo. A avaliação da dinâmica do fluxo de água e o conhecimento dos processos de transporte de solutos na zona não saturada do solo são as ferramentas para o estudo da acumulação e transferência de sais dentro dos perfís de solo.

Neste capítulo é apresentada uma revisão das equações que governam os modelos de fluxo e transporte de água e solutos aplicados a solos não saturados, assim como os processos mais relevantes ao problema de transporte de sais nas regiões semi-áridas. A revisão é orientada

para a utilização de um modelo de fluxo e transporte de solutos que possa ser aplicado à situação estudada

2.2 Processos de transferência de água e de solutos nos solos

Um modelo completo para a análise dos processos de transferência simultânea de água e solutos, nos solos não saturados, pode ser descrito por meio de equações diferenciais que devem incluir a representação de um sistema solo-água-planta-atmosfera dinâmico, em um nível de complexidade que inclua a avaliação dos dados e o objetivo da análise.

Para que o modelo possa ser resolvido, diversas considerações e simplificações são necessárias. Todas as simplificações e considerações variam em detalhes, de acordo com as condições iniciais e de contorno assumidas, com a natureza do soluto e com os processos de transformações e interações envolvidos. No entanto, a dinâmica da água e a transferência de solutos são processos governados por uma teoria geral que será descrita a seguir.

2.2.1 Fluxo de água

A somatória dos trabalhos realizados por unidade de massa (volume ou peso) de água para transportá-la isotérmica, isobárica, e de forma reversível, do estado padrão para o estado considerado no solo é chamada de potencial total da água no solo. O potencial total da água no solo define, então, seu estado de energia no ponto considerado e é composto por quatro diferentes componentes: potencial gravitacional, potencial matricial, potencial de pressão e potencial osmótico. O potencial gravitacional está relacionado ao campo gravitacional. O potencial matricial está relacionado às interações entre a matriz do solo e a água. O potencial de pressão está relacionado com a dinâmica da pressão de ar no solo. O potencial osmótico leva em conta a presença de solutos no sistema solo-água.

Os primeiros estudos experimentais de fluxo de água através dos meios porosos foram desenvolvidos por Henry Darcy em 1856, que chegou a conclusão que o fluxo unidimensional de água através de um tubo preenchido com areia era proporcional à área da seção transversal e à perda de carga ao longo do tubo e inversamente proporcional ao comprimento percorrido pela

água. O fator de proporcionalidade, denominado de condutividade hidráulica, caracteriza o meio quanto à capacidade de transmitir a água (DARCY, 1956).

Em geral, nos estudos de fluxo de água são desprezadas as parcelas de potencial total devidas ao potencial osmótico e de pressão, sendo consideradas apenas as devidas ao potencial matricial e gravitacional. Além disso, grande parte dos processos de transferência de água, em condições naturais, ocorre em solos não saturados. Sob condições de não saturação a condutividade hidráulica é função do conteúdo de água existente nos vazios do solo ou do potencial matricial. BUCKINGHAM (1907) modificou a equação de Darcy, considerando a condutividade hidráulica dependente do teor volumétrico de água do solo, ou do potencial matricial. A equação que descreve o fluxo de água através de um meio poroso não saturado passou a ser conhecida como Equação de Darcy-Buckingham, podendo ser escrita para qualquer direção considerada, da seguinte forma:

$$q = -K_{(\theta)} \cdot gradH \quad (1)$$

onde: q é a taxa volumétrica de fluxo de água na direção considerada [LT^{-1}]; $K_{(\theta)}$ é constante de proporcionalidade conhecida como condutividade hidráulica não saturada [LT^{-1}] e H é o potencial total de água no solo [L] dado pela soma dos potenciais gravitacional, matricial, osmótico e de pressão.

Mas, foi só a partir de 1920 com a publicação dos trabalhos como os de Gardner em 1920 e 1922 e os de Richards em 1928 e 1932, que se começou a compreender melhor o fluxo de água através dos solos não saturados. Richards foi o primeiro a aplicar o princípio da continuidade à Equação de Darcy (eq.1), para chegar à equação diferencial não linear de fluxo nos solos não saturados. Nas décadas seguintes, a descrição matemática do fluxo de água nos solos sob diversas condições de fronteira foi extensivamente estudada (GARDNER, 1977).

Nos solos saturados, o movimento de água e de massa é governado principalmente pelas forças gravitacionais e moleculares (adsorção), em contra partida, nos solos não saturados o aparecimento das forças capilares que se desenvolvem na interface água-ar, em função da

estrutura intrínseca do solo e do teor de água contido nos poros, passam a governar a dinâmica da água no solo, sobretudo quando o teor de umidade tende a decrescer. Existe uma relação inversa entre as forças de adsorção e capilares, em função do tipo de solo considerado. Em solos arenosos, com poros e partículas relativamente grandes, a adsorção é pouco importante, predominando o efeito da capilaridade. Para os solos argilosos o contrário é observado. Também o teor de água nos poros influencia o comportamento das forças capilares e de adsorção. À medida que o teor de umidade diminui significativamente, as forças capilares decrescem aumentando o efeito das forças de adsorção. O efeito combinado dos dois mecanismos, capilaridade e adsorção, que não podem ser facilmente separados, é denominado de potencial matricial (REICHARDT, 1996).

O potencial matricial influencia o transporte de água e de massa nos solos não saturados, alterando os valores da condutividade hidráulica e conseqüentemente do fluxo, tornando sua análise mais difícil devido à não linearidade das equações.

A equação da continuidade, que expressa o princípio da conservação de massa de água para um sistema solo-água-planta, pode ser expressa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} (K_{(\theta)} \overline{\text{grad } H}) \pm F_s \quad (2)$$

onde: t é o tempo [T]; θ é o teor volumétrico de água [M^3M^{-3}] e F_s é o termo de fontes e sumidouros [$M^3M^{-3}T$] que expressa, por exemplo, a taxa de retirada de água pelas raízes no tempo considerado.

Combinando a equação de Darcy, (eq.1), com a equação da continuidade, (eq.2), introduzindo o conceito de capacidade capilar, $C(h) = d\theta/dh$, que expressa a facilidade com que um solo libera ou armazena água quando submetido a uma variação do potencial matricial e desprezando-se os potenciais de pressão e osmótico, Richards (1931) chegou à clássica equação diferencial que descreve o fluxo transiente de água em um sistema de solo não saturado, que para o caso bi-dimensional e considerando-se a condutividade hidráulica função do potencial matricial, pode ser escrita da seguinte forma:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(h)_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h)_z \frac{\partial h}{\partial z} + K(h)_z \right) \pm F_s \quad (3)$$

Onde:

$C(h) [M^{-1}]$ é a capacidade capilar (Richards 1931);

$h [L]$ é o potencial matricial que varia no espaço e no tempo em função do teor volumétrico de água (θ) [M^3M^{-3}];

K_x e $K_z [LT^{-1}]$ correspondem à condutividade hidráulica nas direções X e Z respectivamente, e que variam no espaço em função do potencial matricial;

$t [T]$ é o tempo;

$F_s [M^3M^{-3}T]$ é o termo de fontes e sumidouros.

As variáveis e propriedades do modelo descrito pela equação de Richards são representativas de valores médios sobre um elemento de volume definido como Volume Elementar Representativo (VER) (BEAR, 1972). O VER é característico de uma escala conhecida como a escala macroscópica ou local onde o fenômeno tem uma representação contínua. Mais adiante os problemas de escala serão discutidos.

2.2.2 Transferência de solutos

O conhecimento do movimento da solução no solo é importante para avaliar a transferência de solutos dentro do perfil de solo. Quando a solução se desloca, transporta consigo uma quantidade de soluto dissolvido. Os mecanismos de transferência do soluto dentro do meio poroso são: convecção, difusão molecular e dispersão hidrodinâmica.

A convecção ou advecção refere-se ao transporte de substâncias pela fase líquida, onde o movimento da água é causado por efeitos de variação de umidade provocados por infiltração, evapotranspiração ou redistribuição. Este mecanismo é controlado pelas características hidrodinâmicas do meio poroso.

A difusão molecular ocorre dentro da fase líquida e gasosa e é resultante de gradientes térmicos ou de concentração no meio poroso. Este mecanismo é governado pela 1ª Lei de Fick, onde o coeficiente de difusão do soluto na água é proporcional ao gradiente de concentração da solução. Fisicamente, a difusão molecular é influenciada pela tortuosidade do meio poroso e pela umidade.

A dispersão hidrodinâmica ocorre na fase líquida devido a diferenças de velocidade do fluxo de água no meio poroso. Este mecanismo é resultante de uma combinação dos processos de difusão molecular, causada por movimentos Brownianos das moléculas de água, e da dispersão mecânica, originada da variação espacial da velocidade da água, podendo ser determinado experimentalmente em laboratório ou através de expressões como a apresentada por BRESLER et al. (1982).

$$D = D_p + \lambda v \quad (4)$$

onde: D_p [L^2T^{-1}] é o coeficiente de dispersão mecânica; λ [L] é a dispersividade e $v = q/\theta$ [$L.T^{-1}$] é a velocidade média do transporte do soluto ou a velocidade média da água nos poros.

O coeficiente de dispersão mecânica, D_p , pode ser estimado por diversas equações, entre as quais a de BRESLER (1973), que é escrita como:

$$D_p(\theta) = D_0 a \exp(b\theta) \quad (5)$$

sendo: D_0 [L^2T^{-1}] o coeficiente de difusão molecular do soluto considerado na água pura e a e b constantes empíricas, que podem ser aproximadas por $0,005 > a > 0,001$ e $b = 10$.

O transporte por advecção é resultante de forças de fluxo enquanto que a dispersão mecânica e a difusão molecular são o resultado da mistura e espalhamento do soluto ou composto químico no meio poroso considerado por processos de interação e diferenças de concentração e de velocidade. As grandezas que interferem nos mecanismos de transferência

são: a porosidade e a umidade do solo, a adsorção, a presença de matéria orgânica, as interações biológicas, as propriedades físico-químicas dos compostos e as práticas culturais.

Existem diversas equações que descrevem o transporte de solutos em um meio poroso, que diferem entre si apenas na forma de apresentação ou na quantidade de variáveis que utilizam para representar a complexidade do meio.

A equação de convecção-dispersão (CDE), que como a Equação de Richards, foi escrita para um VER do meio poroso, considerado contínuo e homogêneo e tendo-se por base a perfeita mistura do composto químico e a uniformidade de concentração ao longo do plano horizontal para o transporte ocorrendo na vertical e válida para um sistema solo-água-ar é escrita como:

$$\frac{\partial(\rho C_s + \theta C_L + \xi C_G)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D(\theta, q) \frac{\partial C_L}{\partial z} - q C_L + D_{OG} \frac{\partial C_G}{\partial z} \right) \pm S \quad (6)$$

onde: ρ [ML⁻³] é a massa específica dos grãos do solo; C_s [M.L⁻³] é a concentração da substância na fase sólida; θ [M³.M⁻³] é o teor volumétrico de água no solo; C_L [M.L⁻³] é a concentração da substância na fase líquida; ξ é o teor de gás nos poros; C_G [M.L⁻³] é a concentração da substância na fase gasosa; $D(\theta, q)$ [L²T⁻¹] é o coeficiente de dispersão hidrodinâmica que varia com a umidade e com a velocidade da água nos poros do solo; q é a velocidade da água nos poros do solo; D_{OG} é o coeficiente de difusão da substância na fase gasosa; S é o termo de fontes e/ou sumidouros que pode ser degradação biológica, absorção pelas raízes, reações químicas, etc..

A equação (6), obtida a partir dos conceitos de conservação de massa, é a mais frequentemente utilizada para descrever o movimento de substâncias químicas dentro do sistema solo-água-ar. É uma miscigenação de efeitos de sorção na fase sólida, e de transporte na fase líquida e de vapor, podendo-se considerar, ainda, os efeitos de degradação, absorção pelas raízes, e outros processos que ocorrem na escala de campo.

A versão clássica da equação CDE (eq.6) foi modificada por VAN GENUCHTEN & WIERENGA (1976), para levar em consideração os efeitos da presença de água imóvel e das trocas químicas que ocorrem entre a água móvel e imóvel. A versão modificada é conhecida como modelo de dupla porosidade e está detalhada a seguir.

Considerando que a quantidade total de solutos existente na fase líquida de um VER pode ser particionada em duas fases, uma móvel e outra imóvel, pode-se definir, através da conservação de massa, que:

$$\theta C = \theta_m C_m + \theta_{im} C_{im} \quad (7)$$

onde: θ_m é o teor de água móvel; C_m é a concentração do soluto na fração de água móvel; θ_{im} é o teor de água imóvel e C_{im} é a concentração do soluto na fração de água imóvel.

Desse modo, a equação para o transporte de solutos, unidirecional, vertical, considerando apenas a fase líquida, particionada em água móvel e imóvel, e sem o termo de fontes e sumidouros pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m \frac{\partial C_m}{\partial z} + \theta_{im} D_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\theta_m v_m C_m) \quad (8)$$

onde: D_m e D_{im} [$L^2 T^{-1}$] são os coeficientes de difusão-dispersão das fases móvel e imóvel, respectivamente que englobam, o mesmo tempo, os efeitos da dispersão hidrodinâmica e da difusão molecular.

Segundo BRUSSEAU (1993), na maioria dos processos de transferência, pode-se desprezar o coeficiente de dispersão D_{im} já que, neste caso, a difusão molecular é muito pequena quando comparada com a dispersão hidrodinâmica.

COAST & SMITH (1964) propuseram uma modificação da equação (8), incluindo uma relação que descreve a troca de massa entre as duas regiões de água móvel e imóvel através de uma cinética de primeira ordem descrita pela equação:

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (9)$$

onde: α [T^{-1}] é o coeficiente de transferência de massa entre as duas frações de água.

Segundo VAUCLIN & ÂNGULO-JARAMILLO (1996), para encontrar soluções determinísticas (analíticas ou numéricas) das equações de fluxo de água (eq.3) e de transporte de solutos (eq.6) diversas simplificações são adotadas e muitas dificuldades não são facilmente superadas. Entre elas estão: a histerese e extrema não linearidade das funções hidráulicas do solo; os efeitos de temperatura, salinidade do solo e mudanças de tensões sobre as propriedades hidráulicas; a não consideração do fluxo de ar; a adoção da hipótese de que a lei de Darcy é válida; a consideração de que a matriz de solo é rígida e que o fluxo é isotérmico e a própria descrição dos processos bioquímicos e do comportamento mecânico. Além disso, deve-se chamar atenção para o fato de que a acurada previsão do transporte de água na zona não saturada tem sua complexidade aumentada pela heterogeneidade do solo em várias escalas.

2.3 Propriedades hidráulicas dos solos não saturados

O estudo dos processos de transferência de água e de solutos dentro das massas de solos não saturados depende da determinação das duas principais propriedades que governam dinâmica da água nos solos não saturados, ou seja, a curva de retenção e a condutividade hidráulica. No entanto, tais relações são extremamente complexas e afetadas por inúmeros fatores, tais como: textura e mineralogia do solo, estrutura das partículas do solo, presença de matéria orgânica, teor de sais, histerese e temperatura. Ambas as relações podem ser determinadas por métodos diretos no campo ou no laboratório (KABAT & BEEKMA, 1994).

2.3.1 A curva de retenção

A curva de retenção do solo, também conhecida como curva característica ou curva de sucção, é uma representação da capacidade do solo armazenar água (KLUTE & DIRKSEN, 1986), obtida pela relação entre o conteúdo de água e o potencial matricial ou pressão de sucção. Para cada amostra de solo homogêneo, só existe uma única curva de retenção dependendo da história de variação do teor de umidade (FIGURA 03).

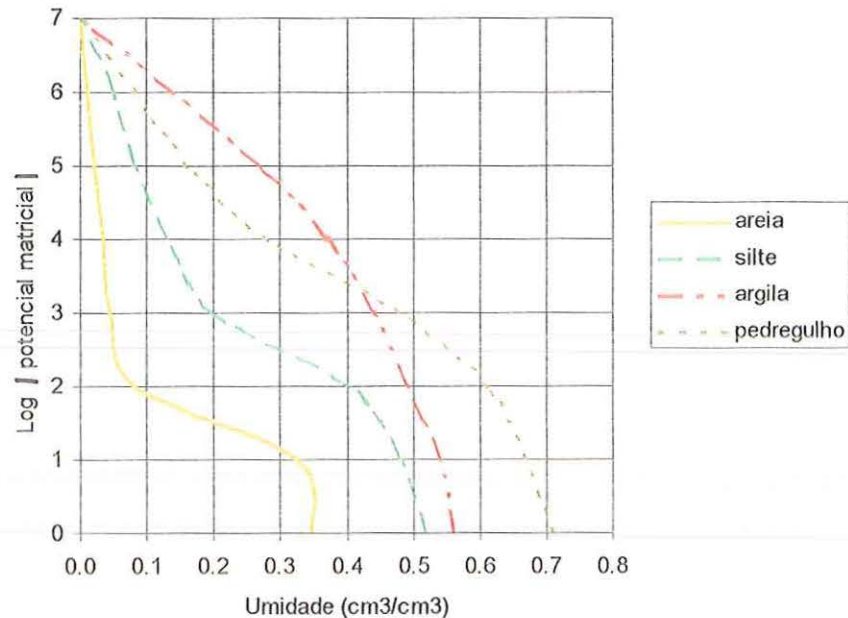


FIGURA 03 – Curvas de retenção típicas para diferentes tipos de solo, segundo BRAUN & KRUIJNE (1994) (potencial matricial em cm)

A curva de retenção pode ser obtida no campo ou no laboratório através da determinação de umidade e medidas de potencial matricial, segundo dois procedimentos: por secagem ou por umedecimento. Como as trajetórias de variação do teor de umidade são diferentes, as curvas obtidas segundo esses procedimentos não são idênticas, e este fenômeno é conhecido como histerese (FIGURA 04).

A histerese da curva característica foi estudada por inúmeros autores, conforme cita RÖHM (1993) e é atribuída a diversas causas entre as quais: desuniformidade geométrica de cada poro; ângulo de contato do menisco capilar; bolhas de ar capturadas dentro dos vazios do solo durante a fase de umedecimento e alterações na estrutura do solo decorrentes da expansão ou contração associadas aos ciclos de umedecimento ou secagem. Este fenômeno traz sérios problemas para a descrição matemática do fluxo de água no solo, problemas estes que podem ser contornados tomando-se apenas um ramo da curva (de secagem ou de umedecimento), conforme a situação que se deseja estudar (evaporação ou infiltração). Quando os dois fenômenos ocorrem simultaneamente, a histerese não é considerada na maioria dos modelos de simulação dos processos de transporte de água e solutos (REICHARDT, 1996).

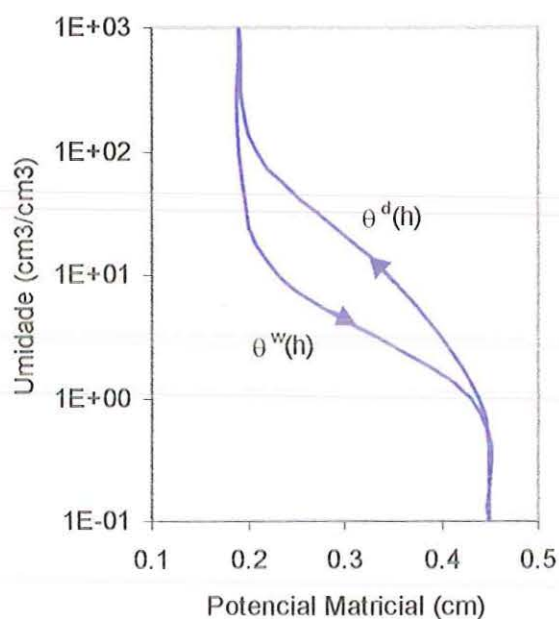


FIGURA 04 – Curva de retenção com histerese mostrando a curva de umedecimento, $\theta^w(h)$, e a curva de secagem, $\theta^d(h)$, segundo SIMÜNEK et al. (1999)

Métodos para descrever matematicamente, de forma contínua, a curva característica têm sido muito utilizados recentemente. Tal procedimento consiste em se definir, através de ajustes, equações que consigam reproduzir a relação $h(\theta)$, e que podem ser facilmente incorporadas aos modelos de simulação numérica.

Existem diversas equações que foram propostas para ajustar os pontos das curvas de retenção obtidas em campo ou em laboratório.

A equação de BROOKS & COREY (1964) é dada pela expressão:

$$S_e = \begin{cases} (\alpha h)^{-\lambda} & (\alpha h > 1) \\ 1 & (\alpha h \leq 1) \end{cases} \quad (10)$$

onde: α é um parâmetro empírico [L^{-1}] cujo inverso é denominado de pressão de borbulhamento ($h_a = 1/\alpha$); λ é a distribuição do tamanho de poros, parâmetro que afeta a forma da curva de retenção; h é a pressão matricial [L] considerada positiva para os solos não saturados e S_e é o grau de saturação efetiva ($0 \leq S_e \leq 1$), dado pela expressão:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (11)$$

sendo θ_r a umidade residual definida como o máximo conteúdo de água no solo que não contribui para o fluxo devido a bloqueios dos caminhos de fluxo ou a forte adsorção da fase sólida, e θ_s a umidade de saturação ou o máximo conteúdo volumétrico de água de um solo.

Devido à dificuldade em se determinar com precisão os valores da pressão de borbulhamento para solos de textura fina, a equação de BROOKS & COREY (1964) apresentou resultados pouco satisfatórios e outros modelos foram propostos para descrever melhor a curva de retenção, próximo à saturação. Tais modelos, embora capazes de prever mais acuradamente a curva de retenção de campo, têm, na maioria dos casos, uma formulação matemática muito complicada o que os torna pouco atrativos para os estudos do fluxo de água em solos.

Outra equação que se mostrou bastante razoável para ajustar a curva e retenção foi a de VAN GENUCHTEN (1980) dada pela expressão:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (12)$$

onde: α , n e m são constantes empíricas que afetam a forma da curva de retenção.

Para tornar as funções anteriores mais simples e atrativas para o estudo do fluxo de água nos solos, algumas hipóteses foram inseridas nas funções de BROOKS & COREY (1964) e de VAN GENUCHTEN (1980) como a hipótese de MUALEM (1976) que considera $m = 1-1/n$, e a hipótese de BURDINE (1953) que considera $m = 1-2/n$.

VOGEL & CÍSLEROVÁ (1988) modificaram a equação de VAN GENUCHTEN (1980), dada pela equação (12), para dar maior flexibilidade na descrição das propriedades hidráulicas próximo à saturação sendo a função $\theta(h)$ dada pela expressão:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_a + \frac{\theta_m - \theta_a}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < h_s \\ \theta_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (13)$$

onde: θ_s é a umidade de saturação. Para aumentar a flexibilidade das expressões analíticas, e para permitir um valor de tensão na entrada de ar diferente de zero h_s , os parâmetros θ_r e θ_s da função de retenção de VAN GENUCHTEN (1980) foram substituídos por parâmetros fictícios extrapolados $\theta_a \leq \theta_r$ e $\theta_m \geq \theta_s$, como mostrado na FIGURA 05. A aproximação mantém o significado físico de θ_r e θ_s como quantidades mensuráveis. Quando $\theta_a = \theta_r$ e $\theta_m = \theta_k = \theta_s$ a função da curva de retenção se reduz à expressão original de VAN GENUCHTEN (1980):

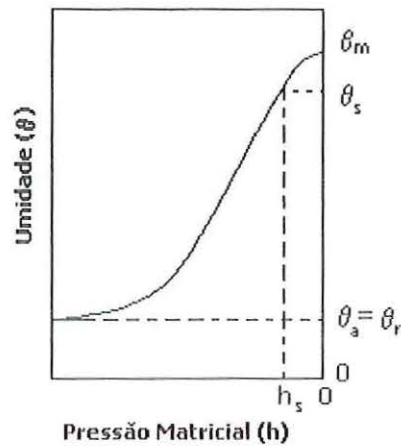


FIGURA 05 – Esquema da curva de retenção, segundo o modelo de VOGEL & CÍSLEROVÁ (1988)

2.3.2 A função de condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica do solo é uma medida da sua capacidade de transmitir água (KLUTE & DIRKSEN, 1986), e é função do teor de umidade do solo. Quando o solo está completamente saturado, o valor obtido para a condutividade hidráulica é chamado de infiltração básica. À medida que o solo perde umidade, o valor da condutividade hidráulica diminui drasticamente. Assim a condutividade hidráulica é uma função da umidade e conseqüentemente do potencial matricial do solo. Alguns fatores que influenciam a condutividade hidráulica são a geometria do espaço poroso e a tortuosidade (REICHARDT, 1996). Exemplos de curvas de condutividade hidráulica estão apresentadas na FIGURA 06.

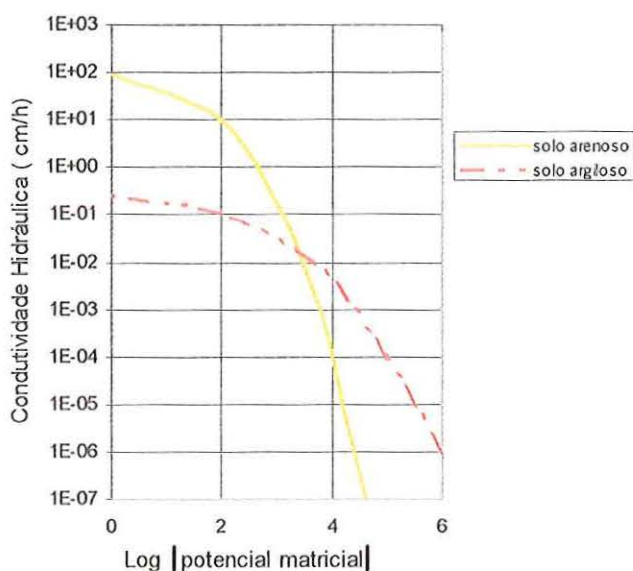


FIGURA 06 – Curvas de condutividade hidráulica típicas para diferentes tipos de solo, segundo JURY et.al (1992) (potencial matricial em cm)

A condutividade hidráulica pode ser determinada através de ensaios de laboratório e de campo empregando-se, por exemplo, o permeâmetro a disco (PERROUX & WHITE, 1988) ou utilizando-se os métodos diretos tais como método do perfil instantâneo (HILLEL et al. 1972) ou o método da sortividade (CLOTHIER & WRITE, 1981). Os métodos diretos de obtenção da condutividade hidráulica são baseados no princípio da lei de Darcy e, em geral, são de difícil aplicação sob condições de campo (KABAT & BEEKMA, 1994).

Devido às dificuldades encontradas para a determinação da condutividade hidráulica utilizando ensaios de campo e de laboratório, vários métodos indiretos foram propostos para relacionar a condutividade hidráulica com algumas propriedades físicas do solo. Dentre os métodos indiretos podemos citar os métodos de estimativa de previsão e os métodos de estimativa de parâmetros

Os métodos de estimativa de previsão utilizam as chamadas “*pedo-transfer functions*” que relacionam, através de estatística, as propriedades hidráulicas com parâmetros do solo como distribuição do tamanho das partículas, densidade aparente, etc. Diversas “*pedo-transfer functions*” são apresentadas por RAGAB & COOPER (1993).

Os métodos de estimativa de parâmetros são baseados na técnica de solução do método inverso (KOOL & PARKER, 1988; WARRICK, 1993). O método inverso utiliza ferramentas computacionais aplicadas a ensaios de laboratório e tem sido uma boa alternativa para se estimar a condutividade hidráulica dos solos não saturados. Ele envolve a solução analítica ou numérica da Equação de Richards sujeita a condições iniciais e de fronteira impostas (ECHING et al. 1994).

Outros autores propuseram equações matemáticas para representar de forma contínua as curvas de condutividade hidráulica. Essas equações matemáticas, também chamadas de modelos analíticos são baseadas em ajustes de dados obtidos de ensaios de laboratório e de campo.

Dentre os modelos analíticos destacam-se o de BROOKS & COREY (1964), o de VAN GENUCHTEN (1980), o de BURDINE (1954) e o de VOGEL & CÍSLEROVÁ (1988).

O modelo proposto por BROOKS & COREY (1964) para a função de condutividade hidráulica é dado pela equação:

$$K(h) = K_s S_e^{2/n+l+2} \quad (14)$$

onde: K_s [L/T] é a condutividade hidráulica saturada, n (adimensional) é o índice de distribuição de tamanho de poros e l é o parâmetro de conectividade de poros que leva em conta a tortuosidade do caminho de fluxo, considerado igual a 2 no estudo original de BROOKS & COREY (1964).

O modelo de VAN GENUCHTEN (1980) utiliza o modelo estatístico de distribuição de tamanho de poros de MUALEN (1976) para obter a equação de previsão da condutividade hidráulica não saturada em função dos parâmetros da curva de retenção e é dado pela expressão:

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \text{com} \quad m = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1 \quad (15)$$

onde: S_e é a saturação efetiva dada pela equação (11); K_s é a condutividade hidráulica saturada e l é o parâmetro de conectividade de poros, estimado por MUALEN (1976) como sendo igual a 0,5 para a maioria dos solos.

O modelo de BURDINE (1953) pode ser descrito pela equação:

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \text{com} \quad m = 1 - \frac{2}{n} \quad (16)$$

assim como no modelo de VAN GENUCHTEN (1980), l é o parâmetro de conectividade de poros e foi considerado por BURDINE como sendo igual a 2.

O modelo de VOGEL e ČÍSLEROVÁ (1988) para condutividade hidráulica também é uma modificação do modelo de VAN GENUCHTEN (1980) para dar maior flexibilidade na descrição das propriedades hidráulicas próximo à saturação e é dado pela expressão:

$$K(h) = \begin{cases} K_s K_r(h) & h \leq h_k \\ K_k + \frac{(h - h_k)(K_s - K_k)}{h_s - h_k} & h_k \leq h \leq h_s \\ K_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (17)$$

onde,

$$K_r = \frac{K_k}{K_s} \left[\frac{S_e}{S_{ek}} \right]^l \left[\frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_k)} \right]^2 \quad (18)$$

$$F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_a}{\theta_m - \theta_a} \right)^{1/m} \right]^m \quad (19)$$

$$S_{ek} = \frac{(\theta_k - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (20)$$

A equação (17) considera que o valor calculado de condutividade hidráulica é igual ao valor medido de condutividade hidráulica, $K_k = K(\theta_k)$, para uma dada umidade, θ_k , menor ou igual à umidade de saturação, ou seja, $\theta_k \leq \theta_s$ e $K_k \leq K_s$, conforme esquema apresentado na FIGURA 07. Quando $K_k = K_s$ a função de condutividade hidráulica se reduz à expressão original de VAN GENUCHTEN (1980)

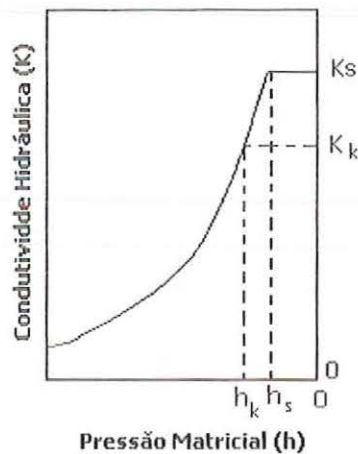


FIGURA 07 – Esquema da curva de condutividade hidráulica, segundo o modelo de VOGEL & CÍSLEROVÁ (1988)

Na maioria dos estudos já efetuados, os funcionais $K(h)$ e $h(\theta)$ são considerados dependentes apenas da textura e da estrutura dos solos e existem outras correlações empíricas propostas para os mesmos como as desenvolvida por CAMPBELL (1974), HILLEL et al. (1980), VAN GENUCHTEN (1980), LIBARDI (1980), NIELSEN et al. (1986).

2.4 Fatores que influenciam os parâmetros hidráulicos

Freqüentemente considera-se que tanto a curva de retenção quanto a função de condutividade hidráulica dependem, principalmente, da textura do solo e da estrutura. No entanto, diversos fatores como histerese, temperatura e salinidade têm influência sobre os parâmetros hidráulicos (GAUDET & VAUCLIN, 1987; VAUCLIN & ÂNGULO-JARAMILLO, 1996).

2.4.1 Histerese

A histerese ocorre principalmente na curva de retenção $h(\theta)$ em função dos efeitos de molhamento e secagem, sendo devida a vários fenômenos entre os quais, desuniformidade geométrica dos poros, ângulo de contato do menisco capilar, etc. Seus efeitos são aumentados pela presença de ar aprisionado nos vazios do solo, pelos fenômenos de expansão e contração e conseqüentemente pela velocidade com que ocorre o molhamento ou a secagem. No caso da função de condutividade hidráulica $K(\theta)$, os efeitos da histerese são menos pronunciados e na para alguns solos pode ser desprezado.

A maioria dos modelos de simulação de fluxo em solos não considera os efeitos da histerese. No entanto, sabe-se que a histerese da curva de retenção de água influencia o movimento da água nos solos, especialmente se ocorrem ciclos freqüentes de umedecimento e secagem (FEDDES et al., 1988). Diversos pesquisadores estudaram a questão da histerese e propuseram formas de incorporá-la aos modelos de fluxo.

MUALÉN (1974) introduziu um modelo para calcular a histerese, baseado no princípio dos domínios independentes. No modelo de Mualén o conteúdo de água para qualquer valor de

potencial matricial pode ser calculado a partir do valor de potencial matricial no último ponto de inversão da curva.

PICKENS & GILLHAN (1980) formularam um modelo bidimensional para simular o movimento transiente de água e solutos em solos não saturados, levando em conta relações de pressão e umidade com e sem efeito de histerese e concluíram que os efeitos de se levar em conta a histerese foram mais marcantes nos resultados de pressão e umidade tendo menor influência nos processos de transporte de solutos.

HOPMANS & DANE (1986) incorporaram o modelo de histerese de Mualem a modelos de fluxo de água em solos e investigaram os efeitos combinados de histerese e temperatura no movimento de água nos solos.

MITCHELL & MAYER (1998) analisaram os efeitos da histerese na modelagem do transporte de solutos em meios porosos não saturados e observaram que à medida que o soluto percola na zona não saturada, os efeitos da histerese diminuem. Os resultados encontrados em seu estudo indicaram que os erros decorrentes da não consideração da histerese no transporte de solutos é menor que os erros de estimativa dos parâmetros de fluxo e de transporte.

2.4.2 Temperatura

Os efeitos de temperatura são bem menores que os efeitos da histerese e por isso os mesmos têm sido freqüentemente desprezados. Alguns pesquisadores têm tentado explicar os efeitos da temperatura sobre a curva de retenção e sobre a função de condutividade hidráulica através de seus efeitos sobre a tensão superficial e sobre a viscosidade da água.

PHILIP & DE VRIES (1957), propuseram as seguintes expressões:

$$\frac{\partial h}{\partial T} = (h/\sigma) \cdot \frac{\partial \sigma}{\partial T} \quad (21)$$

onde : h [L] é a pressão matricial, σ [MT⁻²] é a tensão superficial na interface solo-ar e T [K] é a temperatura.

$$K(\theta) = k.K_r(\theta).\rho_w(T).g / \mu_w(T) \quad (22)$$

onde: k [M²] é a permeabilidade intrínseca do solo, $K_r(\theta)$ é a condutividade relativa, ρ_w [ML⁻³] é a densidade da água, g [LT⁻²] é a aceleração da gravidade, e μ_w [ML⁻¹T⁻¹] é a viscosidade da água.

Segundo CONSTANZ (1982) a dependência da condutividade hidráulica com os efeitos de temperatura podem ser avaliados através da expressão:

$$K_T(\theta) = \frac{\mu_{ref}}{\mu_T} \cdot \frac{\rho_T}{\rho_{ref}} \cdot K_{ref}(\theta) \quad (23)$$

onde: $K_T(\theta)$ e $K_{ref}(\theta)$ são as condutividades hidráulicas na temperatura do solo T e na temperatura de referência T_{ref} , respectivamente; μ_T e μ_{ref} representam a viscosidade dinâmica [ML⁻¹T⁻¹] e, ρ_T e ρ_{ref} são as densidades da água no solo nas temperaturas T e T_{ref} , respectivamente.

Ainda não se chegou a conclusão se as equações anteriores são suficientes para descrever todos os efeitos de temperatura sobre as funções $h(\theta)$ e $K(\theta)$, e isto tem motivado diversos trabalhos nesta área.

2.4.3 Salinidade

Especialmente no caso dos solos de textura fina, as propriedades hidráulicas são muito afetadas pela concentração total e composição iônica da solução do solo. Um dos cátions mais frequentemente encontrados na água é o Na⁺ e este parece ser o que mais tem influencia sobre as propriedades hidráulicas do solo (ALMANZA et al., 1996).

A presença do cátion Na^+ causa aumento da camada de água adsorvida sobre as partículas de argila, enfraquecendo as forças existentes entre elas e aumentando a expansão. Tais efeitos provocam a redução da condutividade hidráulica para um dado valor de umidade e um aumento da umidade para um dado valor de pressão matricial. Outros fatores que também contribuem para a redução da condutividade hidráulica são a baixa concentração de eletrólitos e os altos valores da razão de adsorção de sódio (RAS). Tanto a presença de Na^+ quanto a RAS estão intimamente ligadas à qualidade da água.

A qualidade da água é extremamente importante para a irrigação. No caso particular de águas de açudes, o problema torna-se mais delicado a medida em que essa qualidade varia bastante no tempo e depende de vários fatores como: a qualidade da água escoada, a qualidade da água do açude e a salinização das terras. Estes fatores têm uma relação entre si, mas apresentam um comportamento próprio, conforme suas características. Para poder avaliar o risco de salinização é necessário compreender os fatores que modificam a qualidade da água ao longo de todo o seu percurso dentro do ciclo hidrológico (MOLLE & CARDIER, 1992).

Quando se fala em qualidade química da água, fala-se principalmente da concentração de sais totais dissolvidos (TSD) e da proporção respectiva dos diferentes sais, ou seja, íons químicos. A principal razão da determinação da quantidade total de sais dissolvidos é a de encontrar o potencial osmótico (ϕ) da solução.

BESLER et al. (1982) apresentam uma correlação entre o potencial osmótico e a TSD, válida para águas de irrigação com TSD variando entre 50 e 100 mg/l, desenvolvida pelo U.S. Salinity Laboratory, dada pela expressão:

$$\phi(\text{bar}) = -5.6 \times 10^{-4} \times \text{TSD}(\text{mg} / \text{l}) \quad (24)$$

Embora os efeitos do potencial osmótico sejam, quase sempre, desprezados nos estudos de fluxo de água, seus efeitos sobre as culturas são consideráveis. Sais em excesso na zona das raízes impedem o crescimento das plantas e a avaliação deste risco depende de inúmeros fatores relacionados à cultura, ao solo, à água, às condições ambientais e à suas interações (MASS, 1986).

Como a determinação da quantidade total de sais dissolvidos (TDS) não é simples, uma maneira de determinar este parâmetro é utilizando correlações com a condutividade elétrica (CE). A condutividade elétrica (CE) da água, ou seja, a sua capacidade em conduzir a eletricidade, depende da quantidade de íons nela contidos. A medida da condutividade elétrica (CE) é baseada no princípio de que a corrente transmitida por uma solução salina, sob condições padronizadas, aumenta com o aumento da concentração de sais na solução, sendo sua medida muito simples.

Para extratos de solução do solo com CE variando entre 3 e 30 mmhos/cm, os valores de CE podem ser transformados em valores de TSD utilizando-se a expressão a seguir, proposta pelo U.S Salinity Laboratory :

$$TSD(mg/l) = 0.64 \times 10^3 \times CE(mmhos/cm) \quad (25)$$

Outro importante indicador de qualidade da água, no que se refere aos riscos de salinização, é a razão de adsorção de sódio (RAS) dada pela expressão:

$$RAS = \frac{[Na^+]}{[(Ca^{2+} + Mg^{2+})/2]^{1/2}} \quad (26)$$

A RAS mede a importância do sódio (Na^+) na água, em quantidade, relativamente aos outros cátions principais, ou seja, Mg^{++} e Ca^{++} . As concentrações de Na^{++} , Ca^{++} e Mg^{++} são determinadas pelas análises da água. Quanto maior a RAS, maior o risco de salinização do solo.

O problema da salinização no perímetro não depende apenas da qualidade da água utilizada para irrigar, da mesma forma que a qualidade da água do açude não depende somente da qualidade da água escoada. O controle da salinidade no perímetro vai depender da drenagem, natural e manejada, sendo importante analisar o teor de sais contidos no extrato saturado do solo.

O extrato saturado do solo é a solução salina obtida segundo procedimentos específicos (EMBRAPA, 1998). A condutividade da solução salina extraída vai depender do estado da reserva hídrica do solo. Se o solo estiver, por exemplo, com uma reserva de água de apenas 50%, a concentração será o dobro do valor que se observaria para um solo na capacidade de campo. Para resolver este problema, por convenção, refere-se à concentração do extrato saturado, ou seja, a uma mistura de água e solo que corresponde à saturação completa do solo. A experiência mostra que a condutividade do extrato saturado (determinada em laboratório) é aproximadamente a metade da condutividade da solução do solo quando este se encontra na capacidade de campo. ($CE_{\text{campo}} = 2 * CE_{\text{extrato}}$). Vale notar, então, que a concentração de sais da solução extraída do solo no campo será sempre mais de duas vezes superior à concentração de sais determinada para extrato saturado.

Devido à importância dos efeitos da salinidade sobre os parâmetros hidráulicos do solo, diversos estudos têm sido desenvolvidos no sentido de chegar a um procedimento teórico que permita incluí-los nos modelos de fluxo e transporte.

NILMAH & HANKS (1973) e VAN GENUCHTEN (1987), propuseram modelos para determinar o termo de retirada de água pelas raízes que consideram os efeitos da salinidade e do estresse hídrico através dos potenciais osmótico e matricial, respectivamente. Posteriormente, os dois modelos foram analisados por CARDON & LETEY (1992), que concluiu que o modelo de VAN GENUCHTEN (1987) conseguiu prever com sucesso a redução da retirada de água pelas raízes devido aos efeitos da salinidade enquanto que o modelo de NILMAH e HANKS (1973) foi insensível a tais efeitos. O modelo de VAN GENUCHTEN (1987) está apresentado a seguir (ver item 2.8).

2.5 Problemas de escala e variabilidade espacial

Nos estudos de transferência de água e de solutos, podem ser identificadas diversas escalas, dependendo do nível de interesse: a escala microscópica, a escala macroscópica, a escala pedológica e a escala de campo (VAUCLIN, 1994; ELRICK & CLOTHIER, 1990).

A escala microscópica, ou escala de poros, é aquela na qual os principais processos de fluxo e de transporte ocorrem. Nesta escala a variação espacial é desprezada.

A escala macroscópica ou local corresponde àquela representada pelo menor volume, no qual é válida a lei de Darcy, ou seja, onde se pode considerar o conceito de continuidade e os valores de uma dada propriedade hidrológica corresponde a valores médios sobre todo o volume elementar representativo (VER), esta escala também é conhecida como escala de Darcy. O VER é definido em termos de uma escala de comprimento que deve ser maior que o comprimento microscópico e muito menor que o comprimento macroscópico do meio poroso.

A escala pedológica e a escala de campo são geralmente consideradas em conjunto. A escala de campo é aquela na qual as propriedades do solo são heterogêneas quando comparadas com as da escala macroscópica, porém são homogêneas quanto aos aspectos hidrológicos tais como tipo de cobertura vegetal, distribuição de chuvas, etc.

Observações de campo demonstraram que as propriedades hidráulicas dos solos variam significativamente com a localização espacial, mesmo quando se considera um único tipo de solo (WARRICK, et al, 1977). Outros fatores que aumentam a variabilidade espacial dos solos são a quantidade de matéria orgânica e o tipo de manejo utilizado.

Quando se fala em variabilidade espacial, dois conceitos são importantes o de anisotropia e o de heterogeneidade. A anisotropia refere-se à variação de determinada propriedade do solo, por exemplo, da massa específica com a profundidade, mesmo considerando-se que o solo é de mesma natureza. A heterogeneidade refere-se às diferenças de natureza entre as diversas camadas de um perfil de solo. Desse modo, pode-se encontrar solos heterogêneos sob o ponto de vista das camadas que constituem o perfil considerado, sendo cada camada isotrópica ou anisotrópica sob o ponto de vista de suas propriedades, ou solos homogêneos que apresentam anisotropia.

Embora numerosos estudos tenham levado a crer que a teoria clássica fluxo de água e de transporte de água e solutos no solo, baseada em equações determinísticas de fluxo e balanço de massa, consegue descrever com sucesso o transporte de solutos sob condições uniformes, a aplicação de modelos baseados nesta teoria para simular o movimento de solutos sob condições variáveis de campo nem sempre apresentou bons resultados (JURY, 1982).

Para solucionar os problemas de variabilidade espacial, foram desenvolvidos numerosos estudos introduzindo-se, nas funções $h(\theta)$ e $K(\theta)$, fatores de escala projetados para simplificar a descrição da variabilidade espacial das propriedades hidráulicas do solo, dentro do domínio de fluxo considerado (WARRICK et al. 1977). A técnica aplicada é baseada no conceito de similaridade dos meios introduzida por MILLER & MILLER (1956), para meios porosos que diferem entre si apenas na escala de suas geometrias internas. Uma discussão detalhada da aplicação dos fatores de escala e das relações existentes entre eles é feita por VOGEL et al (1991).

Outra forma de se lidar com os problemas de escala e de se estender os estudos realizados em escala de laboratório para a escala de campo, onde a variabilidade espacial das propriedades do sistema é relevante, é utilizar a abordagem estocástica ao invés da abordagem determinística. Alguns modelos estocásticos utilizam aspectos da teoria do fluxo determinístico e do balanço de massa e representam o fluxo vertical através do solo por meio de regiões unidimensionais, paralelas e independentes, cada uma com seus próprios parâmetros hidráulicos e de retenção. As simulações são efetuadas para cada região usando um modelo de processo local. Esta abordagem pode ser classificada como um modelo estocástico do tipo "tubo de fluxo", conceito introduzido por DAGAN & BRESLER (1979).

Além dos problemas de escala, outros fenômenos naturais como: a instabilidade da frente de molhamento (MANTOGLOU, 1992), o fluxo preferencial e a existência de água imóvel nos vazios do solo (BEVEN et al. 1993; ONODY et al. 1995), podem levar a desvios de comportamento causados por inconsistências. Estes e outros fenômenos podem ser incorporados em versões modificadas das equações originais.

2.6 O balanço hídrico

O estudo do transporte de solutos e outras substâncias nos solos está intimamente relacionado ao balanço de água no sistema solo-planta-atmosfera. A equação que compreende os principais processos físicos responsáveis pela variação de umidade no sistema pode ser escrita, para a zona das raízes, como:

$$\Delta W = (P + I_w + C_f) - (R + E + I + T + D) \quad (27)$$

Onde: ΔW é a variação da quantidade de água no elemento considerado; P é a precipitação; I_w é a lâmina equivalente de irrigação; C_f é o fluxo capilar a partir do nível d'água; R é o escoamento superficial (*runoff*); E é a lâmina equivalente de evaporação real; I é a lâmina equivalente de água interceptada pelas plantas; T é a lâmina equivalente de transpiração real; D é a lâmina equivalente de percolação ou drenagem. Todas as quantidades estão expressas em volume por unidade de área, por unidade de tempo.

Normalmente, os termos conhecidos da equação (27) são a precipitação e a irrigação os demais termos são determinados através da solução da equação de Richards (eq.3). Segundo a literatura, na agricultura tradicional o processo de interceptação de água pelas plantas não é relevante no balanço global de água, sendo desprezado (MONTENEGRO, 1997). Os fenômenos de evaporação e transpiração serão discutidos a seguir.

2.7 Evapotranspiração, evaporação e transpiração

Especialmente nas regiões áridas e semi-áridas, onde as temperaturas atingem valores elevados e a precipitação é escassa, a avaliação correta das perdas de água devidas a evapotranspiração são extremamente importantes. Por definição, a evapotranspiração ocorre em solos vegetados e é resultante dos efeitos combinados de evaporação pela superfície do solo e transpiração pelas plantas (RIGHETTO, 1998). Existe uma grande variedade de métodos para determinar a evapotranspiração, alguns métodos são mais satisfatórios que outros em função da acurácia, do custo ou da escala espacial e temporal.

Segundo RANA & KATERJI (2000), a evapotranspiração pode ser determinada por meio de medida ou de estimativa. Os principais métodos de medida utilizam procedimentos ou conceitos da hidrologia (balanço de água no solo, pesagem de lisímetros), da micrometeorologia (balanço de energia e razão de Bowen, método aerodinâmico) e da fisiologia da planta (fluxo de seiva, sistemas de câmaras). A estimativa da evapotranspiração é possível utilizando-se modelos baseados em procedimentos empíricos ou estatísticos.

Os diferentes métodos existentes, para a determinação da evapotranspiração, são baseados em medidas de duas classes de fatores: (1) umidade do solo e características físicas da superfície de evaporação tais como altura, densidade de plantas, rugosidade, albedo; (2) variáveis climáticas tais como radiação solar, velocidade do vento e características termodinâmicas da atmosfera sobre a superfície.

Para que se possa estimar a evapotranspiração deve-se considerar tanto a disponibilidade de água para evaporação, ou seja, a distribuição vertical de umidade no solo, quanto as condições meteorológicas regionais a que a área está submetida, sendo necessário definir algumas variáveis como evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e evapotranspiração máxima.

A evapotranspiração potencial ou de referência ET_p corresponde à perda de água de uma superfície coberta com grama batatais em fase de crescimento ativo, sem déficit de umidade, inserida no centro de uma área irrigada com dimensões que permitam desprezar o transporte horizontal de vapor d'água.

A evapotranspiração real (ET_r) é a evapotranspiração de uma superfície sob condições naturais de vegetação e de umidade no solo.

A evapotranspiração máxima (ET_m), definida como a máxima taxa (potencial) na qual a água pode ser extraída pelo sistema radicular da planta através de efeitos combinados de evaporação e transpiração, corresponde à perda de água de uma superfície vegetada qualquer em condições ideais de umidade do solo para o desenvolvimento das plantas.

Um modelo empírico muito utilizado de se calcular a evapotranspiração máxima é o modelo que utiliza a equação de PENMAN (1956):

$$ET_m = K_c \cdot ET_p \quad (28)$$

onde: ET_p é a taxa de evapotranspiração potencial ou de referência [$L \cdot T^{-1}$]; K_c é o coeficiente de cultura (adimensional) que depende da fase de crescimento das plantas e ET_m é a taxa e

evapotranspiração máxima da fase e crescimento [L.T⁻¹]. RIGHETTO (1998) apresenta uma tabela contendo valores do coeficiente de cultura para várias plantas.

A evapotranspiração real pode ser avaliada através da combinação do modelo de PENMAN (1948), sobre a teoria aerodinâmica, com o modelo de MONTEITH (1965 e 1973), sobre o balanço de energia. A equação de Penman-Monteith mostrou-se bastante eficiente para estimar a evapotranspiração real, pois, se baseia em variáveis meteorológicas e propriedades da superfície. Diversos métodos de determinação da evapotranspiração real podem ser vistos no trabalho de RANA & KATERJI (2000).

A evapotranspiração de referência pode ser determinada através de modelos empíricos baseados no consumo de água de uma cultura padrão ou através da correlação com a evaporação do tanque, segundo a expressão:

$$ET_p = K_p \cdot E_{pan} \quad (29)$$

onde K_p é o coeficiente de correlação dependente do tipo de tanque utilizado, sua relação com o ambiente do entorno e do clima e E_{pan} é a evaporação do tanque.

PERRIER & HALLAIRE (1979 a, b), baseados em medidas experimentais efetuadas em uma área tropical úmida, propuseram um modelo para determinar o valor de K_p em função de variáveis climáticas, onde K_p pode ser determinado pela expressão:

$$K_p = \frac{1 + \alpha(1 - RH)}{1 + \beta\alpha(1 - RH)} \quad (30)$$

onde: α é um coeficiente função da temperatura do ar, da radiação líquida e da velocidade do vento; β é a razão entre o coeficiente de troca do tanque e a função do vento da equação de PENMAN (1956) e RH é a umidade relativa do ar. O coeficiente α depende do clima local e

pode ser considerado como constante e igual a 0,8 para ambientes áridos e β pode assumir três valores ($\beta=2$ para estação úmida; $\beta=2.5$ para estação intermediária e $\beta=3$ para estação seca).

Segundo JENSEN et al. (1990), no caso de um tanque cercado por grama o valor de K_p varia entre 0,4 e 0,85 e em ambientes semi-áridos o valor médio de K_p é de 0,7.

Em muitos modelos de transporte de água sob condições de campo a evaporação do solo e a transpiração das plantas são consideradas separadamente. Tanto a evaporação quanto a transpiração são controladas por variáveis climatológicas, no entanto, os processos envolvidos em cada uma delas são fisicamente diferentes. FEDDES et al.(1988) e JENSEN (1983) apresentaram diversas formas de dividir a evapotranspiração potencial (ET_p) em transpiração potencial (T_p) e evaporação potencial (E_p). Um método relativamente simples para calcular as duas parcelas foi apresentado por BELMANS et al. (1983) e é dado pela expressão:

$$E_p = \exp(-0.6LAI).ET_p \quad (31)$$

onde o LAI é o índice da área de folhas, definido como a razão entre a área de folhas e a área da superfície. Embora esse modelo seja relativamente simples, nem sempre é possível determinar o LAI, pois este índice varia em função de inúmeros fatores incluindo condições da cultura e condições climáticas.

Enquanto a taxa de evapotranspiração potencial é governada apenas por condições climáticas a taxa de evapotranspiração real, e conseqüentemente, a evaporação do solo e a transpiração da planta são controladas por condições atmosféricas e pela umidade do solo. A taxa de evaporação real do solo é controlada pelas propriedades hidráulicas descritas pela lei de Darcy (BELMANS et al. 1983) e a taxa de evaporação real do solo pode ser calculada através e leis empíricas em função da evaporação potencial do solo e da umidade na superfície do solo (JENSEN, 1983).

2.8 Extração de água pelas raízes

O termo de extração de água pelas raízes, (F_s), foi estudado por diversos autores como PHILIP (1957), GARDNER (1960), FEEDES et al. (1978), CARDON & LETEY (1992 a,b,c), e outros, existindo diversos modelos para descrevê-lo.

Um modelo bastante empregado é o de FEEDES et al. (1978), que descreve a extração de água pelas raízes das plantas como função do potencial matricial, de acordo com a expressão:

$$F_s = \alpha(h) * S_{m\acute{a}x} \quad (32)$$

Onde: $\alpha(h)$ é uma função adimensional de redução em resposta à pressão matricial e $S_{m\acute{a}x}$ é a máxima retirada de água pela planta sob condições ótimas de água no solo, sendo função da taxa de transpiração potencial e da profundidade das raízes.

Diversos procedimentos têm sido propostos para determinar $\alpha(h)$ e $S_{m\acute{a}x}$.

FEEDES et al. (1978) consideraram que a transpiração tem uma distribuição uniforme ao longo da profundidade e definiram $S_{m\acute{a}x}$, sob condições ideais de água no solo, como sendo:

$$S_{m\acute{a}x} = \frac{T_p}{z_r} \quad (33)$$

onde: T_p é a taxa de transpiração potencial e z_r é a profundidade da zona das raízes.

Baseados no fato de que na maioria dos solos as raízes extraem água preferencialmente das camadas mais superficiais, HOOGLAND et al. (1981) consideraram que $S_{m\acute{a}x}$ é função da profundidade e varia de acordo com a expressão:

$$S_{m\acute{a}x} = a - bz \quad (34)$$

Onde: a e b são constantes determinadas, preferencialmente, a partir de medidas de retirada de água pelas raízes. Para garantir que a extração se dá a partir da superfície, a seguinte condição é imposta como parte do modelo de retirada de água pelas raízes:

$$\int_0^z S(h, z) dz \leq T_p \quad (35)$$

onde: z é menor que z_r .

A função $\alpha(h)$, proposta por FEDDES et al. (1978), para reduzir $S_{\text{máx}}$ sob condições de solo muito seco ou muito úmido, tem quatro parâmetros e sua forma geral está apresentada na FIGURA 08. O valor de h_0 reflete uma condição anaeróbica, ou de deficiência de oxigênio, enquanto que o valor h_3 caracteriza o ponto de murcha. Desse modo, para pressões matriciais inferiores a h_0 e acima de h_3 , a função de redução assume o valor zero. Entre h_0 e h_1 , é considerada uma função linear. A retirada de água pelas raízes é máxima, ou seja, a função de redução é igual a 1 entre h_1 e h_2 . Entre h_2 e h_3 , é considerada uma função linear ou hiperbólica. Embora h_1 seja, na maioria dos casos, considerado como uma constante, segundo os autores, o seu valor pode variar em função da evaporação e desse modo, em função da taxa de transpiração potencial (TP1 e TP2 na FIGURA 08).

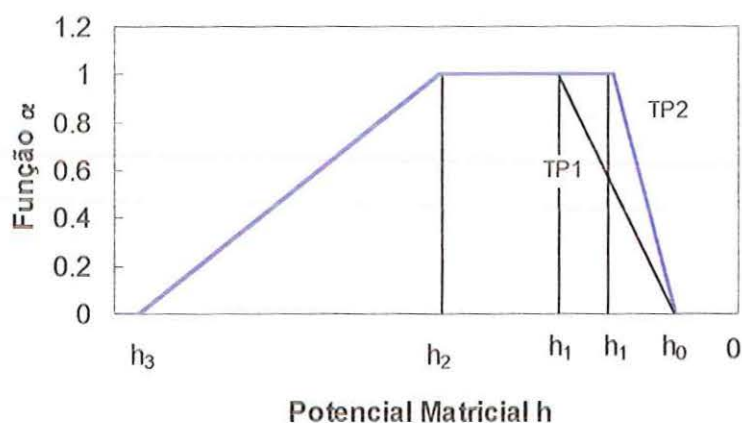


FIGURA 08 – Função de redução da retirada de água pelas raízes, $\alpha(h)$, segundo FEDDES et al. (1978)

Quando a taxa potencial de retirada de água é uniformemente distribuída sobre um domínio retangular de raízes, $S_{m\acute{a}x}$ é dado pela expressão:

$$S_{m\acute{a}x} = T_p \cdot \lambda(z) \quad (36)$$

onde: $\lambda(z)$ é a função de distribuição das raízes em função da profundidade definida por FEDDES et al. 1978) como sendo:

$$\lambda = \frac{X_t}{X_r Z_r} \quad (37)$$

sendo X_t o comprimento da superfície sujeita a transpiração, X_r a a dimensão horizontal da zona de raízes e Z_r a dimensão vertical ou profundidade da zona de raízes.

HOFFMAN & VAN GENUCHTEN(1983) propuseram para λ a seguinte expressão:

$$\lambda(z) = \begin{cases} \frac{5}{3z_r} & , z \leq 0.2z_r \\ \frac{25}{12z_r} \left(1 - \frac{z}{z_r}\right) & , 0.2z_r < z \leq z_r \\ 0 & , z > z_r \end{cases} \quad (38)$$

A equação (36) pode ser generalizada introduzindo-se uma distribuição não uniforme da taxa potencial de retirada de água para uma forma qualquer da zona de raízes (VOGEL, 1987):

$$S_{m\acute{a}x} = b(x, z) X_t T_p \quad (39)$$

onde $b(x, z)$ é a distribuição normalizada de retirada de água. [L^{-2}].

A formulação de FEDDES et al. (1978) foi modificada por VAN GENUCHTEN, (1987), para incluir efeitos de salinidade ficando da forma seguinte.

$$S(h, \phi) = \alpha(h, \phi) * S_{m\acute{a}x} \quad (40)$$

onde ϕ é a pressão osmótica [L], que pode ser considerada como função das concentrações C_i de todos os solutos presentes, ou seja,

$$\phi = a_i C_i \quad (41)$$

onde: a_i [L^4M] são coeficientes experimentais que transformam as concentrações C_i em pressões osmóticas.

Neste caso, VAN GENUCHTEN (1987) propôs uma função alternativa para descrever a função de redução $\alpha(h, \phi)$, também chamada de função em forma de S (FIGURA 09), que é dada pela expressão:

$$\alpha(h, \phi) = \frac{1}{1 + \left(\frac{h + \phi}{\phi_{50}} \right)^p} \quad (42)$$

ou

$$\alpha(h, \phi) = \frac{1}{1 + (h/h_{50})^{p_1}} \frac{1}{1 + (\phi/\phi_{50})^{p_2}} \quad (43)$$

onde: p , p_1 e p_2 são constantes experimentais, sendo $p = 3$ quando aplicado apenas a dados de estresse salino, ϕ [L] é o potencial osmótico, ϕ_{50} [L] é o potencial osmótico para o qual a taxa de retirada de água pelas raízes é reduzida em 50% sob condições desprezíveis de estresse hídrico e h_{50} [L] o potencial matricial para o qual $S_{m\acute{a}x}$ é reduzido em 50% sob condições de salinidade desprezível.

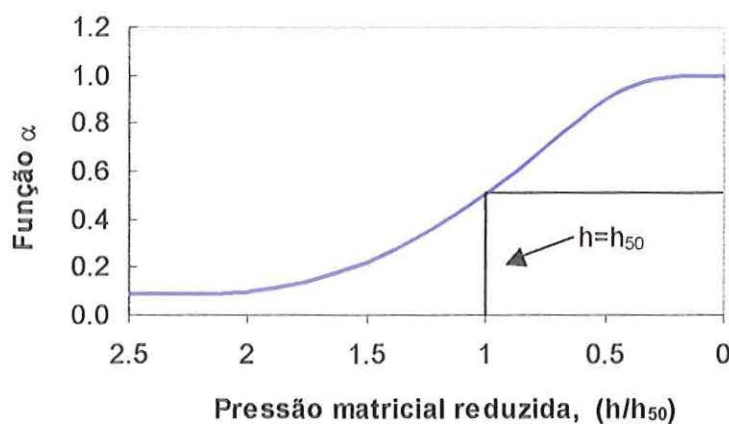


FIGURA 09 – Função de redução da retirada de água pelas raízes, $\alpha(h)$, segundo VAN GENUCHTEN (1987)

2.9 Os modelos de fluxo e de transporte de solutos

Inúmeros modelos de fluxo e de transporte de solutos têm sido desenvolvidos para simular experimentos específicos ou para estudar problemas de manejo de extensas áreas. De acordo com o tipo de procedimento utilizado para resolver as equações, os modelos de simulação podem ser classificados em modelos de escala, modelos de analogia e modelos matemáticos.

Os modelos de escala são modelos físicos onde se reproduz no laboratório as condições de campo para observar determinado comportamento do sistema. Tais modelos apresentam a desvantagem de serem caros, de difícil montagem e demandam longos períodos de observação.

Os modelos de analogia são baseados nas semelhanças entre as relações que descrevem a dinâmica da água e aquelas que descrevem fenômenos físicos, como por exemplo, o fluxo elétrico. Os modelos de analogia têm a vantagem de permitirem uma simulação contínua e dão uma boa aproximação da solução exata, desde que fatores próprios de escala ou funções de transformação sejam utilizados. A principal desvantagem é o tempo que levam para montagem e operação.

Os modelos matemáticos são constituídos por um conjunto de equações diferenciais parciais que descrevem as relações que ocorrem dentro do sistema e por um conjunto de condições auxiliares que descrevem a geometria, os parâmetros, as condições de fronteira e as condições iniciais do mesmo. Modelos matemáticos, elaborados para meios não saturados hipotéticos, têm se mostrado como uma ferramenta extremamente útil, no estudo do fluxo de água através dos solos não saturados e na previsão do destino dos solutos, pesticidas e outros compostos no meio ambiente, permitindo o acompanhamento do transporte de contaminantes e proporcionando uma maior velocidade na análise dos fenômenos que contribuem para o desequilíbrio ambiental, através da simulação de situações diversas como no caso da simulação da irrigação de um solo com água contendo diversas concentrações de sais e ou de pesticidas.

Para os casos em que as equações de Richards e a CDE são válidas, e se dispõe dos dados necessários e das condições iniciais e de fronteira, os problemas de fluxo e de transporte podem ser matematicamente resolvidos utilizando-se métodos analíticos ou numéricos.

Devido à não linearidade das equações de fluxo e de transporte, soluções analíticas dessas equações são possíveis apenas para situações específicas em que a geometria é simples e o sistema é homogêneo. Embora matematicamente simples tais soluções têm aplicação prática restrita devido à complexidade do transporte de solutos, decorrente entre outros fatores da heterogeneidade e anisotropia do solo, da ocorrência de escoamento em condições não saturadas e da geometria irregular do meio.

A solução numérica pode ser obtida utilizando-se diversos métodos entre os quais: diferenças finitas, elementos finitos, e elementos de contorno. Cada um desses métodos possui vantagens e desvantagens. O método das diferenças finitas é simples em conceito e implementação; o de elementos finitos permite maior flexibilidade quanto à geometria da região e maior precisão para certos tipos de operadores diferenciais; e o método de elementos de contorno pode reduzir a dimensão de problemas envolvendo certos tipos de operadores diferenciais.

Os modelos baseados em equações diferenciais parciais de continuidade de fluxo e de solutos dificilmente podem ser resolvidos por meio de soluções analíticas. Se as características físicas do sistema são dadas, incluindo o estado inicial do sistema e as condições de contorno da região, a solução numérica pode conduzir a informações sobre a pressão do fluido circulante e a concentração, distribuição, direção e velocidade de transporte das substâncias químicas consideradas (GAMBOLATI et al., 1993).

Os métodos numéricos resolvem as equações discretizando-as conforme o método do balanço de água em um volume elementar representativo (VER) de solo e sobre um pequeno intervalo de tempo em torno de um nó. Este procedimento permite transformar um conjunto de equações diferenciais parciais em um sistema de equações algébricas, que é resolvido para obter os valores dos parâmetros desejados, em função das condições iniciais e de fronteira.

A equação diferencial parcial do fluxo de água (eq.3) e a equação de transporte de solutos nos solos parcialmente saturados (eq.6), possuem soluções analíticas exatas apenas para os casos de fluxo simplificado e sob um número de hipóteses restritivas devido a não linearidade das relações entre o fluxo, a condutividade hidráulica, a carga hidráulica e o teor de água do solo. Por outro lado, as soluções numéricas das equações de fluxo e de transporte de massa representam uma poderosa ferramenta na aproximação da natureza real da zona não saturada, para uma grande variedade de sistemas e condições externas FEDDES et al. (1988).

Muitas condições de projeto podem ser simuladas rapidamente e de forma barata para vários intervalos de tempo através de modelos computacionais. Os mais variados princípios e processos podem ser utilizados para prever a dinâmica da água no solo e a resposta das culturas. As interações entre todos os componentes envolvidos podem ser descritas por relações matemáticas inseridas nos modelos de simulação (KABAT & BEEKMA, 1994).

Dependendo dos tipos de entradas e de respostas, os modelos podem ser classificados em modelos determinísticos ou modelos estocásticos. Os modelos determinísticos, desenvolvidos a partir das soluções analíticas e numéricas das equações de fluxo e de transporte, consideram que o sistema se comporta de tal maneira que um conjunto de eventos físicos e químicos leva a uma saída única e definida. Os modelos estocásticos pressupõem que os processos que ocorrem no sistema solo-água, e suas respostas são incertos e só podem ser

definidos em termos estatísticos. Estes modelos incluem a descrição da variabilidade espacial e temporal dos processos, decorrentes da variabilidade espacial dos parâmetros utilizados, e, portanto, das variáveis relacionadas à água nos solos (VAUCLIN & ANGULO-JARAMILLO, 1996).

De acordo com TORIDE & LEIJ (1996), três tipos de modelos são usados para descrever o transporte de substâncias químicas no solo na escala de campo: o modelo tradicional da Equação de Convecção-Dispersão (CDE); o modelo estocástico contínuo que utiliza funções de covariância para parâmetros de transporte da escala local randômicos e o modelo estocástico-convectivo do tubo de corrente que aproxima o solo a uma série de colunas verticais independentes. Ainda segundo FETTER (1992), tem-se empregado também, a teoria fractal para descrever o transporte de solutos.

Os modelos determinísticos têm sido largamente empregados no estudo do fluxo de água e transporte de contaminantes no solo, nestes as respostas do sistema a um conjunto de solicitações pode ser pré-estabelecida através do conhecimento dos processos que governam o sistema considerado, ou seja, os modelos determinísticos pressupõem o conhecimento das relações de causa e efeito dentro do sistema. A acurácia dessa previsão determinística depende em parte do grau de aproximação entre os conceitos sobre os processos que governam o sistema e os processos reais que controlam o comportamento do mesmo e em parte de uma correta definição das propriedades e fronteiras do domínio sobre o qual os processos agem, do conhecimento do estado do sistema em algum ponto no tempo e de uma estimativa de como serão as tensões que atuam sobre este sistema no futuro (KONIKOW et al., 1988).

Vários pesquisadores têm desenvolvido modelos matemáticos para estudar os fenômenos da dinâmica da água e do transporte de substâncias que se processam dentro do sistema solo-água-planta-atmosfera como um todo, seja para casos específicos seja para casos genéricos. Muitos modelos se preocupam com as relações entre os parâmetros físicos do solo como umidade e potencial, dispersão hidrodinâmica. Outros estão voltados para processos que desempenham papel importante na dinâmica da água no solo como a retirada de água pelas raízes, a evaporação, entre outros. A seguir são apresentados alguns destes modelos.

VAN GENUCHTEN & WIERENGA (1976) desenvolveram um modelo teórico para descrever o movimento de produtos químicos através de meios porosos não saturados, agregados e sujeitos a efeitos de sorção.

VAUCLIN et al. (1979) desenvolveram estudos experimentais e numéricos bi-dimensionais e propuseram um modelo numérico para prever a resposta de níveis d'água rasos a infiltração na superfície, levando em conta a transferência de água na zona não saturada utilizando a equação que trata o fluxo saturado/não saturado de forma unificada. Os resultados obtidos concordaram com os dados experimentais.

HOOGMOED & BOUMAN (1980) desenvolveram um modelo para simular a infiltração, incluindo o fluxo preferencial, para solos argilosos e solos fissurados. O modelo combina infiltração vertical e horizontal e é aplicável a amostras de solo com 20 centímetros de espessura.

ALAIN (1986) elaborou um modelo teórico de transferência de massa e de calor entre o solo e a atmosfera composto de três sub modelos: o submodelo solo, o submodelo atmosfera e o submodelo interface solo-atmosfera. No submodelo solo a descrição matemática das transferências de massa e de calor foram baseadas na equação de conservação de massa e de energia, na lei de Darcy, na lei de Fick e no modelo de PHILIP & DE VRIES (1957).

YEH (1987) desenvolveu um modelo tri-dimensional de elementos finitos para simular o fluxo de água através de meios saturados/não saturados, denominado 3DFEMWATER. O modelo, baseado na solução da forma modificada da Equação de Richards (1931), foi projetado para considerar, entre outras coisas, heterogeneidade e anisotropia, fontes e sumidouros pontuais ou distribuídos e que sejam variáveis no tempo e no espaço, aceita condições iniciais ou as calcula por simulação do regime permanente, determina automaticamente as condições de fronteiras variáveis de evaporação, infiltração ou fluxo na interface solo-ar, etc., permitindo o estudo de meios completamente saturados e parcialmente saturados, podendo ser utilizado para os casos unidimensional, bidimensional e tridimensional.

WAGNET & HUTSON (1989) desenvolveram o modelo LEACHM (Leaching Estimation and Chemisty Model) que emprega a equação clássica de Richards e as equações de

convecção-dispersão para calcular o teor de água e fluxos de água no solo, permitindo a previsão do transporte de solutos.

WAGENET & RAO (1990) apresentaram um estudo de diversos modelos utilizados para prever o destino de pesticidas no solo entre eles: o modelo Behavior Assessment Model (BAM) desenvolvido por JURY et al. (1983), o modelo LEACHM desenvolvido por WAGENET & HUTSON (1989), o modelo Pesticide Root Zone Model (PRZM) desenvolvido por CARSEL et al. (1984) e o modelo Chemical Movement in Layered Soils (CMLS) desenvolvido por NOFZINGER & HORNSBY (1986).

ABOUJAOUDE (1991) desenvolveu um modelo hidrológico de infiltração para os solos com crostas em diferentes escalas espaciais. Em seu estudo, o autor descreve dois tipos de abordagem do problema da crosta, a abordagem que considera o perfil como sendo constituído por duas camadas onde a crosta é considerada homogênea de características hidrodinâmicas contínuas variando com o teor de água e a abordagem de impedância que considera que a crosta é instantaneamente saturada formando uma camada que impede a entrada de ar no sistema, dificultando a infiltração vertical. Os resultados obtidos para a modelagem considerando os dois tipos de abordagem mostraram que os dois modelos se equivalem sob o ponto de vista físico, fornecendo resultados muito próximos. No entanto, o modelo de impedância se apresentou como mais vantajoso sob o ponto de vista econômico já que não exige a caracterização hidrodinâmica da crosta.

ANTONINO (1992) estudou os modelos de transferência vertical de massa e calor no sistema solo-planta-atmosfera e a influência da variabilidade espacial das características hidrodinâmicas do solo e propôs um modelo matemático para avaliar estas transferências. O modelo proposto considera que a combinação entre as transferências de massa e calor que ocorrem entre o solo, a planta e a atmosfera se dá na interface solo-planta-atmosfera e simultaneamente o equilíbrio termodinâmico na superfície do solo, a soma dos fluxos de massa e calor saindo do solo e da vegetação. O modelo é apresentado sob a forma de quatro submodelos: solo, atmosfera, interface solo-planta-atmosfera e interface solo-planta. No submodelo solo, o fenômeno de transferência de massa e de energia foi descrito por um sistema de duas equações de derivadas parciais em h e T , parabólicas não lineares.

SIMUNEK et al. (1995) desenvolveram um modelo de simulação tridimensional do movimento de água e solutos aplicável a meios porosos de saturação variável. O modelo desenvolvido, denominado de SWMS_3D, é baseado na solução numérica da equação de Richards para fluxo de água em meios saturados e não saturados e na equação de convecção-dispersão de transporte de solutos. As equações governantes de fluxo e transporte do modelo proposto são resolvidas numericamente usando esquemas de elementos finitos lineares tipo Galerkin.

STANITTI et al. (1998) propuseram um modelo matemático baseado em distribuição estatística para quantificar a magnitude da heterogeneidade da estrutura do solo em experimentos de percolação de água e de transporte de solutos realizados na zona não saturada.

Os modelos diferem entre si apenas nas aproximações conceituais e no grau de complexidade, sendo fortemente influenciados pelas características do meio ambiente e muitos deles servem apenas para treinar e embasar seus criadores. Poucos foram utilizados após o seu desenvolvimento inicial e aqueles que o foram ainda não estão testados satisfatoriamente ou foram desenvolvidos para casos particulares (WAGENET & RAO, 1990). Inúmeros esforços têm sido efetuados no sentido de se verificar a aplicabilidade dos modelos a situações práticas.

NEUMAN et al. (1975) e FEDDES et al. (1975) avaliaram as vantagens de se utilizar o método de elementos finitos para resolver problemas de fluxo em solos saturados e parcialmente saturados considerando fronteiras de infiltração, de evaporação e retirada de água pelas raízes e compararam os resultados obtidos através da aplicação de modelos de elementos finitos e de diferenças finitas com os resultados obtidos através de medidas de campo, chegando à conclusão que tanto o método de diferenças finitas quanto o de elementos finitos conduzem a resultados bem próximos aos resultados experimentais.

ANTONINO (1988) em seu estudo sobre a dinâmica da água no solo comparou um modelo baseado na solução numérica da equação diferencial que descreve o movimento vertical da água no solo e um modelo tipo reservatório baseado nos conceitos macroscópicos de capacidade de campo e ponto de murchamento tendo observado que embora os dois modelos respondam adequadamente a variações dos parâmetros de entrada, no modelo físico os efeitos dessa variação são mais diferenciados que no modelo reservatório.

ONODY et al. (1995), com o objetivo de caracterizar o fenômeno de “*finger*” ou fluxo preferencial em experimentos bidimensionais de infiltração de água vertical, empregaram a teoria fractal e técnicas de imagens, em condições dinâmicas e estáticas, associadas a um modelo modificado de percolação por invasão.

MONTENEGRO (1997) efetuou a análise estocástica da acumulação e saís em uma área irrigada utilizando o modelo numérico determinístico WAVE (Water Agrochemicals in soil, crop and Vadose Environment), desenvolvido por Vanclooster et al. (1994), para simular o transporte unidimensional de água e de solutos, e o experimento Monte Carlo baseado num modelo geoestatístico inferido.

CROWIN et al. (1998), demonstraram que é possível combinar os modelos de transferência de solutos para fontes não pontuais (NPS) com sistemas de informação geográfica (GIS), para monitorar o impacto de atividades humanas em larga escala e até mesmo em um ecossistema global.

CUI e ZHUANG (2000) utilizaram um modelo estocástico de convecção e um modelo estocástico de convecção-dispersão para estudar a concentração média e a variação de concentração de solutos em uma área experimental. A comparação dos resultados simulados com os dados experimentais mostrou que o modelo estocástico de convecção-dispersão, com valores estatísticos de erros mais baixos, descreveu razoavelmente bem as concentrações médias de solutos.

A grande vantagem da utilização de modelos reside no fato de que os mesmos permitem a previsão do comportamento através de simulações, possibilitando a adoção antecipada de medidas que evitem a ocorrência de uma situação não desejada enquanto que as medidas de campo, geralmente efetuadas ao mesmo tempo em que os fenômenos e alterações ocorrem, não permitem a adoção de soluções por antecipação.

É importante lembrar, ainda, que embora os modelos sejam uma excelente ferramenta para simular de forma rápida e menos onerosa os efeitos do transporte de água e substâncias químicas nos solos saturados e não saturados, os resultados obtidos devem ser analisados com

cautela e não substituem observações e medidas de campo. Diversos pesquisadores têm chamado a atenção para o problema dos erros decorrentes da incerteza na determinação ou estimativa dos parâmetros que são utilizados nos modelos (JURY & SPOSITO, 1985; KONIKOV & MERCER, 1987; CLAUSNITZER et al., 1998).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL E DADOS DISPONÍVEIS

3.1 Introdução

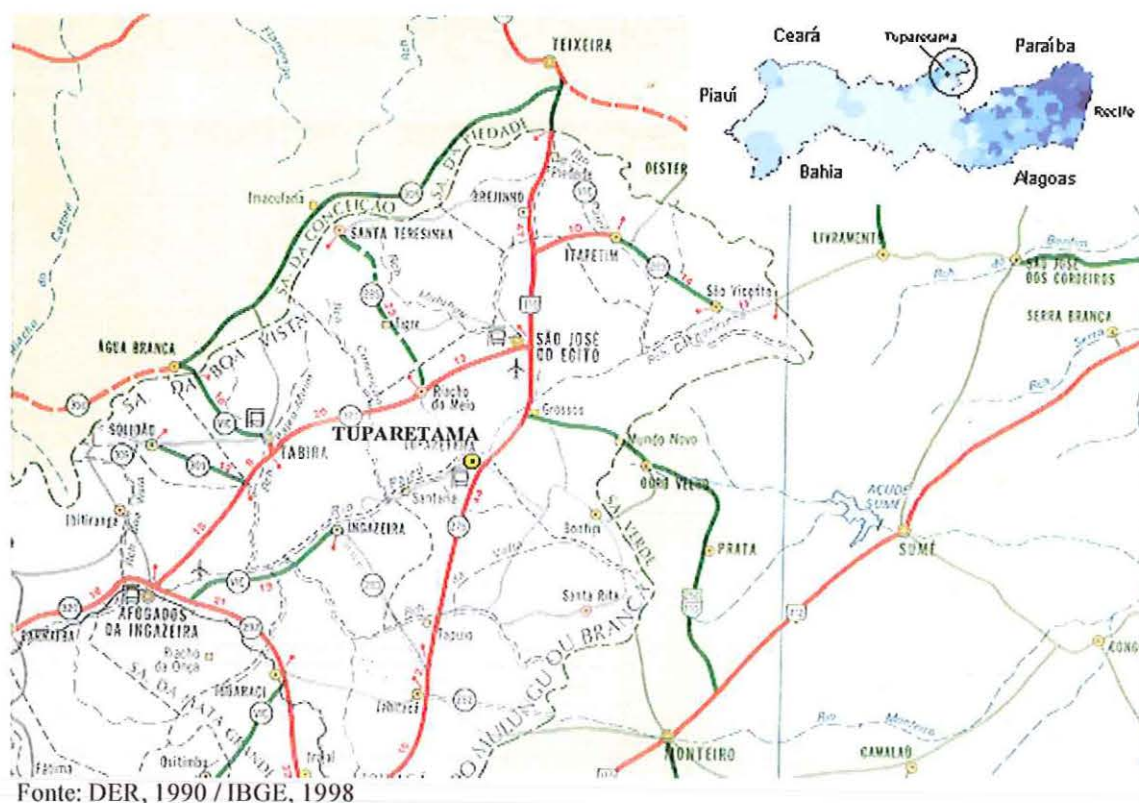
Para estudar e modelar as transferências de água e de solutos que ocorrem num sistema de cultivo de vazante, na região semi-árida do Estado de Pernambuco, foi escolhida uma área localizada às margens de um açude, instalados instrumentos específicos, realizados ensaios de campo e de laboratório e escolhido um modelo de simulação de fluxo e de transporte de solutos.

Este capítulo apresenta a caracterização da área escolhida, os dados medidos pela instrumentação, os ensaios de campo e de laboratório realizados para a obtenção dos dados necessários para aplicação do modelo de simulação, o modelo conceitual utilizado para o caso do sistema de cultivo de vazante e a descrição do modelo escolhido para simular o fluxo de água e o transporte de solutos, o HYDRUS 2D.

3.2 A Região

O município de Tuparetama, Latitude (S) 7°36'0" e Longitude (W.Gr.) 37°18'45", está a 385 km da capital do Estado de Pernambuco, na zona fisiográfica do sertão pernambucano, na microrregião do Pajeú. Possui uma área de 340 km² e uma população de 7110 habitantes, sendo 4396 residentes na área urbana e 2174 na área rural (FIAM, 1994).

A microrregião do Pajeú caracteriza-se por apresentar um clima do tipo Bsw^h, segundo Köppén, semi-árido quente, com estação chuvosa entre os meses de janeiro e abril, e 7 a 8 meses com ausência de chuvas. A precipitação anual média na área é de 498,9 mm e a temperatura anual média é de 27° C. A evaporação média anual desta região é elevada, em torno de 2900 mm (CONDEPE, 1995). A FIGURA 10 apresenta um mapa da região, com a localização do município.



Fonte: DER, 1990 / IBGE, 1998

FIGURA 10 - Mapa da Região com a localização do município de Tuparetama.

A vegetação característica da área é a caatinga hiperxerófila, arbustiva e arbóreoarbustiva, onde as espécies mais frequentes são: caroá, macambira, catingueira, imburana de cambão, braúna e juazeiro, entre outras (FIAM, 1994). Dentro dos limites do município de Tuparetama, observa-se a substituição da vegetação nativa pelo cultivo de pastagens, manga, sisal, milho e feijão.

O relevo é suavemente ondulado a ondulado com declividades predominantes em torno de 15%, elevações de topos arredondados e vales secos e abertos. As altitudes variam entre 320 e 700 metros, sendo a altitude média da área de 560 m (MA/DNPEA-SUDENE/DRN, 1973).

Geologicamente, a área está inserida dentro da Província Sertaneja onde predominam as rochas do Complexo Gnaissico Migmatítico, sendo caracterizada pela presença de solos rasos do tipo bruno não cálcico, com uma composição granulométrica arenosa, argilosa, pedregosa e

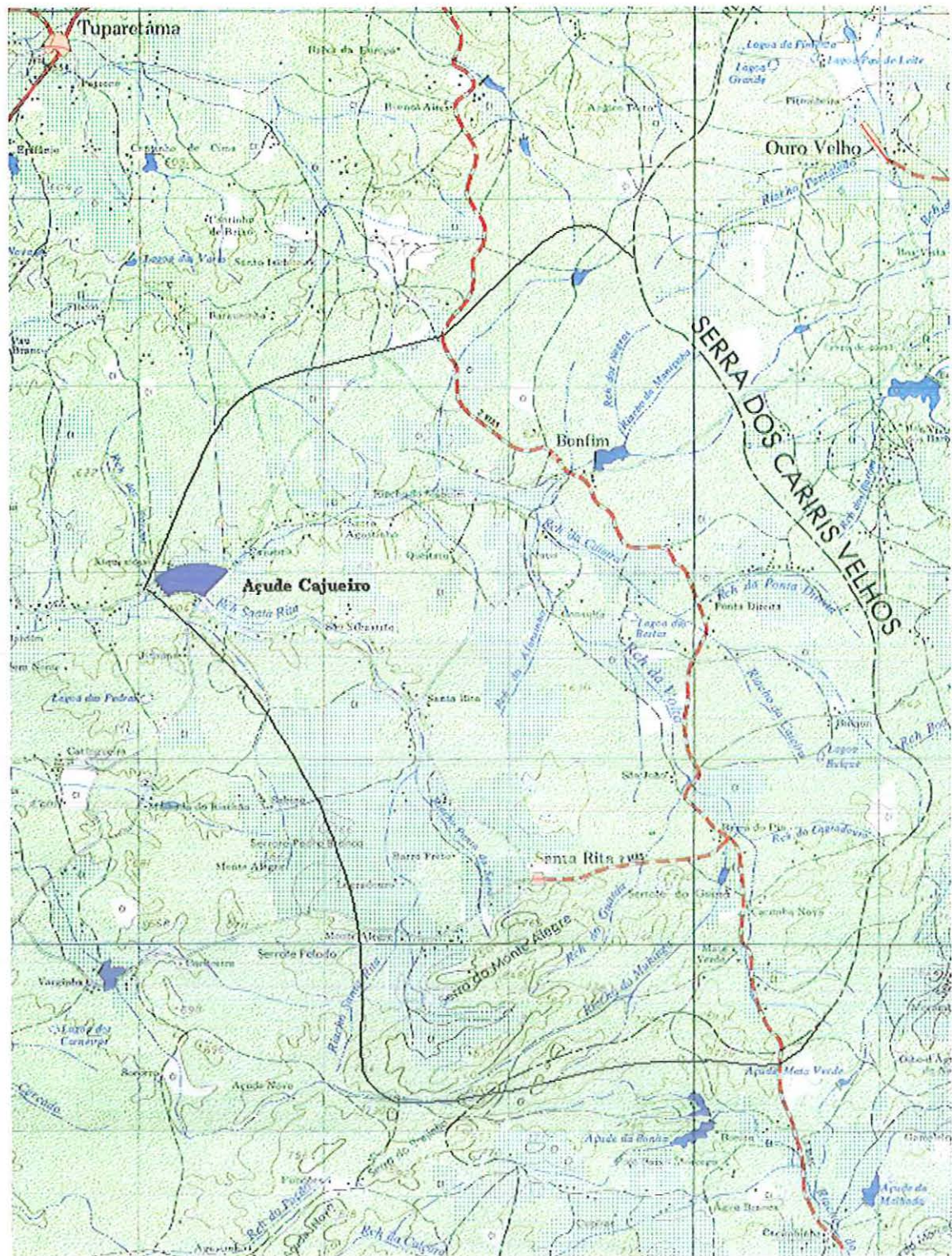
rochosa, apropriados para cultivos temporários, e originários de saprolito de micaxisto feldspatizado, de biotita-xisto, de gnaiss olhado com homblenda e de filito com biotita-sericita-granada. (BRASIL, 1980; MA/DNPEA-SUDENE/DRN, 1973).

3.3 A Área experimental

A base experimental de onde foram coletados os dados para a aplicação do modelo está localizada no município de Tuparetama, às margens do Açude Cajueiro, que se encontra situado na área rural, ao sul da zona urbana do município.

O Açude Cajueiro foi construído pelo Governo Estadual em 1995, com a finalidade garantir o abastecimento de água para o consumo humano e animal, especialmente na época das secas. Sua bacia de contribuição, alimentada pelos riachos São Sebastião e Santa Rita, possui uma área aproximada de 200 km², seu volume de acumulação é de 2 a 3 milhões de m³ e seu espelho d'água possui aproximadamente 61 ha (FIGURA 11).

A área estudada, localizada às margens do açude Cajueiro possui dimensões de 9,0 m x 28,0 m e foi instrumentada até 2,0 m de profundidade com o objetivo de estudar os processos de transferência de água e de solutos provocados pelas altas taxas de evaporação e pelos efeitos cíclicos de elevação e rebaixamento do nível d'água do açude. O solo local é heterogêneo, sendo constituído por um solo aluvial de características arenosas a franco arenosas. A declividade da área, transversalmente ao açude é pequena variando entre 0 e 5% (FIGURAS 12 e 13).



Fonte: SUDENE / MINISTÉRIO DO EXÉRCITO (1985)

FIGURA 11 – Bacia de contribuição do Açude Cajueiro

Atualmente, vivem nas margens do açude cerca de 40 famílias. Para a maioria delas, a atividade econômica principal é a prática da agricultura de subsistência através da utilização do sistema de cultivo de vazante. Apesar desta prática estar sendo empregada a pouco mais de três anos, já se pode observar na área indícios da presença de sais o que constitui uma fonte de preocupação face à possibilidade de salinização da área. A contribuição deste estudo é a de entender os mecanismos de transferência de solutos que ocorrem em uma área de cultivo de vazante, permitindo a adoção de técnicas de manejo que minimizem os efeitos da salinização em tais áreas.

Análises preliminares efetuadas indicaram que a água do açude apresenta valores de condutividade elétrica de 200 a 400 mS/cm ou mais, nos períodos chuvosos e de seca, respectivamente e de acordo com a classificação das águas utilizadas para irrigação (MOLLE & CARDIER, 1992), pode ser enquadrada na classe C₁, ou seja, de boa qualidade para irrigação.

Toda a instrumentação utilizada fez parte do Projeto Açudes, financiado pelo Instituto Francês de Pesquisa Científica para o Desenvolvimento em Cooperação – IRD.

3.4 O Projeto Açudes

O Projeto "Valorização dos Recursos Aquáticos em Açudes do Semi-Árido de Pernambuco", também denominado de Projeto Açudes, foi elaborado em 1994 por pesquisadores da Universidade Federal Rural de Pernambuco e do Instituto Francês de Pesquisa Científica para o Desenvolvimento em Cooperação (IRD) e seu objetivo geral é a proposição de um modelo de gestão integrada e sustentável dos usos múltiplos dos recursos hídricos dos açudes do Semi-Árido de Pernambuco, considerando globalmente a micro-bacia como um eco-agro-sócio-sistema, tendo como finalidade a melhoria das condições de vida das comunidades rurais e ao mesmo tempo preservar o meio ambiente da degradação e da poluição ligadas ao uso da água.

Como objetivos específicos o projeto visa aprimorar o conhecimento do funcionamento dos açudes e elaborar propostas técnicas, baseadas em dados científicos, nas áreas de limnologia, hidrologia, bio-ecologia e sócio-economia, para oferecer aos ribeirinhos modelos alternativos de desenvolvimento, melhorando o aproveitamento dos recursos pesqueiros e dos diversos usos da água desses ecossistemas.

Na primeira fase do Projeto Açudes (1995-1996) foram estudadas a fauna aquática e as características limnológicas de sete grandes açudes públicos do Estado de Pernambuco beneficiados por peixamentos, seguindo um gradiente climático Agreste-Sertão. Durante a segunda fase do Projeto (1997-1999), foram realizados estudos do funcionamento das redes tróficas em açudes piloto e em conjuntos de açudes pertencentes a uma mesma bacia hidrográfica, com enfoque especial sobre as florescências de cianobactérias em diversas bacias hidrográficas.

Foram realizados ainda, estudos sobre as relações entre a saúde e a presença dos reservatórios nas regiões de Ingazeira e Tuparetama, tendo sido realizado um estudo mais aprofundado sobre a doença de chagas e estudos da dinâmica hidro-salina dos solos de vazante nos açudes de Cajueiro e Flocos, localizados no município de Tuparetama com a instalação de instrumentação.

O trabalho de integração entre a Pesquisa e o Desenvolvimento, nos locais estudados, foi realizado por equipes ligadas ao Fundo de Apoio ao Trabalhador através de programas de capacitação do trabalhador rural em convênio com o Ministério do Trabalho. O Projeto Açudes forneceu também dados para a elaboração e execução do Programa de Monitoramento da Qualidade de Água dos Mananciais de Pernambuco, desenvolvido pela Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco.

3.5 A instrumentação

A instrumentação instalada na base experimental engloba uma área de aproximadamente 200 m², posicionada transversalmente a uma das margens do açude sendo composta por três estações principais, E1, E2 e E3, e duas estações intermediárias, E12 e E23, conforme mostram os esquemas apresentados nas FIGURAS 12 e 13, e a vista geral da área experimental mostrada na FIGURA 14. A geometria do trecho apresenta uma declividade suave na superfície, em direção à margem do açude.

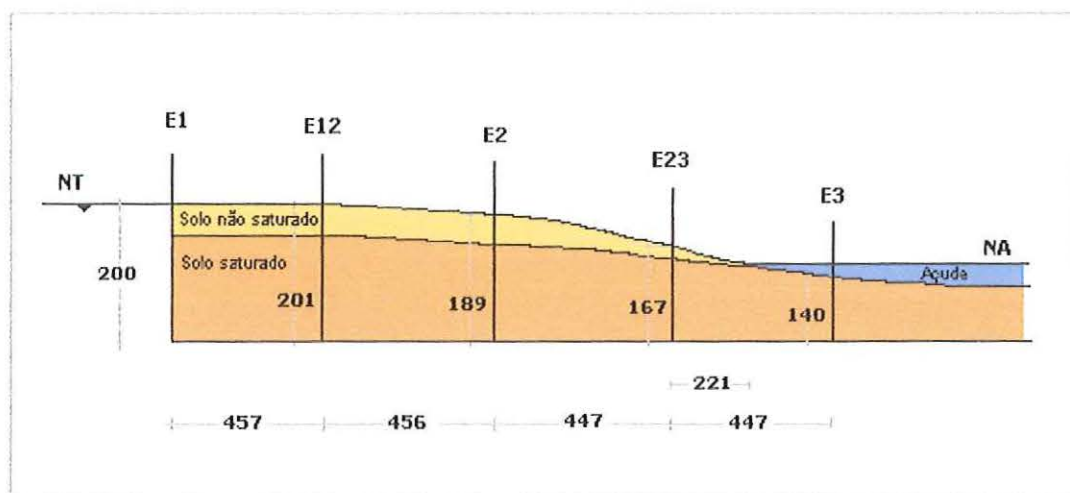


FIGURA 12 – Corte esquemático da área experimental contendo a localização da instrumentação (dimensões em cm)

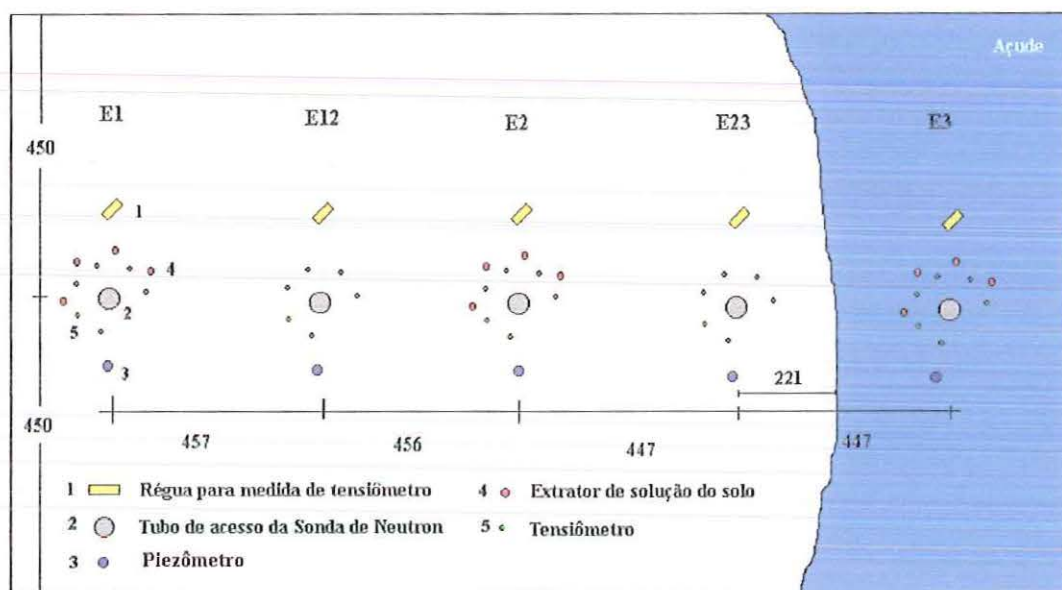


FIGURA 13 – Planta esquemática da área experimental contendo a localização da instrumentação (dimensões em cm)



FIGURA 14 – Vista geral da instrumentação instalada no Açude Cajueiro

Em cada uma das estações principais estão instalados: um tubo de acesso para a sonda de nêutrons, um conjunto de tensiômetros, um piezômetro e um conjunto de cápsulas para a extração de solução do solo (FIGURA 15). Nas estações intermediárias, E12 e E23, estão instalados os mesmos instrumentos existentes nas estações principais, exceto os extratores de solução de solo.

Os tubos de acesso da sonda de nêutrons permitem a obtenção de leituras de contagem neutrônica, através da sonda de nêutrons, até a profundidade de 260 centímetros na estação E1 e até 180 centímetros nas demais estações. Os conjuntos de tensiômetros permitem a leitura das tensões de sucção nas profundidades de 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm ao longo do perfil, e os piezômetros permitem o acompanhamento da profundidade do nível d'água até a profundidade de 300 centímetros abaixo do nível do terreno.



FIGURA 15 – Detalhe da instrumentação instalada nas estações principais E1, E2 e E3

Além da instrumentação anteriormente descrita, foi ainda instalada na área próxima ao açude uma estação climatológica composta por tanque classe A, anemômetro, pluviômetro e pluviógrafo, (FIGURA 16).

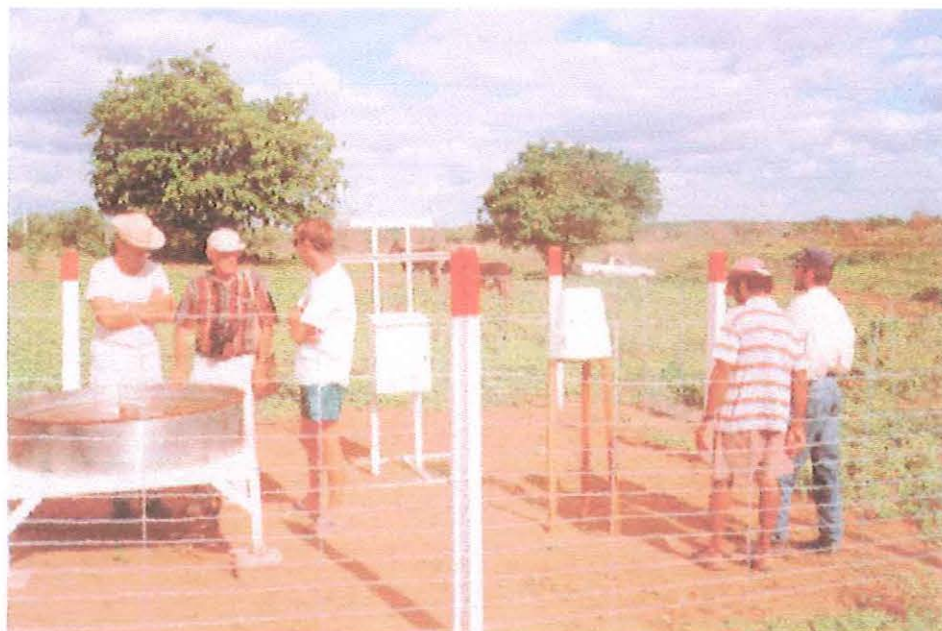


FIGURA 16 – Vista geral da estação meteorológica instalada na área do Açude Cajueiro

3.6 Dados da instrumentação

As leituras dos instrumentos nas estações principais foram iniciadas em 30/10/97. Nesta ocasião, o trecho da parcela correspondente às estações E1 e E2 estava ocupado por uma cultura consorciada de feijão e milho, de idade avaliada entre duas a três semanas, e o trecho correspondente à estação E3 estava inundado, tendo sido ocupado pelo mesmo consórcio de milho e feijão uma semana depois. O início das leituras nas estações E12 e E23 ocorreu em 08/01/98 e nesta época foi retirada a cultura existente em toda a parcela, passando a ser mantida a situação de solo nu.

As medidas de campo apresentadas a seguir referem-se às Estações E1, E2 e E3 e foram realizadas no período de 08/01/98 a 02/05/98, que apesar de ser um período relativamente curto, tem significação para a aplicação de simulação. As medidas realizadas nas Estações E12 e E13 não serão consideradas neste estudo, pois foram efetuadas apenas para controle e até a profundidade de 60 cm. Não foi possível continuar com a monitoração de campo já que devido à ausência de chuvas o açude secou totalmente e a estação experimental teve que ser desativada.

3.6.1 Dados de precipitação pluviométrica

Os dados de precipitação pluviométrica, obtidos a partir das leituras efetuadas na estação meteorológica instalada próxima à área instrumentada são correspondentes ao período de 30/10/97 a 23/07/98, estão apresentados na FIGURA 17.

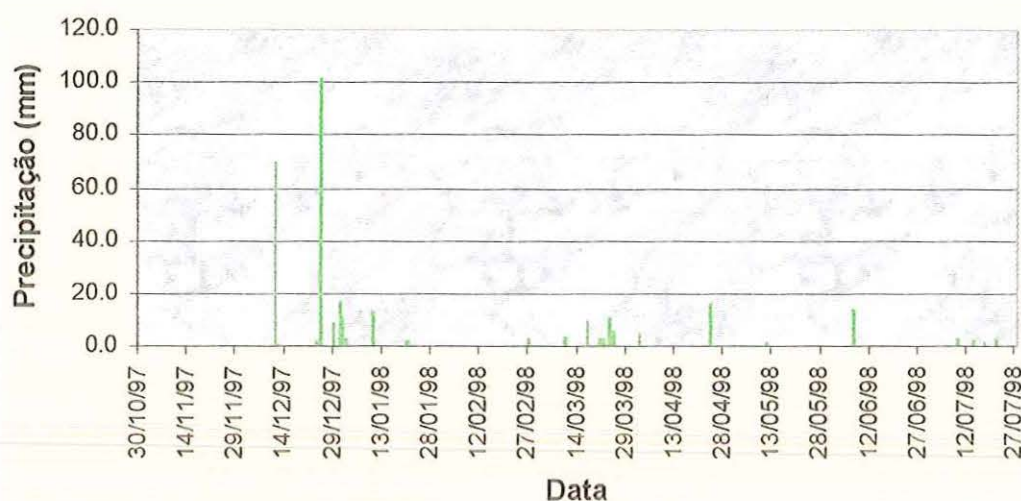


FIGURA 17 – Dados de precipitação pluviométrica, registrados na estação meteorológica do Açude Cajueiro

Os dados de precipitação pluviométrica permitem observar que existem dois períodos a serem considerados. O período que vai do final de novembro/97 até primeira semana de janeiro/98, onde ocorreram valores de precipitação significativos, e o período que vai da segunda semana de janeiro/98 até o final do mês de julho/98, onde os valores de precipitação pluviométrica foram baixos ou inexistentes, observando-se períodos relativamente longos onde não ocorreu qualquer precipitação.

3.6.2 Dados de evaporação

Os dados de evaporação média mensal, obtidos a partir de leituras diárias efetuadas na estação meteorológica instalada próxima à área instrumentada, são correspondentes ao período de janeiro a dezembro de 1998, e estão apresentados na FIGURA 18.

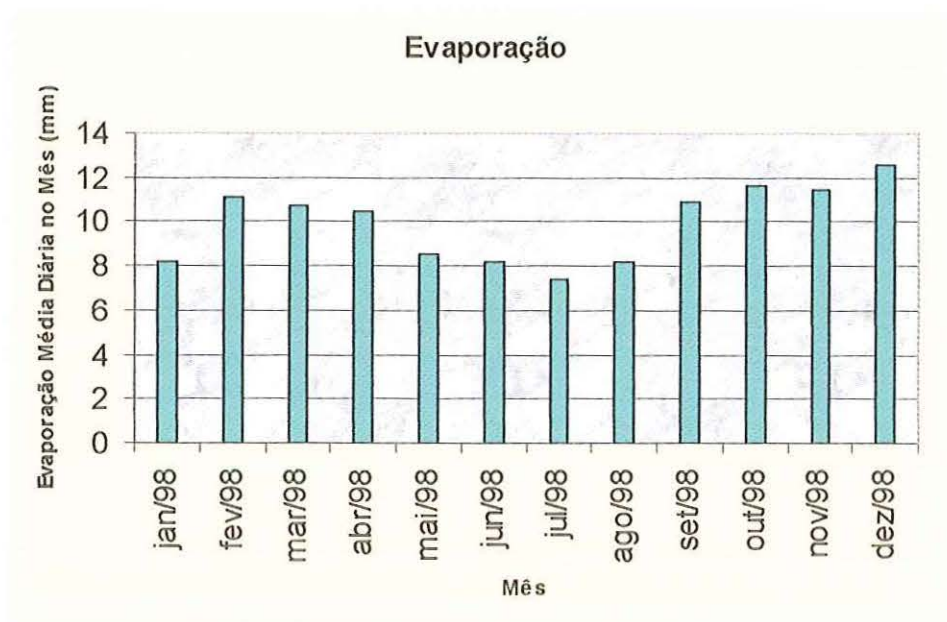


FIGURA 18 – Dados de evaporação média diária no mês, registrados na estação meteorológica do Açude Cajueiro

Os dados apresentados indicam que durante o ano de medidas pode-se observar dois períodos de evaporação diária maior, sendo o primeiro registrado entre os meses de fevereiro a abril e o segundo entre os meses de outubro a dezembro, onde o valor médio mensal de evaporação é superior a 10 mm/dia. Observa-se também um período de evaporação diária menor, registrado entre os meses de maio a agosto onde o valor da evaporação média mensal é da ordem de 8,0 mm/dia. O valor mínimo de evaporação diária registrado foi de 2,6 mm no dia 15/07/98 e, o valor máximo foi de 16 mm no dia 17/10/98. O valor médio obtido durante o ano foi de 9,8 mm/dia e a evaporação acumulada foi de 3597,7 mm.

3.6.3 Dados de flutuação no nível d'água

Os dados de flutuação do nível d'água nas estações principais foram obtidos a partir de leituras efetuadas em piezômetros de tubo aberto, instalados em cada uma das estações de leitura, para o período de 30/10/97 a 24/07/98 e encontram-se apresentados na FIGURA 19.

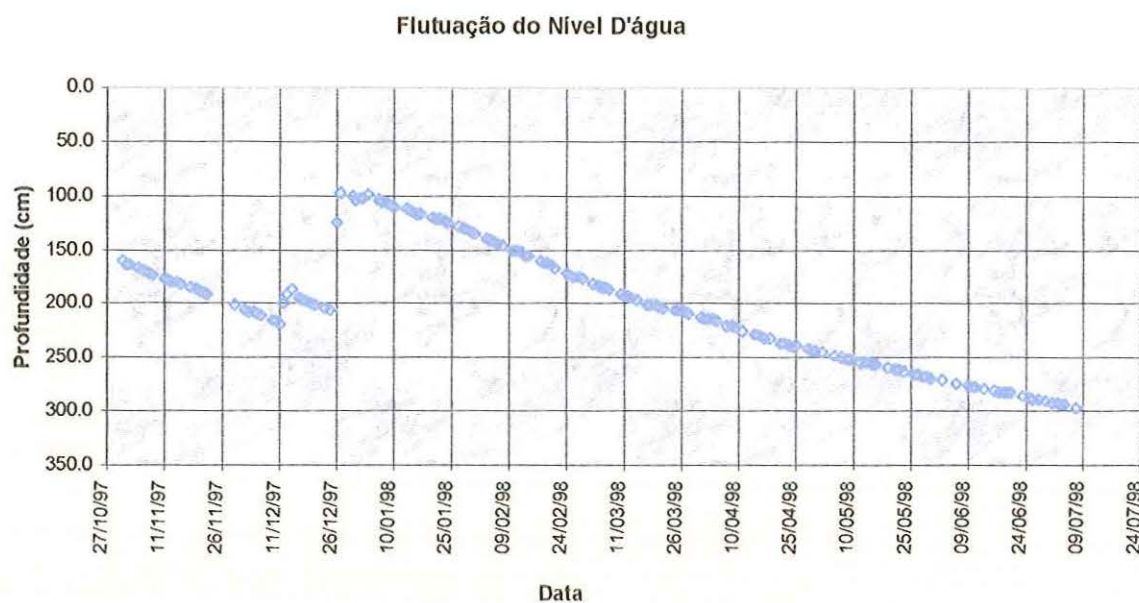


FIGURA 19 - Flutuação do nível d'água nas Estações E1, E2 e E3

Conforme se pode observar, existe uma concordância entre os dados de precipitação pluviométrica e os dados de flutuação do nível d'água, observando-se ainda que o tempo de resposta do nível d'água em relação às precipitações é relativamente curto, do que se conclui que o solo possui boas características drenantes. Por outro lado, a variação do nível d'água só foi significativa para valores de precipitação elevada, já que as taxas de evaporação diária são elevadas.

Neste caso, é conveniente chamar atenção para o fato de que os valores de precipitação registrados na estação pluviométrica instalada próximo ao Açude Cajueiro não são representativos dos valores de precipitação registrados em toda a bacia de captação, valores estes que influenciam na flutuação do nível d'água do açude.

3.6.4 Dados de potencial matricial

Os dados de potencial matricial foram determinados através das leituras efetuadas em tensiômetros instalados em cada uma das estações de monitoramento, conforme o esquema apresentado na Figura 13. A evolução no tempo do potencial matricial nas estações principais,

E1, E2 e E3, para o período de 08/01/98 a 02/05/98, está apresentada na FIGURA 20 e os perfis de potencial matricial estão apresentados na FIGURA 21.

A análise dos dados de potencial matricial permite observar que para todas as estações a evolução no tempo dos potenciais matriciais foi semelhante, ocorrendo uma elevação dos valores de potencial no período de chuvas e um decréscimo no período seco, elevação esta que é mais significativa nas camadas superiores do perfil de solo, ou seja, até 30 cm de profundidade. Devido à geometria do trecho estudado, os valores de potencial matricial na Estação E1 são mais elevados.

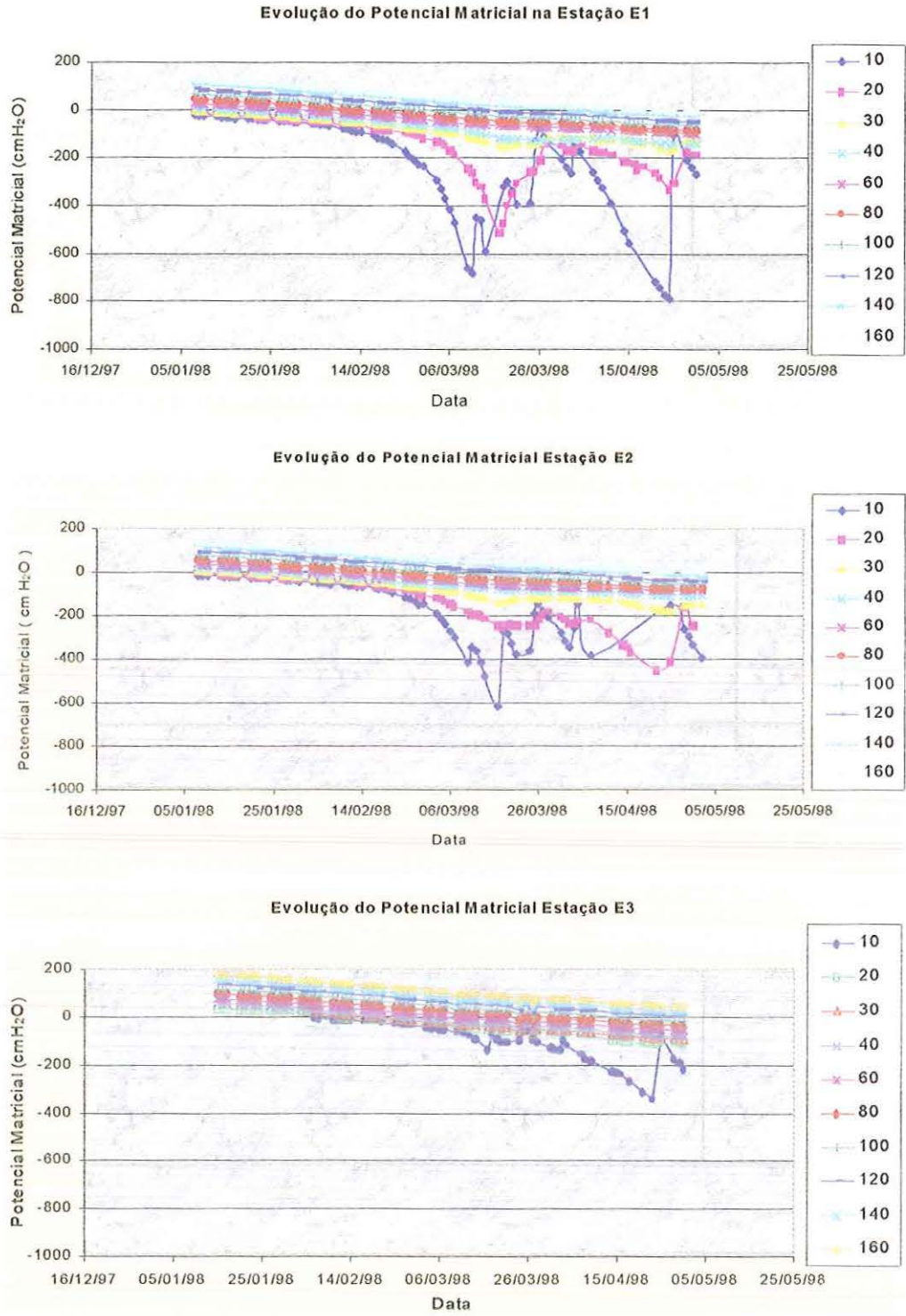


FIGURA 20 – Evolução do potencia matricial com o tempo nas Estações E1, E2 e E3.

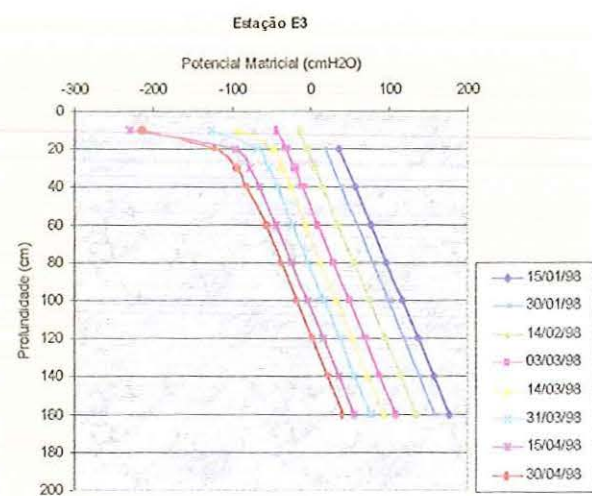
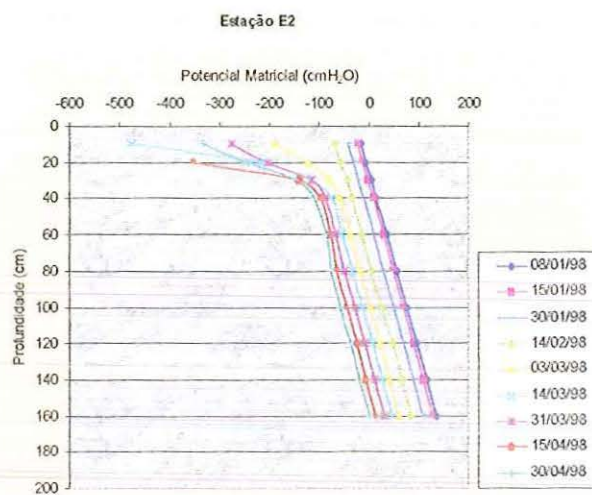
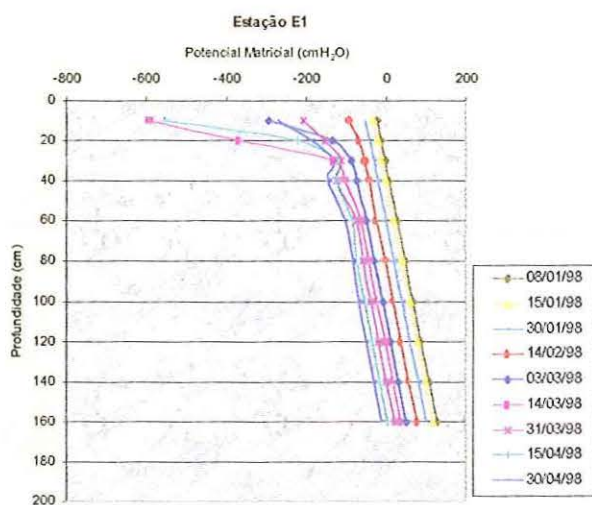


FIGURA 21 – Perfis de potencial matricial das Estações E1, E2 e E3

3.6.5 Dados do teor de umidade do solo

Os valores de umidade volumétrica foram determinados por meio de contagem neutrônica, nas profundidades correspondentes aos tensiômetros, utilizando-se uma sonda de nêutrons NARDEAUX SOLO 40 que contém uma fonte radioativa de Am-Be de atividade 10 mCi. A evolução no tempo da umidade nas estações principais, E1, E2 e E3, para o período de 08/01/98 a 02/05/98, está apresentada na FIGURA 22 e os perfis de umidade estão apresentados na FIGURA 23.

A análise dos dados de umidade permite observar que o comportamento ao longo do tempo foi semelhante para todas as estações, ocorrendo uma elevação dos valores de umidade no período de chuvas e um decréscimo no período seco. Observa-se, ainda, que os valores de umidade sofreram variação significativa até 160 cm de profundidade na Estação E1, 140 cm de profundidade na Estação E2 e 120 cm de profundidade na Estação E3, sendo a redução mais significativa observada nas camadas superiores do perfil de solo. Devido à geometria do trecho estudado, os valores de umidade na Estação E3 são mais elevados.

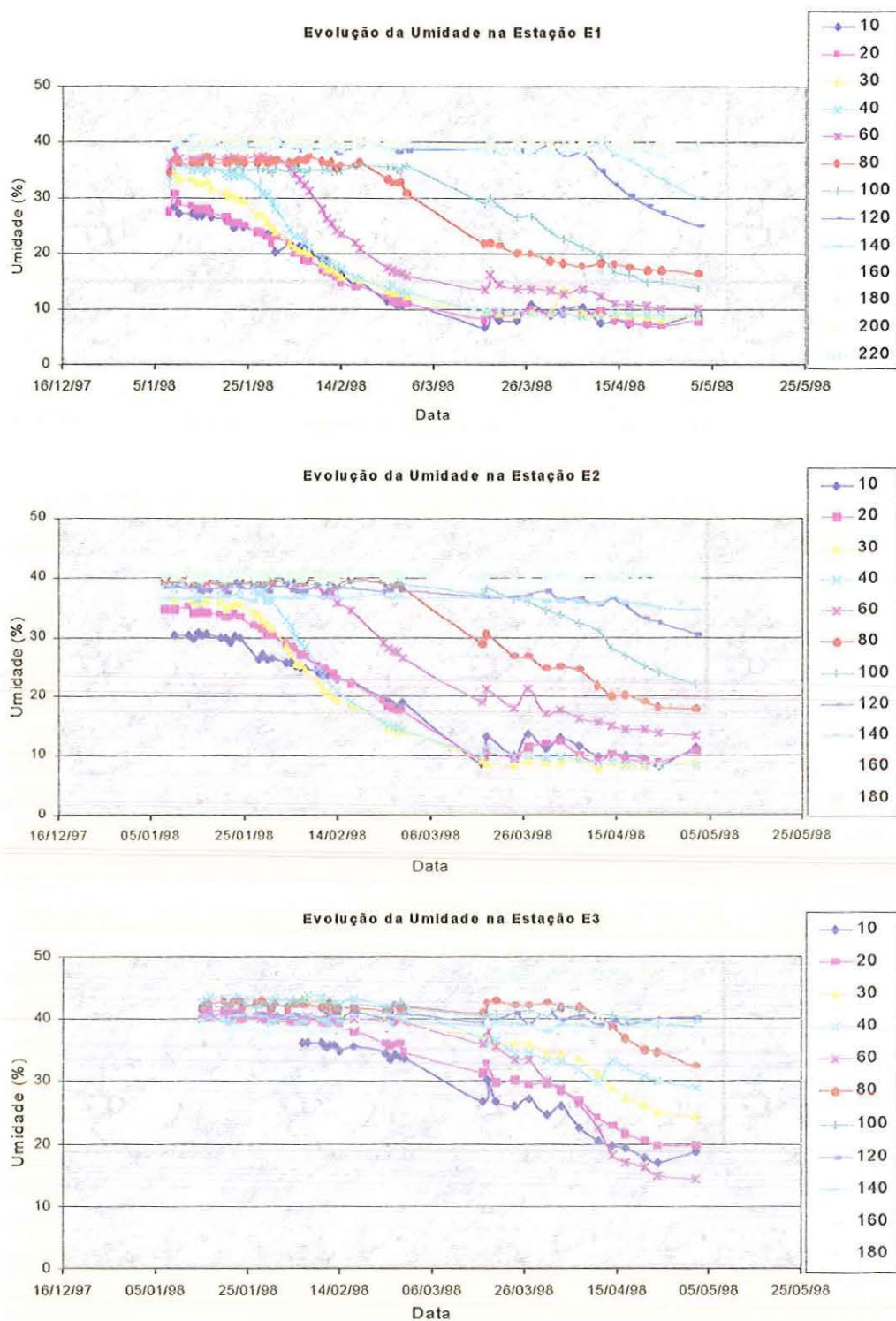


FIGURA 22 – Evolução da umidade com o tempo nas Estações E1, E2 e E3.

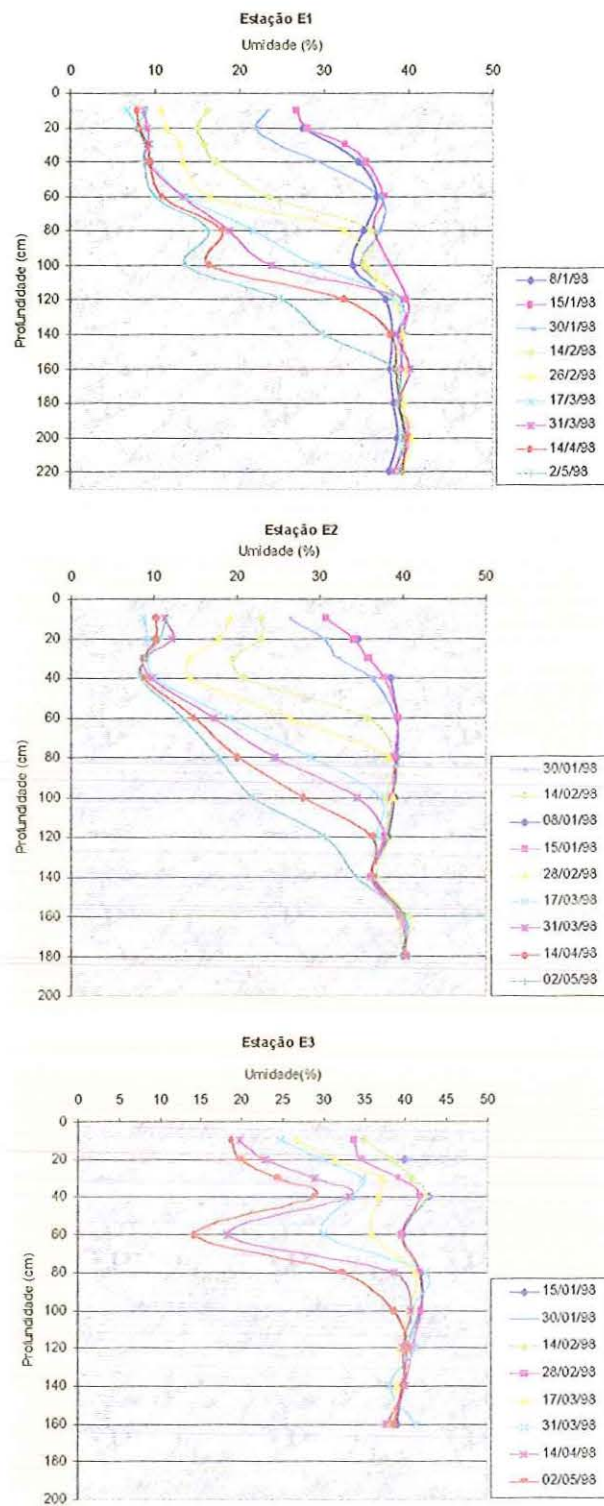


FIGURA 23 – Perfis de umidade das Estações E1, E2 e E3

3.7 Análise do fluxo de água e do transporte de solutos aplicada ao caso estudado

Ao longo das últimas décadas, a comunidade científica tem fornecido uma grande quantidade de informação sobre o comportamento da água e de produtos químicos nos solos e isto tem melhorado a compreensão dos processos físicos, químicos, microbiológicos e mecânicos e suas interações na zona não saturada do solo. Muitos modelos têm sido desenvolvidos, no entanto, poucos são aplicados a casos práticos. A aplicação de um modelo bidimensional de fluxo de água e transporte de solutos a um sistema de cultivo de vazante sujeito à oscilação do nível d'água e submetido a altas taxas de evaporação constitui o objetivo geral desta pesquisa.

3.7.1 O modelo conceitual

Baseado nos conceitos apresentados nas seções anteriores, a análise do fluxo de água e do transporte de solutos para o caso do sistema de cultivo de vazante será efetuada considerando uma seção do terreno, composta por camadas heterogêneas de solo, sujeita a fluxos em duas direções principais, vertical (Z) e horizontal (X), onde o nível d'água oscila como consequência da subida ou do rebaixamento do nível do açude provocando a variação das condições de saturação do perfil, conforme mostra a FIGURA 24.

As propriedades hidráulicas do solo variam com a profundidade. Para efeito de aplicação do modelo, bi-dimensional deverá ser desprezado o efeito tri-dimensional, considerando-se que os fluxos ocorrem em apenas duas direções, e que a simulação representa o que ocorre em uma seção transversal característica de uma faixa do perfil de solo. Neste estudo, de acordo com as condições impostas pelo modelo determinístico escolhido, os processos a serem considerados são evaporação, precipitação, retirada de água pelas raízes quando o solo estiver cultivado, na fronteira superior e entrada e/ou saída de água pelas fronteiras laterais e inferior.

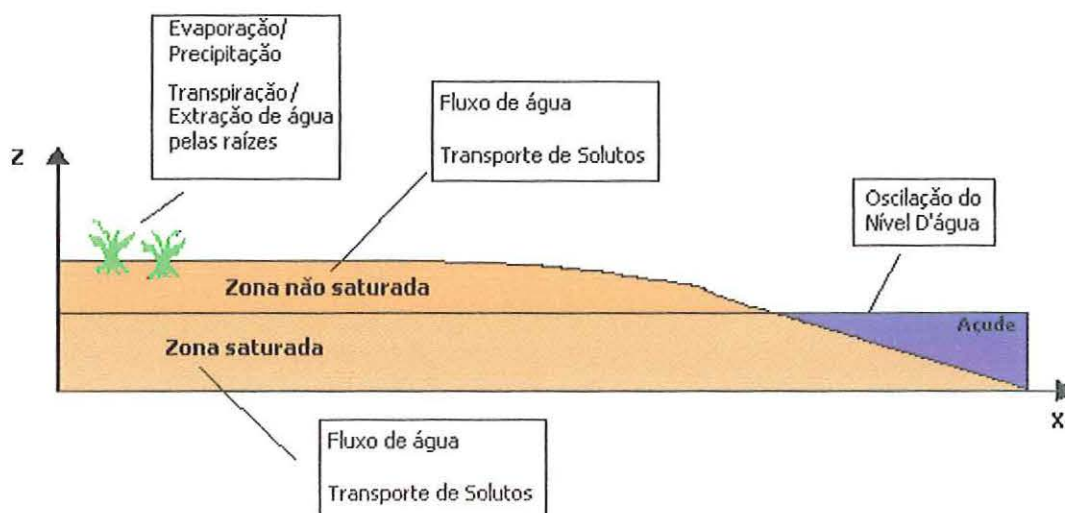


FIGURA 24 – Esquema do domínio de fluxo a ser considerado para o caso estudado

3.7.2 Descrição do modelo determinístico utilizado

Dentre os diversos modelos numéricos existentes para simular o fluxo de água e o transporte de soltos na região não saturada do solo, com base na equação de Richards e na equação de convecção dispersão, respectivamente, foi selecionado o modelo HYDRUS-2D, Versão 2.0 (SIMŪNEK et al, 1999). Este modelo incorpora a descrição necessária dos processos envolvidos no sistema solo-água-planta-atmosfera de interesse desta pesquisa e muitos outros que estão além do escopo deste trabalho.

As características gerais do modelo HYDRUS-2D Versão 2.0 de especial interesse para este estudo são: permitir a simulação bi-dimensional do fluxo e do transporte de soltos em um meio poroso com saturação variável; considerar a interação entre a zona saturada e não saturada do perfil de solo, em termos de fluxo e de transporte de soltos; permitir o manuseio de domínios de fluxo delimitados por fronteiras irregulares e permitir a consideração de um perfil de solo heterogêneo. Uma breve descrição do modelo HYDRUS-2D Versão 2.0 está apresentada

a seguir, ressaltando-se os aspectos relevantes para este estudo. Para maiores detalhes pode-se consultar o manual de utilização (SIMÜNEK et al, 1999).

O modelo HYDRUS-2D Versão 2.0 (Software Package for Simulating the Two-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media) foi desenvolvido no U.S. Salinity Laboratory do Agricultural Research Service do U.S. Department of Agriculture de Riverside na Califórnia.

O HYDRUS-2D Versão 2.0 consiste de um programa computacional e de uma interface gráfica interativa e resolve numericamente a equação de Richards modificada para fluxo de água em meios saturados e não saturados e a equação de convecção–dispersão para o transporte de calor e de solutos. A equação de fluxo incorpora o termo de retirada de água pelas raízes. A equação de transporte de calor considera o transporte devido à condução e convecção com o fluxo de água. As equações de transporte de solutos consideram o transporte convectivo-dispersivo na fase líquida e a difusão na fase gasosa, possibilitando simular o transporte simultâneo de solutos nas fases líquida e gasosa. Além disso, o programa permite considerar até seis solutos que podem ser misturados em uma direção ou se mover independentemente um dos outros. O não equilíbrio físico do transporte de solutos pode ser levado em conta utilizando-se a formulação a duas regiões que leva em conta as frações de água móvel e imóvel.

O programa pode ser usado para analisar o movimento de água e de solutos em meios saturados e parcialmente saturados. O HYDRUS-2D pode simular regiões de fluxo delimitadas por fronteiras irregulares, composta por solos não uniformes tendo um grau arbitrário de anisotropia local. O fluxo e o transporte podem ocorrer no plano vertical, no plano horizontal ou em uma região tridimensional com simetria em torno de um eixo vertical.

O módulo de fluxo de água do modelo considera fronteiras de potenciais pré-fixados ou de fluxos pré-fixados, fronteiras controladas por condições atmosféricas ou por drenagem livre, e uma representação simplificada de drenos nodais utilizando resultados de experimentos elétricos análogos. A versão 2.0 do HYDRUS-2D inclui, ainda, um algoritmo de otimização de parâmetros do tipo Marquardt-Levenberg para se estimar pelo método inverso os parâmetros hidráulicos e de transporte a partir de dados medidos de fluxo e de transporte em regime transiente ou permanente.

As equações que governam o fluxo e o transporte de solutos são resolvidas numericamente utilizando o esquema de elementos finitos linear do tipo Galerkin. Dependendo do tamanho do problema, a matriz de equações, resultante da discretização das equações governantes, é resolvida utilizando-se o método de eliminação de Gauss para matrizes banda ou o método de gradientes conjugados para matrizes simétricas e o método ORTHOMIN para matrizes assimétricas (MENDONZA et al., 1991). Este programa é uma modificação do programa SWMS_2D de SIMŮNEK et al. (1992) e do programa CHAIN-2D de SIMŮNEK & VAN GENUCHTEN (1994).

Para facilitar a preparação e o manuseio dos dados de entrada e para permitir a visualização gráfica dos dados de saída, o HYDRUS-2D inclui uma interface gráfica interativa que funciona no ambiente Windows 95 e 98 ou no ambiente NT. O modelo conta, ainda, com um dispositivo, escrito em MS Visual C++, que permite gerar automaticamente a malha de elementos finitos. O programa que executa os cálculos foi escrito em Microsoft FORTRAN.

3.7.3 Formulação matemática para o fluxo de água no HYDRUS-2D

A formulação matemática utilizada no HYDRUS-2D considera o fluxo de água regido pela Lei de Darcy em um meio isotérmico, bi-dimensional, com saturação variável, incluindo a parcela de influência do ar no processo de fluxo do líquido percolante.

A equação que governa o fluxo para estas condições é dada pela forma modificada da equação de Richards expressa na seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A) \right] - S \quad (44)$$

Na qual: θ é a umidade volumétrica [L^3L^{-3}], h é a altura de pressão [L], S é o termo de sumidouro [T^{-1}], x_i ($i=1,2$) são as coordenadas espaciais [L], t é o tempo [T], K_{ij}^A são

componentes adimensionais de um tensor K^A representando a possível natureza anisotrópica do meio, e K é a função de condutividade hidráulica não saturada [LT^{-1}] dada por:

$$K(h, x, z) = K_s(x, z)K_r(h, x, z) \quad (45)$$

onde: K_r é a condutividade hidráulica relativa adimensional e K_s é condutividade hidráulica saturada nas direções dos eixos principais (LT^{-1}). De acordo com esta definição, o valor de K_{ij}^A na equação 44 pode ser positivo e menor ou igual a unidade. Para um meio isotrópico as entradas diagonais de K_{ij}^A são iguais a 1 e fora da diagonal iguais a zero.

A retirada de água pelas raízes no modelo HYDRUS-2D é calculada de acordo com a equação (32), com a função de redução calculada segundo os modelo definido por FEDDES et al. (1978) ou segundo o modelo de VAN GENUCHTEN (1987) quando se considera a influência da salinidade.

As propriedades hidráulicas do solo não saturado, $\theta(h)$ e $K(h)$, no HYDRUS-2D são descritas utilizando-se três diferentes modelos analíticos: BROOKS & COREY (1964), VAN GENUCHTEN (1980) e VOGEL & CÍSLEROVÁ(1988).

O HYDRUS-2D conta, também, com procedimentos para se considerar os efeitos de histerese, de temperatura, e de escala, que não foram utilizados neste trabalho por insuficiência de dados.

3.7.4 Condições iniciais e de fronteira para o fluxo de água

Para a solução da equação (44) o HYDRUS-2D requer o conhecimento da distribuição inicial de pressões dentro do domínio do fluxo Ω , ou seja:

$$h(x, z, t) = h_0(x, z) \quad \text{para } t = 0 \quad (46)$$

onde h_0 é uma função de x e z .

O HYDRUS-2D permite considerar três tipos de condições para descrever as interações independentes do sistema ao longo das fronteiras da região de fluxo. Estas condições podem ser especificadas da seguinte forma:

- Condição de Dirichlet – que considera valores de potencial impostos na fronteira

$$h(x, z, t) = \psi(x, z, t) \quad \text{para } (x, z) \in \Gamma_D \quad (47)$$

- Condição de Neumann – que considera valores de fluxo impostos na fronteira.

$$- [K(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A)]n_i = \sigma_1(x, z, t) \quad \text{para } (x, z) \in \Gamma_N \quad (48)$$

- Condição de gradiente - que considera gradientes especificado na fronteira.

$$(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A)n_i = \sigma_2(x, z, t) \quad \text{para } (x, z) \in \Gamma_G \quad (49)$$

onde: Γ_D , Γ_N , e Γ_G são os seguimentos de fronteira do tipo Dirichlet, Neumann e de gradiente, respectivamente; φ (L), σ_1 (LT^{-1}) e σ_2 (adimensional) são funções pré-estabelecidas de x , z e t e n_i são componentes do vetor unitário de saída, normal à fronteira Γ_N , ou Γ_G .

O HYDRUS-2D emprega a condição de fronteira de gradiente apenas em termos de um gradiente hidráulico unitário ($\sigma_2 = 1$) simulando uma drenagem livre em um perfil de solo relativamente profundo. Esta situação é comumente observada em estudos de fluxo de água e drenagem na região não saturada (SISSON, 1987; McCORD, 1991). McCORD (1991) estabelece que a mais pertinente aplicação da equação (49) é como fronteira inferior para situações onde o nível d'água está situado muito abaixo do domínio de interesse.

Além das condições de fronteira independentes do sistema, apresentadas nas equações (47), (48) e (49), o HYDRUS-2D considera três diferentes tipos fronteiras dependentes do sistema as quais não podem ser definidas a princípio. Uma destas envolve as interfaces solo-ar, as quais estão expostas a condições atmosféricas. O fluxo potencial de fluido através destas interfaces é controlado exclusivamente por condições externas, embora o fluxo real dependa também das condições de umidade que prevalecem no solo. As condições de fronteira de superfície podem mudar de uma condição de fluxo pré-estabelecido para uma condição de pressão pré-estabelecida e vice-versa. Na ausência de um nível d'água na superfície, a solução numérica da equação (44) é obtida limitando-se o valor do fluxo de forma que as seguintes condições sejam satisfeitas:

$$\left| K(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A) n_i \right| \leq E \quad (50)$$

e

$$h_A \leq h \leq h_S \quad (51)$$

onde: E é a máxima taxa de infiltração ou evaporação sob as condições atmosféricas consideradas, h é a pressão matricial na superfície do solo, h_A e h_S são respectivamente, a pressão matricial mínima e máxima sob as condições que prevalecem no solo. O valor de h_A é determinado a partir das condições de equilíbrio entre a água do solo e a água do vapor da atmosfera, enquanto que h_S é comumente tomado como igual a zero.

O HYDRUS-2D considera que qualquer excesso de água na superfície do solo é imediatamente removido. Quando um dos limites da equação (51) é alcançado, uma condição de fronteira de potencial pré-fixado é utilizada para calcular o fluxo real na superfície. Métodos de calcular E e h_A com base em dados atmosféricos foram discutidos por FEDDES et al. (1974).

Um segundo tipo de condição de fronteira de sistema dependente considerada no HYDRUS-2D é uma face de infiltração na qual a água deixa a parte saturada do domínio do fluxo. Neste caso, a pressão matricial a esquerda da face de infiltração não é previamente conhecida. O HYDRUS-2D considera que a pressão matricial é sempre uniformemente igual a zero ao longo da face de infiltração. E adicionalmente, o programa considera que a água saindo

da zona saturada através da face de infiltração é imediatamente removida por um fluxo externo ou outro processo de remoção.

Finalmente, um terceiro caso condição de fronteira de domínio dependente no HYDRUS-2D diz respeito a drenos. Da mesma forma que para a fase de infiltração, o HYDRUS-2D considera que se um dreno é localizado na zona saturada, a pressão matricial ao longo do dreno será igual a zero; o dreno age como um sumidouro de pressão. Embora, o dreno vá se comportar como um nó de fonte/sumidouro com recarga zero quando localizado na zona não saturada.

3.7.5 Equação de transporte de solutos no HYDRUS-2D

O HYDRUS-2D considera que os solutos podem existir em todas as três fases do sistema (sólida, líquida e gasosa) e que a os processos de produção e degradação podem ocorrer em cada uma das diferentes fases. As interações entre as fases sólida e líquida podem ser descritas por equações não lineares de não equilíbrio, enquanto as interações entre as fases líquida e gasosa são consideradas lineares e instantâneas. O programa considera, ainda, que os solutos são transportados por convecção e dispersão na fase líquida e por difusão na fase gasosa e permite considerar até seis solutos que podem ser misturados em uma direção ou se mover independentemente um dos outros.

Duas formulações de transporte de solutos foram incluídas no HYDRUS-2D: A formulação de não equilíbrio químico que permite a consideração de reações de sorção e desorção segundo o conceito de SELIM et al. (1977) e VAN GENUCHTEN & WAGENET (1989) e a formulação de não equilíbrio físico, segundo o conceito de VAN GENUCHTEN & WIERENGA (1976), que considera a fase líquida dividida em móvel e imóvel.

A equação diferencial parcial bi-dimensional que governa o transporte de solutos considerando o não equilíbrio químico durante um regime de fluxo transiente em um meio poroso rígido e com saturação variável é:

$$-\theta R_k \frac{\partial c_k}{\partial t} - q_i \frac{\partial c_k}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta D_{ij,k} \frac{\partial c_k}{\partial x_j}) + F_k(c_k) + G_k(c_k) = 0 \quad (52)$$

onde: q_i é a densidade de fluxo na direção i [LT^{-1}], c_k é a concentração do soluto k na fase líquida [ML^{-3}] com $1 < k < n_s$, sendo n_s o número de solutos considerados. D_{ij} [L^2T^{-1}] é o tensor dos coeficientes de dispersão efetiva dado por:

$$\theta D_{ij,k} = \theta D_{ij,k}^w + a_v D_{ij,k}^g k_{g,k} \quad \text{com } k \in (1, n_s) \quad (53)$$

Os coeficientes F_k e G_k na equação (52) são definidos como sendo:

$$F_k(c_k) = -(\mu_{w,k} + \mu'_{w,k})\theta - (\mu_{s,k} + \mu'_{s,k})\rho f \frac{k_{s,k} c_k^{\beta_k - 1}}{1 + \eta_k c_k^{\beta_k}} - (\mu_{g,k} + \mu'_{g,k})a_v k_{g,k} +$$

$$S + k_{g,k} \frac{\partial \theta}{\partial t} - a_v \frac{\partial k_{g,k}}{\partial t} - \omega_k \rho \frac{(1-f)k_{s,k} c_k^{\beta_k - 1}}{1 + \eta_k c_k^{\beta_k}} - g_k(c_k) \quad \text{com } k \in (1, n_s) \quad (54)$$

$$G_1(c_1) = \gamma_{w,1}\theta + \gamma_{s,1}f\rho + \gamma_{g,1}a_v - S c_{r,1} + \omega_1 \rho S_1^k \quad (55)$$

$$G_k(c_k) = (\mu'_{w,k-1}\theta + \mu'_{s,k-1}\rho f \frac{k_{s,k-1} c_{k-1}^{\beta_{k-1} - 1}}{1 + \eta_{k-1} c_{k-1}^{\beta_{k-1}}} + \mu'_{g,k-1} a_v k_{g,k-1}) c_{k-1} +$$

$$\mu'_{s,k-1} \rho S_{k-1}^k + \gamma_{w,k}\theta + \gamma_{s,k}f\rho + \gamma_{g,k}a_v + S c_{r,k} + \omega_k \rho S_k^k \quad \text{com } k \in (2, n_s)$$

onde: μ_w , μ_s e μ_g são as taxas constantes de reação de primeira ordem para os solutos nas fases líquida, sólida e gasosa [T^{-1}], respectivamente; μ'_w , μ'_s e μ'_g são taxas constantes de reação de

primeira ordem para prever a combinação entre as espécies de solutos; γ_w , γ_s e γ_g são as taxas constantes de ordem zero para as fases líquida ($\text{ML}^{-3} \text{T}^{-1}$), sólida (T^{-1}) e gasosa ($\text{ML}^{-3} \text{T}^{-1}$), respectivamente; ρ é a massa específica do solo [ML^{-3}]; a_v é o conteúdo de ar [$\text{L}^3 \text{L}^{-3}$]; S é o termo de sumidouro da equação de fluxo de água (equação 41), c_r é a concentração do termo de sumidouro [ML^{-3}]; D_{ij}^w é o tensor dos coeficientes de dispersão [$\text{L}^2 \text{T}^{-1}$] para a fase líquida; D_{ij}^g é o tensor dos coeficientes de difusão [$\text{L}^2 \text{T}^{-1}$] para a fase gasosa; $k_{s,k}$ [$\text{L}^3 \text{M}^{-1}$], β_k (adimensional) e η_k [$\text{L}^3 \text{M}^{-1}$] são coeficientes empíricos; f (adimensional) é a porção de troca considerada em equilíbrio; e ω [T^{-1}] é a taxa constante de primeira ordem para o soluto de número k . Os índices w, s e g correspondem às fases líquida sólida e gasosa, respectivamente, enquanto que o índice k representa o número do soluto e n_s é o número de solutos considerados. As nove taxas constantes de primeira ordem nas equações (54) e (55) podem ser utilizadas para representar uma variedade de reações ou transformações incluindo biodegradação, volatilização e precipitação. A variável g_k leva em consideração os efeitos de temperatura.

O fator de retardo R_k na equação (52) é dado por:

$$R_k(c_k) = 1 + \frac{\rho \cdot f k_{s,k} \beta_k c_k^{\beta_k - 1}}{\theta (1 + \eta_k c_k^{\beta_k})^2} + \frac{a_v k_{g,k}}{\theta} \quad \text{com } k \in (1, n_s) \quad (56)$$

A equação diferencial parcial bi-dimensional que governa o transporte de solutos considerando o não equilíbrio físico durante um regime de fluxo transiente em um meio poroso rígido e com saturação variável é obtida considerando-se que as trocas entre as fases móvel e imóvel podem ser modeladas como um processo de primeira ordem segundo a expressão:

$$\left[\theta_{im} + \rho(1-f) \frac{k_{s,k} \beta_k c_{k,im}^{\beta_k - 1}}{(1 + \eta_k c_{k,im}^{\beta_k})^2} \right] \frac{\partial c_{k,im}}{\partial t} = \omega_{w,k} (c_k - c_{k,im}) + \gamma_{w,k} \theta_{im} + (1-f) \rho \gamma_{s,k} - \left[\theta_{im} (\mu_{w,k} + \mu'_{w,k}) + \rho (\mu_{s,k} + \mu'_{s,k}) (1-f) \frac{k_{s,k} \beta_k c_{k,im}^{\beta_k - 1}}{(1 + \eta_k c_{k,im}^{\beta_k})^2} \right] c_{k,im} \quad \text{com } k \in (1, n_s) \quad (57)$$

sendo:

$$\theta = \theta_m + \theta_{im} \quad (58)$$

onde: θ_m e θ_{im} são o conteúdo de água móvel e imóvel [L^3L^{-3}], respectivamente; c_{im} [ML^{-3}] é a concentração do soluto na fração de água imóvel e ω_k é o coeficiente de transferência de massa para o soluto de número k [T^{-1}].

A equação de transporte de solutos modificada para considerar as fases móvel e imóvel, para a condição bi-dimensional fica:

$$-\theta_m R_k \frac{\partial c_k}{\partial t} - q_i \frac{\partial c_k}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta_m D_{ij,k} \frac{\partial c_k}{\partial x_j}) + F_k(c_k) + G_k(c_k) = 0 \quad (59)$$

sendo os coeficientes F_k e G_k redefinidos como segue:

$$F_k(c_k) = -(\mu_{w,k} + \mu'_{w,k})\theta_m - (\mu_{s,k} + \mu'_{s,k})\rho f \frac{k_{s,k} c_k^{\beta_k - 1}}{1 + \eta_k c_k^{\beta_k}} - (\mu_{g,k} + \mu'_{g,k})a_v k_{g,k} - \omega_k \quad \text{com } k \in (1, n_s) \quad (60)$$

$$G_1(c_1) = \gamma_{w,1}\theta_m + \gamma_{s,1}f\rho + \gamma_{g,1}a_v - Sc_{r,1} + \omega_1 c_{1,im} - \rho f g_1(c_1) \quad (61)$$

$$G_k(c_k) = [\mu'_{w,k-1}\theta_m + \mu'_{s,k-1}\rho f \frac{k_{s,k-1} c_{k-1}^{\beta_{k-1} - 1}}{1 + \eta_{k-1} c_{k-1}^{\beta_{k-1}}} + \mu'_{g,k-1} a_v k_{g,k-1}] c_{k-1} + [\mu'_{w,k-1}\theta_{im} + \mu'_{s,k-1}\rho(1-f) \frac{k_{s,k-1} c_{k-1,im}^{\beta_{k-1} - 1}}{1 + \eta_{k-1} c_{k-1,im}^{\beta_{k-1}}}] c_{k-1,im} + \gamma_{w,k}\theta_m + \gamma_{s,k}f\rho + \gamma_{g,k}a_v - Sc_{r,k} + \omega_k c_{k,im} - \rho f g_k(c_k) \quad \text{com } k \in (2, n_s)$$

Para resolver as equações de transporte de solutos, é necessário conhecer a umidade (θ) e os fluxos volumétricos q , variáveis estas que são obtidas resolvendo-se a equação de Richards. Embora a formulação para o transporte de solutos possa parecer complicada, selecionando-se valores apropriados para os coeficientes ($\gamma_w, \gamma_s, \gamma_g, \mu_w, \mu_s, \mu_g, \mu'_w, \mu'_s, \mu'_g, \eta, k_s, k_g, f, \beta, \omega$) o sistema pode ser simplificado significativamente. Considerando, por exemplo, $\mu'_w = \mu'_s = \mu'_g = \eta = k_g = 0$ e $f = \beta = 1$, o sistema de equações fica restringido a um conjunto de equações que descrevem o transporte de solutos que não reagem entre si e a equação fica:

$$-\theta R \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta D_{ij}^w \frac{\partial c}{\partial x_j}) - \frac{\partial q_i c}{\partial x_i} + Fc + G = 0 \quad (62)$$

3.7.6 Condições iniciais e de fronteira para o transporte de solutos

A solução da equação de transporte requer o conhecimento da concentração inicial dentro da região do fluxo Ω , ou seja:

$$\begin{aligned} c(x, z, 0) &= c_i(x, z) \\ s^k(x, z, 0) &= s_i^k(x, z) \\ c_{im}(x, z, 0) &= c_{im,i}(x, z) \end{aligned} \quad (63)$$

onde: c_i [ML^{-3}], s_i^k (adimensional) e $c_{im,i}$ [ML^{-3}] são funções pré fixadas de x e z . A condição inicial de s_i^k só é especificada quando o não equilíbrio de sorção é considerado.

Dois tipos de condições de fronteira podem ser especificados (tipo Dirichlet e tipo Cauchy), ao longo das fronteiras de Ω . A condição pré-fixada de primeiro tipo (ou tipo Dirichlet) estabelece a concentração ao longo do seguimento de fronteira Γ_D :

$$C(x, z, t) = C_0(x, z, t) \text{ para } (x, z) \in \Gamma_D \quad (64)$$

A condição de fronteira do terceiro tipo (ou tipo Cauchy) pode ser utilizada para descrever um fluxo de solutos ao longo do seguimento Γ_C como segue:

$$-\theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_i} n_i + q_i n_i c = q_i n_i C_0 \quad \text{para } (x, y, z) \in \Gamma_C \quad (65)$$

onde: $q_i n_i$ representa o fluxo de saída, n_i é o vetor unitário normal de saída e c_0 é a concentração do fluido que entra [ML^{-3}]. Quando Γ_C é uma fronteira impermeável, ($q_i n_i = 0$) ou quando o fluxo está saindo da região a equação (65) se reduz a equação de uma fronteira do segundo tipo (tipo Neumann) da forma:

$$\theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i = 0 \quad \text{para } (x, z) \in \Gamma_N \quad (66)$$

3.7.7 Coeficientes de dispersão

Os componentes do tensor de dispersão, na fase líquida, D_{ij} , são dados por BEAR, (1972).

$$\theta D_{ij}^w = D_T |q| \delta_{ij} + (D_L - D_T) \frac{q_j q_i}{|q|} + \theta D_w \tau_w \delta_{ij} \quad (67)$$

onde: D_w é o coeficiente de difusão molecular da água livre [$L^2 T^{-1}$], τ_w é o fator de tortuosidade na fase líquida (adimensional), $|q|$ é o valor absoluto da densidade de fluxo de Darcy (LT^{-1}), δ_{ij} é a função de delta Kronecker ($\delta_{ij} = 1$ se $j = i$, e $\delta_{ij} = 0$ se $i \neq j$), D_L e D_T são as dispersividades longitudinal e transversal, respectivamente [L]. Os componentes individuais do tensor de dispersividade para o transporte bidimensional, sem considerar a contribuição a difusão a fase gasosa, são:

$$\begin{aligned}
 \theta D_{xx} &= D_L \frac{q_x^2}{|q|} + D_T \frac{q_z^2}{|q|} + \theta D_w \tau_w \\
 \theta D_{zz} &= D_L \frac{q_z^2}{|q|} + D_T \frac{q_x^2}{|q|} + \theta D_w \tau_w \\
 \theta D_{xz} &= (D_L - D_T) \frac{q_x q_z}{|q|}
 \end{aligned} \tag{68}$$

O fator de tortuosidade para fase líquida é calculado no HYDRUS-2D como uma função da umidade usando a relação de MILLINGTON & QUIRK (1961) expressa por:

$$\tau = \frac{\theta^{7/3}}{\theta_s^2} \tag{69}$$

3.7.8 Os dados de entrada do HYDRUS-2D

A entrada de dados do programa HYDRUS-2D é efetuada através de módulos especificados a seguir.

No módulo principal são fornecidas informações sobre o tipo de problema que se vai simular, por exemplo, fluxo de água, transporte de solutos e transporte de calor com ou sem retirada de água pelas raízes.

No módulo de informações sobre a geometria do problema são indicados: a unidade de comprimento que se vai utilizar (mm, cm ou m), o tipo de fluxo (horizontal, vertical ou axissimétrico), o tipo geometria da malha de elementos finitos (retangular ou geral), a quantidade de materiais que será considerada no problema estudado e o número de sub-regiões para as quais serão computados os balanços de água e o equilíbrio de solutos separadamente.

No módulo de informações sobre o tempo são fornecidas as informações sobre a unidade de tempo a ser utilizada (dia, hora, minuto, segundo), o tempo inicial e final, o passo de tempo

inicial, o passo de tempo máximo e mínimo e o número de dados de condições de fronteira dependentes do tempo a serem consideradas.

No módulo de informações sobre os dados a serem impressos pode-se escolher se serão impressas informações como fluxos nodais, pressões e concentrações médias ou acumuladas, entre outras. Neste módulo também é indicado número de tempos de impressão nos quais serão impressos detalhes sobre pressão matricial, umidade, concentração, fluxo e balanços de água e de solutos.

No módulo de critérios de interação são indicados os dados referentes a: número máximo de interações permitidas em cada passo de tempo, valor absoluto de tolerância para a umidade e pressão matricial, e limites máximo e mínimo de intervalo de tensões.

No módulo referente ao modelo de propriedades hidráulicas podem ser escolhidas três opções, segundo as quais serão calculados os valores de umidade e de condutividade hidráulica: BROOKS & COREY (1964), VAN GENUCHTEN (1980) ou VAN GENUCHTEN modificado (VOGEL & CRISLEROVA, 1988).

No módulo referente às propriedades hidráulicas são informados os parâmetros hidráulicos em função do modelo escolhido no módulo anterior e informado se os efeitos de temperatura serão considerados nas propriedades hidráulicas.

No módulo de modelos de retirada de água pelas raízes é informado se vai ser utilizado o modelo de FEDDES (1977) ou o modelo baseado na função S de VAN GENUCHTEN (1987).

No módulo de parâmetros de retirada de água pelas raízes são fornecidos os parâmetros de acordo com o modelo escolhido no módulo anterior.

No módulo de condições de fronteira variáveis são fornecidos, para cada tempo desejado dentro do intervalo de simulação, os valores de precipitação, evaporação, transpiração, valor absoluto mínimo de pressão matricial permitido na superfície do solo, e dados de pressão, temperatura e concentração considerados na fronteira dependente do tempo.

No módulo de informações gerais sobre o transporte de solutos são fornecidas as informações sobre os esquemas de balanço que serão utilizados no espaço e no tempo, dependência com temperatura, número de solutos a serem considerados, duração do pulso, entre outras.

No módulo dos parâmetros de transporte de solutos são fornecidos: massa específica, dispersividade longitudinal, dispersividade transversal, fração da região submetida a sorção instantânea e conteúdo de umidade imóvel; para cada um dos materiais constituintes do terreno e o coeficiente de difusão molecular na água pura e o coeficiente de difusão molecular no ar; para cada um dos solutos considerados.

No módulo de condições de fronteira são especificados os tipos de fronteira a serem utilizados, a disposição dos materiais dentro da geometria especificada, a distribuição inicial de pressão matricial e concentração.

3.8 Ensaios de campo

Conforme á citado, no Capítulo 2, para a análise do transporte de água e de solutos e para a aplicação do modelo, é necessário determinar os parâmetros hidráulicos e hidrodinâmicos das diversas camadas do perfil considerado, o que pode ser obtido através de ajustes dos dados de campo, ou realizando-se ensaios de campo e de laboratório.

Os ensaios de campo foram efetuados com o apoio do pessoal do Laboratório de Física do Solo do Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco (DEN/UFPE). Os ensaios efetuados foram:

- Ensaio de prospecção com coleta de amostras para caracterizar o número de camadas a serem consideradas na modelagem do perfil estudado;
- Ensaio de drenagem interna para determinar os parâmetros da curva característica $\theta(h)$ e da função de condutividade $K(\theta)$ de cada uma das camadas de solo constituintes do perfil objeto da instrumentação.

3.8.1 Ensaios de prospecção

Próximo a cada uma das estações instrumentadas (E1, E12, E2 e E23) efetuou-se um furo de sondagem a trado, com profundidade de 2 metros, com a finalidade de coletar amostras de solo a cada 10 centímetros de profundidade para se identificar as camadas de solo que constituem o perfil a ser modelado. Na época da realização das sondagens não foi possível coletar amostras na Estação E3, pois a mesma encontrava-se inundada. As amostras coletadas foram classificadas, tátil-visualmente, como areia fina argilo-siltosa, observando-se em algumas amostras a presença de mica.

De acordo com a classificação tátil-visual efetuada, pode-se considerar o perfil até a profundidade de 2 metros como homogêneo, ou seja, constituído de uma única camada, embora possa existir variação dos parâmetros hidráulicos ao longo da profundidade, devido à variação de textura observada.

3.8.2 Ensaio de drenagem interna

Com o objetivo de determinar as características hidráulicas das camadas de solo da área de interesse, foi realizado, próximo à Estação E2, um ensaio de drenagem interna pelo método do perfil instantâneo HILLEL et al. (1972). Este método baseia-se na monitoração da drenagem interna no estado transiente de um perfil de solo (homogêneo ou não), aplicados a fluxos de água estritamente verticais e consiste de uma fase de saturação (FIGURA 25a) seguida por outra de redistribuição sem evaporação (FIGURA 25b), com medidas freqüentes e simultâneas dos perfis de umidade e potencial matricial, em profundidades coincidentes, limitando-se à zona não saturada.



FIGURA 25 – Vista da parcela experimental onde foi realizado o ensaio de drenagem interna

O ensaio de drenagem interna foi realizado numa parcela de 3,5 m x 3,5 m onde foram instalados: um tubo de acesso para sonda de nêutrons com profundidade de 160 cm e 10 tensiômetros nas profundidades de 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm. A parcela de solo foi inundada até que as leituras nos tensiômetros não mais variassem. Cessada a infiltração, a superfície do solo foi coberta com plástico para impedir qualquer fluxo de água através da mesma. Durante o ensaio de drenagem interna, foram realizadas medidas dos perfis de umidade e do potencial matricial a intervalos de 2 e 5 minutos na primeira hora; de 15 e 30 minutos na segunda hora, prosseguindo-se com intervalos de horas no segundo dia. A partir do terceiro dia foram efetuadas duas leituras diárias, seguindo-se com uma leitura diária após o quinto dia. O experimento de drenagem interna teve uma duração de 41 dias. Por ocasião da realização do ensaio de drenagem interna o nível d'água no perfil estava a 250 cm de profundidade.

A FIGURA 26 mostra alguns dos perfis de umidade e de potencial matricial medidos durante a realização do ensaio e as curvas de evolução no tempo dos potenciais matriciais e das umidades em diversas profundidades.

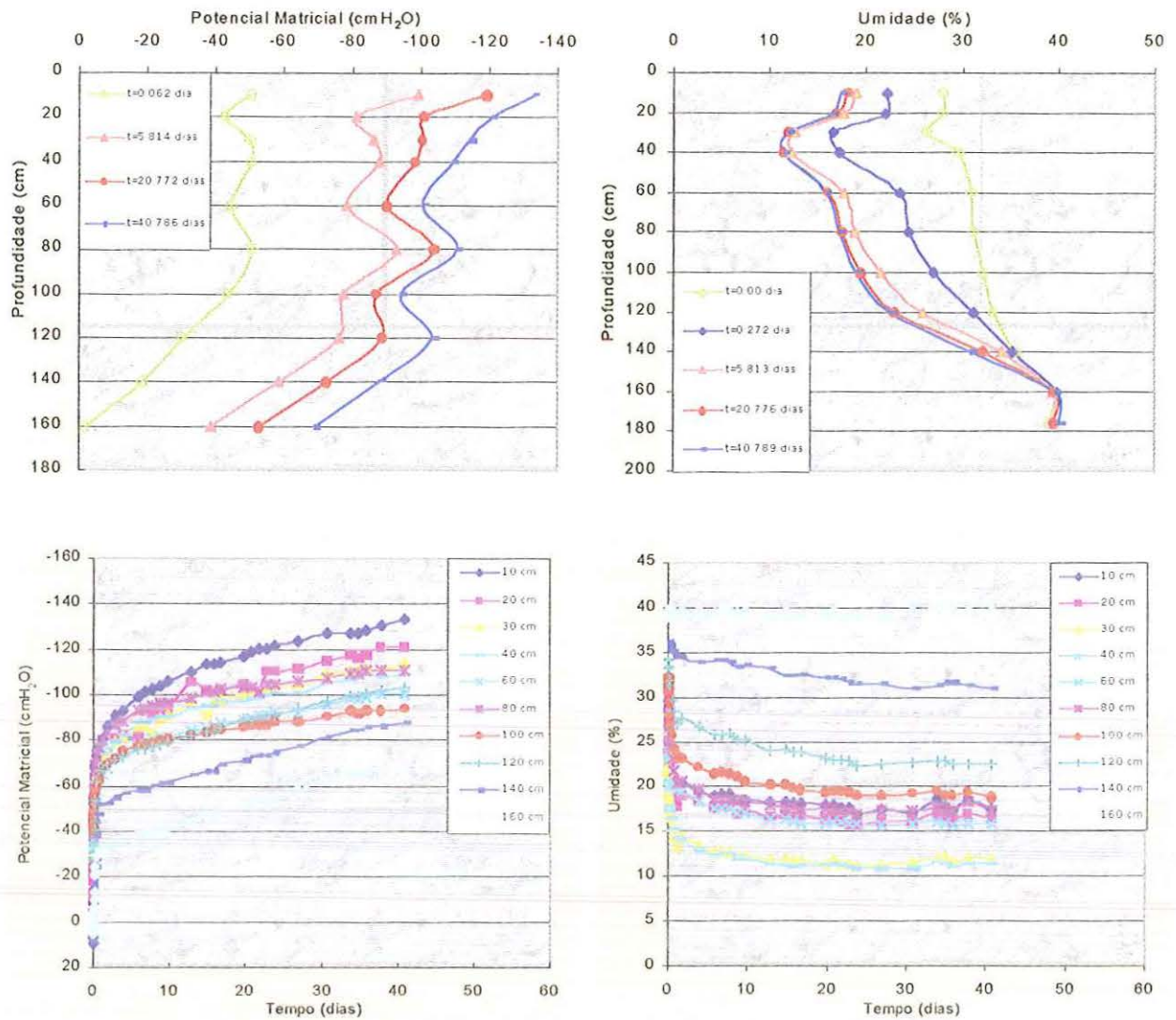


FIGURA 26 – Dados de potencial matricial e de umidade medidos no ensaio de drenagem interna

Os dados experimentais (umidade, potencial total e estoque de água) foram ajustados utilizando-se uma função analítica do tipo inverso da potência (eq.70). Para profundidades menores que 1,0 m as curvas ajustadas apresentaram valores de coeficientes de determinação superiores a 98 %. Para profundidades maiores que 1,00 m as curvas ajustadas apresentaram valores de coeficientes de determinação baixos (ROBALINHO, 2000).

$$y = A + \frac{B}{[1 + (C \cdot x)^D]^E} \quad (70)$$

onde A, B, C, D e E representam os coeficientes da curva ajustada.

Os parâmetros das curvas de retenção da água no solo foram determinados ajustando-se os dados experimentais (umidade e potencial total) pela expressão de VAN GENUCHTEN (1980) com a hipótese de BURDINE (1953), e os parâmetros das curvas de condutividade hidráulica foram obtidos calculando-se os valores de condutividade hidráulica para diversos valores de umidade pela equação (eq.71) que resulta da integral da equação de Richards para o fluxo unidirecional vertical (eq.72) aplicando-se as condições inicial e de contorno definidas pela equação (73).

$$K(\theta) \Big|_{z=0}^z = \frac{\int_0^z (\partial\theta / \partial t) dz}{(\partial H / \partial z)_z} \quad (71)$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (72)$$

$$\begin{aligned} \theta &= \theta(z) & t = 0; z > 0 \\ \theta &= \theta_i & t > 0; z \rightarrow \infty \\ q &= 0 & t > 0; z = 0 \end{aligned} \quad (73)$$

A densidade de fluxo de água, representada pela integral da equação (71), foi calculada derivando-se a função utilizada para ajustar a evolução do estoque acumulado de água para tempos iguais àqueles obtidos no cálculo dos gradientes de potenciais. Os estoques acumulados de água foram calculados pelo método dos trapézios integrando-se os perfis de umidade ao longo da profundidade e os gradientes de potencial total foram obtidos pela aproximação dada pela equação (74):

$$\frac{\partial H}{\partial z} \approx \frac{H_z - H_{z+1}}{\Delta z} \quad (74)$$

Os parâmetros da função de condutividade hidráulica foram ajustados utilizando-se a função de BROOKS & COREY (1964). Os valores dos parâmetros hidráulicos obtidos por ROBALINHO (2000) estão apresentados no Capítulo 4. Mais detalhes do ensaio de drenagem interna podem ser encontrados em ROBALINHO (2000).

3.9 Ensaio de laboratório

Os ensaios de laboratório foram efetuados com o apoio da Fundação Instituto Tecnológico do Estado de Pernambuco (ITEP), no laboratório de Química Ambiental e do Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco (DEN/UFPE), no Laboratório de Física do Solo. Os ensaios efetuados foram:

- Ensaio de granulometria para classificar as camadas de solo existentes no perfil estudado;
- Ensaio químico para determinação dos sais solúveis presentes no extrato de saturação para cada uma das camadas do perfil de solo estudado;
- Ensaio de determinação dos coeficientes de dispersão hidrodinâmica para duas camadas do perfil de solo de interesse.

3.9.1 Ensaio de granulometria

Para cada uma das amostras coletadas a cada 10 centímetros de profundidade foi realizado um ensaio de granulometria com sedimentação, de acordo com a Norma NBR 7181 da ABNT.

Os resultados dos ensaios de granulometria estão resumidos na Tabela 01 apresentada a seguir. As curvas granulométricas e a distribuição das frações estão apresentadas nas FIGURAS 27 e 28, respectivamente.

A análise dos dados de granulometria indica que o solo da área de interesse é predominantemente arenoso, contendo em média: 5,5% de areia média; 73,8% de areia fina; 8,8% de silte e 11,9% de argila. De acordo com a classificação textural proposta pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e adotada pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS) (PREVEDELO, 1996) o solo pode ser classificado como areia franca.

Pode-se observar, através das curvas granulométricas apresentadas na FIGURA 27 que as amostras apresentam pequena diferença textural ao longo da profundidade, sendo bastante uniformes. A análise da FIGURA 28 permite observar que até aproximadamente 1,0 m de profundidade a maioria dos percentuais da fração silte é inferior aos percentuais da fração argila.

Embora a distribuição granulométrica não apresente grande variação com a profundidade, as diferenças observadas na distribuição granulométrica das frações que constituem as camadas de solo dos perfis analisados podem causar grande variação nos parâmetros hidráulicos determinados.

TABELA 01 - Resultados dos ensaios de granulometria

ESTAÇÃO E1														
PROFUNDIDADE (cm)														
FRAÇÕES (%)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
Areia Média	7	4	6	4	4	10	4	1	2	-	-	-	-	-
Areia Fina	76	70	75	77	77	76	83	82	65	-	-	-	-	-
Silte	4	14	9	10	8	6	4	8	17	-	-	-	-	-
Argila	13	12	10	9	11	8	9	9	16	-	-	-	-	-
Massa Específica (g/cm ³)	2,62	2,62	2,59	2,65	2,52	2,59	2,60	2,55	2,60	-	-	-	-	-

ESTAÇÃO E12														
PROFUNDIDADE (cm)														
FRAÇÕES (%)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	180	190	200	
Areia Média	4	6	4	3	6	12	6	2	10	4	4	8	13	-
Areia Fina	70	66	74	74	71	65	81	72	72	79	62	70	61	-
Silte	7	12	6	9	9	7	5	14	9	6	18	10	12	-
Argila	19	16	16	14	14	16	8	12	9	11	16	12	14	-
Massa Específica (g/cm ³)	2,65	2,59	2,58	2,62	2,62	2,62	2,62	2,63	2,63	2,63	2,62	2,64	2,62	-

ESTAÇÃO E2														
PROFUNDIDADE (cm)														
FRAÇÕES (%)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
Areia Média	2	14	4	38	4	6	2	4	7	2	3	4	4	-
Areia Fina	73	70	71	48	83	80	84	85	81	78	79	84	79	-
Silte	9	6	8	4	5	6	8	5	4	10	5	5	11	-
Argila	16	10	17	10	12	8	6	6	8	10	13	7	6	-
Massa Específica (g/cm ³)	2,62	2,59	2,65	2,59	2,55	2,63	2,62	2,59	2,62	2,62	2,59	2,62	2,59	-

ESTAÇÃO E23														
PROFUNDIDADE (cm)														
FRAÇÕES (%)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
Areia Média	3	9	1	3	1	1	5	2	2	7	2	-	-	3
Areia Fina	69	68	69	81	81	80	85	86	86	81	76	-	-	65
Silte	14	9	12	6	6	7	4	4	2	4	6	-	-	13
Argila	14	14	18	10	12	12	6	8	10	8	16	-	-	19
Massa Específica (g/cm ³)	2,45	2,62	2,63	2,63	2,62	2,55	2,63	2,63	2,63	2,60	2,57	-	-	2,60

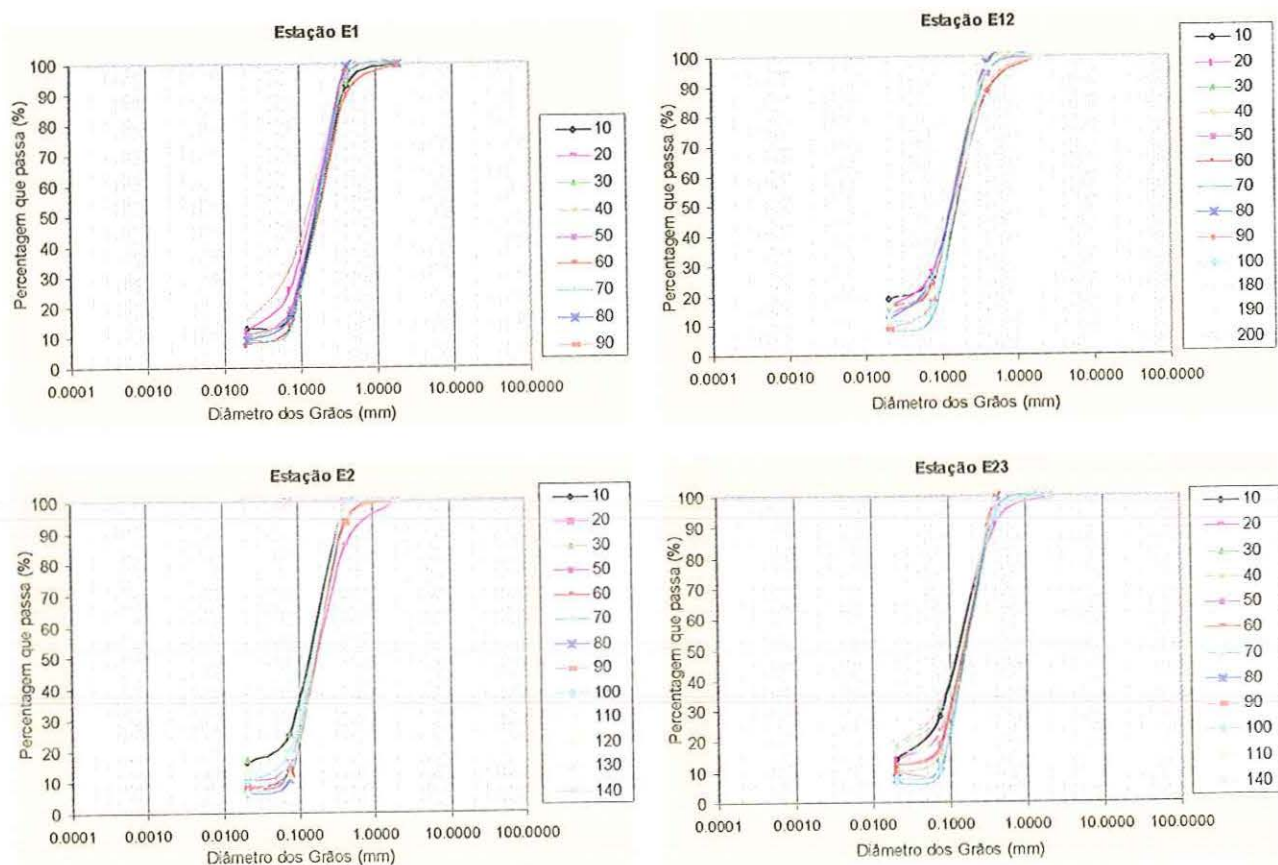


FIGURA 27 – Curvas granulométricas das amostras coletadas nas Estações E1, E12, E2 e E23

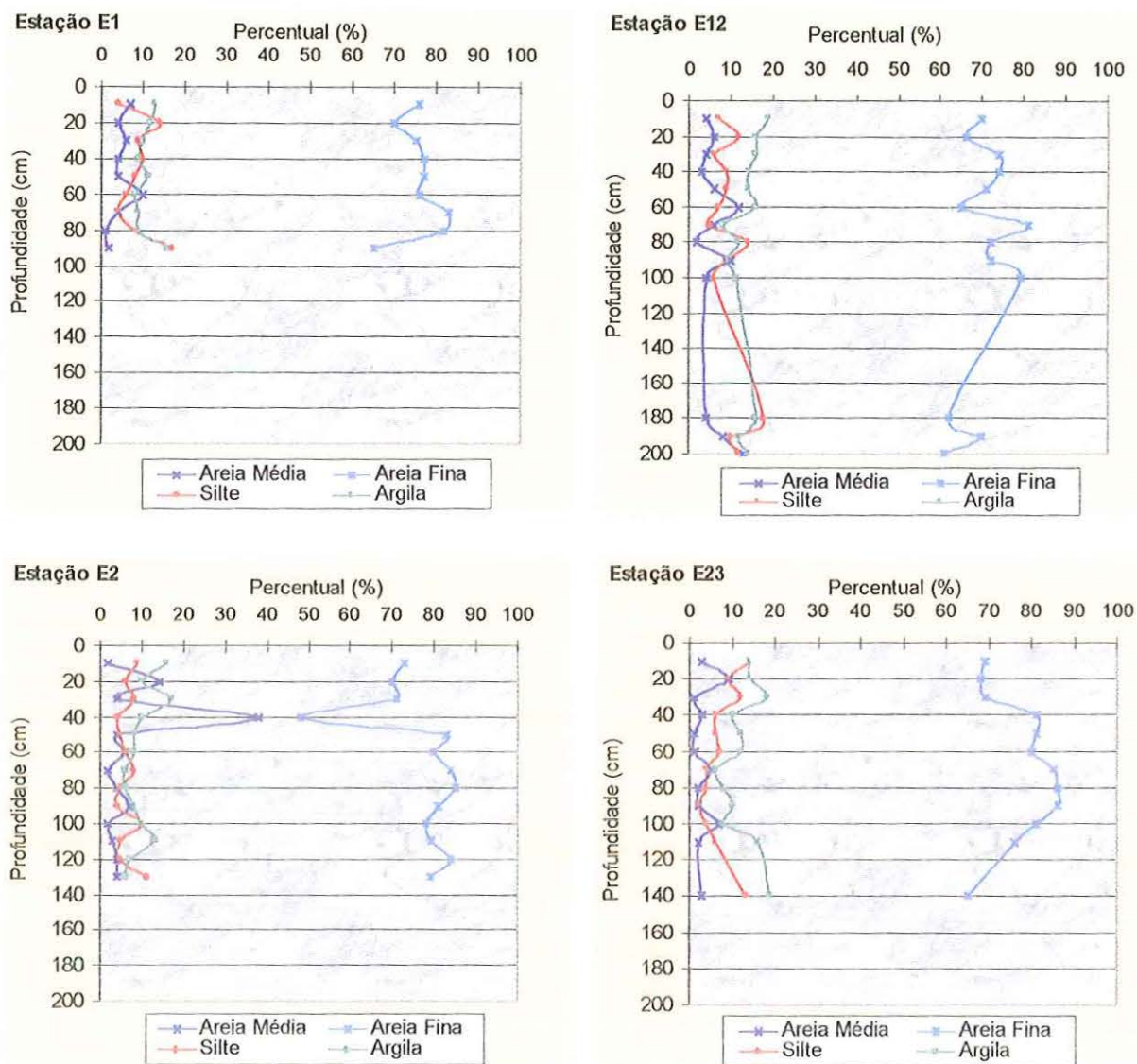


FIGURA 28 – Distribuição granulométrica das frações de solo das amostras coletadas nas Estações E1, E12, E23 e E2

3.9.2 Determinação dos sais solúveis

A determinação das concentrações de sais solúveis foi efetuada a partir do extrato de saturação de amostras de solo coletadas nas Estações E1 e E3. Infelizmente não foi possível obter dados de concentração de sais a partir das soluções extraídas no campo com os extratores de solução, pois como era utilizada uma cápsula porosa de caulim, a análise das soluções extraídas no campo apresentou distorções devido à reação da solução do solo com o cálcio do material da cápsula. Além disso, a medida que o nível do reservatório foi baixando e o solo foi ficando com um teor de umidade menor, foi praticamente impossível a obtenção de soluções extraídas no campo. CRUZ (1991), em seu estudo sobre os efeitos da aplicação de vinhaça sobre o solo e a água subterrânea, concluiu que a extração da solução do solo com a utilização de cápsulas de porcelana porosa está sujeita a falhas, principalmente em condições de solo seco, quando os valores de potencial matricial tornam-se muito elevados e não podem ser vencidos pelo vácuo produzido no extrator.

A metodologia utilizada para a extração da solução das amostras de solo coletadas nas Estações E1 e E3, assim como na determinação dos sais solúveis foi a metodologia da EMBRAPA (EMBRAPA, 1997). O pH foi determinado com um pHmetro tipo HANNA 8520; a condutividade elétrica (CE) foi determinada utilizando-se um condutivímetro SCHOTT GERATE HANDYLAB LF 1-Set, que corrige automaticamente o efeito da temperatura; os teores de cálcio (Ca) e magnésio (Mg) foram determinados por espectrometria de emissão atômica em plasma indutivamente acoplado; os teores de sódio (Na) e potássio por fotometria de chama; os teores de cloreto (Cl), carbonatos (CO_3) e bicarbonatos (HCO_3) por volumetria.

A concentração de sais totais presentes em cada uma das amostras coletadas nos perfis de solo da área de interesse foi determinada através equação (25) proposta pelo U.S Salinity Laboratory.

Os sais solúveis foram determinados em 23 amostras de solo, coletadas a cada 10 cm de profundidade, sendo quatorze amostras coletadas próximo a Estação E1 e nove, próximo à estação E3. Nas demais estações não foi possível a coleta de amostras para a determinação dos sais solúveis.

Os resultados das análises químicas estão apresentados nas Tabelas 02 e 03 a seguir. A FIGURA 29 mostra alguns dos resultados das análises químicas efetuadas nos dois perfis, E1 e E3.

A análise da FIGURA 29 permite observar que, sob o ponto de vista dos sais totais dissolvidos, os dois perfis analisados são muito semelhantes, notando-se que a concentração de sais totais é elevada na camada superficial e decresce com a profundidade o que denota a clara influência da capilaridade associada às altas taxas de evaporação no aumento da concentração de sais na superfície da área objeto deste estudo. Observa-se, ainda, que a concentração de sais no perfil E3 é inferior a do perfil E1, o que pode ser explicado pelo fato de a Estação E3 ter permanecido por mais tempo submersa. É importante lembrar que, conforme discutido no Capítulo 2, as concentrações de sais determinadas a partir do extrato de saturação são inferiores àquelas obtidas a partir da coleta da solução do solo no campo.



TABELA 02 - Sais solúveis do perfil de solo da Estação E1

Identificação	E1A1	E1A2	E1A3	E1A4	E1A5	E1A6	E1A7	E1A8	E1A9	E1A10	E1A11	E1A12	E1A13	E1A14
Profundidade (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	100-110	110-120	120-130	130-140
Profundidade Média (cm)	5	15	25	35	45	55	65	75	85	95	105	115	125	135
pH	5.5	5.0	5.5	5.9	5.7	5.6	5.4	5.6	5.4	5.6	5.4	5.5	5.2	5.2
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	1160	302	289	120	208	180	188	144	140	142	142	182	264	261
Sais Totais (mgL^{-1})	742	193	185	77	133	115	120	92	90	91	91	116	169	167
Cloretos (mmol.L^{-1})	3.00	1.50	1.25	1.50	1.50	1.00	1.25	1.50	0.75	0.75	1.00	1.00	0.75	2.00
Carbonatos (CO_3) (mmol.L^{-1})	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bicarbonatos (HCO_3) (mmol.L^{-1})	1.75	2.25	1.75	2.25	1.75	1.63	1.75	1.63	2.00	2.00	1.75	2.00	1.63	1.75
Sulfatos (SO_4) (mmol.L^{-1})	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca (mmolc.L^{-1})	10.32	2.35	0.73	0.59	1.19	-	-	0.95	0.80	1.05	1.00	1.34	2.24	1.58
K (mmolc.L^{-1})	0.57	0.37	-	0.33	0.25	0.32	0.29	0.27	0.32	0.36	0.20	0.22	0.36	0.26
Mg (mmolc.L^{-1})	3.05	0.70	0.59	0.15	0.27	0.32	0.31	0.20	0.23	0.29	0.17	0.27	0.35	0.30
Na (mmolc.L^{-1})	3.22	1.24	-	0.62	0.89	0.83	0.91	0.89	0.74	0.77	0.84	0.92	1.65	1.27
RAS	1.25	1.00	-	1.02	1.04	-	-	1.17	1.03	0.94	1.10	1.03	1.45	1.31

TABELA 03 - Sais solúveis do perfil de solo da Estação E3

Identificação	E3A1	E3A2	E3A3	E3A4	E3A5	E3A6	E3A7	E3A8	E3A9
Profundidade (cm)	0-10	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Profundidade Média (cm)	5	25	35	45	55	65	75	85	95
PH	5.6	5.4	5.6	5.6	6.5	5.5	5.6	5.7	6.4
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	690	310	232	232	92	160	132	215	115
Sais Totais (mgL^{-1})	442	198	148	148	59	102	84	138	74
Cloretos (mmol.L^{-1})	2.54	4.50	1.75	2.00	2.00	1.25	1.50	1.25	0.88
Carbonatos (CO_3) (mmol.L^{-1})	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bicarbonatos (HCO_3) (mmol.L^{-1})	3.00	4.00	2.13	2.50	2.50	2.38	2.88	2.38	2.75
Sulfatos (SO_4) (mmol.L^{-1})	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca (mmolc.L^{-1})	2.47	0.73	-	1.27	0.57	1.03	0.84	1.26	0.62
K (mmolc.L^{-1})	0.48	0.27	-	0.33	0.27	0.37	0.30	0.43	0.21
Mg (mmolc.L^{-1})	1.97	0.18	-	0.34	0.19	0.36	0.27	0.52	0.19
Na (mmolc.L^{-1})	2.00	1.02	-	1.16	0.39	0.52	0.45	0.73	0.51
RAS	1.34	1.51	-	1.30	0.74	0.62	0.60	0.77	0.79

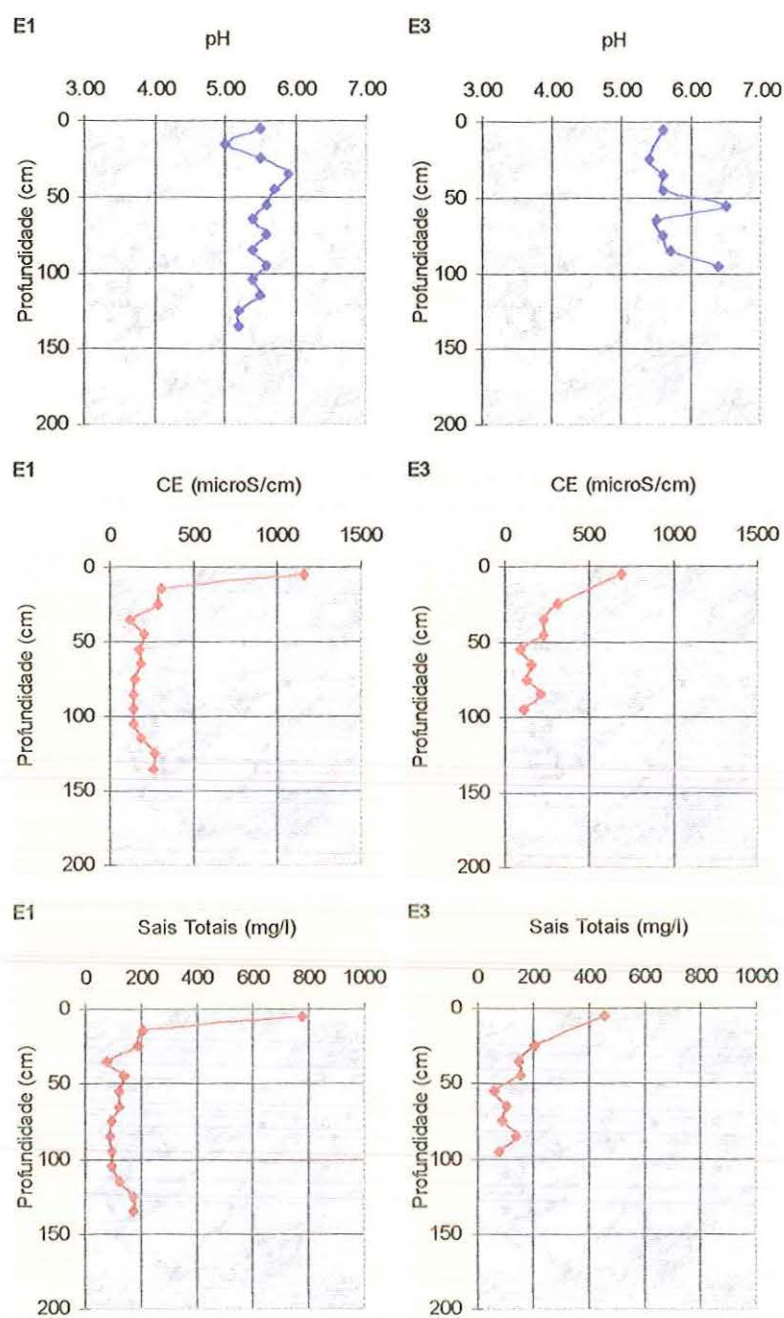


FIGURA 29 – Variação do pH, da CE e das concentrações de sais totais nos perfis E1 e E3

3.9.3 Determinação dos coeficientes de dispersão hidrodinâmica

Os coeficientes de dispersão hidrodinâmica foram determinados para duas amostras de solo da área de interesse, sendo uma amostra localizada na superfície do terreno (Amostra TA3/3) e outra localizada a 80 cm de profundidade (Amostra TA3/4). As duas amostras foram coletadas num perfil de solo localizado próximo à Estação E3. A granulometria das amostras foi determinada pelo Método da Pipeta (LOVELAND & WHALLEY, 1991) e está apresentada na Tabela 04.

TABELA 04 – Granulometria das amostras ensaiadas para determinação do coeficiente de dispersão hidrodinâmica

Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)
TA3/3	22.5	17.4	56.2
TA3/4	2.8	1.5	95.4

A determinação dos coeficientes de dispersão hidrodinâmica foi efetuada utilizando-se o ensaio de deslocamento de líquidos miscíveis sob o regime de escoamento permanente em colunas de solo com 40 cm de altura e 4,5 cm de diâmetro. As amostras foram saturadas com água sob fluxo ascendente e submetidas a um processo de lixiviação com água deionizada ($CE=2\text{microS/cm}$) para eliminar os sais presentes. O traçador utilizado no ensaio foi o CaCl_2 a uma concentração de 0,01M. A alimentação das colunas de solo com a solução salina foi efetuada em regime permanente com fluxo descendente e constante.

Os parâmetros hidrodispersivos foram obtidos utilizando-se o programa CXTFIT 2.0 (Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments) desenvolvido por PARKER & VAN GENUCHTEN (1984) para ajustar as curvas de eluição experimentais obtidas. Os parâmetros hidrodispersivos foram ajustados segundo dois modelos: o modelo convecção-dispersão (CDE) e o modelo convecção-dispersão a duas frações de água (CDE-MIM) (COAST & SMITH, 1964). Por hipótese, considerou-se o soluto não-reativo.

Os parâmetros hidrodispersivos determinados por COSTA (2000), para as amostras da área de interesse, utilizando a metodologia descrita acima, estão apresentados nas Tabelas 05 e 06.

TABELA 05 – Parâmetros hidrodispersivos determinados pelo Modelo CDE

Amostra	q (cmd ⁻¹)	v (cmd ⁻¹)	D (cm ² d ⁻¹)	t_0 (d)	λ (cm)
TA3/3	12.53	30.71	49.73	0.70	1.63
TA3/4	61.23	180.83	31.40	0.15	0.17

TABELA 06 – Parâmetros hidrodispersivos determinados pelo Modelo CDE-MIM

Amostra	q (cmd ⁻¹)	v (cmd ⁻¹)	D (cm ² d ⁻¹)	t_0 (d)	β	θ (cm ³ cm ⁻³)	θ_m (cm ³ cm ⁻³)	λ (cm)
TA3/3	12.53	29.86	45.24	0.77	0.97	0.44	0.42	1.54
TA3/4	61.23	162.53	27.86	0.15	0.93	0.45	0.42	0.17

onde: q é o fluxo; v é a velocidade de água nos poros; D é o coeficiente de dispersão hidrodinâmica; t_0 é o tempo de pulso; β é o coeficiente de partição entre a duas frações de água, móvel e imóvel; θ é o teor de água na saturação; θ_m é o teor de água móvel e λ é a dispersividade.

Segundo COSTA (2000), os dados ajustados representaram com fidelidade as curvas de eluição experimentais.

A análise dos dados permite observar que os parâmetros hidrodispersivos determinados pelos dois modelos não apresentam diferença significativa. A Amostra TA3/3, ou seja, a mais argilosa, foi a que apresentou maiores valores do coeficiente de dispersão hidrodinâmica. Para o caso do perfil de solo estudado, isso levaria a uma distribuição maior do soluto na camada superficial, o que está de acordo com a análise química comentada anteriormente.

4. DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS HIDRÁULICOS

4.1 Introdução

Para efetuar a modelagem do transporte de água e solutos, o primeiro passo a ser dado é a obtenção dos parâmetros de entrada do modelo. A qualidade dos parâmetros utilizados é extremamente importante, pois dela geralmente depende a acurácia dos dados de saída do modelo. Como foi visto, a obtenção dos parâmetros hidráulicos pode ser feita por métodos diretos, utilizando-se ensaios de campo e de laboratório, por métodos analíticos baseados em dados de ensaios, ou por métodos indiretos também chamados de métodos de previsão (SAXTON et al., 1986; RAGAB & COOPER, 1990).

Os métodos indiretos permitem determinar os parâmetros hidráulicos a partir das propriedades físicas do solo como distribuição granulométrica, massa específica, etc. Os modelos analíticos como os de BROOKS & COREY (1964), CAMPBELL (1974), VAN GENUCHTEN (1980), citados no Capítulo 2, permitem a descrição matemática de forma contínua da curva característica e da curva de condutividade hidráulica. Nos dois procedimentos a estimativa é sempre feita por meio de equações que envolvem as propriedades físicas do solo (VERECKEN et al., 1992).

Diversos autores discutem a validade da utilização dos métodos indiretos na determinação das propriedades hidráulicas dos solos. De acordo com RAGAB & COOPER (1990), nenhum modelo de previsão pode ser bem definido a princípio, pois a influência da estrutura do solo na retenção de água não é levada em consideração nos modelos utilizados para estimar a curva característica. SAXTON et al. (1986) dizem que a estrutura do solo, na qual a maioria dos modelos é baseada, é o fator que mais afeta a curva característica dos solos.

Segundo VAN GENUCHTEN et al. (1991), o uso de funções analíticas no estudo de fluxo de água nos solos tem diversas vantagens, entre as quais: permitir uma representação e uma comparação mais eficientes das propriedades hidráulicas de diferentes solos e horizontes de solos; poderem ser facilmente utilizadas para caracterizar a variabilidade espacial das propriedades do solo; apresentar significado físico real para uma extensa faixa de valores de umidade e; permitir o manuseio mais eficiente de dados nos modelos de fluxo não saturado, particularmente para simulações multidimensionais envolvendo perfis de solo estratificados.

Os modelos analíticos são muito utilizados em estudos numéricos de fluxo em solos não saturados, devido à sua simplicidade e fácil manuseio. Os resultados obtidos com sua utilização indicam que os modelos analíticos trabalham bem, especialmente no caso de solos de textura grossa. No caso de solos de textura fina ou de solos estruturados, os resultados obtidos são pouco precisos (WÖSTEN & VAN GENUCHTEN, 1988).

Embora a acurácia da estimativa das propriedades do solo seja reduzida pelo uso dos modelos de previsão, os erros envolvidos podem ser da mesma ordem de grandeza dos erros devidos aos procedimentos de laboratório e de campo (RAGAB & COOPER, 1990).

Sempre que se utilizam os modelos de previsão, é necessário testar a confiabilidade dos parâmetros obtidos. Isto pode ser feito de duas formas: através de comparação estatística com dados obtidos de medidas diretas realizadas na área de interesse, ou verificando os impactos dos parâmetros nos dados de saída de uma aplicação específica como sugere VEREECKEN et al. (1992). Finalmente, é necessário realizar algumas medidas diretas das propriedades do solo no campo ou em laboratório para validar a sua aplicação no modelo.

Neste capítulo serão descritos os procedimentos adotados para determinar os parâmetros hidráulicos do perfil de solo da área de interesse de acordo com as entradas do HYDRUS-2D, ajustando-se os dados do ensaio de drenagem interna segundo alguns modelos analíticos. Os parâmetros obtidos foram testados aplicando-se os mesmos ao HYDRUS-2D, para simular o transporte unidimensional em uma das estações instrumentadas, comparando-se os dados simulados com os dados de campo.

4.2 Metodologia utilizada para obtenção dos parâmetros hidráulicos

A análise dos dados de entrada do HYDRUS-2D mostra que são necessários sete parâmetros hidráulicos (θ_r , θ_s , α , n , m , l e K_s) para definição das propriedades hidráulicas dos materiais. O ajuste das equações analíticas de BROOKS & COREY, (1964) ou de VAN GENUCHTEN, (1980) aos dados de campo, fornecem para a curva de retenção de água no solo cinco parâmetros: θ_r , θ_s , α , n , e m e a aplicação dos dados de campo aos modelos de condutividade hidráulica de MUALEN (1976) ou de BURDINE (1953) fornecem mais dois parâmetros adicionais l e K_s (ver Capítulo 2). Desse modo, as funções hidráulicas, $h(\theta)$ e $K(\theta)$, para os solos não saturados contêm os sete parâmetros desconhecidos e independentes, necessários à modelagem e que podem ser determinados através de ajustes.

Para ajustar os parâmetros a serem utilizados no modelo de fluxo de água e transporte de solutos (HYDRUS-2D), foi utilizado o programa RETC (Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils) desenvolvido por VAN GENUCHTEN et al. 1991). O programa RETC utiliza os modelos paramétricos de BROOKS & COREY (1964) e de VAN GENUCHTEN (1980) para representar a curva de retenção de água no solo e os modelos teóricos de distribuição de tamanho de poros de MUALEN (1976) e de BURDINE (1953) para prever a função de condutividade hidráulica não saturada, a partir de dados medidos da curva de retenção.

O RETC utiliza um procedimento de otimização não linear de minimização da soma dos quadrados dos resíduos para estimar os parâmetros desconhecidos do modelo a partir de dados medidos de retenção ou condutividade. A soma dos quadrados dos erros é minimizada iterativamente utilizando um procedimento baseado no método de Maquardt (1963) (VAN GENUCHTEN et al., 1991).

O programa RETC permite avaliar o grau de confiabilidade dos parâmetros obtidos fornecendo o valor do coeficiente de determinação (R^2) que é a medida da magnitude relativa da soma dos quadrados associados com a equação ajustada. O valor 1 indica uma perfeita correlação entre os valores medidos e ajustados.

O RETC permite, também, a avaliação das funções hidráulicas quando os parâmetros não são conhecidos, maior flexibilidade na escolha dos parâmetros que se deseja incluir nos ajustes e a avaliação dos parâmetros a partir de dados observados de condutividade ou só de dados de retenção ou simultaneamente a partir de dados medidos de retenção e de condutividade.

ROBALINHO et al. (2000) determinou, a partir dos dados do ensaio de drenagem interna, realizado próximo à Estação E2, os parâmetros hidráulicos para seis camadas do perfil de solo, ajustando os parâmetros das curvas de retenção pela equação analítica de VAN GENUCHTEN (1980) (eq.12) com a hipótese de BURDINE (1953), onde $m=1-2/n$. Os parâmetros da função de condutividade hidráulica $K(\theta)$ foram determinados pelo modelo de BROOKS & COREY (1964) (eq.75). Os parâmetros obtidos por ROBALINHO et al. (2000) para a curva de retenção e para a função de condutividade hidráulica estão apresentados na Tabela 7.

O modelo proposto por BROOKS & COREY (1964) para a função de condutividade hidráulica, utilizado por ROBALINHO et al. (2000), é dado pela equação:

$$K(S_e) = K_s (S_e)^\eta \quad (75)$$

$$\eta = 1 + 2 + 2/\lambda \quad \text{com} \quad \lambda = nm$$

TABELA 07- Valores dos parâmetros hidráulicos obtidos a partir dos ajustes das curvas de retenção da água no solo e da condutividade hidráulica segundo ROBALINHO et al. (2000)

Profundidade (cm)	θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	α (cm^{-1})	K_s (cm.dia^{-1})	η (%)	R^2	l	n
20	0.000	0.354	0.08077	446.14	11.6708	0.995	0.5	2.02062
30	0.058	0.364	0.04407	959.32	6.5108	0.999	0.5	2.02053
40	0.060	0.385	0.03995	729.02	5.5225	0.997	0.5	2.02058
60	0.088	0.393	0.04962	1114.73	7.5790	0.999	0.5	2.02053
80	0.129	0.403	0.03785	820.64	5.6237	0.997	0.5	2.02058
100	0.091	0.398	0.04179	1450.70	9.0949	0.998	0.5	2.02055

As curvas de retenção e de condutividade hidráulica determinadas por ROBALINHO et al. (2000) estão apresentadas nas FIGURAS 30 e 31, respectivamente.

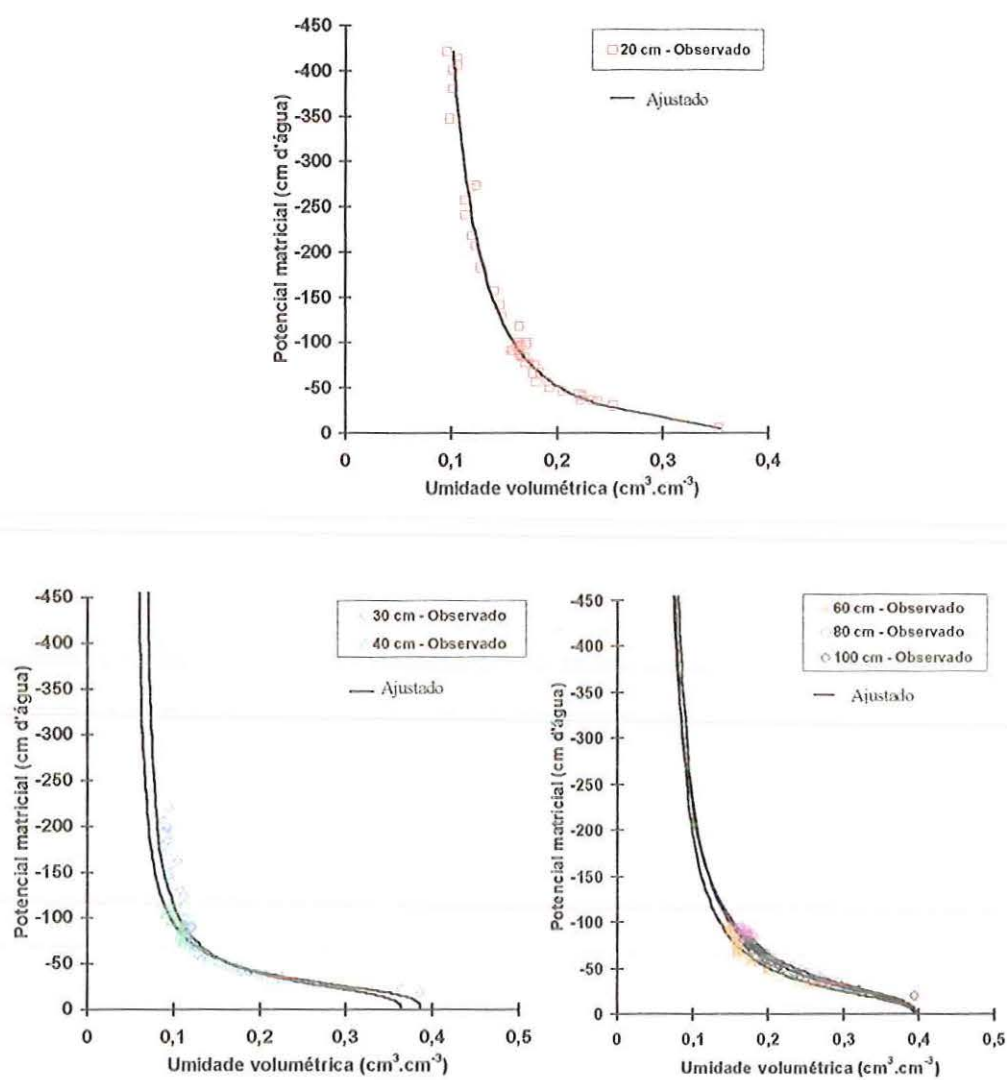


FIGURA 30 – Curvas de retenção obtidas para o perfil de solo próximo à Estação E2, segundo ROBALINHO et al. (2000)

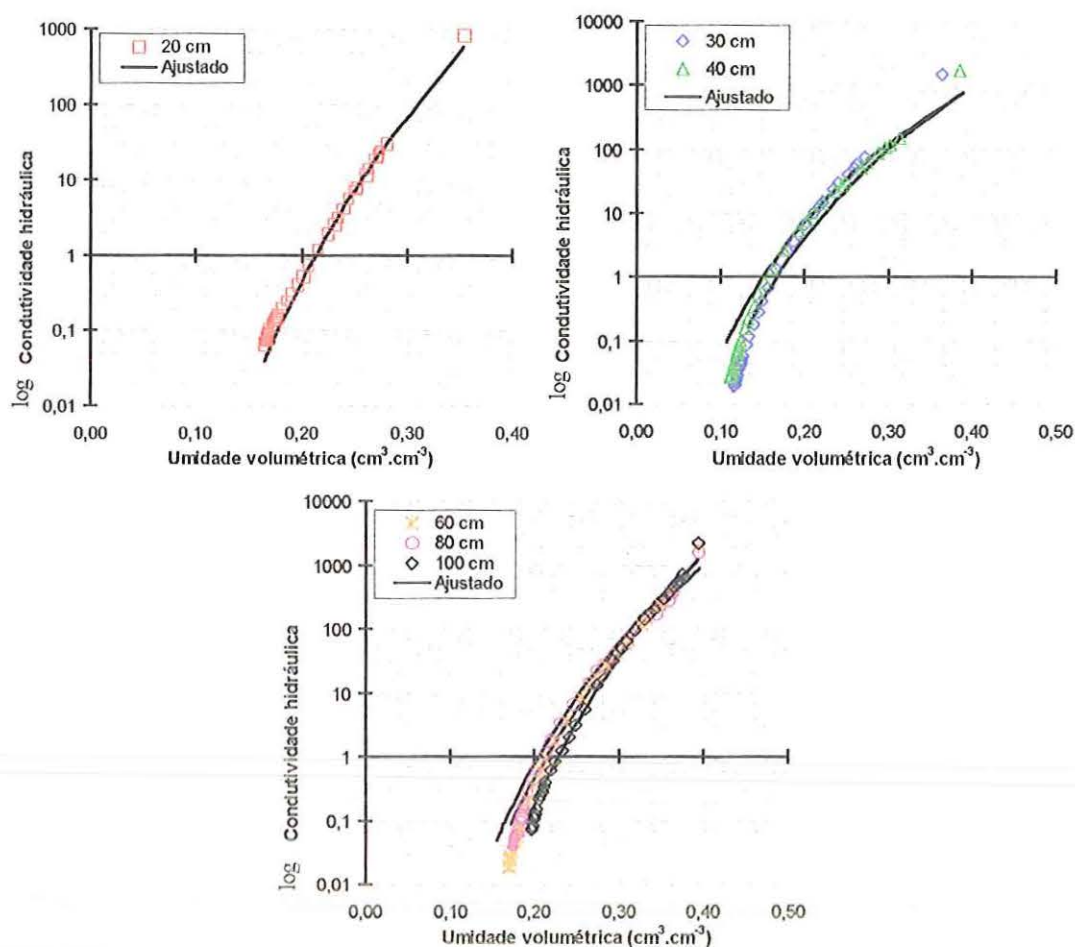


FIGURA 31 – Curvas de condutividade hidráulica obtidas para o perfil de solo próximo à Estação E2, segundo ROBALINHO et al. (2000) (Condutividade hidráulica em cm.dia^{-1})

Segundo ROBALINHO et al. (2000), o comportamento das curvas de retenção (FIGURA 30) denota a existência de três horizontes distintos (0-20), (30-50) e (60-100) cm. Sob o ponto de vista da condutividade hidráulica, o primeiro horizonte (0-20 cm) apresenta um comportamento semelhante ao terceiro horizonte (60-100 cm) e o segundo horizonte (30-50 cm) apresenta-se mais condutor que os demais horizontes.

Os parâmetros determinados por ROBALINHO et al. (2000) foram utilizados para simular o fluxo unidimensional vertical da Estação E2 (ver item 4.3) e forneceram valores simulados de umidade e potencial matricial que não apresentaram boa concordância com os dados medidos. Desse modo, foi necessário determinar novos parâmetros, utilizando os dados do ensaio de drenagem interna ajustados por ROBALINHO (2000).

Para determinar o melhor conjunto de parâmetros hidráulicos a serem utilizados no modelo de transporte de água e solutos (HYDRUS-2D), foram utilizadas algumas expressões analíticas para ajustar os dados de retenção e condutividade por meio do programa RETC (VAN GENUCHTEN et al., 1991).

Para comparar os parâmetros obtidos foram escolhidas duas camadas de solo do perfil estudado, sendo uma localizada a 20 cm de profundidade e outra a 40 cm de profundidade. A seguir serão apresentados os parâmetros obtidos, para as duas camadas, segundo várias hipóteses.

Na primeira hipótese (H1), os parâmetros da curva de retenção e da curva de condutividade hidráulica foram obtidos por meio do ajuste consecutivo da curva de retenção e da função de condutividade hidráulica, ou seja, primeiro foi efetuado o ajuste da curva de retenção pela função de VAN GENUCHTEN (1980) com a hipótese de MUALEM (1976) ($m = 1-1/n$), para a obtenção dos parâmetros θ_r , θ_s , α , n , e m e posteriormente, foram ajustados os dados de condutividade hidráulica pelo modelo de MUALEM (1976), fixando-se os parâmetros da curva de retenção para a obtenção dos parâmetros l e K_s . Nesta hipótese os ajustes foram efetuados de forma independente.

Na segunda hipótese (H2), os sete parâmetros da curva de retenção e da curva de condutividade hidráulica foram ajustados simultaneamente utilizando-se a função de VAN GENUCHTEN (1980) com a hipótese de MUALEM (1976) ($m=1-1/n$) para a curva de retenção e o modelo de MUALEM (1976) para a condutividade hidráulica.

Na terceira hipótese (H3), foram ajustados simultaneamente os parâmetros da curva de retenção e de condutividade, fixando-se o parâmetro $l=0.5$ e utilizando-se, também, a função de

VAN GENUCHTEN (1980) com a hipótese de MUALEN (1976) $m = 1-1/n$ para a curva de retenção e o modelo de MUALEN (1976) para a curva de condutividade hidráulica.

Na quarta hipótese (H4), utilizou-se a função de BROOKS & COREY (1964) com $m = 1-1/n$ para a curva de retenção e o modelo de MUALEM (1976) para a condutividade hidráulica, ajustando-se simultaneamente os sete parâmetros.

4.3 Análise dos parâmetros hidráulicos obtidos

Os resultados obtidos para as hipóteses analisadas estão apresentados na Tabela 08 e as curvas de retenção $h(\theta)$ e de condutividade hidráulica $K(\theta)$ obtidas estão apresentadas nas FIGURAS 32 e 33.

Tabela 08 – Parâmetros hidráulicos obtidos para as camadas a 20 cm e a 40 cm de profundidade a partir dos dados do ensaio de drenagem interna realizado na Estação E2

Profundidade (cm)	Hipótese	θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α (cm^{-1})	n	R ² (%)	<i>l</i>	Ks ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	R ² (%)
20	H1	0.0545	0.3741	0.0711	1.5607	0.9999	4.0902	5059.36	0.9999
	H2	0.0828	0.3527	0.0477	1.8133	-	2.3661	836.17	0.9999
	H3	0.0538	0.3528	0.0657	1.5388	-	0.5	836.14	0.9998
	H4	0.0292	0.3540	0.0874	0.4209	-	6.1281	869.84	0.9999
40	H1	0.0779	0.5817	0.0512	2.8828	0.9929	4.9735	175057.66	0.9989
	H2	0.0294	0.3841	0.0439	2.0904	-	2.6696	1700.03	0.9998
	H3	0.0450	0.3844	0.0641	1.6995	-	0.5	1698.61	0.9999
	H4	0.0524	0.3850	0.0485	1.2401	-	5.5134	1710.13	0.9999

H1 – Ajuste consecutivo, curva de retenção VAN GENUCHTEN (1980) com $m = 1-1/n$ e modelo de condutividade hidráulica de MUALEN(1976).

H2 – Ajuste simultâneo, curva de retenção VAN GENUCHTEN (1980) com $m = 1-1/n$ e modelo de condutividade hidráulica de MUALEN (1976).

H3 – Ajuste simultâneo, curva de retenção VAN GENUCHTEN (1980) com $m = 1-1/n$ e modelo de condutividade hidráulica de MUALEN (1976) fixando $l = 0.5$.

H4 – Ajuste simultâneo, curva de retenção BROOKS & COREY (1964) com $m = 1-1/n$ e modelo de condutividade hidráulica de MUALEN (1976).

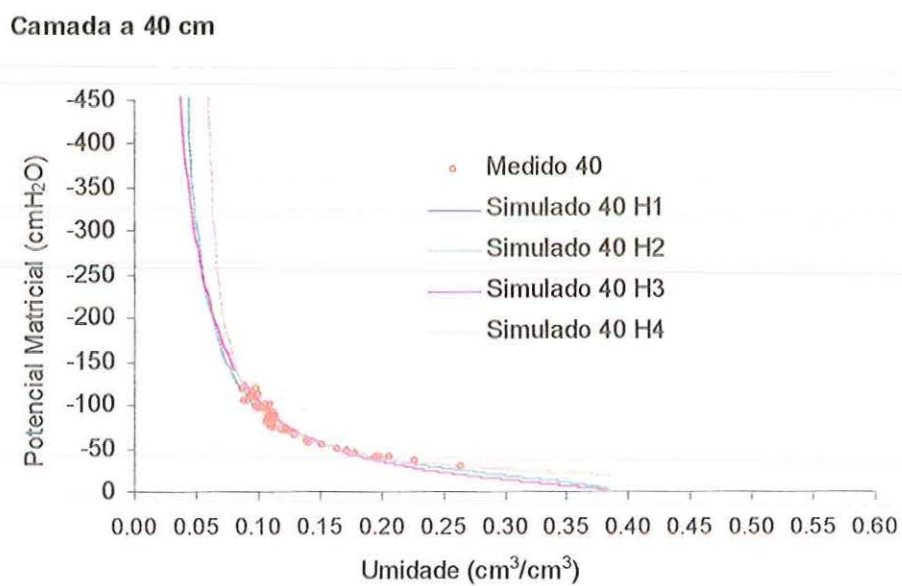
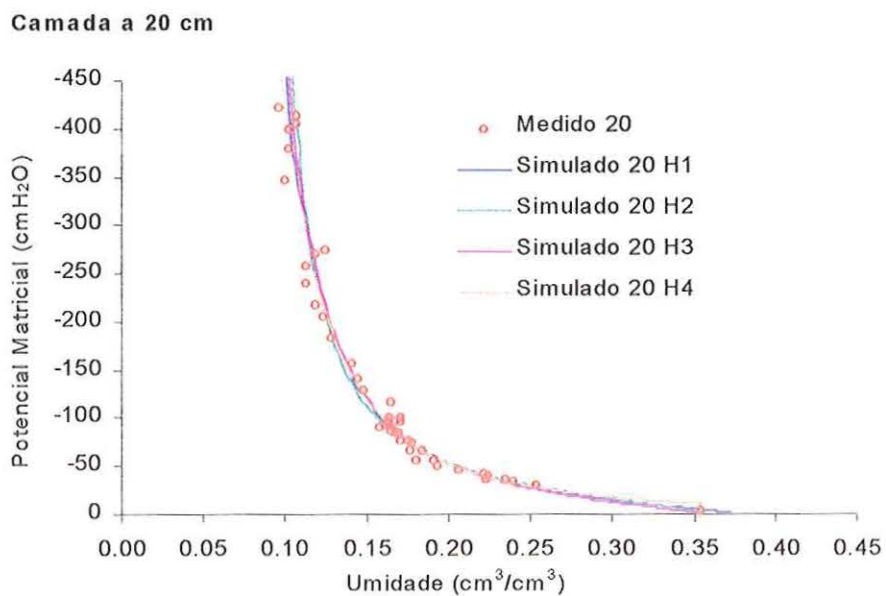


FIGURA 32 – Curvas de retenção, medidas e ajustadas, obtidas para as profundidades de 20 e 40 cm, segundo as hipóteses H1, H2, H3 e H4

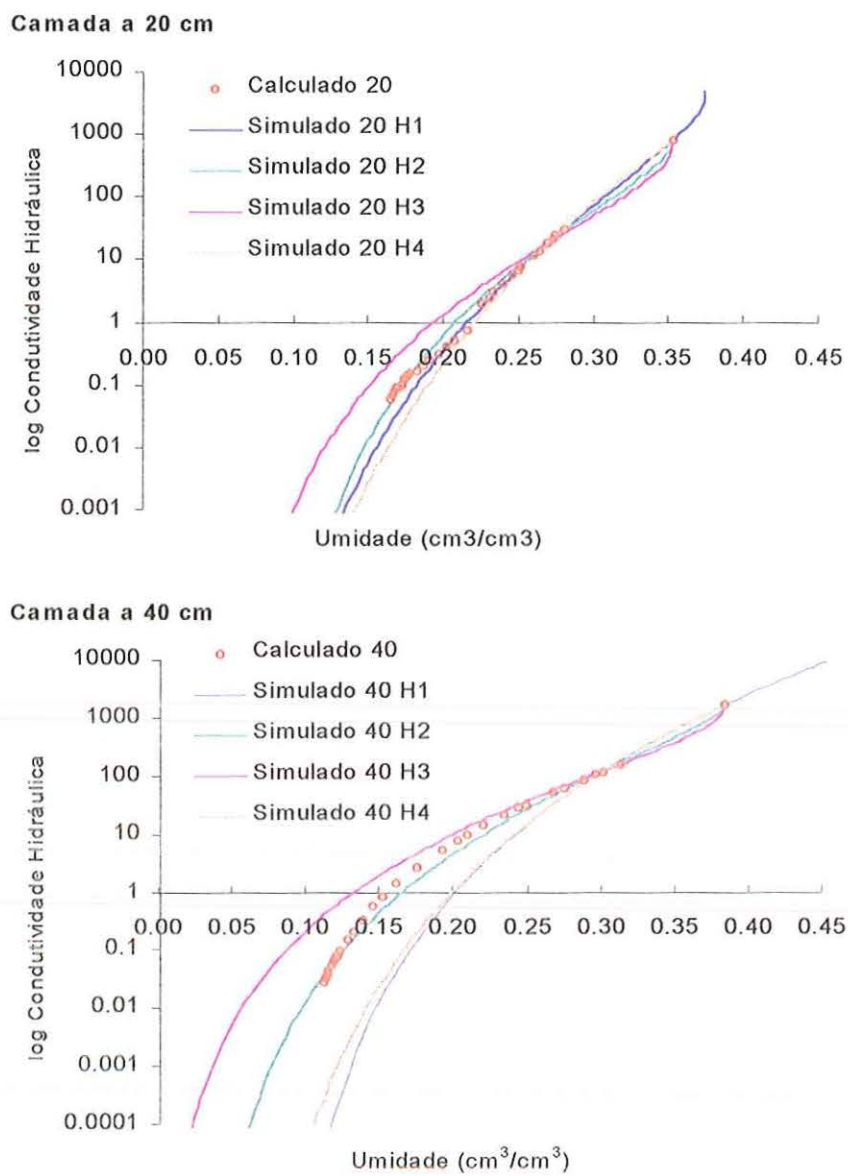


FIGURA 33 – Curvas de condutividade hidráulica, calculadas e ajustadas, obtidas para as profundidades de 20 e 40 cm, segundo as hipóteses H1, H2, H3 e H4 (Condutividade hidráulica em cm.dia⁻¹)

A análise dos resultados apresentados na Tabela 08 permite observar que os valores de umidade residual (θ_r) e de condutividade hidráulica saturada (K_s), obtidos para a hipótese (H1), são muito diferentes dos valores obtidos para estes parâmetros segundo as hipóteses (H2), (H3) e (H4). Segundo VAN GENUCHTEN et al. (1991), o ajuste simultâneo dos sete parâmetros apresenta a vantagem de definir melhor os parâmetros da curva retenção quando existem dados disponíveis de condutividade hidráulica.

A análise das FIGURAS 32 e 33 permite observar que apesar dos coeficientes de determinação encontrados em todas as hipóteses serem muito próximos de 1, o ajuste efetuado segundo a hipótese (H2), ou seja, fazendo-se o ajuste dos sete parâmetros simultaneamente utilizando-se a função de VAN GENUCHTEN (1980) com $m=1-1/n$ para a curva de retenção e o modelo de MUALEN (1976) para a condutividade hidráulica é o que apresenta melhor concordância com os dados experimentais, principalmente para as curvas de condutividade hidráulica. Desse modo, os parâmetros foram ajustados para as demais profundidades segundo a hipótese (H2).

Os parâmetros obtidos para as demais profundidades, a partir dos dados do ensaio de drenagem interna realizado na Estação E2, segundo a hipótese (H2), estão apresentados na Tabela 09 e as curvas de retenção e de condutividade hidráulica obtidas estão apresentadas nas FIGURAS 34 e 35 respectivamente.

TABELA 09 – Parâmetros hidráulicos obtidos a partir do ensaio de drenagem interna segundo a hipótese H2

Profundidade (cm)	θ_r ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	α	n	/	K_s (cm.dia^{-1})	R^2 (%)
20	0.08281	0.3527	0.04765	1.8133	2.3663	836.17	0.9999
30	0.09602	0.3628	0.03234	3.3755	3.1898	1498.89	0.9999
40	0.02940	0.3841	0.04386	2.0904	2.6696	1700.03	0.9998
60	0.13667	0.3553	0.03324	3.4911	2.3204	433.79	0.9999
80	0.11699	0.3724	0.02758	2.7561	2.3039	527.82	0.9998
100	0.15202	0.3752	0.03102	3.4212	2.9155	726.78	0.9996

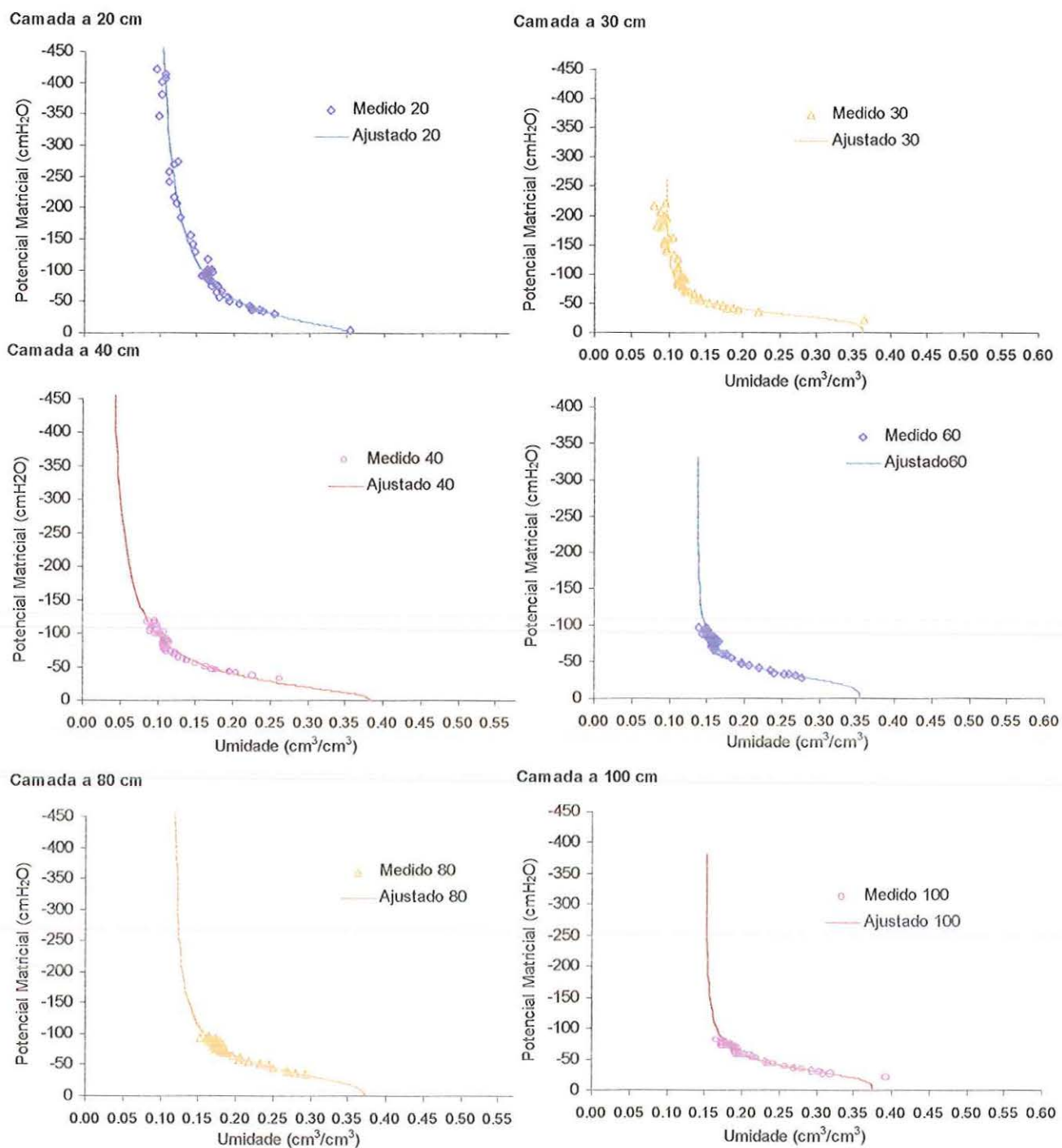


FIGURA 34 – Curvas de retenção, medidas e ajustadas, obtidas a partir do ensaio de drenagem interna, segundo a hipótese H2, para diversas profundidades

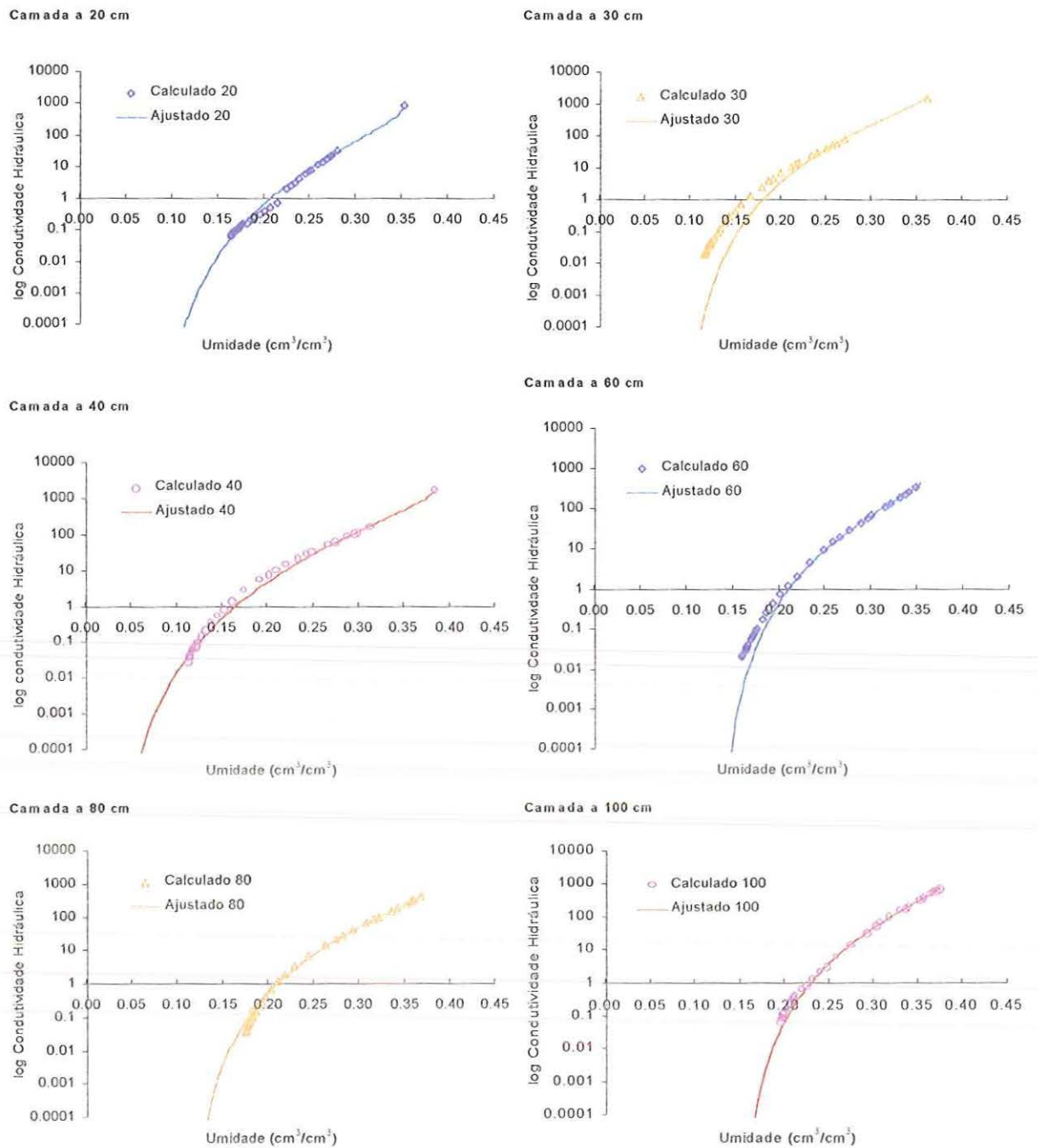


FIGURA 35 – Curvas de condutividade hidráulica, calculadas e ajustadas, obtidas a partir do ensaio de drenagem interna, segundo a hipótese H2, para diversas profundidades (Condutividade hidráulica em $\text{cm}.\text{dia}^{-1}$)

Como havia a disponibilidade de um conjunto de dados de umidade e potencial matricial medidos durante a monitoração da instrumentação da Estação E2, julgou-se necessário analisar também a hipótese de se considerar o ajuste conjunto dos dados disponíveis (dados medidos no ensaio de drenagem interna e dados medidos durante a monitoração da Estação E2). Nesta hipótese ajustou-se a curva de retenção utilizando-se a função de VAN GENUCHTEN (1980) com a hipótese de MUALEN (1976), $m = 1-1/n$, para obter os parâmetros da curva de retenção e fixou-se os parâmetros obtidos da curva de retenção e utilizou-se o modelo de MUALEN (1976) para ajustar a curva de condutividade hidráulica e obter os parâmetros correspondentes. A Tabela 10 apresenta os parâmetros hidráulicos e os coeficientes de determinação R^2 , obtidos para esta hipótese.

TABELA 10 – Parâmetros hidráulicos obtidos a partir do ajuste conjunto de dados do ensaio de drenagem interna e dados de monitoração da Estação E2

Profundidade (cm)	θ_r ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	α	n	R^2 (%)	/	K_s ($\text{cm}.\text{dia}^{-1}$)	R^2 (%)
20	0.06356	0.3536	0.02260	2.1183	0.9949	4.9244	942.92	0.9999
30	0.04500	0.3738	0.03566	1.9674	0.9905	2.6645	3009.21	0.9999
40	0.06181	0.3868	0.04411	2.5699	0.9977	3.6417	1968.06	0.9995
60	0.04500	0.3914	0.03353	1.8917	0.9881	3.5511	2184.16	0.9998
80	0.04500	0.3965	0.02361	2.1425	0.9943	4.1305	1396.89	0.9995
100	0.04500	0.3828	0.01899	3.0800	0.9910	6.7175	1007.88	0.9991

As FIGURAS 36 e 37 apresentam a comparação entre as curvas de retenção de condutividade hidráulica, respectivamente, obtidas a partir de ajustes dos dados do ensaio de drenagem interna, segundo a hipótese (H2), e obtidas a partir de ajuste conjunto dos dados do ensaio de drenagem interna e dados medidos durante a monitoração da instrumentação da Estação E2.

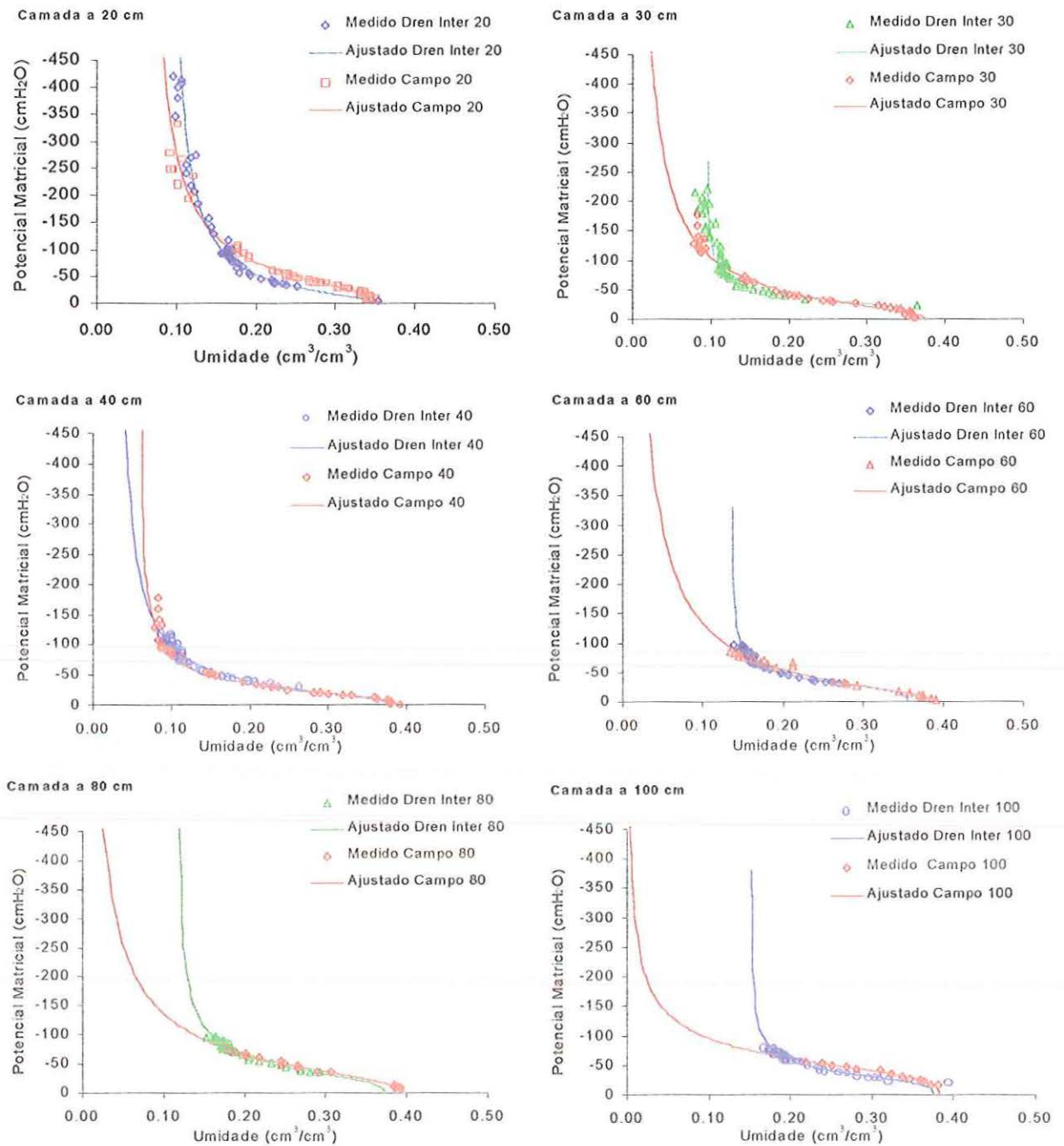


FIGURA 36 – Curvas de retenção, obtidas a partir do ajuste conjunto dos dados do ensaio de drenagem interna e dados de monitoração da Estação E2

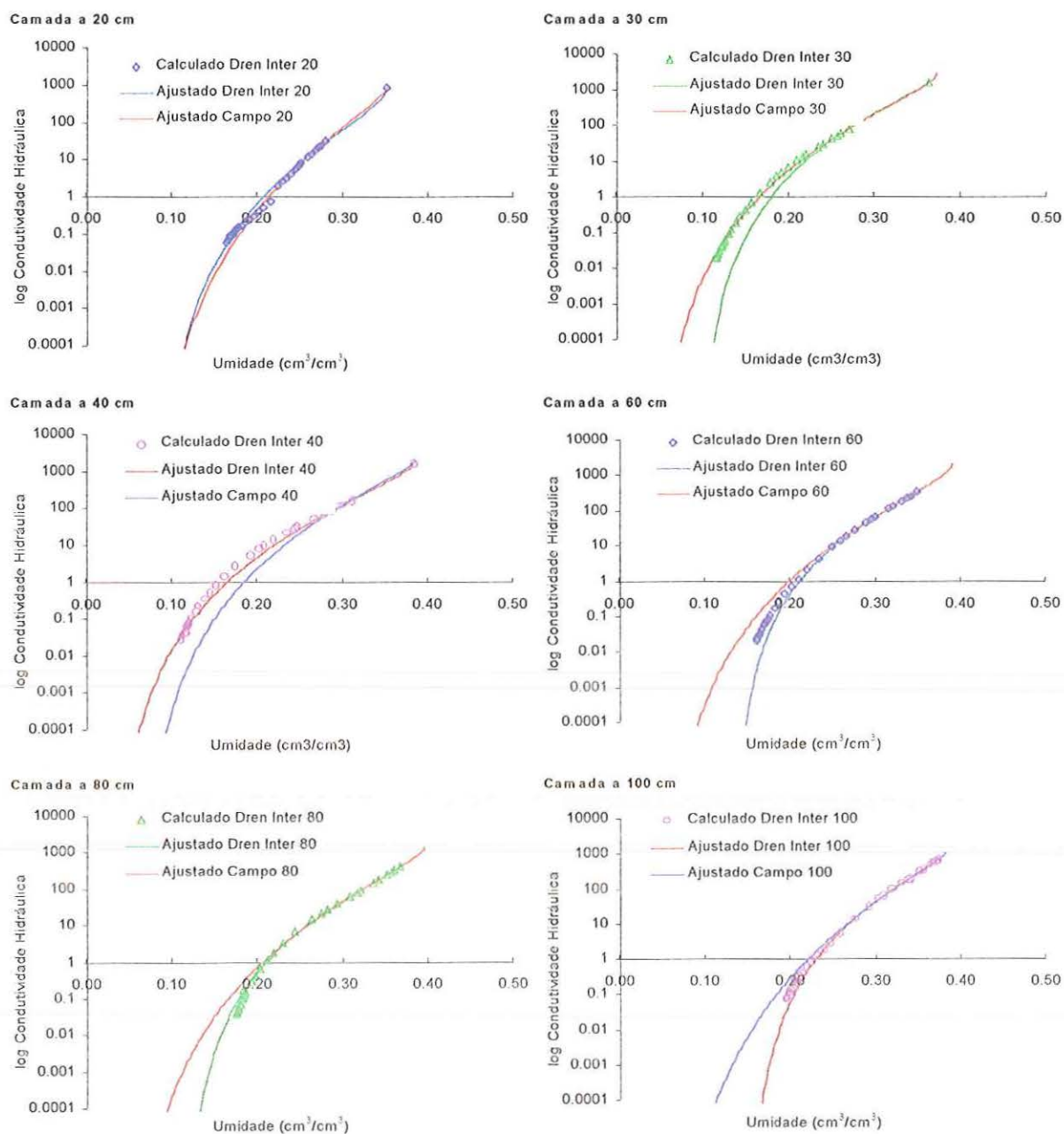


FIGURA 37 – Curvas de condutividade hidráulica, obtidas a partir do ajuste conjunto dos dados do ensaio de drenagem interna e dados de monitoração da Estação E2 (Condutividade hidráulica em $\text{cm}\cdot\text{dia}^{-1}$)

A análise das curvas de retenção apresentadas na FIGURA 36 permite observar que tanto os ajustes efetuados a partir dos dados medidos no ensaio de drenagem interna, segundo a hipótese H2, quanto os ajustes efetuados a partir do conjunto de dados medidos no ensaio e dados medidos durante a monitoração da Estação E2 apresentam boa concordância com os dados experimentais. No caso dos ajustes efetuados para a curva de condutividade hidráulica (FIGURA 37), os melhores ajustes foram obtidos utilizando-se os dados medidos no ensaio de drenagem interna, exceto para a profundidade de 30 cm onde o melhor ajuste foi o obtido utilizando-se os dados medidos durante a monitoração da Estação E2.

A Tabela 11 mostra o conjunto de parâmetros hidráulicos que apresentou melhor ajuste das curvas de retenção e de condutividade hidráulica, baseado na comparação das curvas de retenção e de condutividade hidráulica determinadas segundo o procedimento descrito anteriormente.

TABELA 11 – Melhor conjunto de parâmetros hidráulicos obtidos da comparação das curvas de retenção e de condutividade hidráulica

Profundidade (cm)	θ_r ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	α (cm^{-1})	n	/	Ks (cm.dia^{-1})
20	0.08281	0.3527	0.04765	1.8133	2.3663	836.17
30	0.04500	0.3738	0.03566	1.9674	2.6645	3009.21
40	0.02940	0.3841	0.04386	2.0904	2.6696	1700.03
60	0.13667	0.3553	0.03324	3.4911	2.3204	433.79
80	0.11699	0.3724	0.02758	2.7561	2.3039	527.82
100	0.15202	0.3752	0.03102	3.4212	2.9155	726.78

Para testar a confiabilidade dos parâmetros obtidos, foram verificados os impactos dos parâmetros apresentados nas Tabelas 07, 09, 10 e 11, nos dados de saída de uma aplicação específica como sugere VERECKEN et al. (1992). O teste de confiabilidade efetuado está apresentado a seguir.

4.4 Teste de confiabilidade dos parâmetros hidráulicos.

O teste de confiabilidade dos parâmetros hidráulicos, obtidos segundo os procedimentos descritos no item anterior, foi efetuado aplicando-se cada um dos conjuntos de parâmetros apresentados nas Tabelas 07, 09, 10 e 11, para simular o fluxo vertical, unidirecional ocorrido na Estação E2, durante um intervalo de tempo do monitoramento. Optou-se por simular o fluxo unidirecional vertical pois de acordo com os resultados do ensaio de drenagem interna o perfil de solo estudado, constituído por camadas predominantemente arenosas, apresentou características que indicaram uma predominância de fluxo vertical.

4.4.1 Geometria utilizada e dados de entrada

O domínio do fluxo modelado pelo programa HYDRUS-2D, para o teste de confiabilidade dos parâmetros, foi o perfil de solo da Estação E2, representado por uma coluna de solo com 1cm de largura e 190 cm de profundidade. A malha de elementos finitos utilizada foi uma malha triangular com 78 nós e 76 elementos, dispostos ao longo da profundidade, com 2 cm de altura cada. Considerou-se uma distribuição de seis materiais ao longo do perfil de solo, cada um deles com propriedades físicas distintas e constantes, definidas pelos parâmetros apresentados as Tabelas 07, 09, 10 e 11. Uma representação esquemática do domínio de fluxo considerado está apresentada na FIGURA 38.

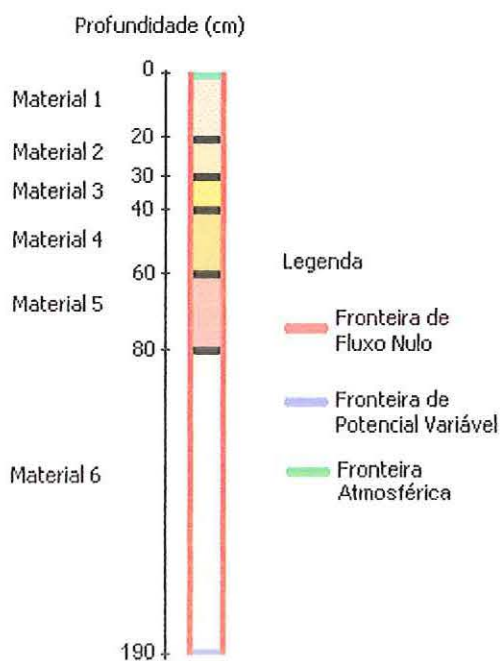


FIGURA 38 – Representação esquemática do domínio de fluxo correspondente à Estação E2 e considerado no teste de confiabilidade dos parâmetros.

O período de simulação foi de 42 dias, equivalente ao período de monitoração que vai do dia 15/01/98 a 26/02/98. Considerou-se o tempo inicial igual a zero, o passo de tempo inicial igual a 0,01 dia e o máximo intervalo de tempo igual a 0,1 dia. Os tempos escolhidos para impressão dos resultados foram: 0; 1; 2; 3; 4; 5; 8; 9; 12; 15; 17; 20; 23; 28; 30; e 42 dias, coincidindo com alguns dos tempos de monitoração da Estação E2.

4.4.2 Condição inicial e condições de fronteira

As condições de fronteira (FIGURA 38) foram definidas de acordo com os dados de campo. O topo foi considerado como uma fronteira atmosférica, sujeita apenas a evaporação e precipitação já que a área encontrava-se sem vegetação por ocasião da monitoração; as laterais do domínio do fluxo foram consideradas como fronteiras de fluxo nulo e a fronteira inferior foi considerada como uma fronteira de potencial variável no tempo, cujos valores são

correspondentes aos potenciais medidos durante o período de 15/01/98 a 26/08/98 a 190 cm de profundidade na Estação E2.

Como a evaporação foi determinada através de medidas realizadas na estação climatológica, utilizando um tanque CLASSE A, o valor da evaporação potencial de referência foi determinado segundo a equação (29), utilizando um coeficiente de correlação K_p igual a 0,675, obtido através do modelo de PERRIER & HALLAIRE (1979 a,b) (eq.30), considerando-se $\alpha= 0,8$; $\beta=3$ e $RH=60\%$. Como se pode observar, o valor obtido para o coeficiente de redução (K_p) é muito próximo ao valor médio sugerido por JENSEN et al. (1990) para ambientes semi-áridos que é 0,7.

Os valores de evaporação potencial utilizados no modelo são os correspondentes à evaporação de referência. As FIGURAS 39 e 40 mostram a distribuição de precipitação e evaporação diárias, respectivamente, consideradas na fronteira superior e a FIGURA 41 mostra a variação de potencial considerada na fronteira inferior, no período de 15/01/98 a 26/02/98, que neste caso é a variação da carga de pressão resultante da variação do nível lençol freático no período considerado.

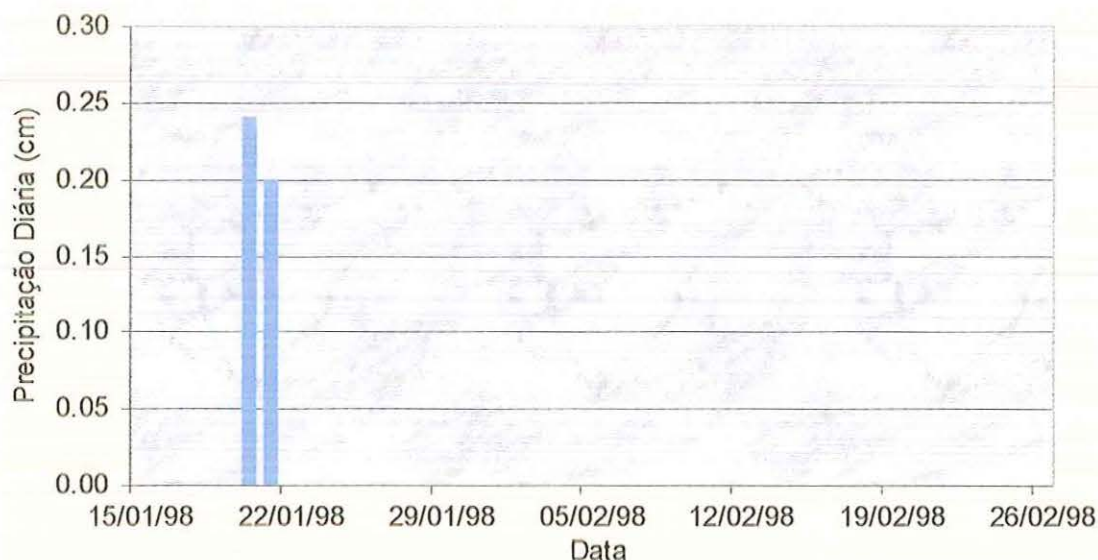


FIGURA 39 – Distribuição de precipitação pluviométrica registrada no período de 15/01/98 a 26/01/98.

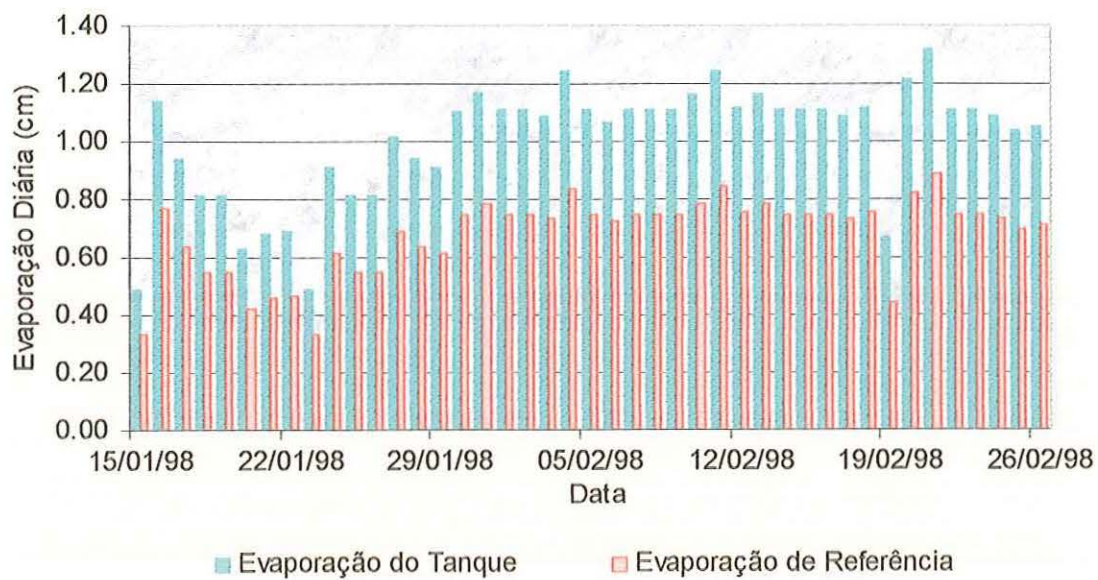


FIGURA 40 – Dados de evaporação diária, registrados no período de 15/01/98 a 26/01/98

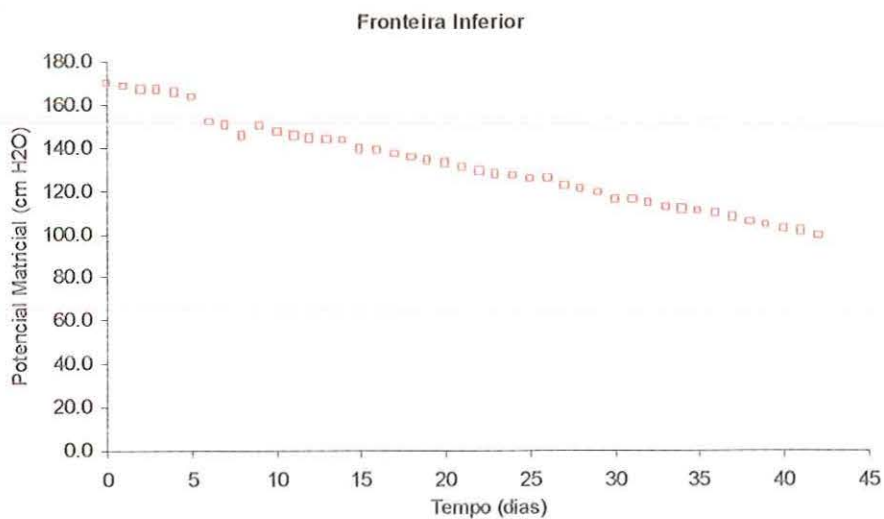


FIGURA 41 – Variação da carga de pressão na fronteira inferior

A condição inicial de pressão considerada em todo o domínio foi a distribuição de pressão matricial ao longo da profundidade, medida no dia 15/01/98 e mostrada na FIGURA 42.

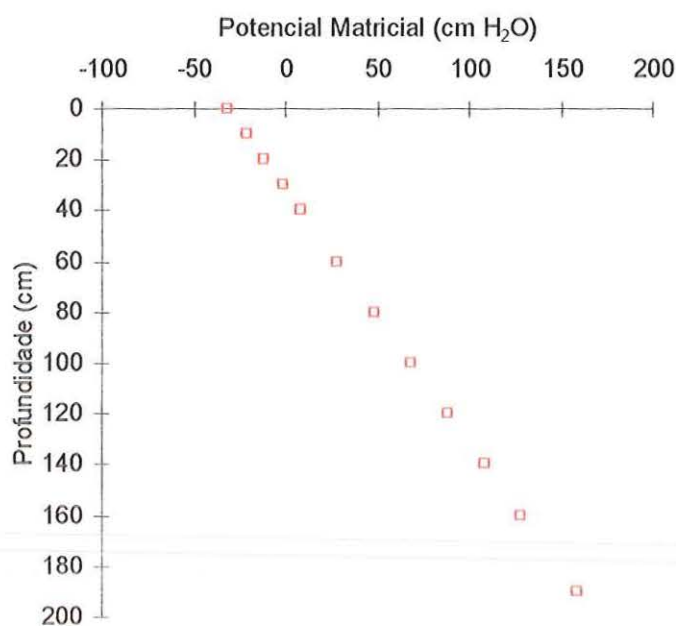


FIGURA 42 – Distribuição do potencial matricial ao longo da profundidade, medido no dia 15/01/98 ($t=0$), na Estação E2

4.4.3 Resultados do teste de confiabilidade

A FIGURA 43 apresenta a comparação entre a evolução no tempo das umidades medidas na Estação E2 e as evoluções no tempo das umidades simuladas utilizando os parâmetros apresentados nas Tabelas 07, 09, 10 e 11, para diversas profundidades.

A FIGURA 44 apresenta a comparação entre a evolução no tempo dos potenciais matriciais medidos na Estação E2, e as evoluções no tempo dos potenciais matriciais simulados utilizando os parâmetros apresentados nas Tabelas 07, 09, 10 e 11, para diversas profundidades.

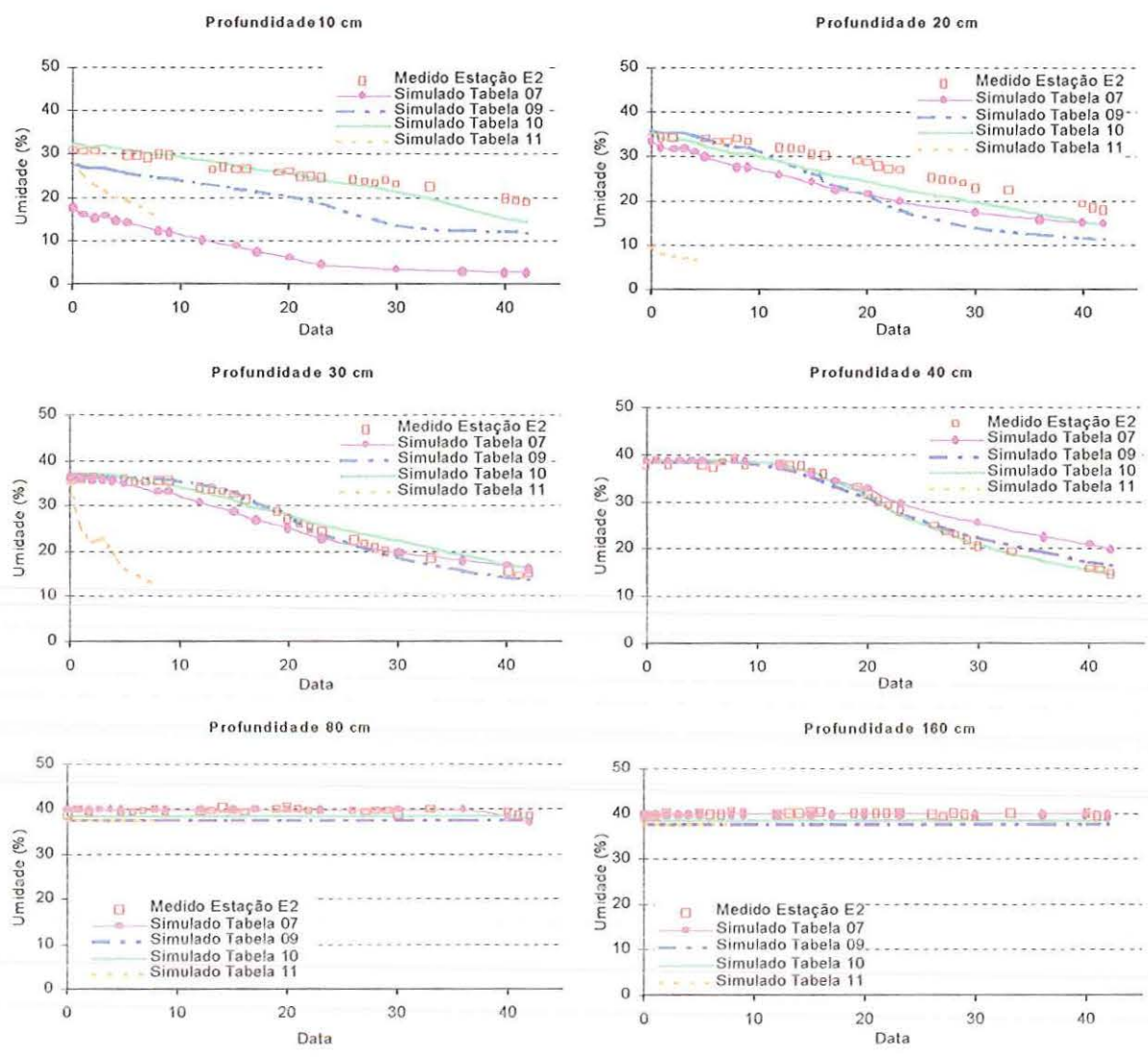


FIGURA 43 – Evolução das umidades no tempo, medidas e simuladas, utilizando os parâmetros das Tabelas 07, 09, 10 e 11, para diversas profundidades

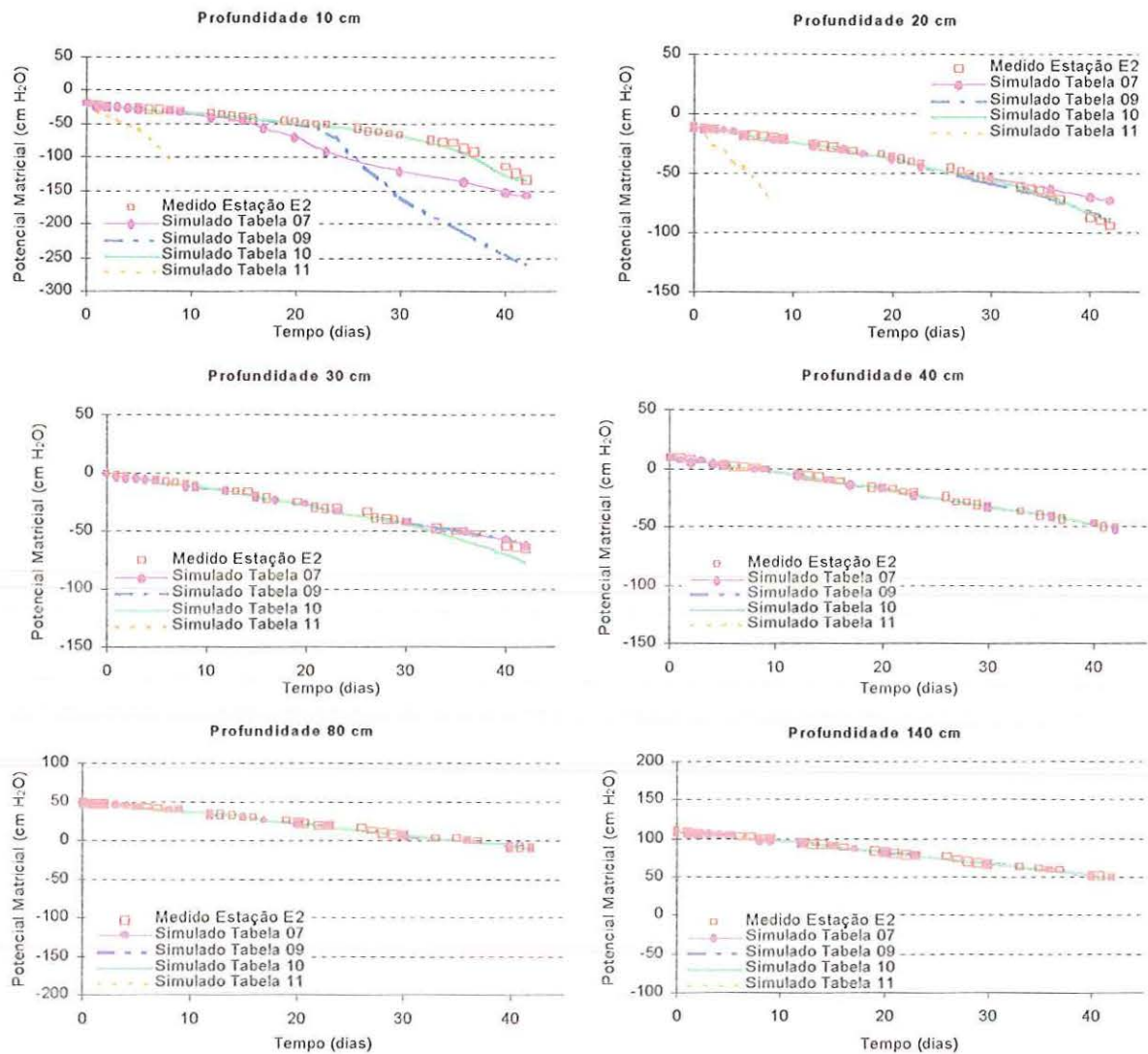


FIGURA 44 – Evolução dos potenciais matriciais no tempo, medidos e simulados utilizando os parâmetros das Tabelas 07, 09, 10 e 11, para diversas profundidades

A análise da FIGURA 43 sugere que os valores simulados de umidade apresentam uma boa concordância com os valores medidos para profundidades maiores que de 30 cm, para os quatro conjuntos de parâmetros adotados. Para profundidades menores que 30 cm, os valores simulados de umidade são inferiores aos valores de umidade medidos, sendo este comportamento mais acentuado para a profundidade de 10cm, o que pode ser devido a valores superestimados da condutividade hidráulica para as camadas superiores do perfil de solo, ou devido ao fato de os parâmetros hidráulicos terem sido obtidos a partir de dados que correspondem ao trecho mais úmido da curva de retenção, não sendo, por isso, muito representativos do trecho correspondente ao ramo mais seco. O conjunto de parâmetros correspondente à Tabela 11 não permitiu a simulação dos valores de umidade para tempos maiores que 8 dias. Neste caso, os valores de umidade simulados, obtidos para profundidades menores que 5 cm, foram muito próximos ao valor da umidade residual determinado pelo ajuste de parâmetros, indicando que o solo na superfície estava seco no tempo igual a 8 dias.

A análise dos dados de umidade simulados indica que o conjunto de parâmetros que apresentou resultados simulados mais próximos dos dados medidos foi o correspondente à Tabela 10, ou seja, o conjunto de parâmetros obtidos do ajuste conjunto de dados do ensaio de drenagem interna e dados de monitoração da estação E2.

A análise dos dados de potencial matricial (FIGURA 44) sugere que os valores simulados de potencial matricial apresentam uma boa concordância com os valores medidos para profundidades maiores que de 30 cm, para os quatro conjuntos de parâmetros adotados. Para profundidades menores que 30 cm, os valores simulados de potencial matricial são superiores aos valores de potencial matricial medidos, sendo este comportamento mais acentuado para a profundidade de 10cm. Os conjuntos de parâmetros correspondente às Tabelas 07 e 09 forneceram valores simulados de potencial matricial superiores aos valores medidos na profundidade de 10 cm, principalmente para tempos maiores que 20 dias. Isto pode ser devido, também, a valores superestimados da condutividade hidráulica considerados para as camadas superiores do perfil de solo ou à utilização de parâmetros obtidos a partir do ajuste de um conjunto de dados correspondente ao ramo mais úmido da curva de retenção. O conjunto de parâmetros correspondente à Tabela 11 não permitiu a simulação dos valores de potencial matricial para tempos maiores que 8 dias. Neste caso, os valores simulados de potencial

matricial, obtidos para profundidades menores que 5 cm, foram muito elevados indicando que no tempo igual a 8 dias o solo na superfície estava seco e não existia mais nenhum fluxo de água próximo à superfície.

A análise dos dados simulados de umidade e de potencial matricial indica que, apesar de todos os conjuntos de parâmetros, mostrados nas Tabelas 07, 09, 10 e 11, apresentarem coeficientes de determinação muito próximos de 1 o que indica um bom ajuste com os dados experimentais, o que forneceu resultados simulados mais próximos dos dados medidos foi o correspondente à Tabela 10, ou seja, o conjunto de parâmetros obtidos do ajuste de dados medidos no ensaio de drenagem interna e dados medidos durante a monitoração da estação E2, sendo, portanto, o que será utilizado na simulação bi-dimensional. Testes de sensibilidade efetuados, variando-se Δz e Δt , não apresentaram diferenças significativas nos resultados obtidos.

5. MODELAGEM BI-DIMENSIONAL DA TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E DE SOLUTOS NO SOLO ALUVIAL DO AÇUDE CAJUEIRO

5.1 Introdução

A estrutura proposta para a modelagem bi-dimensional das transferências de água e de solutos, no solo aluvial do açude Cajueiro, seguiu os conceitos apresentados na bibliografia especializada e no modelo conceitual (ver Capítulo 3).

Neste capítulo serão apresentados o esquema utilizado para a modelagem, as principais hipóteses adotadas, a geometria do trecho estudado, a distribuição de materiais considerada e os dados utilizados para a modelagem bi-dimensional do fluxo de água e do transporte de solutos. Serão apresentados também, os resultados simulados para o fluxo de água (potencial matricial e umidade) e uma análise comparativa com os dados medidos em campo. Ao final será feita a análise do transporte de solutos que ocorre na área em termos de sais totais.

5.2 Esquema utilizado para a modelagem

Os processos de transferência de água e de solutos que ocorrem em uma área de cultivo de vazante localizada na região semi-árida são extremamente complexos, envolvendo os efeitos da evaporação do solo e da transpiração das plantas, da oscilação do nível d'água do açude e do fluxo de água e transporte de solutos nas zonas saturada e não saturada.

No caso estudado, a modelagem foi efetuada considerando-se o esquema apresentado na FIGURA 45.

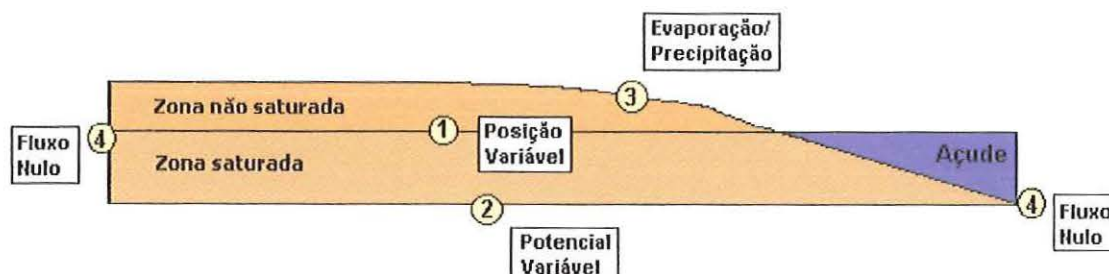


FIGURA 45 – Esquema utilizado para a modelagem

A simulação do fluxo foi efetuada considerando-se a fronteira entre o solo saturado e não saturado (1) definida pela condição inicial de pressão matricial. A oscilação do nível d'água dentro do domínio de fluxo, e a conseqüente variação da fronteira entre o solo saturado e não saturado, foi considerada através da utilização de potenciais matriciais variáveis na fronteira inferior (2). As taxas de evaporação e precipitação foram consideradas na fronteira superior (3), correspondente à interface solo-ar, onde fluxos de entrada ou de saída são controlados pela precipitação ou evaporação. A parcela de retirada de água pelas raízes foi desprezada, pois, durante a monitoração da instrumentação a área encontrava-se sem cultivo. Os limites laterais do domínio de fluxo (4) foram considerados como fronteiras de fluxo nulo. A simulação da transferência de solutos foi efetuada em termos de sais totais, considerando-se como condição inicial uma distribuição de concentrações de sais totais, baseada na determinação dos sais solúveis presentes no extrato de saturação (Capítulo 3). A variação das concentrações de sais totais dentro do domínio de fluxo é controlada pela variação da umidade que ocorre ao longo do tempo. Dentro do domínio do fluxo foram consideradas seis camadas de solo com propriedades hidráulicas distintas

5.3 Hipóteses adotadas

Devido à complexidade dos processos de fluxo de água e transferência de solutos, algumas hipóteses simplificadoras são necessárias para tornar possível a solução das equações de fluxo e de transporte no meio poroso.

Neste trabalho, as hipóteses adotadas foram:

- a) A matriz do solo é indeformável;
- b) O perfil de solo é heterogêneo, sendo cada camada do perfil considerada homogênea e isotrópica na escala macroscópica;
- c) O fluxo é bi-dimensional;
- d) Os efeitos de histerese são desprezíveis;
- e) Não ocorre retirada de água pelas raízes uma vez que a área estudada estava sem vegetação no período considerado;
- f) Não existem fissuras nas camadas superficiais, o que poderia dar origem a fluxos preferenciais;
- g) Os efeitos de temperatura são desprezíveis;
- h) O transporte de solutos ocorre apenas na fase líquida, sendo desprezada a difusão na fase gasosa;
- i) As variações de massa e de viscosidade da solução em função das variações de concentração do soluto são desprezíveis;
- j) Não ocorre interação química entre o soluto e a fase sólida, ou seja, o soluto é não reativo;
- k) O transporte de solutos é considerado em termos de concentração total de sais dissolvidos;
- l) A dispersão transversal do soluto é desprezível;
- m) O transporte de solutos devido à fração de água imóvel é desprezível.

As hipóteses acima são restritivas quanto à generalidade do problema, no entanto, permitem uma aproximação satisfatória do caso estudado, fornecendo as informações necessárias para a análise e compreensão das transferências de água e solutos na área de interesse desta pesquisa.

5.4 Geometria utilizada

O domínio do fluxo bi-dimensional modelado pelo programa HYDRUS-2D, para a análise do fluxo e do transporte e solutos na área experimental localizada às margens do açude Cajueiro possui uma geometria não uniforme conforme mostrado na FIGURA 46.

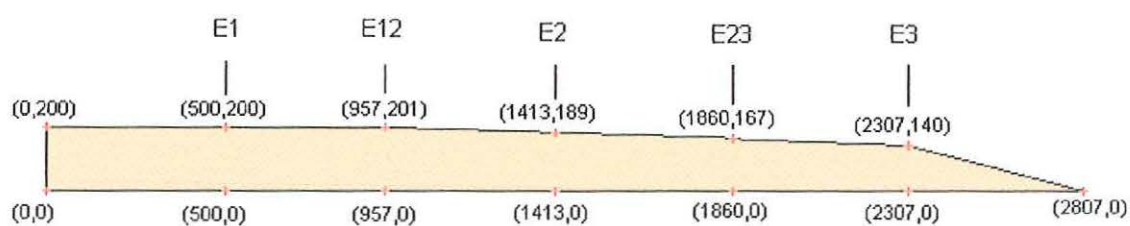


FIGURA 46 – Esquema da geometria do domínio de fluxo contendo as coordenadas espaciais (X, Y) dos pontos principais em centímetros

5.5 Malha de elementos finitos

A malha de elementos finitos utilizada foi uma malha triangular com 506 nós e 891 elementos, gerada automaticamente pelo HYDRUS-2D. Embora a malha seja gerada automaticamente, o programa permite o refinamento, a suavização e checagem da convexidade da mesma. A FIGURA 47 mostra a malha final de elementos finitos utilizada.

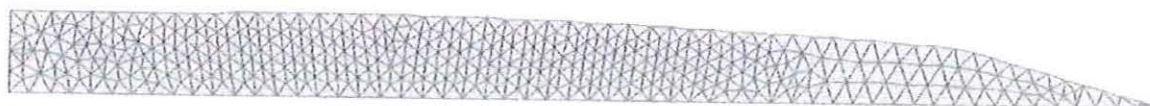


FIGURA 47 – Malha de elementos finitos utilizada na modelagem

5.6 Distribuição dos materiais

Considerou-se a existência de seis materiais no domínio do fluxo, cuja distribuição foi baseada nas sondagens efetuadas, na distribuição granulométrica determinada pelos ensaios de granulometria, nas características texturais observadas, e na forma da malha de elementos finitos gerada pelo HYDRUS-2D. Além disso, como se trata de um solo aluvial, onde toda a superfície esteve submetida a ciclos de inundação e secagem, a distribuição dos materiais foi efetuada conservando a distribuição das camadas paralelamente à superfície. A FIGURA 48 mostra a distribuição dos materiais ao longo de cada um dos perfis das estações principais e a FIGURA 49 apresenta a distribuição de materiais considerada dentro do domínio do fluxo.

Como a distribuição dos materiais dentro da malha de elementos finitos é feita ponto por ponto da malha, nem sempre se consegue uma distribuição uniforme de camadas como indicado nos perfis individuais de solo.

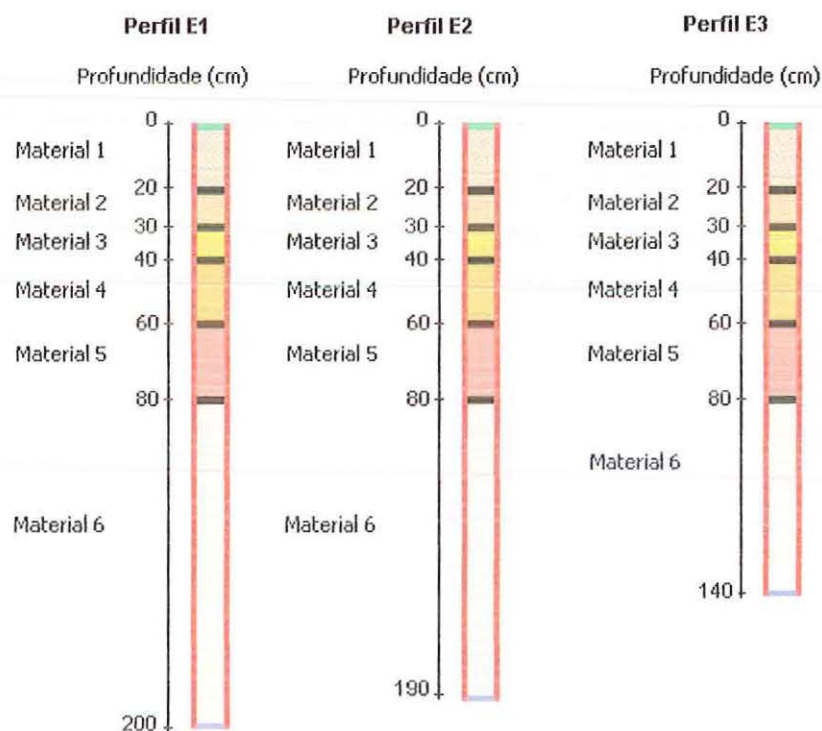


FIGURA 48 – Distribuição dos materiais ao longo de cada um dos perfis das Estações E1, E2 e E3.

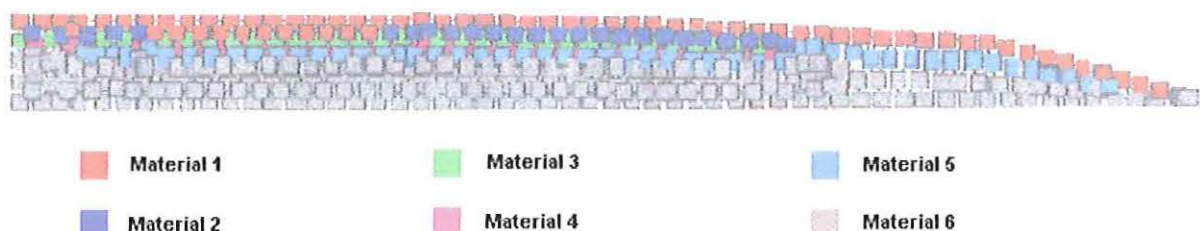


FIGURA 49 – Distribuição de materiais dentro do domínio do fluxo

Cada um dos seis materiais tem propriedades físicas distintas e constantes, definidas pelos parâmetros hidráulicos da Tabela 10 (Capítulo 4). Os coeficientes de dispersão hidrodinâmica considerados na modelagem do transporte de solutos foram os que estão apresentados na Tabela 05 (Capítulo 3). Como só foram determinados coeficientes de dispersão hidrodinâmica para duas camadas sendo uma localizada próximo à superfície, correspondente a um solo com maior teor de argila e outra a 80 cm de profundidade, correspondente a um solo com menor teor de argila, utilizou-se os coeficientes de dispersão hidrodinâmica distribuídos conforme indicado na Tabela 12 a seguir.

TABELA 12 – Parâmetros hidrodispersivos utilizados na modelagem bi-dimensional do fluxo de água e do transporte de solutos

Material	Profundidade (cm)	θ_r ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	α	n	/	Ks (cm.dia^{-1})	D (cm^2d^{-1})
1	0-20	0.06356	0.3536	0.02260	2.1183	4.9244	942.92	49.73
2	20-30	0.04500	0.3738	0.03566	1.9674	2.6645	3009.21	31.40
3	30-40	0.06181	0.3868	0.04411	2.5699	3.6417	1968.06	31.40
4	40-60	0.04500	0.3914	0.03353	1.8917	3.5511	2184.16	31.40
5	60-80	0.04500	0.3965	0.02361	2.1425	4.1305	1396.89	31.40
6	> 80	0.04500	0.3828	0.01899	3.0800	6.7175	1007.88	31.40

5.7 Modelos utilizados

Para resolver o fluxo de água, o HYDRUS-2D utiliza uma forma modificada da equação de Richards (ver Capítulo 2) e permite o uso de três modelos analíticos para as propriedades hidráulicas. No caso estudado, considerou-se o modelo de VAN GENUCHTEN (1980) para a curva de retenção e o modelo de MUALEN (1976) para a condutividade hidráulica. No caso do transporte de solutos, o HYDRUS-2D utiliza a equação de convecção-dispersão.

5.8 Período de simulação

O período de simulação escolhido foi de 42 dias, equivalente ao período de monitoração que vai do dia 15/01/98 ao dia 26/02/98. Considerou-se o tempo inicial igual a zero, o passo de tempo inicial igual a 0,01 dia e o máximo intervalo de tempo igual a 0,1 dia. Os tempos escolhidos para impressão dos resultados foram: 0; 1; 2; 3; 4; 5; 8; 9; 12; 15; 17; 20; 23; 28; 30; e 42 dias, coincidindo com alguns dos tempos de monitoração da instrumentação dentro da área de interesse.

O nível d'água dentro da área de interesse sofreu, nesse período, um rebaixamento de 60,9 cm, passando de 114,8 cm de profundidade média, em 15/01/98, para 175,7 cm de profundidade média em 26/02/98.

5.9 Critérios de interação e limites de tolerância

Os critérios de interação definidos para a simulação do fluxo tiveram por base um número máximo de interações igual a 100 e os limites de tolerância do erro considerados foram: $0,001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para a umidade e $0,1 \text{ cmH}_2\text{O}$ para a pressão matricial.

5.10 Condições de fronteira

As condições de fronteira para o fluxo foram definidas de acordo com os dados de campo e com as possibilidades do HYDRUS-2D, descritas no Capítulo 3, da seguinte forma:

- O **topo**, correspondente à interface solo-atmosfera, foi considerado como uma **fronteira atmosférica**, sujeita apenas a evaporação e precipitação, já que a área encontrava-se sem vegetação por ocasião da monitoração. No HYDRUS-2D este tipo de fronteira é considerado como uma fronteira dependente do sistema.
- A **base** foi considerada como uma **fronteira de potencial variável no tempo**, cujos valores são correspondentes aos potenciais matriciais medidos no campo durante o período de 15/01/98 a 26/08/98 nas profundidades de 200 cm, 190 cm e 140 cm, correspondentes à base dos perfis de solo definidos para as Estações E1 E2 e E3, respectivamente. O HYDRUS-2D considera este tipo de fronteira como uma fronteira do tipo Dirichlet.
- As **laterais** do domínio de fluxo, à esquerda e à direita, foram afastadas 5,0 metros das Estações E1 e E3 respectivamente (FIGURA 46) e consideradas como **fronteiras de fluxo nulo**, que no HYDRUS-2D é uma fronteira do tipo Neumann. Outra alternativa, mais realista seria considerar as fronteiras laterais coincidentes com as Estações E1 e E3 e utiliza-las como fronteiras de potencial variável. Dessa forma ficaríamos com três fronteiras de potencial variável. No entanto, a estrutura do programa HYDRUS-2D só admite a entrada de dados para uma fronteira de potencial variável, o que impediu a adoção desta alternativa. As fronteiras laterais foram afastadas cinco metros das Estações E1 e E3 para minimizar a influência das fronteiras no fluxo simulado nas duas estações próximas.

A FIGURA 50 mostra o domínio de fluxo com a indicação das fronteiras adotadas.

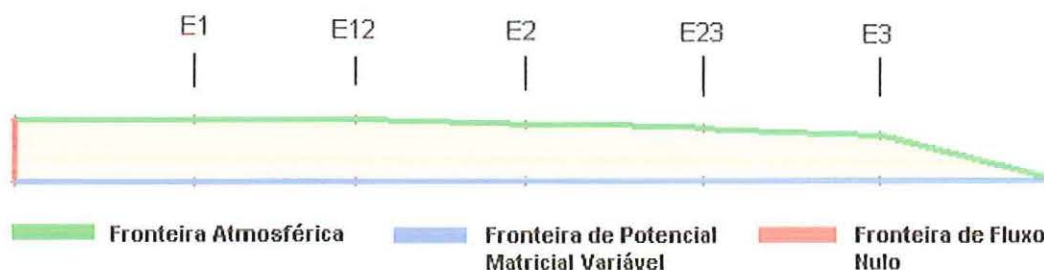


FIGURA 50 – Fronteiras do domínio de fluxo

Os dados variáveis de precipitação, evaporação e potencial matricial utilizados para as fronteiras definidas acima estão especificados a seguir.

As distribuições de precipitação e evaporação consideradas na fronteira superior foram as mesmas utilizadas na verificação da confiabilidade dos parâmetros e encontram-se apresentadas na FIGURAS 39 e 40 (Capítulo 4). No trecho localizado entre a Estação E23 e a fronteira lateral direita do domínio de fluxo, observou-se que no início do período de simulação considerado, o nível d'água ainda encontrava-se acima da fronteira superior. Neste caso, este trecho da fronteira deveria ter sido considerado como uma fronteira de potencial variável, no entanto o programa não permite a adoção de duas fronteiras de potencial variável sujeitas a variações de pressão no tempo diferentes e como a fronteira inferior já havia sido considerada como uma fronteira de potencial variável, optou-se por considerar toda a fronteira superior como uma fronteira atmosférica.

A FIGURA 51 mostra as evoluções no tempo dos potenciais matriciais medidos nas Estações E1, E2 e E3, nas profundidades de 200 cm, 190 cm e 140 cm, respectivamente. Observa-se que as evoluções no tempo dos potenciais matriciais medidos nas três estações não apresentam diferença significativa entre si, já que a base de cada perfil encontra-se na zona saturada e a variação do potencial matricial, neste caso, é a variação da carga de pressão resultante da variação do nível lençol freático no período considerado. Com base nas observações efetuadas considerou-se, ao longo da fronteira inferior, os valores médios de potencial matricial medidos nas três estações. A FIGURA 52 apresenta a variação média de potencial matricial considerada na fronteira inferior no período de 15/01/98 a 26/02/98.

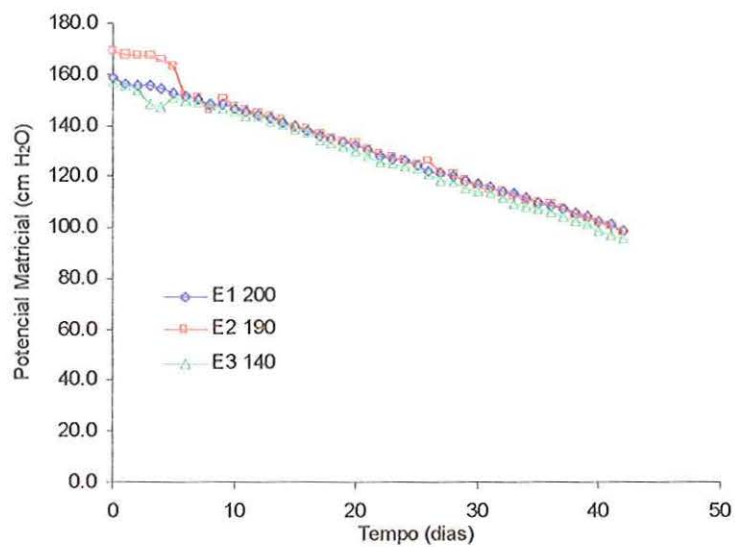


FIGURA 51 – Evolução no tempo dos potenciais matriciais medidos nas Estações E1, E2 e E3, nas profundidades de 200 cm, 190 cm e 140 cm, respectivamente

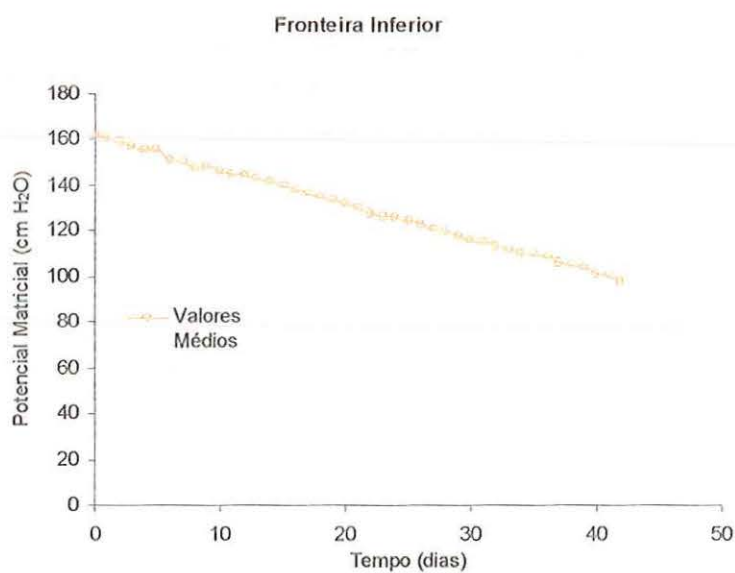


FIGURA 52 – Potencial matricial variável utilizado na fronteira inferior

As condições de fronteira para o transporte de solutos, foram definidas também de acordo com os dados de campo e com as possibilidades do HYDRUS-2D, descritas no Capítulo3, da seguinte forma:

- As fronteiras **superior** e **inferior**, foram definidas como fronteiras de **primeiro tipo** (ou tipo Dirichlet) onde se estabelece uma concentração ao longo do seguimento de fronteira considerado.
- As fronteiras **laterais**, foram definidas como fronteiras **impermeáveis** e portanto de segundo tipo (ou tipo Neumann).

5.11 Condição inicial

A condição inicial de pressão foi definida com base nos perfis de potencial matricial medidos nas Estações E1, E2 e E3, no dia 15/01/98 correspondente ao tempo inicial da simulação. A FIGURA 53 mostra os perfis de pressão matricial medidos nas estações E1, E2 e E3, no dia 15/01/98.

A análise dos dados da FIGURA 53 mostra que os perfis de potencial matricial medidos nas estações principais no dia 15/01/98 apresentam diferenças significativas não sendo possível adotar um perfil médio de potencial matricial ao longo de todo domínio do fluxo. Este problema foi solucionado utilizando-se o artifício de adotar cada um dos perfis de potencial matricial em um trecho do domínio de fluxo conforme mostrado no esquema da FIGURA 54. Neste caso, a distribuição de potenciais matriciais, utilizada na simulação como condição inicial, foi a que se encontra na FIGURA 55.

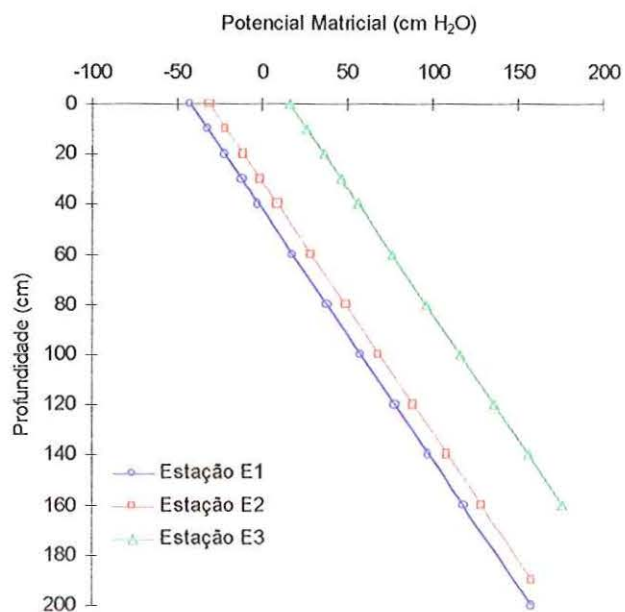


FIGURA 53 – Perfis de potencial matricial medidos nas Estações E1, E2 e E3, no dia 15/01/98

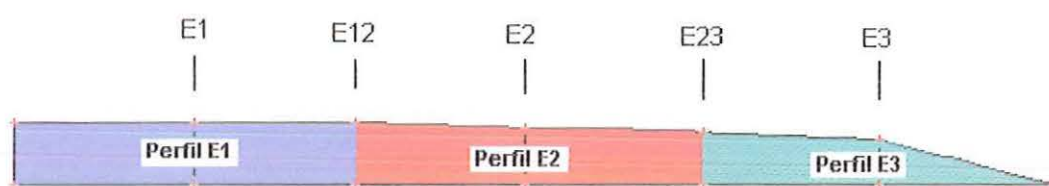


FIGURA 54 – Esquema adotado para a distribuição dos potenciais matriciais dentro do domínio do fluxo.

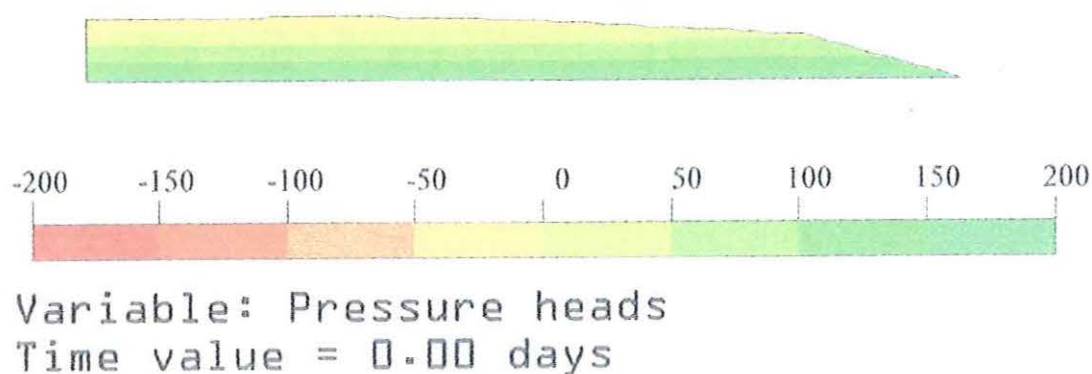


FIGURA 55 – Distribuição de potenciais matriciais (em cmH₂O), considerada como condição inicial para o fluxo de água

A condição inicial de concentração de sais totais, necessária para a análise do transporte de solutos dentro da área estudada, foi definida com base nos dados da análise de sais solúveis apresentada no Capítulo 3. As concentrações de sais totais dissolvidos, determinadas para as Estações E1 e E3 a partir da condutividade elétrica dos extratos de saturação, e apresentadas na FIGURA 56, foram consideradas como a distribuição existente no domínio do fluxo no dia 15/01/98, correspondente ao tempo inicial da simulação, segundo o mesmo esquema utilizado para a distribuição de potenciais matriciais (FIGURA 54), e considerando as concentrações de sais totais da Estação E2 iguais às da Estação E1. A FIGURA 57 mostra a distribuição das concentrações de sais totais dissolvidos, utilizada na simulação.

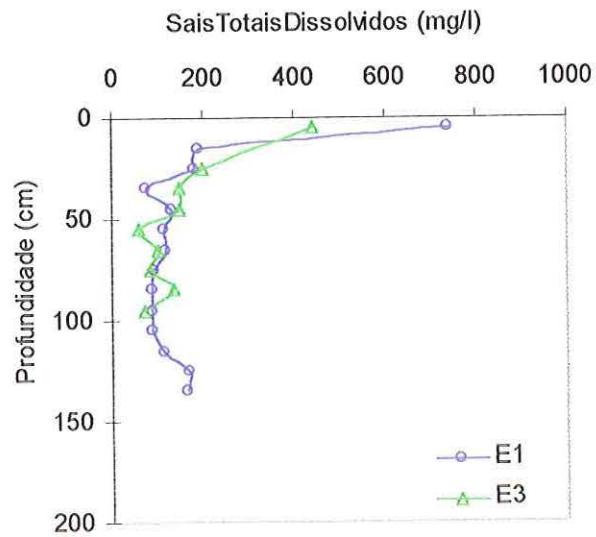


FIGURA 56 – Perfis de concentração de sais totais dissolvidos determinados para as Estações E1 e E3.

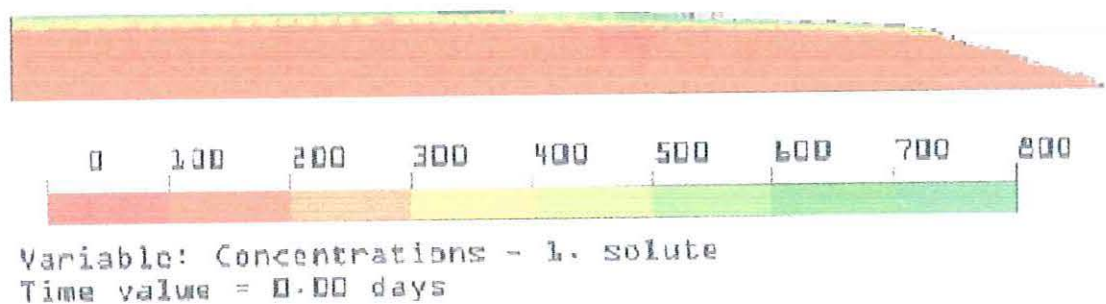


FIGURA 57 – Distribuição de concentrações totais de sais dissolvidos (em mg/l), considerada como condição inicial para o transporte de solutos

5.12 Resultados obtidos para o fluxo de água

Os resultados da modelagem bi-dimensional do fluxo de água no solo aluvial do açude Cajueiro estão apresentados a seguir.

As FIGURAS 58, 59 e 60 apresentam a comparação entre a evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, nas Estações E1, E2 e E3, respectivamente, para diversas profundidades.

As FIGURAS 61, 62 e 63 apresentam a comparação entre a evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, nas Estações E1, E2 e E3, respectivamente, para diversas profundidades.

As FIGURAS 64, 65 e 66 apresentam a comparação entre os perfis de potencial matricial, medidos e simulados, nas Estações E1, E2 e E3, respectivamente, para diversos tempos.

As FIGURAS 67, 68 e 69 apresentam a comparação entre os perfis de umidade, medidos e simulados, nas Estações E1, E2 e E3, respectivamente, para diversos tempos.

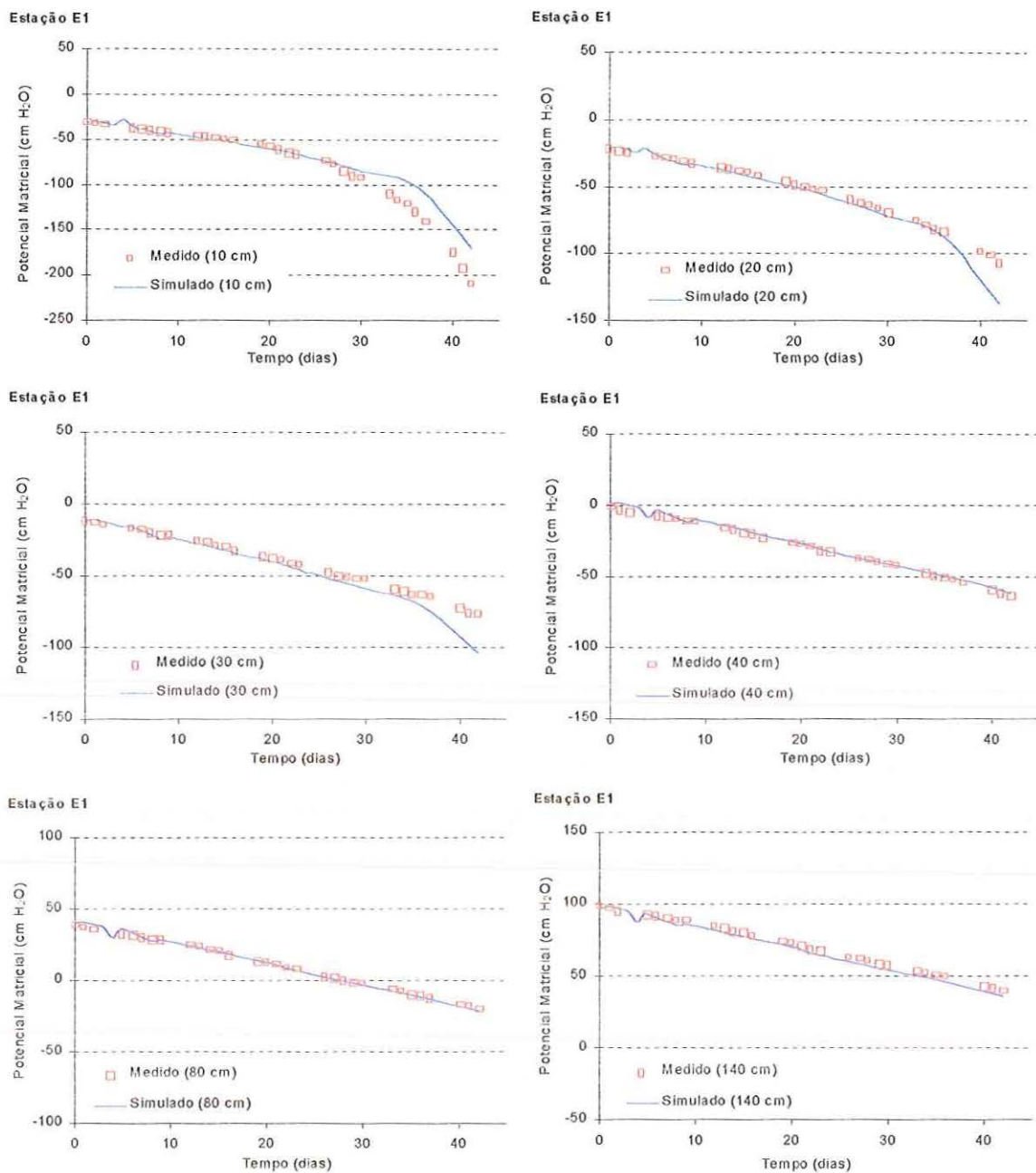
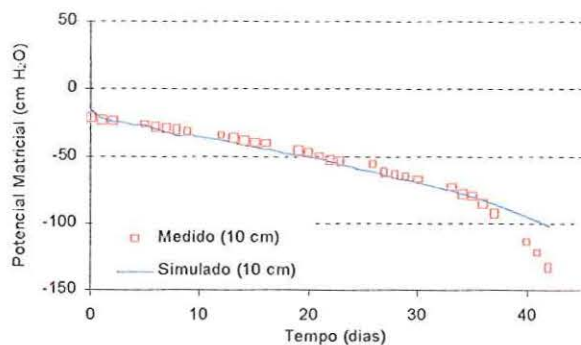
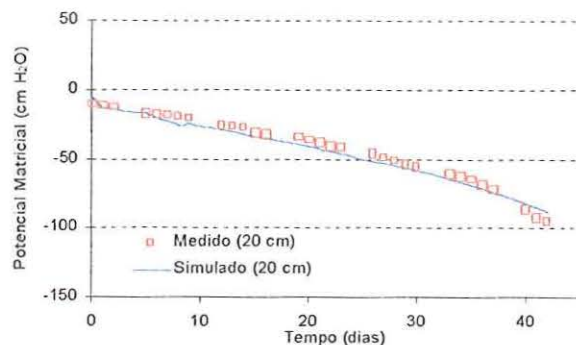


FIGURA 58 – Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, para diversas profundidades, na Estação E1

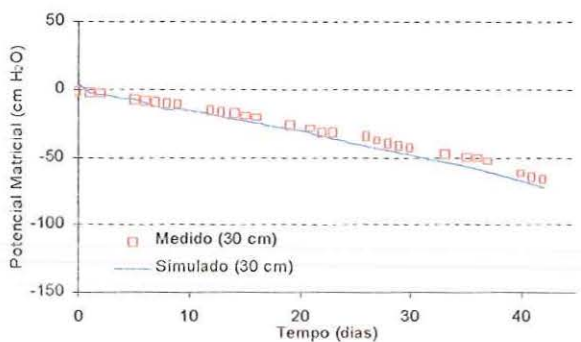
Estação E2



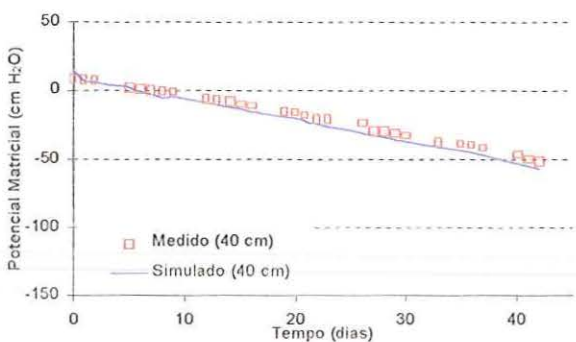
Estação E2



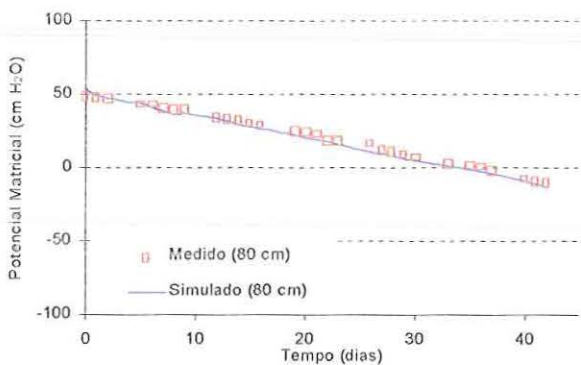
Estação E2



Estação E2



Estação E2



Estação E2

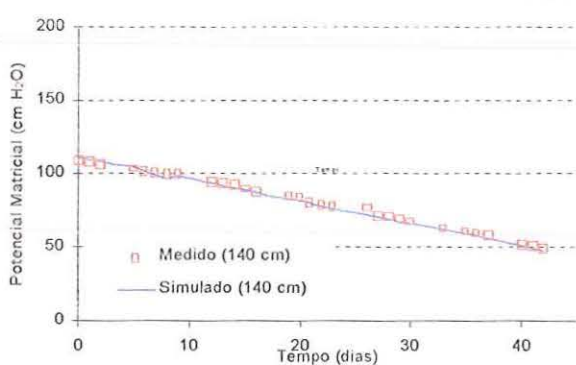
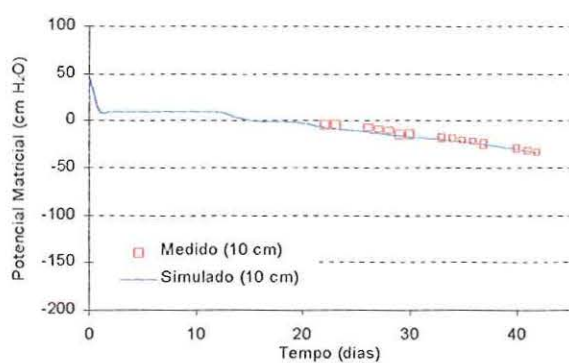
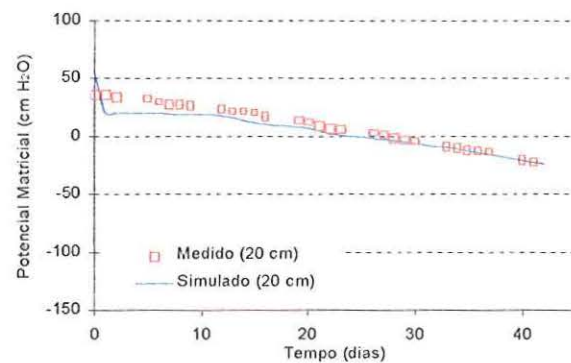


FIGURA 59 – Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, para diversas profundidades, na Estação E2

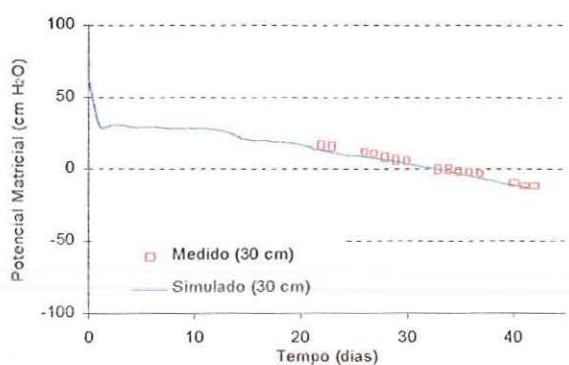
Estação E3



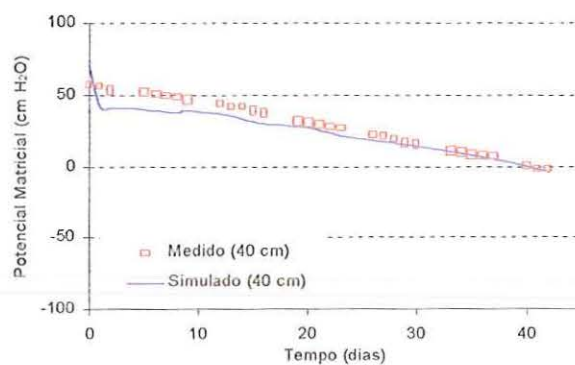
Estação E3



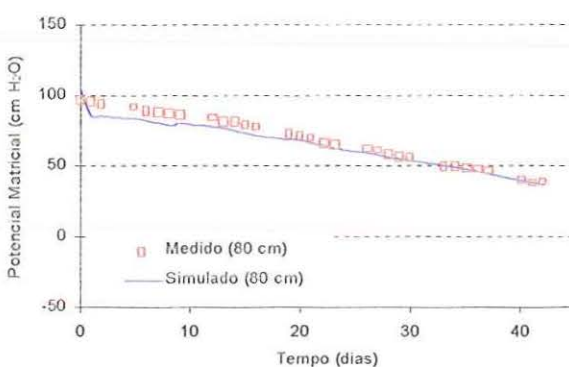
Estação E3



Estação E3



Estação E3



Estação E3

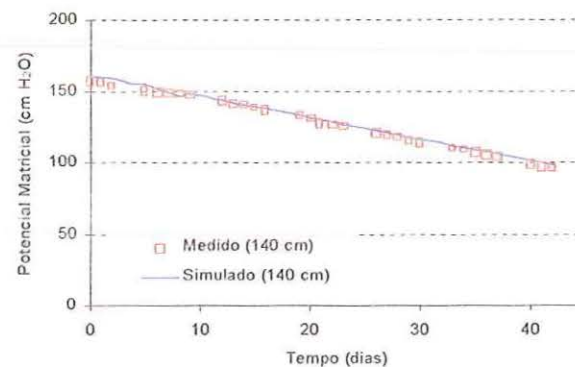


FIGURA 60 – Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados, para diversas profundidades, na Estação E3

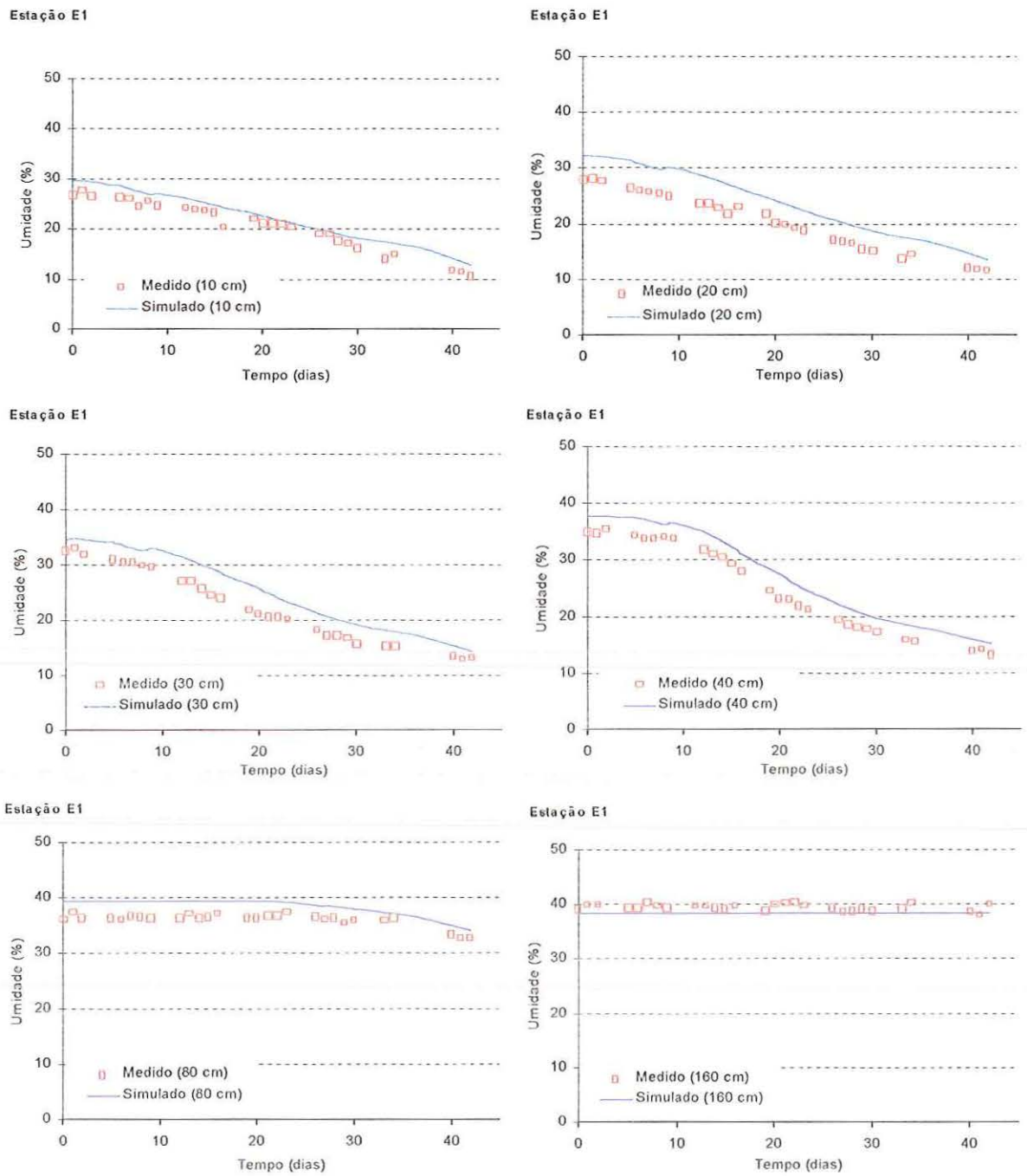
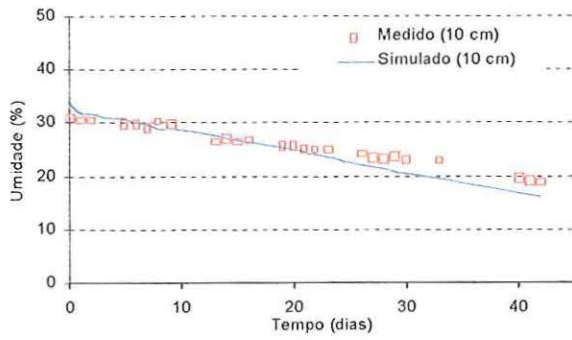
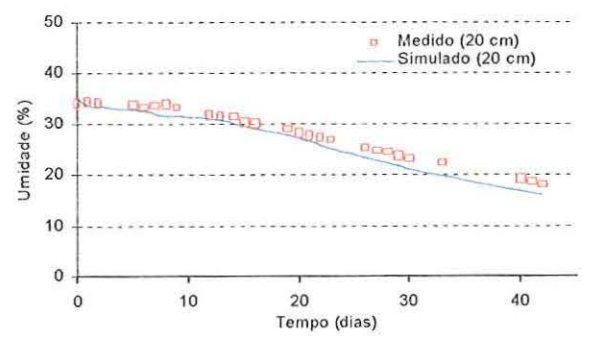


FIGURA 61 – Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1

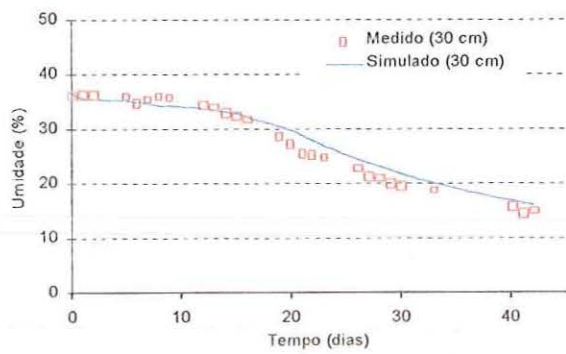
Estação E2



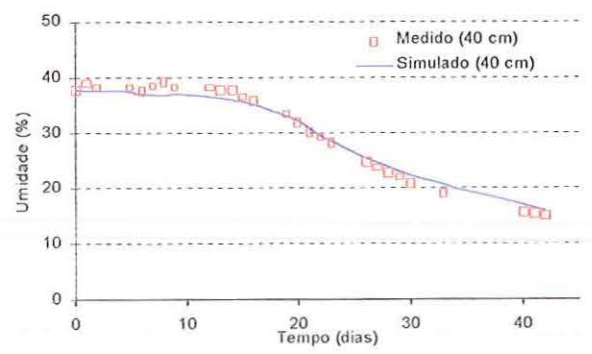
Estação E2



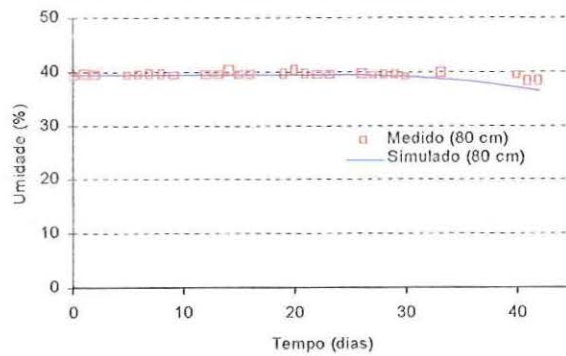
Estação E2



Estação E2



Estação E2



Estação E2

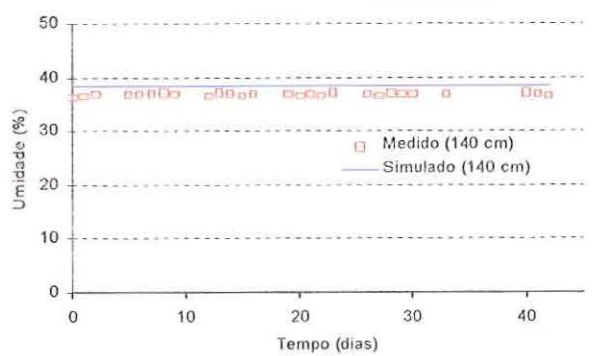
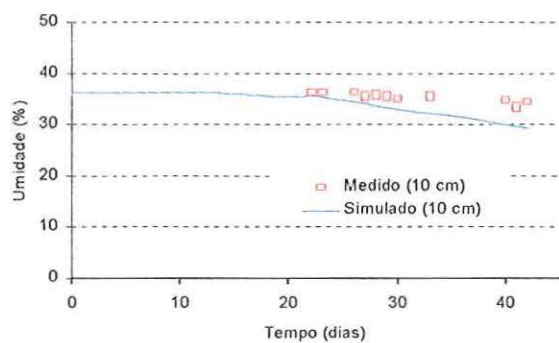
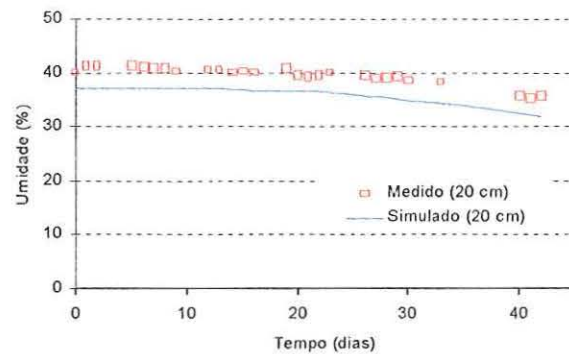


FIGURA 62 – Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2

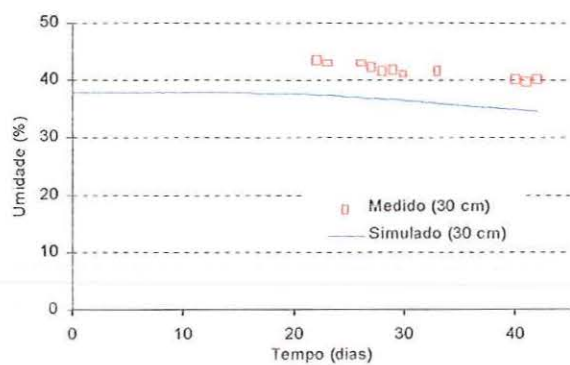
Estação E3



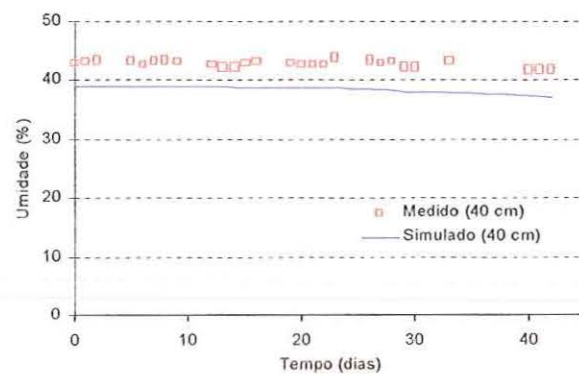
Estação E3



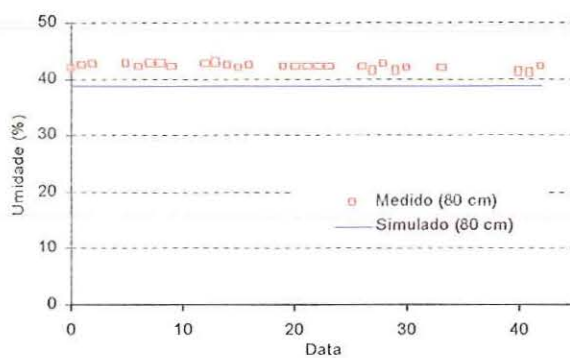
Estação E3



Estação E3



Estação E3



Estação E3

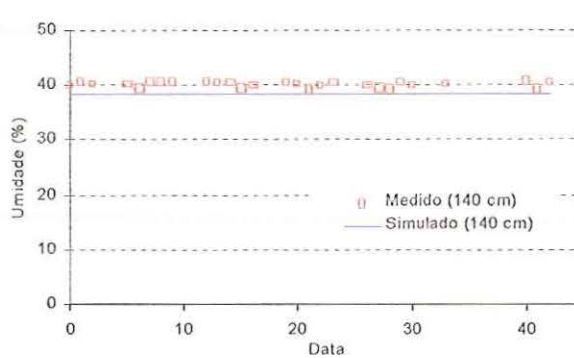
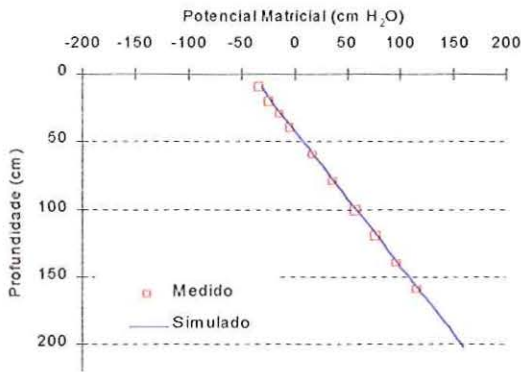
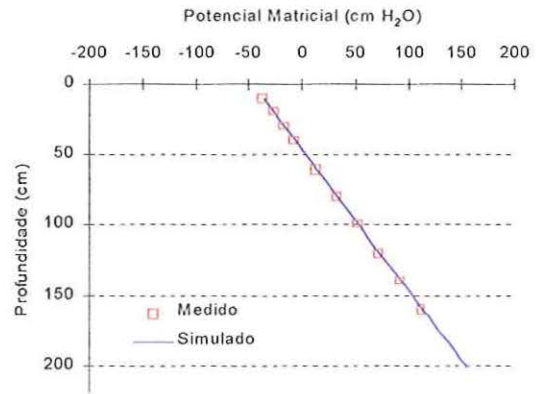


FIGURA 63 – Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas, para diversas profundidades, na Estação E3

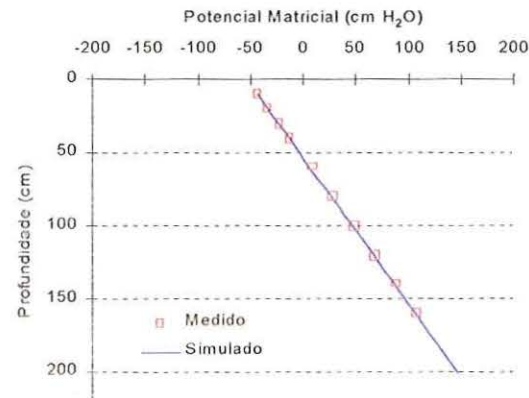
Estação E1
T=1 dia (16/01/98)



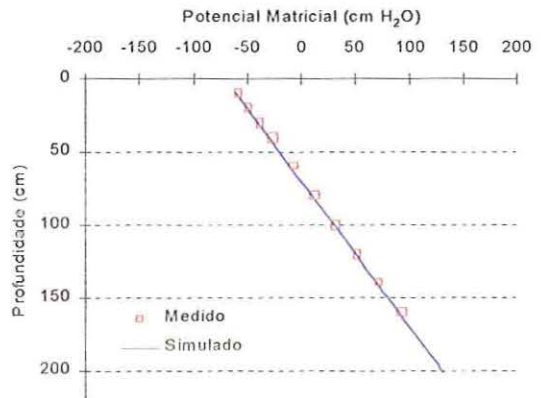
Estação E1
T= 6 dias (20/01/98)



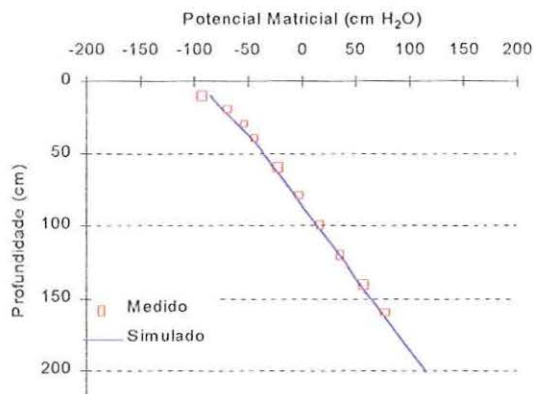
Estação E1
T= 9 dias (24/01/98)



Estação E1
T= 20 dias (04/02/98)



Estação E1
T= 30 dias (14/02/98)



Estação E1
T= 42 dias (26/02/98)

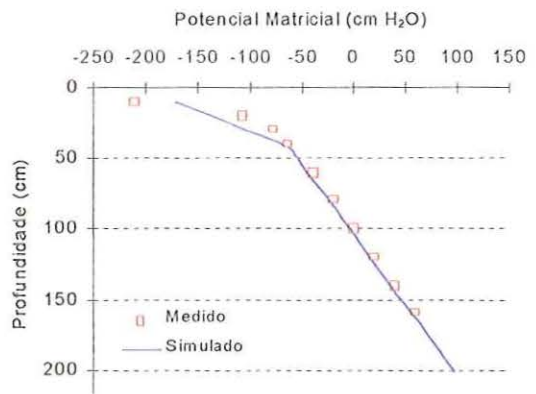


FIGURA 64 – Perfis de potencial matricial, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E1

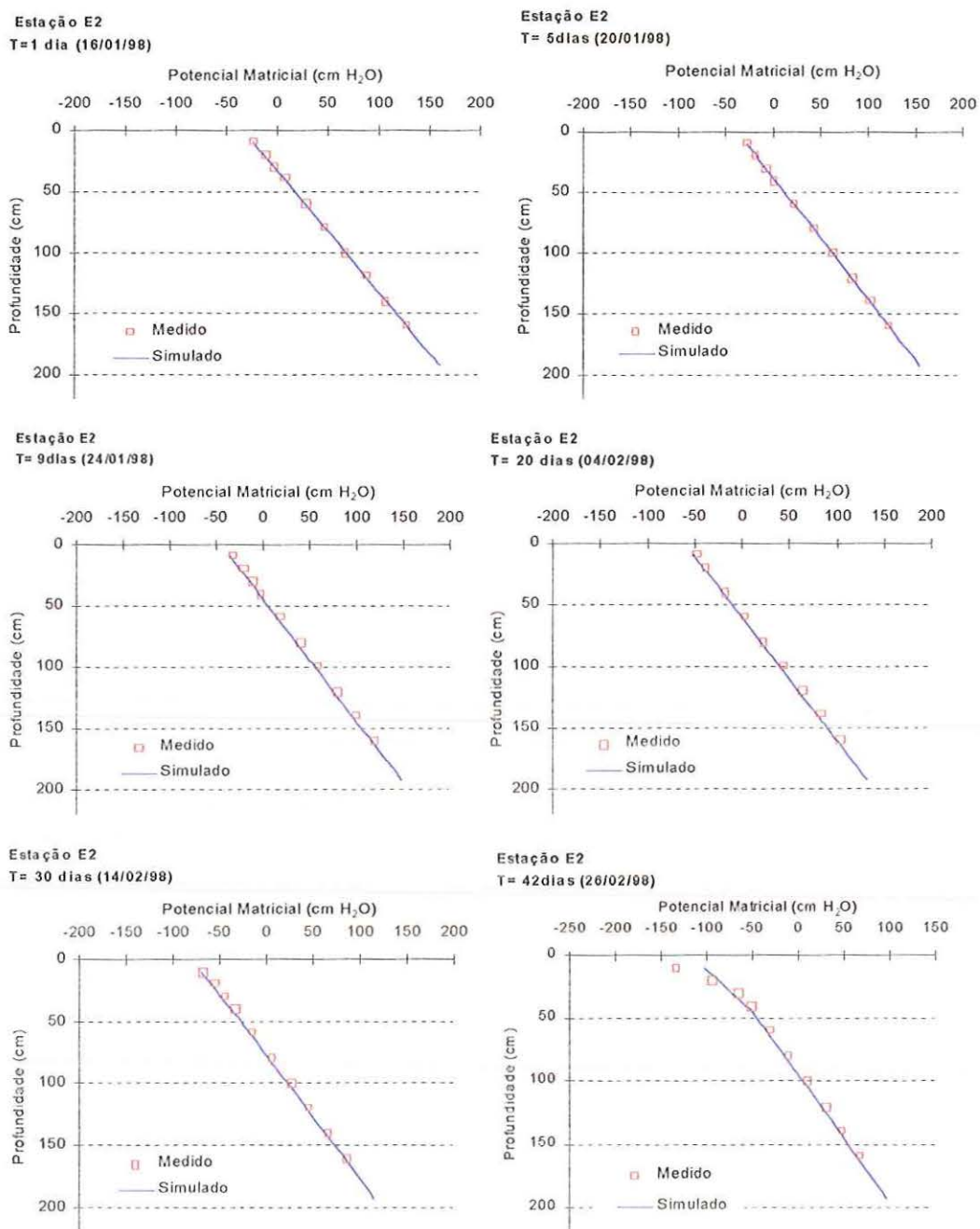


FIGURA 65 – Perfis de potencial matricial, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E2

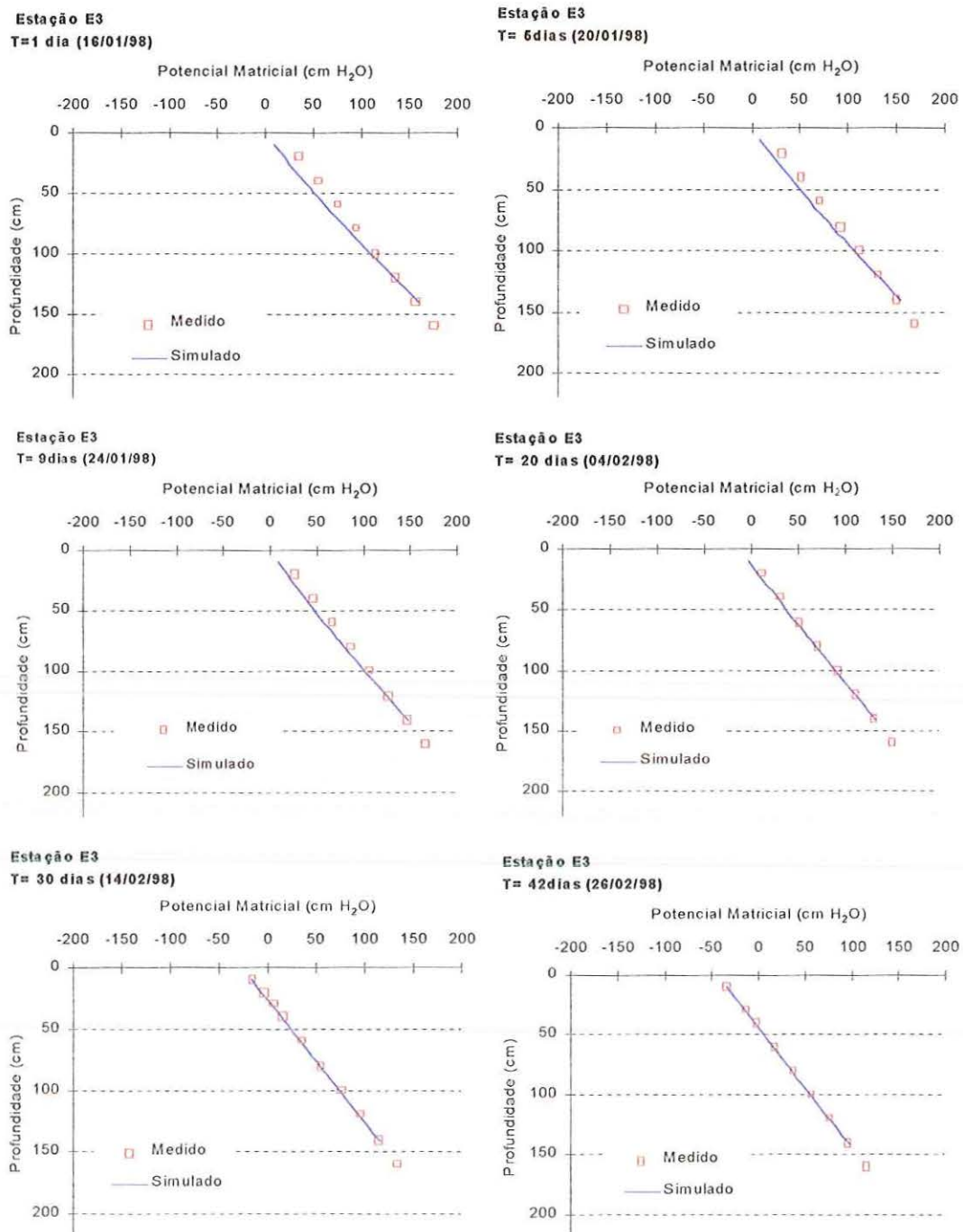
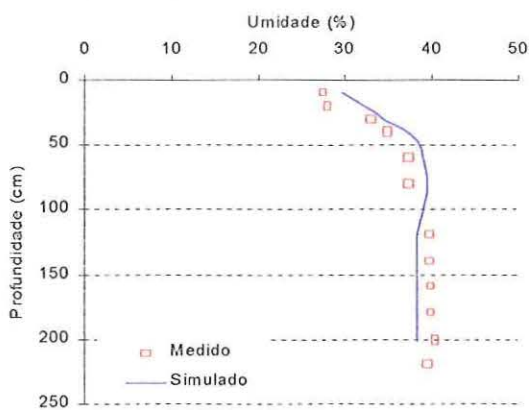
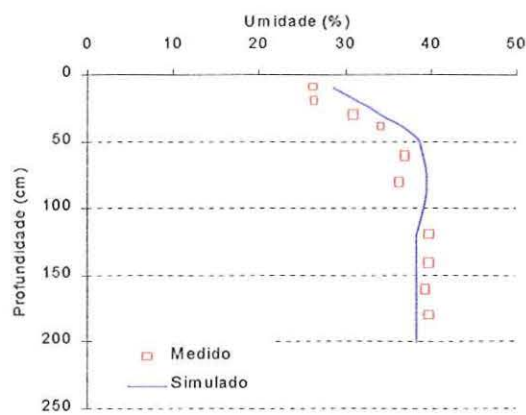


FIGURA 66 – Perfis de potencial matricial, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E3

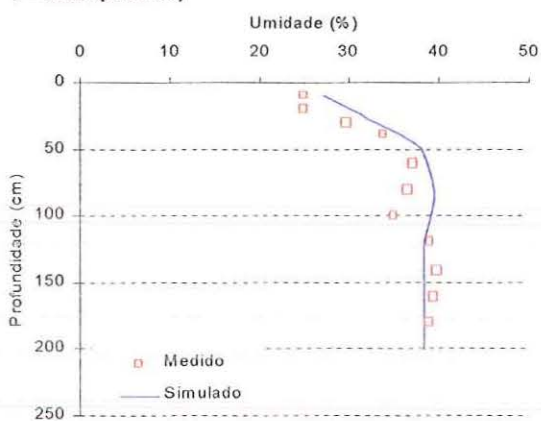
Estação E1
T = 1 dia (16/01/98)



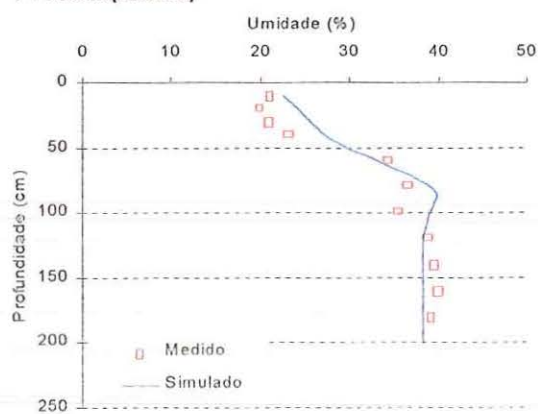
Estação E1
T = 6 dias (20/01/98)



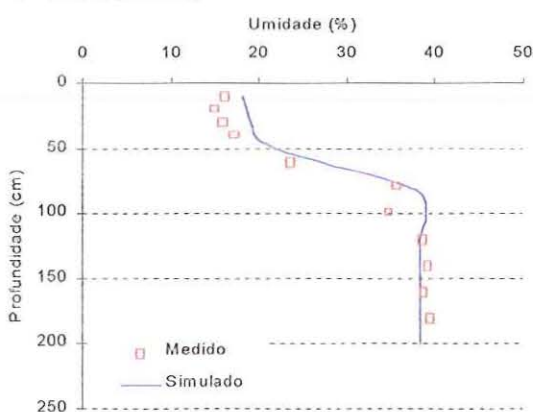
Estação E1
T = 9 dias (24/01/98)



Estação E1
T = 20 dias (04/02/98)



Estação E1
T = 30 dias (14/02/98)



Estação E1
T = 42 dias (26/02/98)

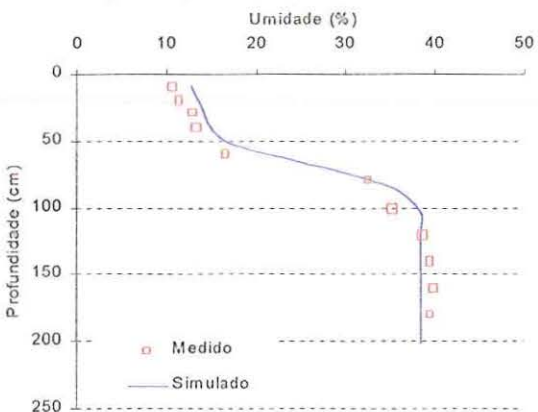


FIGURA 67 – Perfis de umidade, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E1

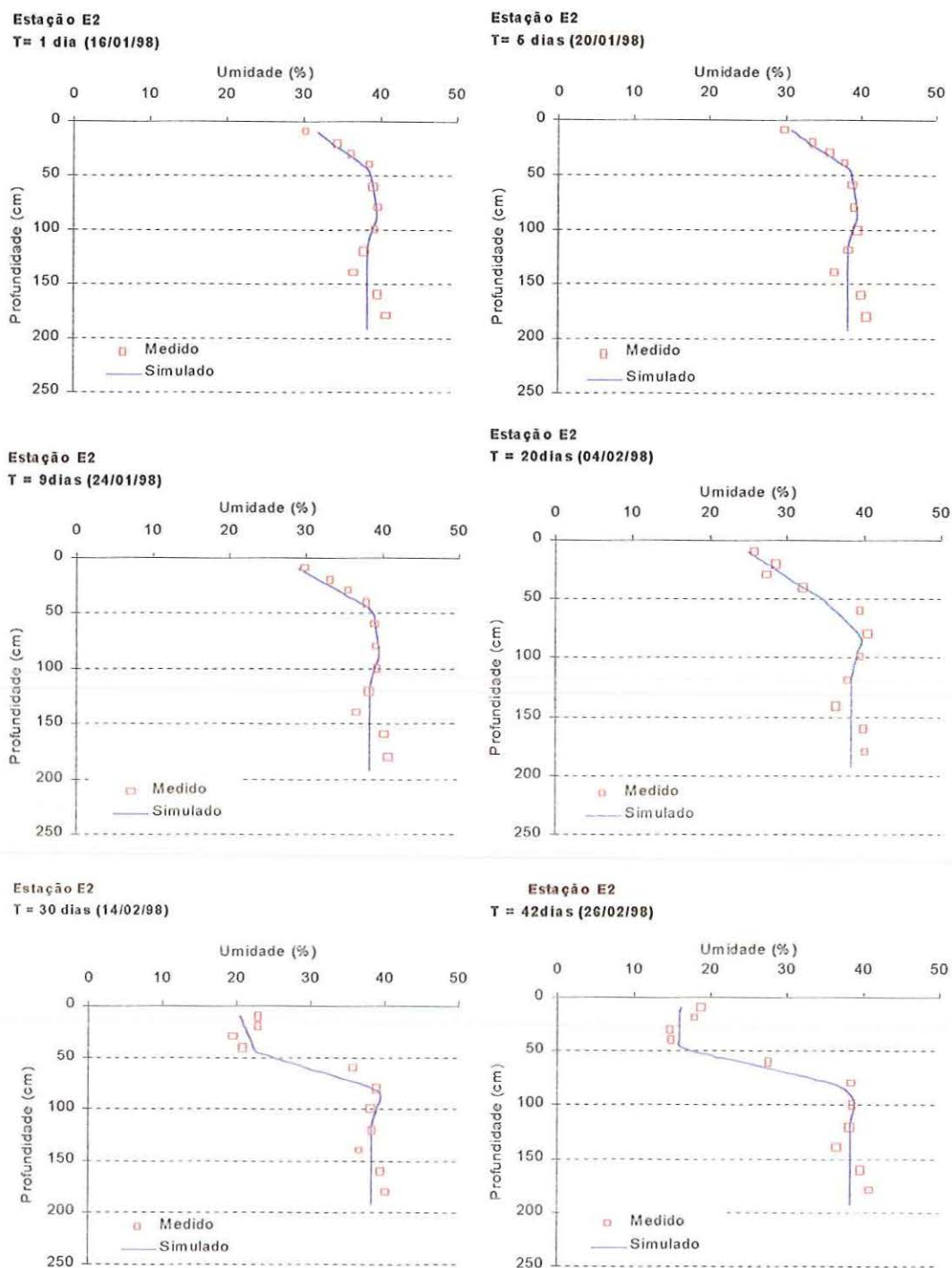


FIGURA 68 – Perfis de umidade, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E2

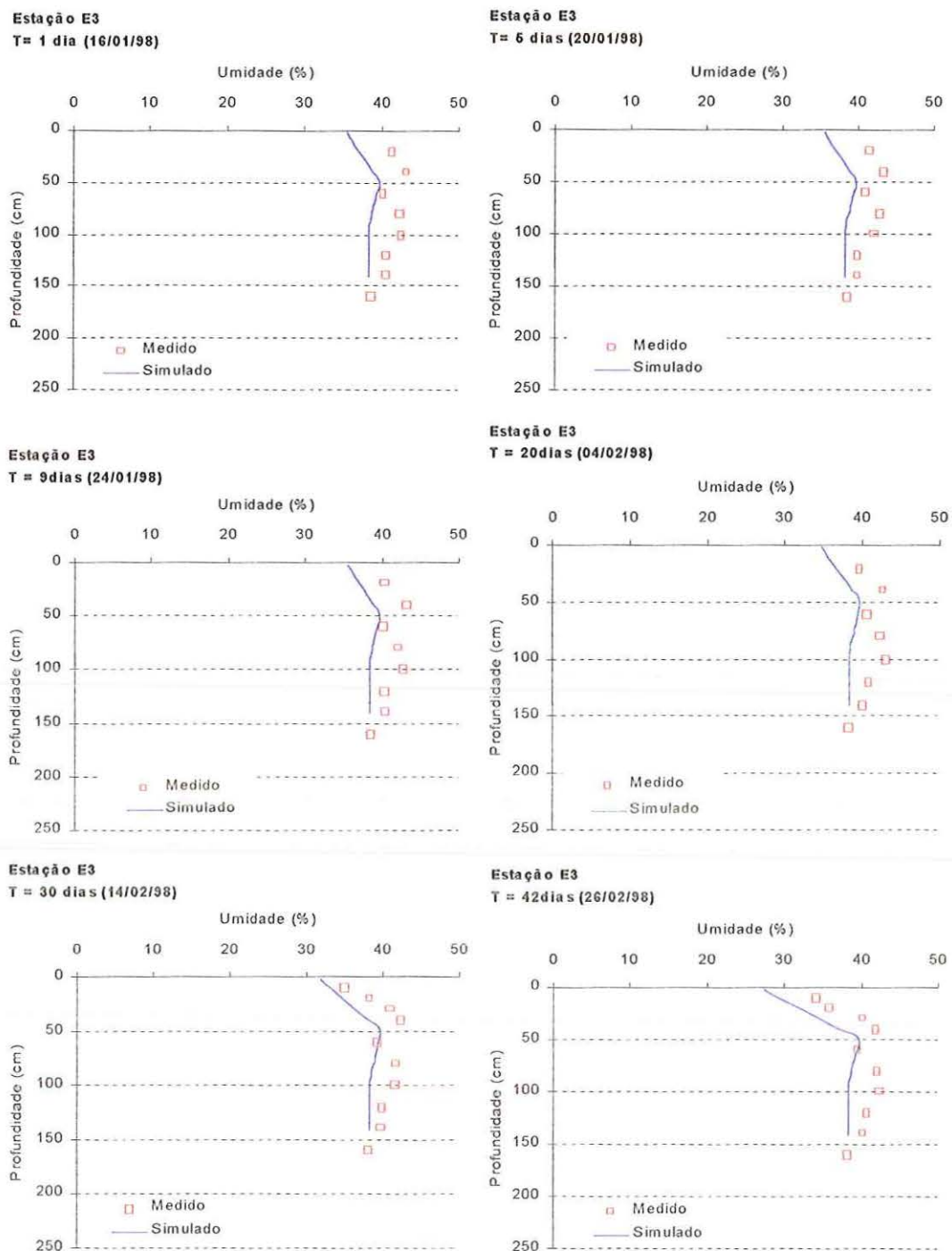


FIGURA 69 – Perfis de umidade, medidos e simulados, para diversos tempos, na Estação E3

5.13 Análise e discussão dos resultados obtidos para o fluxo de água

A análise das FIGURAS 58, 59 e 60 mostra que os valores simulados de potencial matricial apresentam uma boa concordância com os valores medidos, para todas as Estações. Para a fase final da simulação ($t > 30$ dias) e para profundidades menores que 10cm, os valores simulados de potencial matricial, para as Estações E1 e E2, são inferiores aos valores de medidos, e para as profundidades entre 10 e 30 cm os valores simulados de potencial matricial para a Estação E1 são maiores que os valores medidos. Este comportamento deve ser devido ao fato de se ter considerado valores de condutividade hidráulica menores que os valores reais para profundidades menores que 10 cm e valores de condutividade hidráulica maiores que os reais para profundidades entre 20 e 30 cm. Para a Estação E3 os valores simulados de potencial matricial, para profundidades menores que 80 cm e para tempos menores que 25 dias, são ligeiramente superiores aos valores medidos. Neste caso, observa-se também uma queda brusca dos valores simulados de potencial no início da simulação. Este comportamento pode estar associado ao fato de se ter considerado, neste trecho, devido a limitações do programa, uma condição de fronteira atmosférica na superfície e não uma fronteira de potencial matricial variável.

A análise dos dados de umidade, apresentados nas FIGURAS 61, 62 e 63, mostra que os valores de umidade simulados para a Estação E2 apresentaram boa concordância com os dados medidos. Para a Estação E1, os valores de umidade simulados foram superiores aos valores medidos, especialmente para profundidades menores que 80 cm. Para a Estação E3 os valores de umidade simulados foram inferiores aos valores medidos. Este comportamento pode ser explicado pelo fato de se estar utilizando parâmetros hidráulicos determinados a partir de dados medidos apenas na Estação E2, os quais não correspondem exatamente aos parâmetros das demais estações devido à variabilidade espacial dentro da área estudada.

Os perfis de potencial matricial, apresentados nas FIGURAS 64, 65 e 66, mostram que os valores simulados de potencial matricial apresentam uma boa concordância com os valores medidos para todas as profundidades e em todas as Estações. Para profundidades menores que 30cm e para tempos maiores que 30 dias, os valores simulados de potencial matricial na Estação E1 são inferiores aos valores medidos, enquanto que na Estação E3 os valores simulados de potencial matricial, para profundidades menores que 80 cm, são superiores aos valores medidos.

Os perfis de umidade, apresentados nas FIGURAS 67, 68 e 69, mostram que para a Estação E2 os valores simulados de umidade para profundidades menores que 120 cm apresentam boa concordância com os valores medidos. Para profundidades maiores que 120 cm, os valores simulados de umidade não apresentam boa concordância com os valores medidos. Este comportamento pode ser explicado pelo fato de se ter considerado para as camadas com profundidade maior que 100 cm os mesmos parâmetros determinados para a camada com profundidade entre 80 e 100 cm. Isto foi feito, pois os ajustes dos dados medidos no ensaio de drenagem interna para as profundidades maiores que 100 cm não apresentaram bom ajuste (ver item 3.8.2). Para a Estação E1, os valores simulados dos perfis de umidade apresentaram uma concordância razoável com os valores medidos. Para a Estação E3, os perfis simulados não apresentaram uma boa concordância com os perfis medidos. Neste caso, as distorções podem estar associadas a utilização de uma distribuição de materiais diferente da distribuição real devido às limitações do próprio programa HYDRUS-2D e a variabilidade espacial das características hidráulicas dentro da área estudada.

Outra causa das distorções encontradas nos valores simulados de potencial matricial e de umidade para as camadas com profundidades menores que 30 cm, na fase final da simulação ($t > 30$ dias), pode estar associada ao fato de os parâmetros hidráulicos terem sido obtidos a partir de dados que correspondem ao trecho mais úmido da curva de retenção, não sendo, por isso, muito representativos do trecho correspondente ao ramo mais seco.

A análise do conjunto de resultados relativos a fluxo indica que devido às altas taxas de evaporação registradas na área, e consideradas na simulação, embora haja um fluxo predominantemente descendente governado pelo rebaixamento do nível d'água dentro do domínio considerado, as camadas superiores ficam sujeitas à um fluxo ascendente que é ditado pela evaporação.

5.14 Análise comparativa do fluxo unidimensional e bi-dimensional

Uma análise comparativa dos dados simulados de fluxo considerando-se a modelagem unidimensional e bi-dimensional também pode ser efetuada para a Estação E2, comparando-se os dados apresentados no teste de confiabilidade dos parâmetros, apresentados no Capítulo 4, com os resultados simulados segundo o fluxo bi-dimensional apresentados neste capítulo.

As FIGURAS 70 e 71 apresentam os resultados simulados de potencial matricial e umidade, obtidos para a Estação E2, considerando-se os dois casos, ou seja, o caso unidimensional e o caso bi-dimensional.

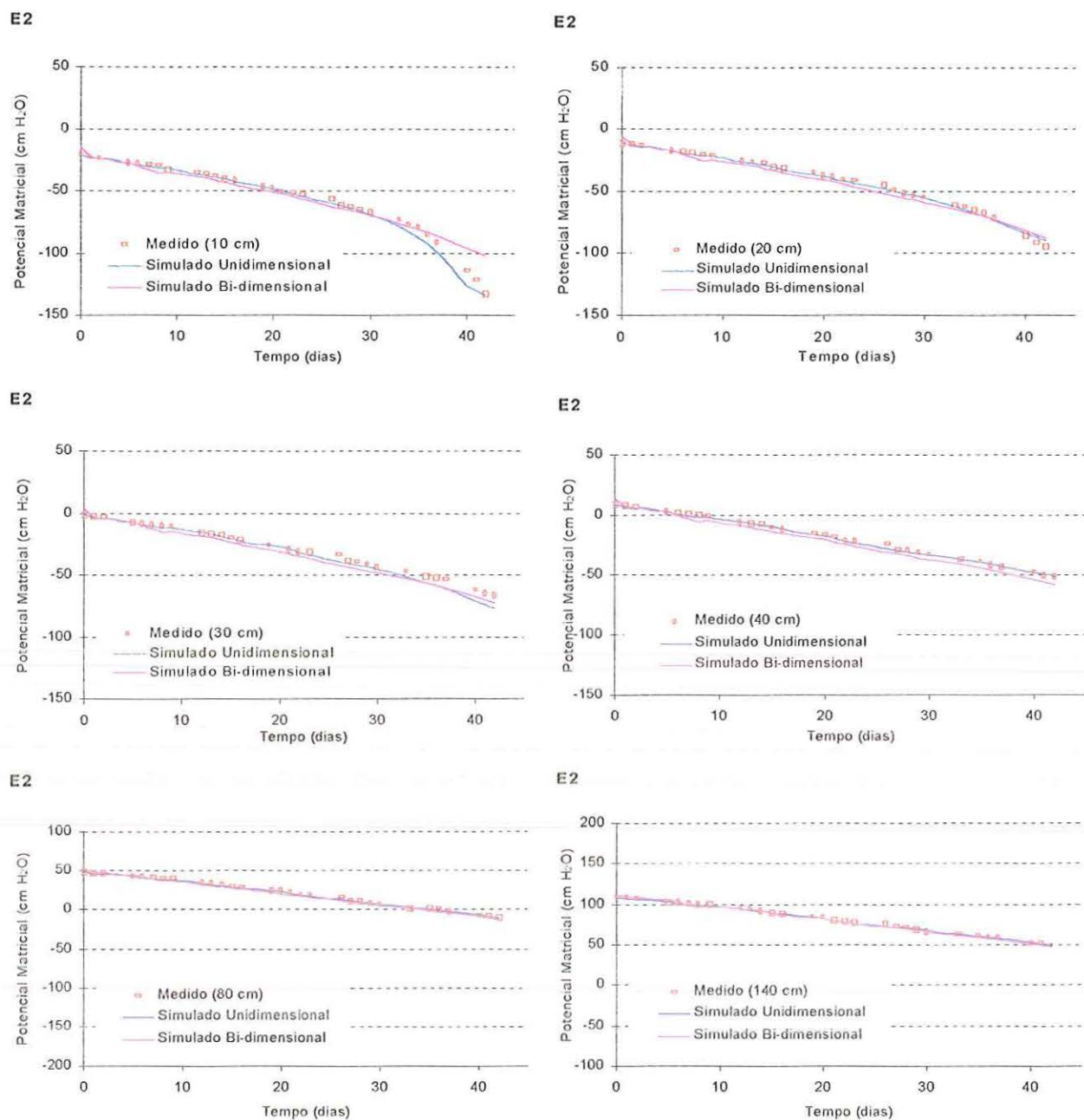


FIGURA 70 – Evolução no tempo dos potenciais matriciais, medidos e simulados (unidimensional e bi-dimensional) para a Estação E2

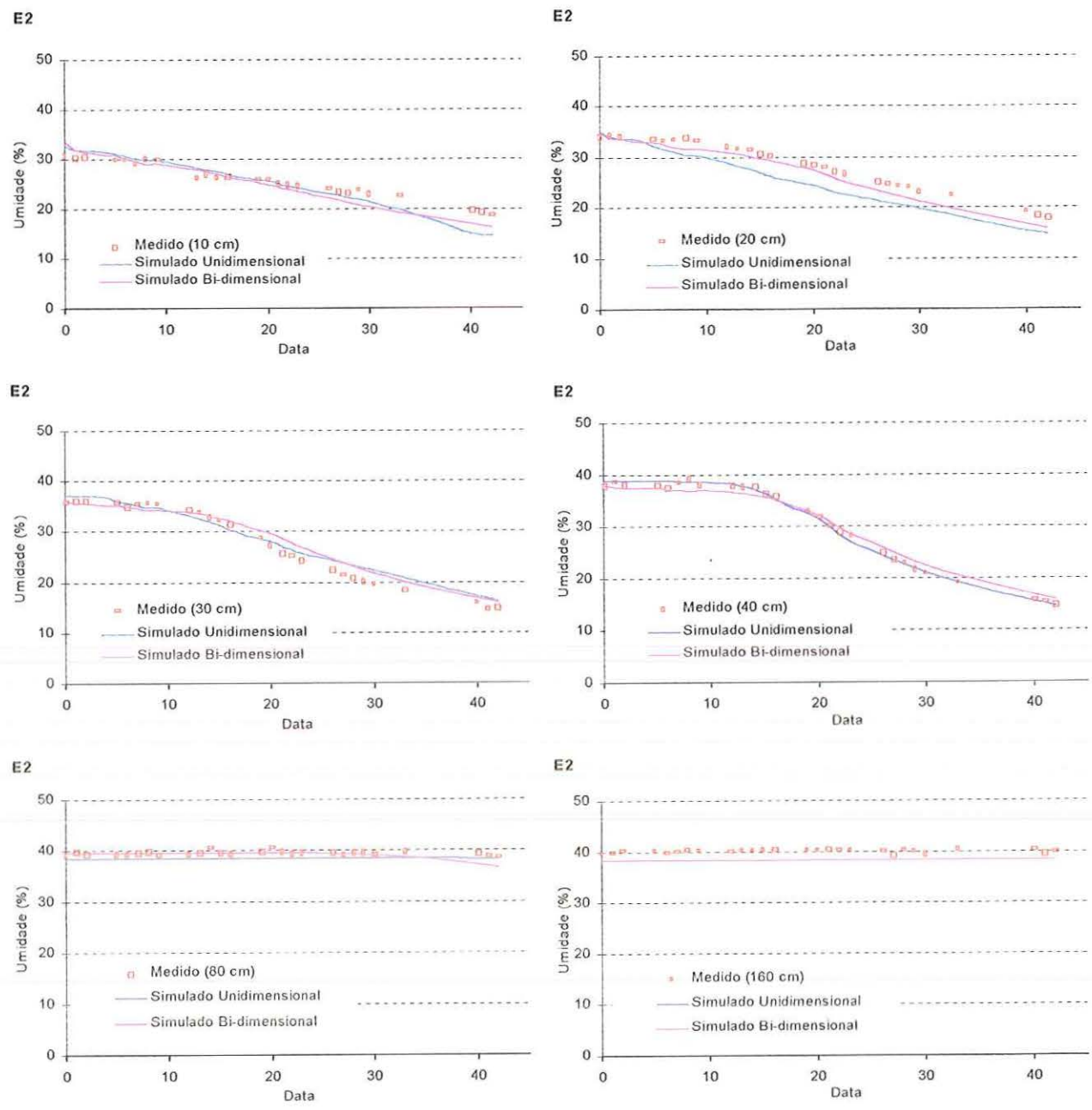


FIGURA 71 - Evolução no tempo das umidades, medidas e simuladas (unidimensional e bi-dimensional) para a Estação E2

A análise dos dados apresentados nas FIGURAS 70 e 71 permite concluir que, neste caso, existe pequena diferença entre a simulação efetuada considerando-se o fluxo vertical unidimensional e o fluxo bi-dimensional, principalmente para profundidades maiores que 40 cm onde os valores de umidade são mais elevados.

Para profundidades menores que 10 cm e para tempos superiores a 30 dias, observa-se que o potencial matricial simulado para o caso bi-dimensional tem valores menores que aquele simulado para o caso unidimensional, sendo que os valores da simulação unidimensional apresentam melhor concordância com os dados medidos. Os valores de umidade, no entanto, são muito próximos, sendo que os valores simulados para o caso bi-dimensional apresentam melhor concordância com os valores medidos.

5.15 Resultados obtidos para o transporte de solutos

Devido à falta de dados medidos de concentração de sais na área estudada, a simulação do transporte de solutos efetuada não pode ser comparada a dados medidos. No entanto, considerando que os dados simulados e fluxo de água mostraram-se coerentes com os dados medidos, pode-se fazer uma análise do transporte de solutos na área de interesse através dos resultados simulados do transporte de solutos.

As FIGURAS 72, 73 e 74 apresentam as evoluções no tempo, das concentrações de sais totais simuladas nas as Estações E1, E2 e E3, respectivamente, para diversas profundidades.

As FIGURAS 75, 76 e 77 apresentam os perfis de concentração de sais totais simulados nas as Estações E1, E2 e E3, respectivamente, para diversos tempos.

A FIGURA 78 apresenta a evolução no tempo da massa de sais totais, obtida a partir das concentrações de sais totais e dos estoques de água calculados em função das umidades para as Estações E1 e E2 e a FIGURA 79 apresenta os perfis de massa de sais totais nas Estações E1 e E2.

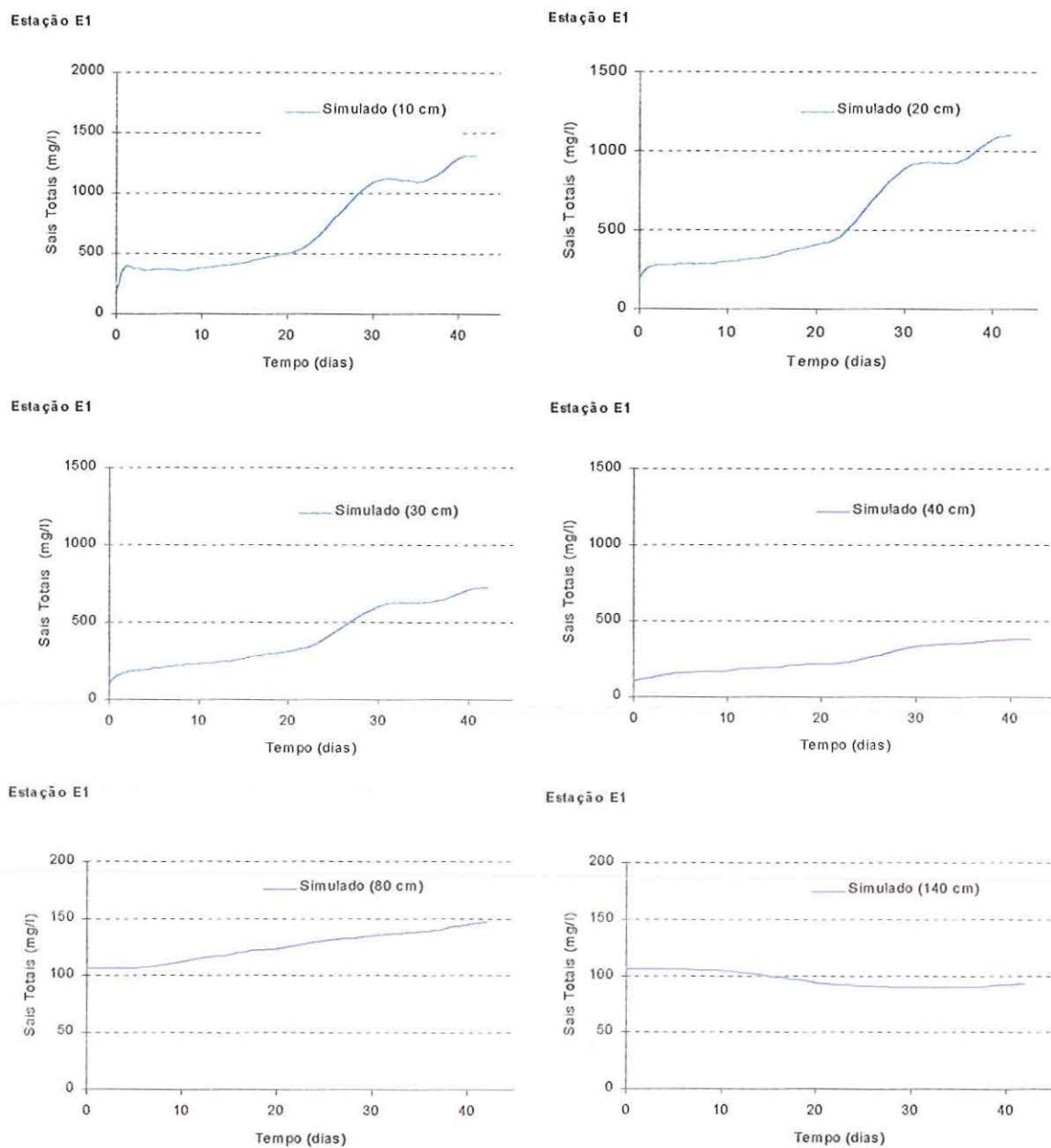


FIGURA 72 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1

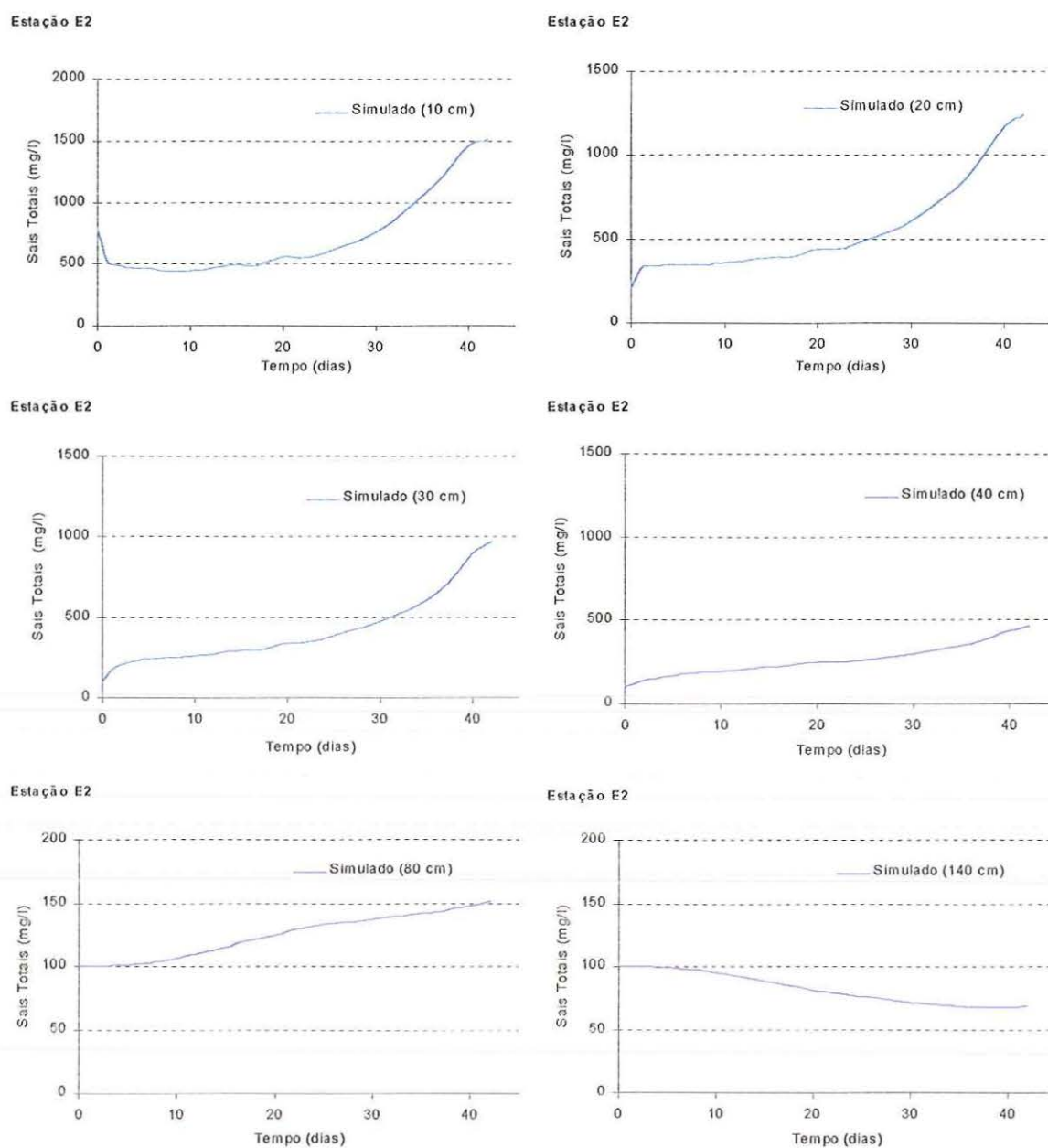


FIGURA 73 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2

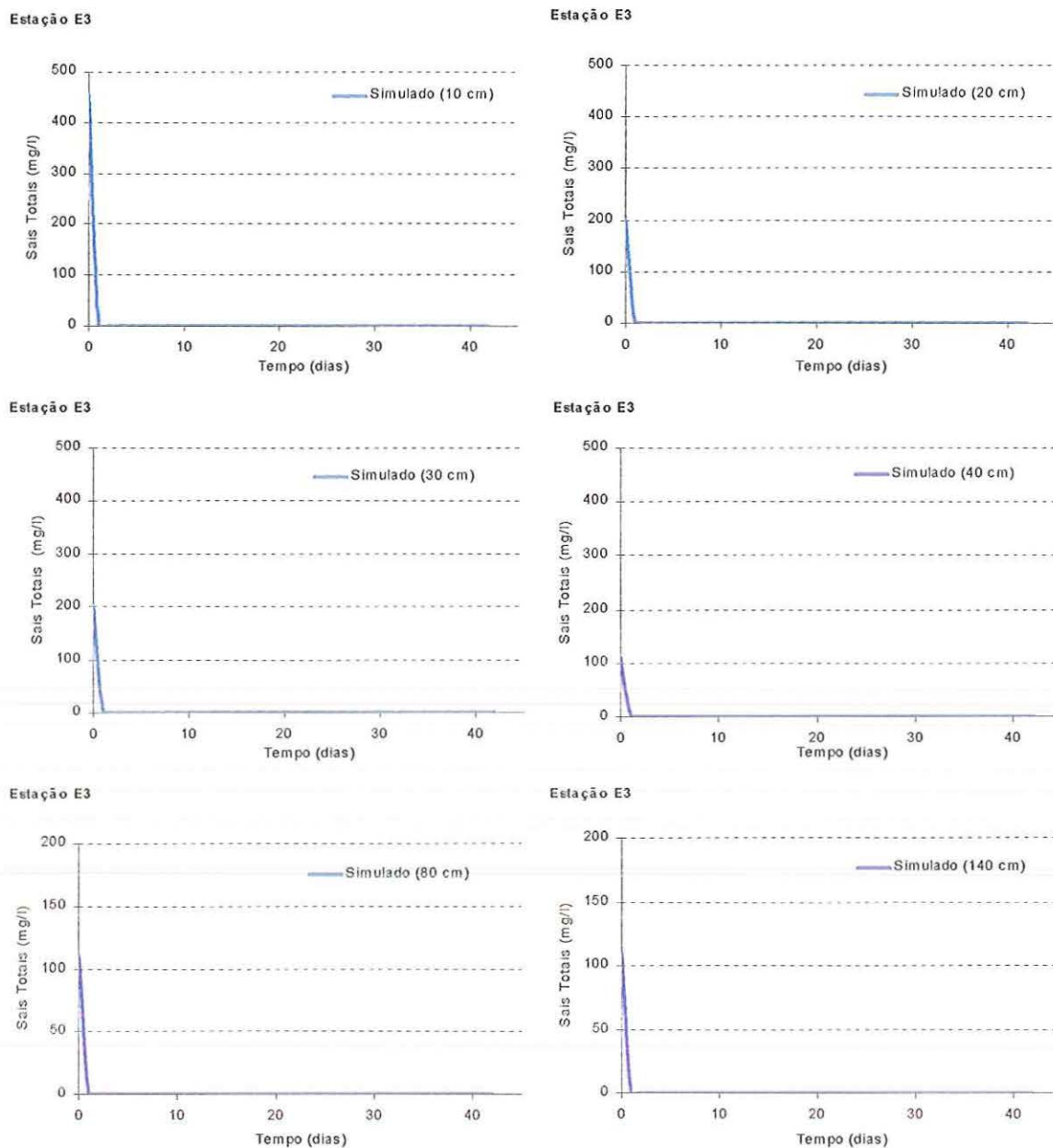


FIGURA 74 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E3

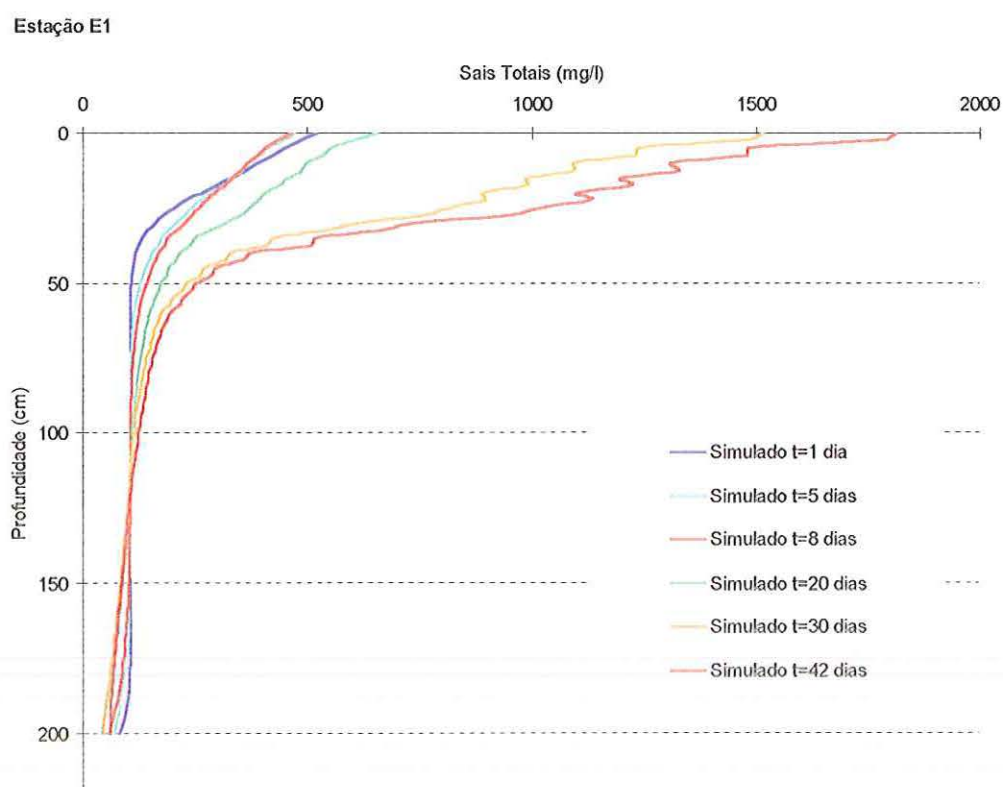


FIGURA 75 – Perfis de concentração de sais totais simulados na Estação E1, para diversos tempos

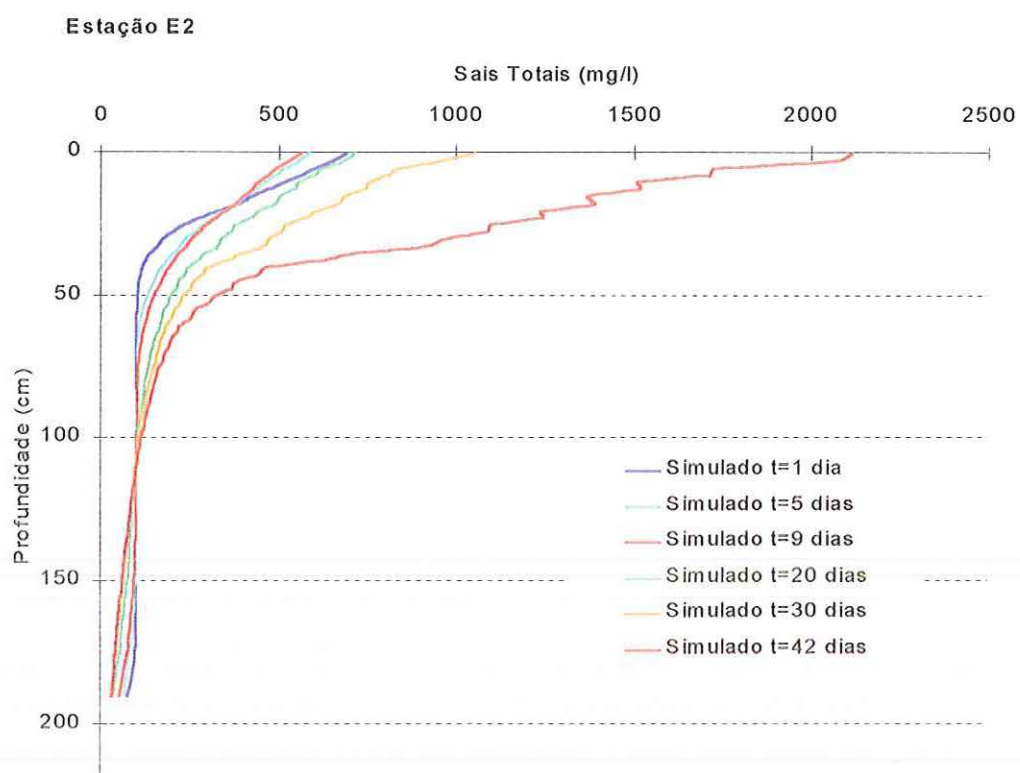


FIGURA 76 – Perfis de concentração de sais totais simulados na Estação E2, para diversos tempos

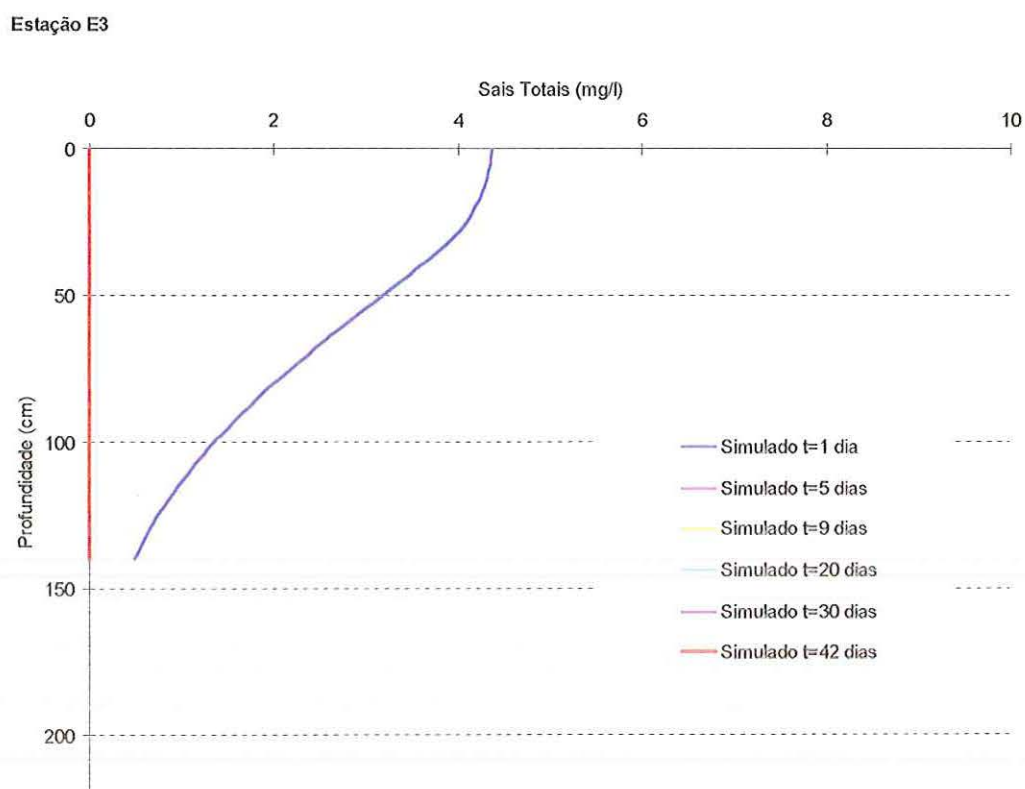
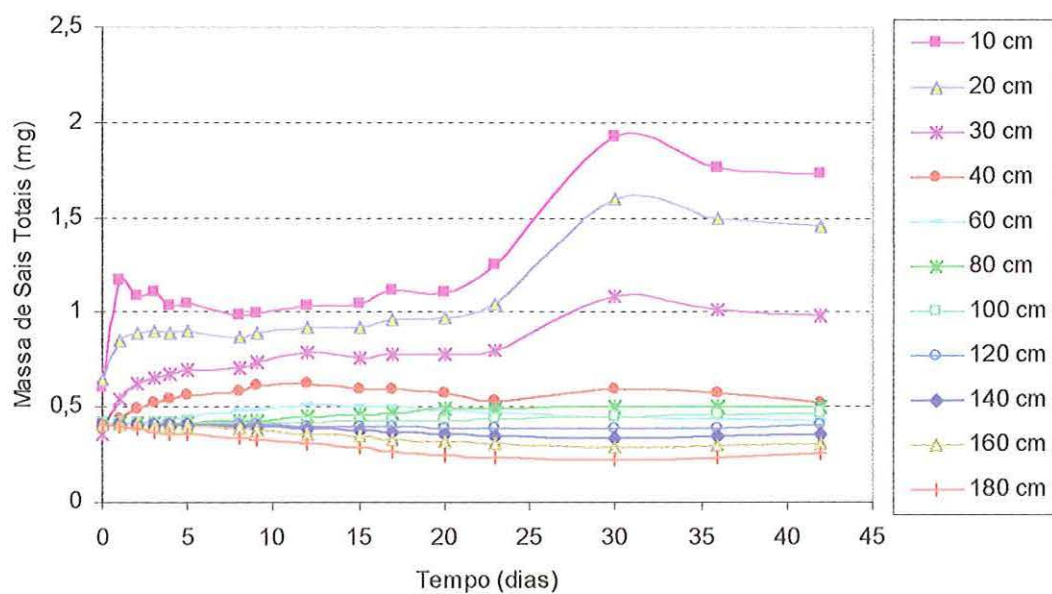


FIGURA 77 – Perfis de concentração de sais totais simulados na Estação E3, para diversos tempos

Estação E1



Estação E2

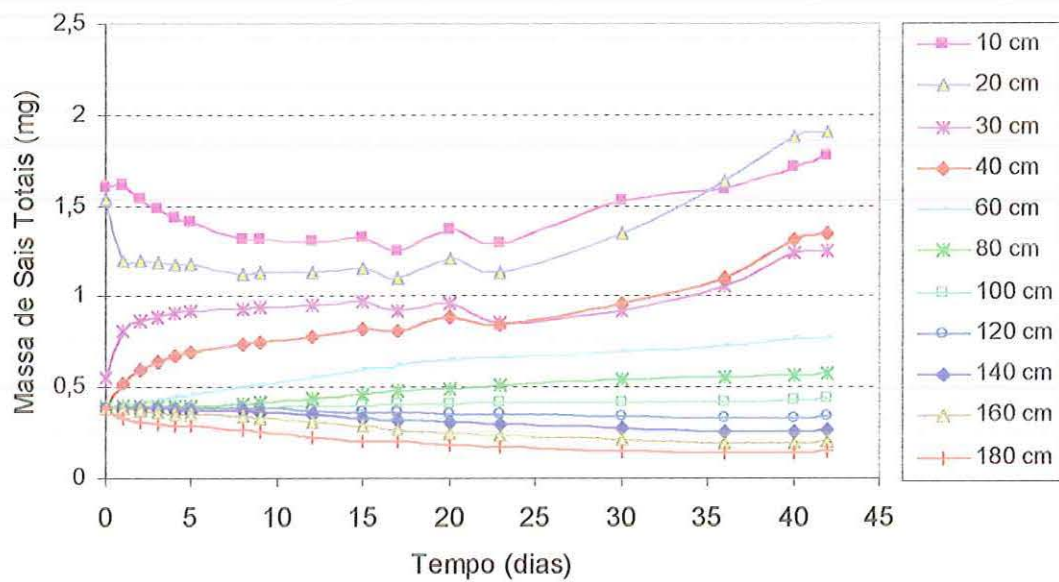


FIGURA 78 – Evolução no tempo da massa de sais totais, para diversas profundidades, nas Estações E1 e E2

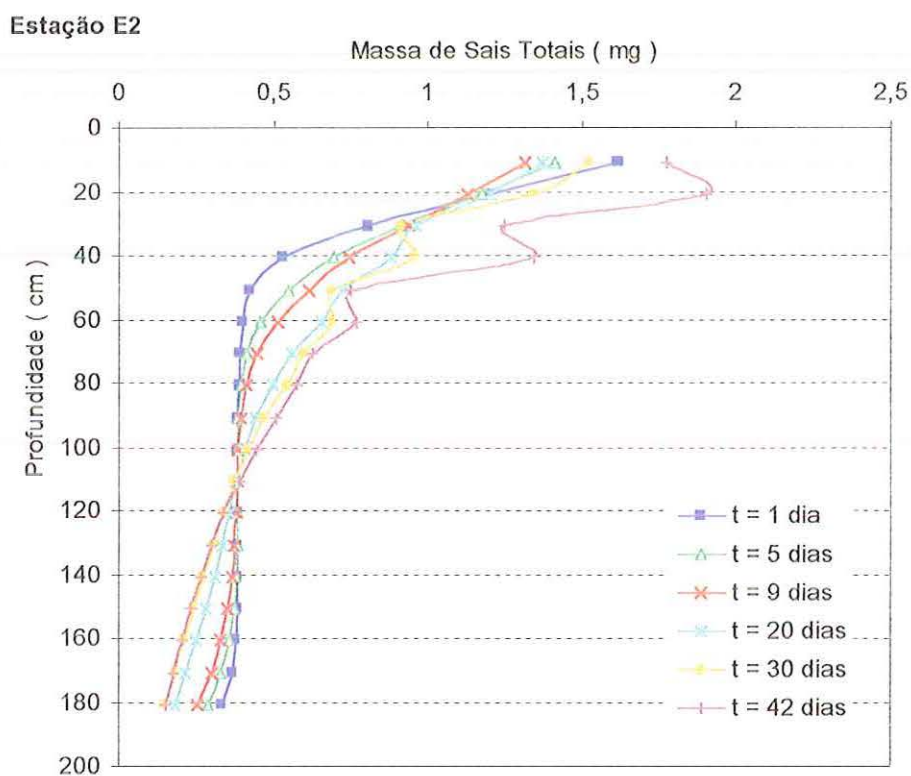
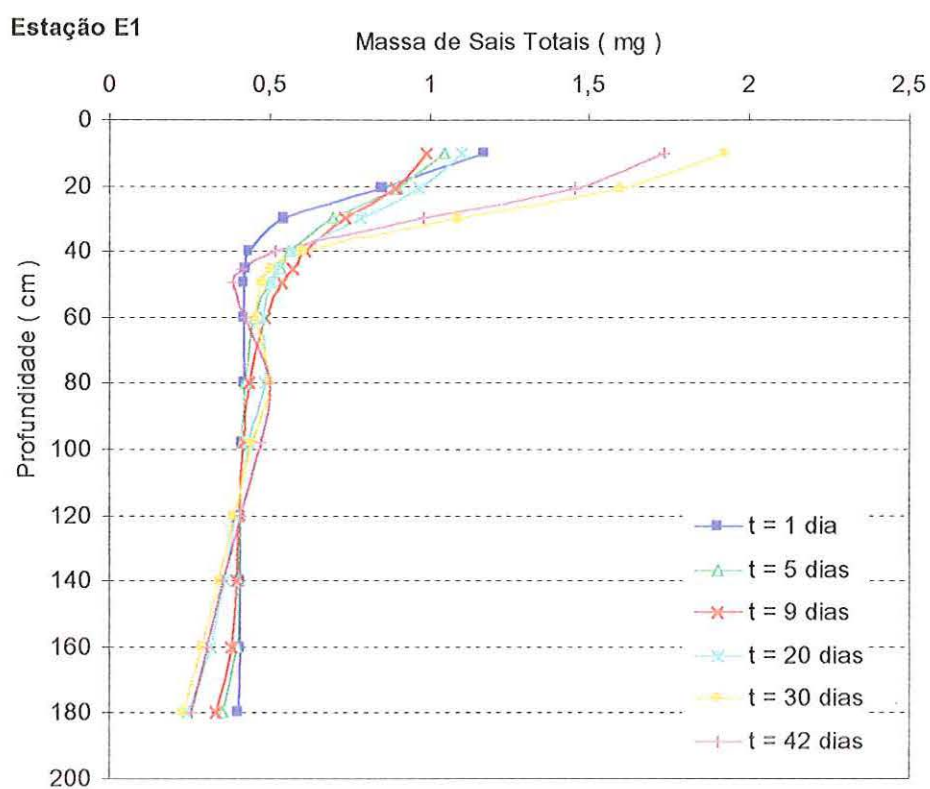


FIGURA 79 – Perfis de distribuição de massa de sais totais, para diversos tempos, nas Estações E1 e E2

5.16 Análise e discussão dos resultados de transporte de solutos

A análise dos dados simulados de transporte de solutos, apresentados nas FIGURAS 72 a 79, mostra que embora não se possa fazer a comparação com dados medidos, pode-se avaliar o comportamento dos sais totais dentro da área estudada. Os dados de evolução no tempo das concentrações de sais totais simulados para as Estações E1 e E2 indicam que para profundidades menores que 80 cm ocorre um aumento das concentrações ao longo do tempo. Este comportamento confirma a hipótese de que as altas taxas de evaporação registradas na área tendem a reduzir drasticamente a umidade das camadas mais superficiais. A redução de umidade, neste caso, se dá em um curto espaço de tempo devido às características hidráulicas e hidrodinâmicas do perfil estudado e isto faz com que as concentrações de sais totais também aumentem rapidamente. Os perfis de concentração de sais totais simulados para as Estações E1 e E2 mostram claramente esta tendência. No caso da Estação E3, como a mesma encontrava-se saturada por ocasião do início da simulação, observa-se uma rápida queda das concentrações de sais totais, o que indica que neste trecho da área estudada pode estar ocorrendo uma lixiviação de sais dentro do perfil de solo, no entanto, este comportamento pode ser atribuído, também, à condição de fronteira superior utilizada neste trecho (ver item 5.10).

A análise do balanço de massa apresentado nas FIGURAS 78 e 79 mostra que para a Estação E1 ocorre um aumento de massa de sais totais nas camadas mais superficiais ($z < 60$ cm), sendo este aumento mais acentuado para tempos maiores que 20 dias. Para as camadas com profundidade maior que 60 cm, ocorre uma redução da massa de sais totais ao longo do tempo. Na Estação E2 observa-se, nas camadas mais superficiais ($z < 20$ cm), uma pequena redução de massa de sais totais para tempos menores que 15 dias e um aumento de massa de sais totais para tempos maiores que 15 dias. Para as camadas com profundidade entre 30 e 80 cm observa-se o aumento de massa de sais totais ao longo do tempo, sendo este aumento mais acentuado para tempos maiores que 20 dias. Para as camadas com profundidade maior que 80 cm ocorre uma redução da massa e sais totais. Esta análise permite concluir que na área estudada ocorre um transporte ascendente dos sais presentes no perfil de solo para as camadas mais superficiais.

O conjunto de dados simulados de transporte de solutos permite concluir que as altas taxas de evaporação registradas na área estudada associadas às concentrações de sais existentes no solo, independentemente dos aportes de sais presentes na água do açude ou provenientes da

utilização de agroquímicos, tendem a promover a salinização da área caso não venha a ocorrer um evento que promova a lixiviação dos mesmos como uma precipitação ou a inundação da área por elevação do nível d'água do açude.

5.17 Limitações do modelo

As discrepâncias encontradas entre os dados simulados e medidos são resultantes de simplificações e hipóteses consideradas tais como:

- As propriedades hidráulicas adotadas na modelagem foram determinadas para o perfil E2 e utilizadas para os demais perfis do domínio de fluxo considerado;
- As propriedades hidrodinâmicas foram determinadas apenas para dois horizontes do perfil E3 e consideradas para outras camadas e outros perfis de solo dentro da área estudada;
- O fluxo preferencial decorrente de fissuras nos horizontes superficiais não foi considerado;
- A distribuição inicial das concentrações de sais totais, considerada na simulação, foi determinada a partir do extrato de saturação, e não da solução do solo coletada no campo;
- O HYDRUS-2D não permite a entrada de dados para mais de uma fronteira de potencial variável, isto levou à necessidade de se afastar as fronteiras laterais, considerando-as como de fluxo nulo ao invés de utilizar os dados medidos de potencial variável das Estações E1 e E3, pela mesma razão considerou-se toda a fronteira superior como uma fronteira atmosférica;
- A entrada de dados relativa à distribuição de materiais e condições iniciais, no HYDRUS-2D, também é feita graficamente, sobre os pontos da malha de elementos finitos, levando a uma certa distorção na distribuição das camadas de solo do perfil e na distribuição dos valores de potencial matricial para a condição inicial.

6. MODELAGEM BI-DIMENSIONAL DA TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E DE SOLUTOS NO SOLO ALUVIAL DO AÇUDE CAJUEIRO PARA DOIS CENÁRIOS

6.1 Introdução

Com o objetivo de utilizar a modelagem para auxiliar nas tomadas de decisão com relação à utilização da área para o cultivo, e sabendo-se que as altas taxas de evaporação registradas na região promovem o aumento da concentração de sais nas camadas mais superficiais da área, utilizando-se os dados apresentados no Capítulo 5, foi efetuada a simulação do transporte de solutos considerando-se dois cenários específicos e que poderão ocorrer.

Todas as considerações efetuadas para análise do fluxo de água e do transporte feitas no Capítulo 5 foram mantidas, tendo-se utilizado as mesmas condições iniciais e de fronteira já descritas.

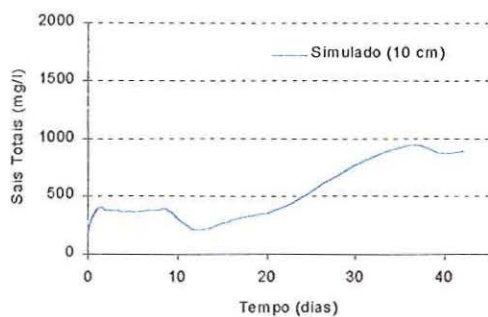
O primeiro cenário considera a ocorrência de uma precipitação de 50 mm registrada no décimo dia da simulação e o segundo considera a manutenção de uma lâmina d'água de 50mm na superfície da área, por um período de 5 dias, a partir no quinto dia da simulação.

A seguir são apresentados os resultados obtidos e feita a análise dos comportamentos observados, para os perfis correspondentes às Estações E1 e E2, já que o perfil correspondente à Estação E3 apresenta, segundo a análise feita no Capítulo 5, uma lixiviação quase total de solutos mesmo sem considerar os cenários propostos.

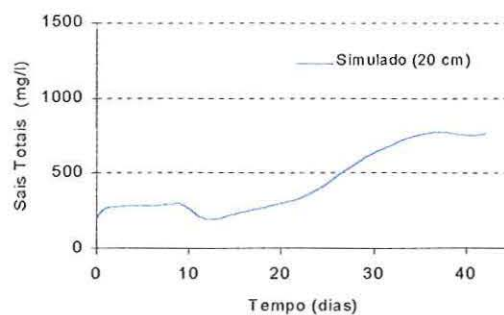
6.2 Resultados do transporte de solutos para o primeiro cenário

O primeiro cenário corresponde à ocorrência de uma precipitação de 50mm, registrada no décimo dia da simulação, sendo mantidas todas as demais condições. As FIGURAS 80 e 81 apresentam a evolução no tempo das concentrações de sais totais para as Estações E1 e E2, respectivamente, e a FIGURA 82 apresenta os perfis de concentração de sais totais para as mesmas Estações.

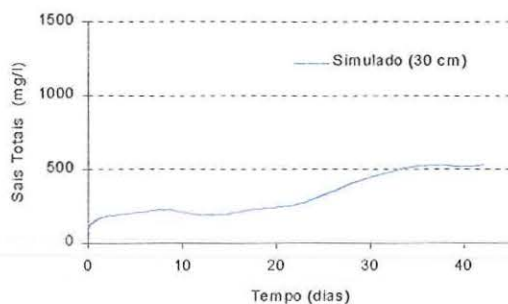
Estação E1
Cenário 1



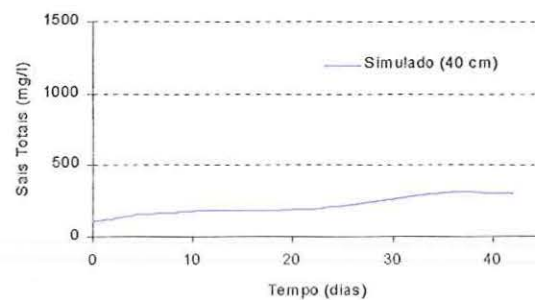
Estação E1
Cenário 1



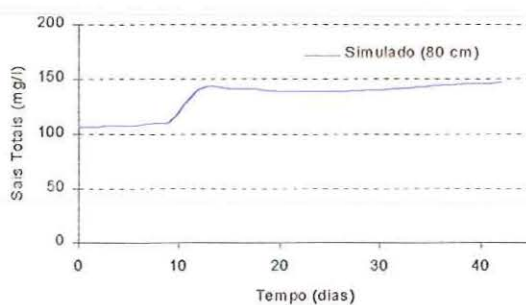
Estação E1
Cenário 1



Estação E1
Cenário 1



Estação E1
Cenário 1



Estação E1
Cenário 1

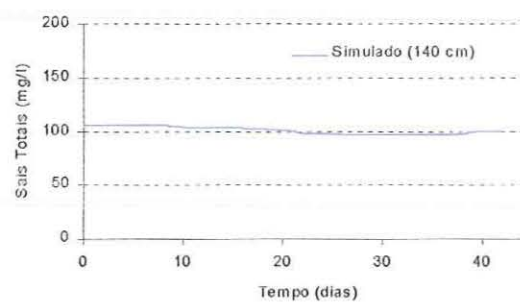


FIGURA 80 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1, de acordo com o primeiro cenário

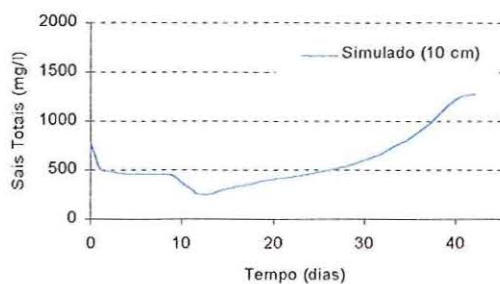
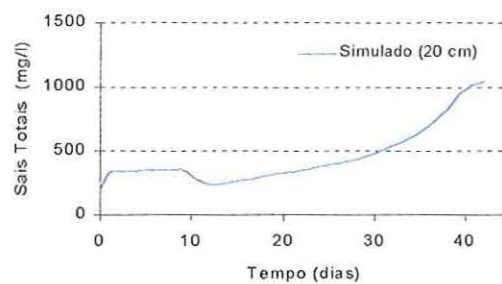
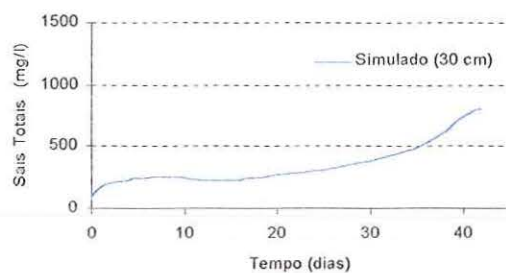
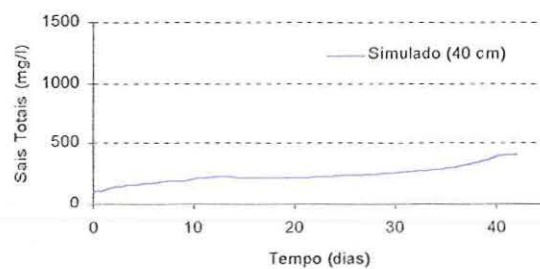
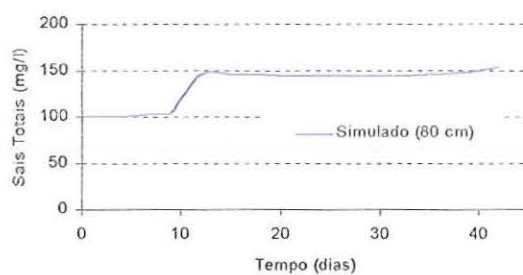
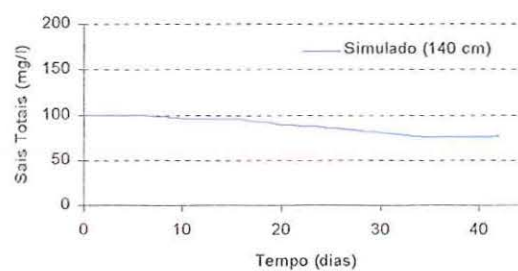
Estação E2
Cenário 1Estação E2
Cenário 1Estação E2
Cenário 1Estação E2
Cenário 1Estação E2
Cenário 1Estação E2
Cenário 1

FIGURA 81 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2, de acordo com o primeiro cenário

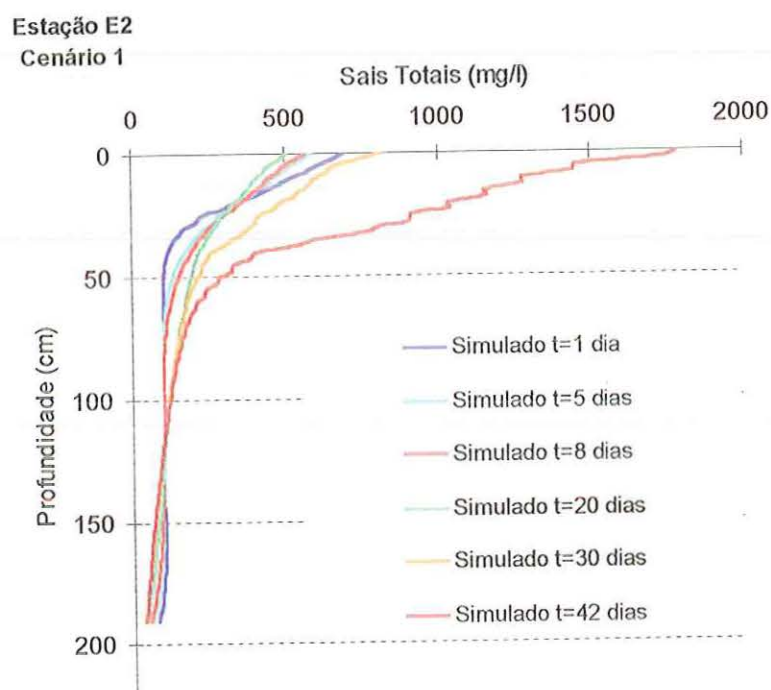
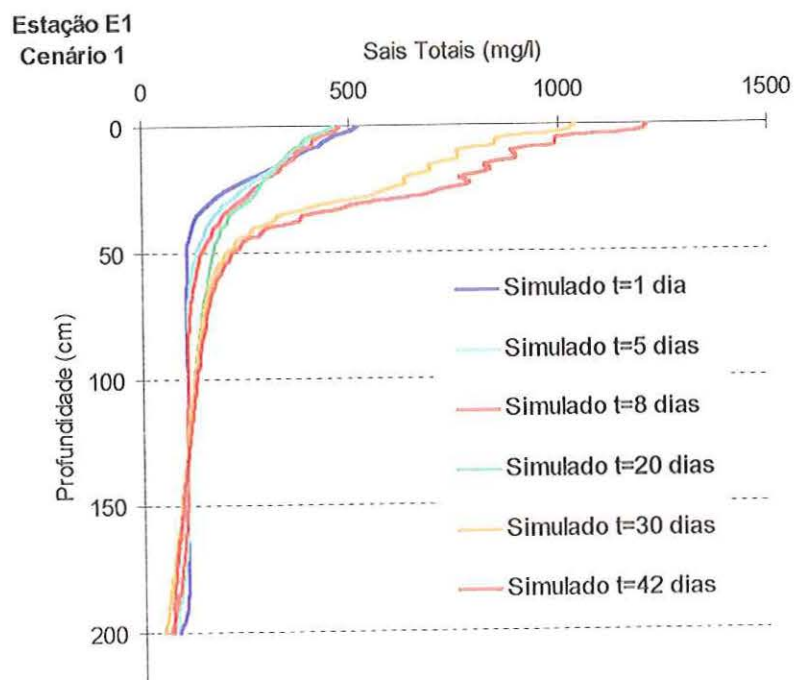
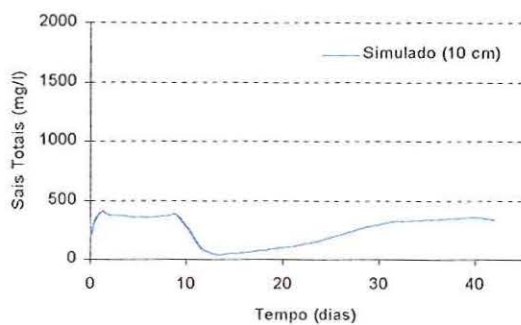


FIGURA 82 – Perfis de concentração de sais totais simulados, para diversos tempos, nas Estações E1 e E2, de acordo com o primeiro cenário

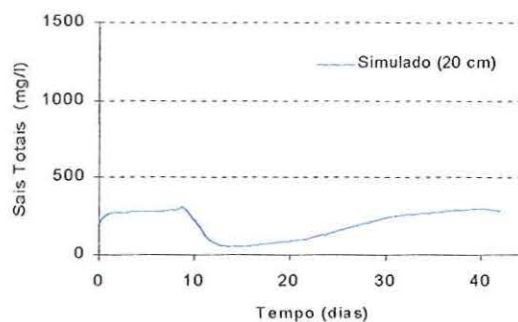
6.3 Resultados do transporte de solutos para o segundo cenário

O segundo cenário corresponde à aplicação de uma lâmina d'água de 50mm, sobre toda a área, por um período de cinco dias, a partir do quinto dia da simulação, sendo mantidas todas as demais condições. As FIGURAS 83 e 84 apresentam a evolução no tempo das concentrações de sais totais para as Estações E1 e E2, respectivamente, e a FIGURA 85 apresenta os perfis simulados de concentração de sais totais para as mesmas Estações.

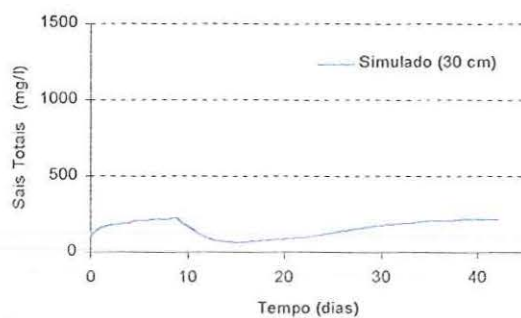
Estação E1
Cenário 2



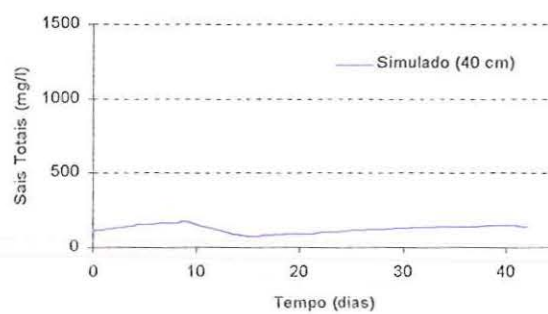
Estação E1
Cenário 2



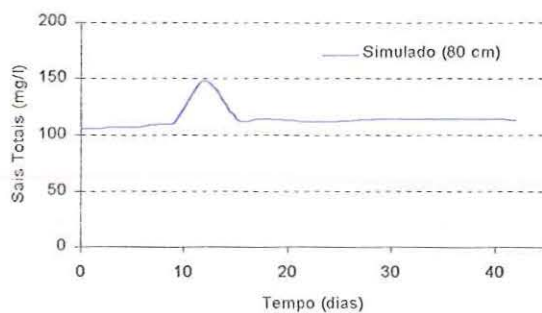
Estação E1
Cenário 2



Estação E1
Cenário 2



Estação E1
Cenário 2



Estação E1
Cenário 2

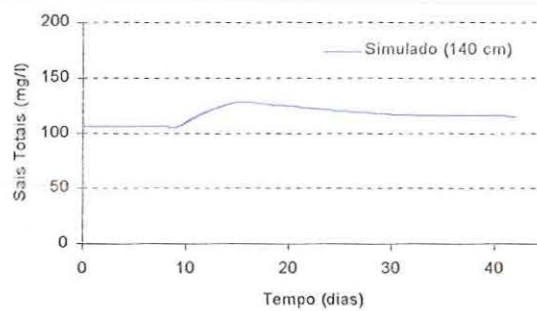
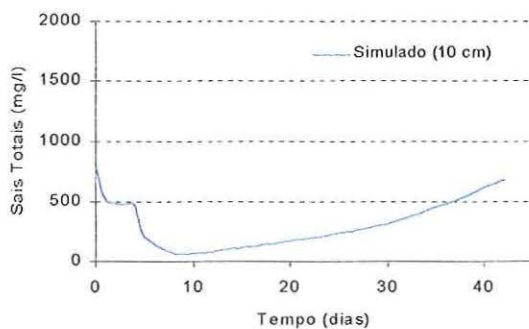
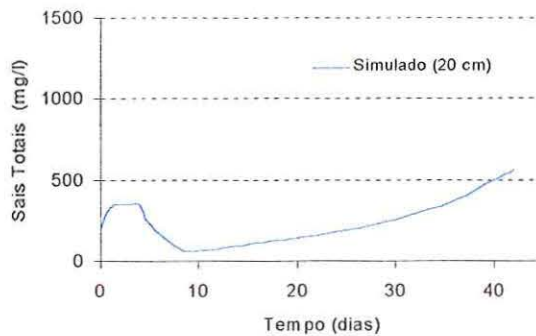


FIGURA 83 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E1, de acordo com o segundo cenário

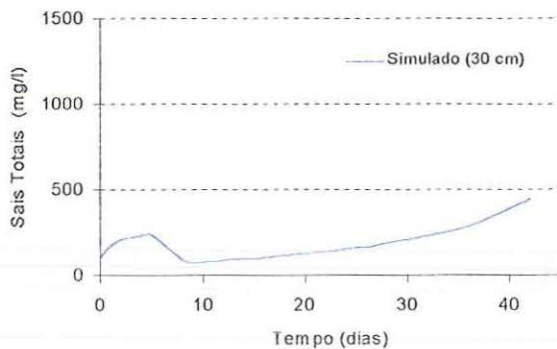
Estação E2
Cenário 2



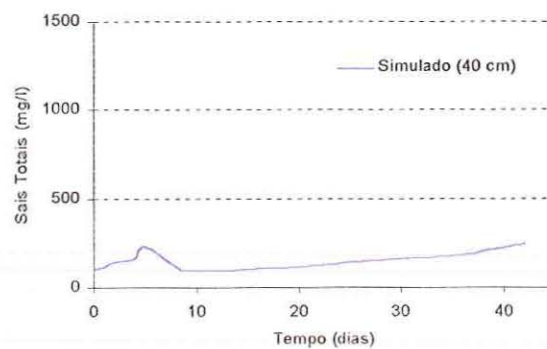
Estação E2
Cenário 2



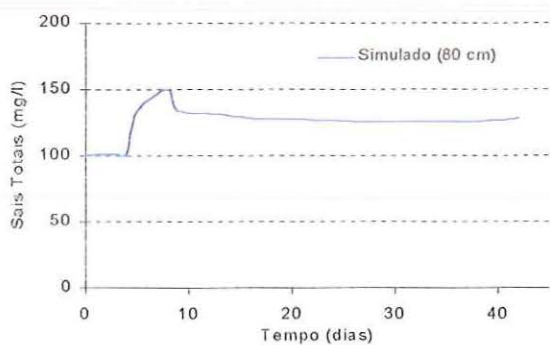
Estação E2
Cenário 2



Estação E2
Cenário 2



Estação E2
Cenário 2



Estação E2
Cenário 2

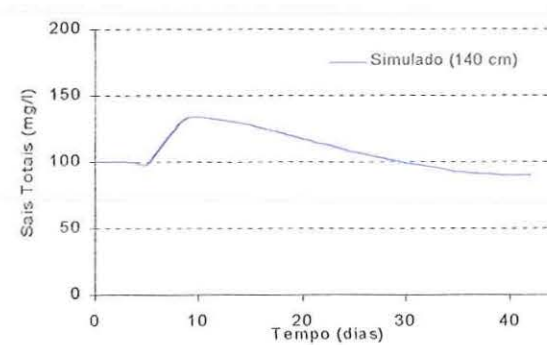


FIGURA 84 – Evolução no tempo das concentrações de sais totais simuladas, para diversas profundidades, na Estação E2, de acordo com o segundo cenário

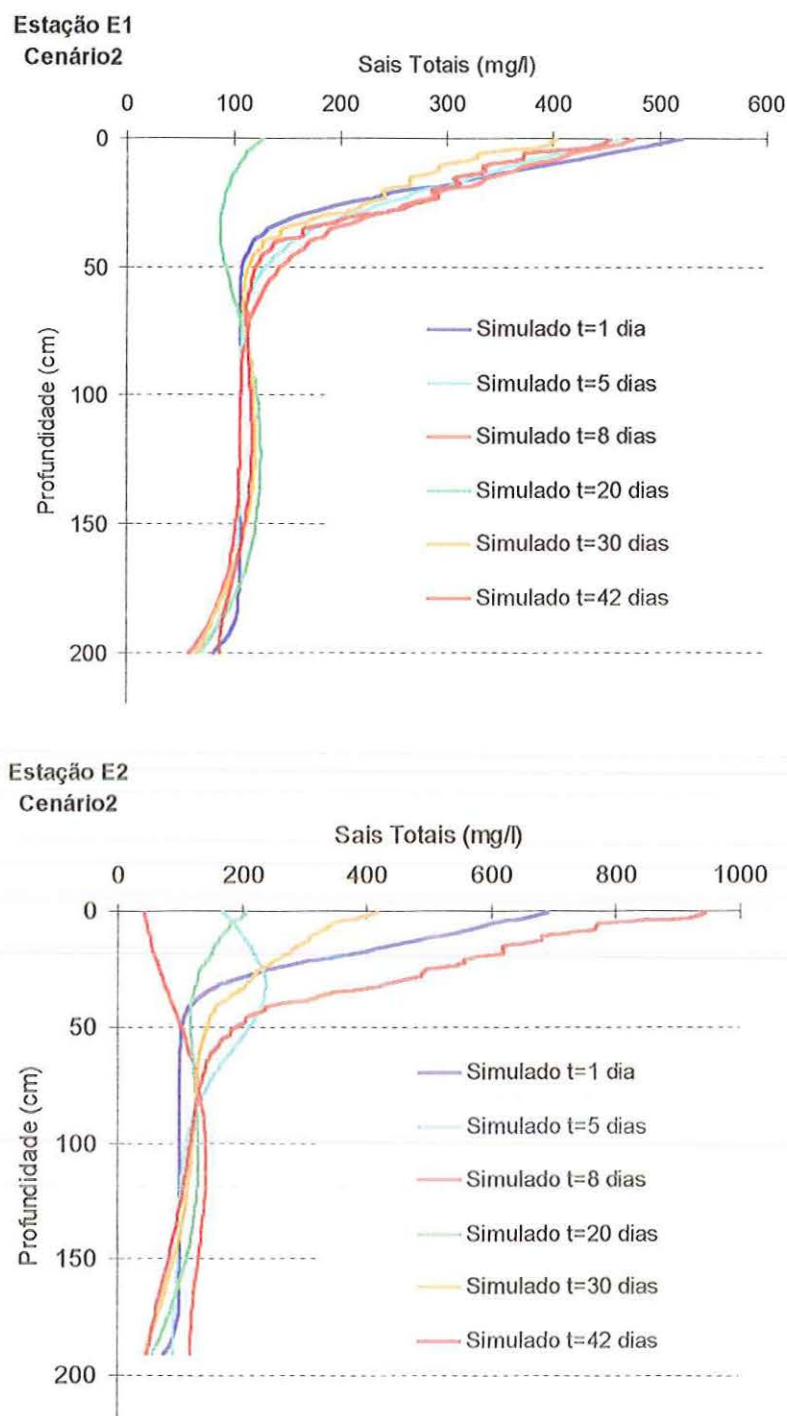


FIGURA 85 – Perfis de concentração de sais totais simulados, para diversos tempos, nas Estações E1 e E2, de acordo com o segundo cenário

6.4 Análise e discussão dos resultados obtidos para os dois cenários

A análise dos resultados apresentados nas FIGURAS 78 a 85 indica que embora para os dois cenários ocorra uma diminuição da concentração de sais totais imediatamente após a chuva ou a aplicação da lâmina d'água, cessada a infiltração volta a acontecer um aumento da concentração de sais totais nas camadas superiores por efeito da evaporação.

No caso do Cenário 2 percebe-se claramente o aumento das concentrações de sais totais nas camadas intermediárias do perfil mesmo antes de cessar a aplicação da lâmina d'água, indicando que os sais estão sendo transportados para as camadas mais profundas do perfil.

O Cenário 2 mostrou-se mais eficiente na redução da concentração de sais totais no perfil, ao longo do tempo, observando-se que ao final da simulação, ou seja, para o tempo de 42 dias, a concentração de sais totais na camada superficial do trecho é cerca de três vezes menor do que a simulada para o Cenário 1.

A análise dos dois cenários propostos indica que a inundação periódica da área, decorrente da elevação do nível d'água do açude, minimiza os efeitos de salinização das camadas superiores, causada pela manutenção das altas taxas de evaporação. No entanto, como os ciclos de inundação não são frequentes é necessário estudar a utilização de técnicas mais eficientes para minimizar o problema como a utilização de plantas que sejam resistentes ou que absorvam os sais, tipos de cobertura vegetal que minimizem os efeitos da evaporação, entre outras.

7. CONCLUSÕES

A modelagem bi-dimensional da transferência de água e de solutos no solo aluvial do açude Cajueiro foi efetuada com base em um número reduzido de ensaios de campo e de laboratório. No entanto, os resultados obtidos permitiram chegar às conclusões abaixo relacionadas.

Os parâmetros hidráulicos do modelo foram obtidos a partir do ajuste de dados do ensaio de drenagem interna realizado no centro da área instrumentada utilizando equações paramétricas. Apesar dos ajustes efetuados apresentarem coeficientes de determinação próximos de 1,0 o que indica um bom ajuste, a utilização de tais parâmetros no modelo nem sempre resulta em dados simulados de boa qualidade, exigindo como regra geral a análise de sensibilidade e a realização de testes de ajuste do modelo aos dados levantados.

A utilização de hipóteses restritivas tais como a não consideração dos efeitos de temperatura, histerese, dispersão transversal não prejudicou a análise do fluxo e do transporte de solutos na área objeto desse estudo, pois a análise foi efetuada para um período em que predominou o efeito de secagem, com variações de temperatura não significativas e devido às características do solo o fluxo vertical foi preponderante.

O HYDRUS-2D simulou bem o comportamento do fluxo medido no campo através da instrumentação, sendo que os valores simulados se ajustaram melhor aos valores medidos na estação localizada no centro da área instrumentada, local onde foram realizados ensaios para a obtenção dos parâmetros hidráulicos utilizados no modelo.

Para as camadas superficiais da área estudada, os valores simulados de umidade foram superestimados o que pode estar associado à variabilidade espacial dos parâmetros hidráulicos ou à influência de fluxo preferencial.

A análise do conjunto de resultados relativos a fluxo indicou que devido às altas taxas de evaporação registradas na área, embora haja um fluxo descendente governado pelo rebaixamento do nível d'água dentro do domínio considerado, as camadas superiores ficam sujeitas a um fluxo ascendente preponderante decorrente da evaporação.

Para o caso estudado, não foram observadas diferenças significativas entre o fluxo de água modelado de forma unidimensional vertical e o fluxo de água modelado de forma bi-dimensional, principalmente para as camadas mais profundas onde os valores de umidade são mais elevados em que predomina o fluxo vertical descendente. Para as camadas mais superficiais, onde os valores de umidade são menores e existe uma forte influência da evaporação, os valores simulados de umidade para o caso bi-dimensional apresentam melhor concordância com os valores medidos.

O conjunto de dados simulados de transporte de solutos permitiu concluir que as altas taxas de evaporação registradas na área estudada, associadas às concentrações de sais existentes no solo, independentemente dos aportes de sais presentes na água do açude ou provenientes da utilização de agroquímicos, tendem a promover a salinização das camadas superficiais, devido ao transporte ascendente dos sais presentes no solo.

A análise de dois cenários hipotéticos propostos indicou que a ocorrência de uma precipitação significativa ou a inundação periódica da área, promovida pela elevação do nível d'água do açude, minimiza os efeitos de salinização das camadas superficiais, promovida pela manutenção das altas taxas de evaporação e pela presença de sais no solo.

Como sugestões para novas pesquisas propõe-se a caracterização hidráulica e hidrodispersiva de outras camadas dos perfis de solo, caracterizando melhor o ramo seco da curva de retenção e verificando a hipótese de se considerar o caso de solutos reativos e a utilização do modelo bi-dimensional de fluxo de água e transporte de solutos incluindo o termo de retirada de água pelas raízes para que se possa caracterizar todos os processos que ocorrem nas áreas de cultivo de vazante.

Sugere-se, ainda, o estudo de técnicas mais eficientes para minimizar o problema da salinização, considerando a utilização de plantas que sejam resistentes ou que absorvam os sais e tipos de cobertura vegetal que minimizem os efeitos da evaporação, permitindo dessa forma a elaboração de recomendações para o uso mais racional das áreas de cultivo de vazante no semi-árido.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOUJAOUDE, A. (1991). **Modélisation hydrologique de l'infiltration dans les sols encroutés à différentes échelles spatiales**. Grenoble I. 218p. Tese (Doutorado) - Universidade Joseph Fourier.
- ALAIN, P. S. (1986). **Transferts de masse et chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle**. Comparaison: modèle – expérience. Grenoble. 205p. Tese (Doutorado) - Institut National Polytechnique de Grenoble.
- ALMANZA, R.; CASTAREDA R., SILVA, G. (1996). Temperature-electrolyte effects on clay soils liners. In: 1st. INTERNATIONAL CONFERENCE IN UNSATURATED SOILS. 6-8 Set., **Proceedings**. Paris, Alonso & Delage Eds, 1995.
- ANTONINO, A. C. D. (1988). **Solução numérica do comportamento dinâmico da água no solo**. Recife. 118p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco.
- ANTONINO, A. C. D. (1992). **Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère**. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Grenoble I. 190p. Tese (Doutorado) - Universidade Joseph Fourier.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. (1984). **NBR 7181 – Norma de análise granulométrica de solo**. Rio de Janeiro.
- AUDRY, P.; SUASSUNA, J. (1995). **A salinidade das águas disponíveis para pequena irrigação no sertão pernambucano: caracterização, variação sazonal, limitações de uso**. 128p. Recife, CNPq, PDCT/NE.

- BEAR, J. (1972). **Dynamics of fluids in porous media**. New York, American Elsevier.
- BELMANS, C.; WESSELING, J. G.; FEDDES, R. A. (1983). Simulation model of the water balance of cropped soil: SWATRE. **Journal of Hydrology**, v.63, n.3-4, p.71-286, June.
- BELOUSOVA, A.P.; SHMAKOV, A. I. (1995). Mathematical modeling of contaminant transport using tracer techniques. GENERAL ASSEMBLY OF THE INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS, 21., 1995. **Anais**. Boulder, Colorado, USA. N. 229, p. 41-47.
- BEVEN, K. J.; HENDERSON, D. E.; REEVES, A. D. (1993). Dispersion parameters for undisturbed partially saturated soils. **Journal of Hydrology**, v.143, n.1-2, p.19-43, Mar.
- BRASIL (1980). **Mapa geológico do Estado de Pernambuco**: Texto explicativo. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Recife. 112p. Escala 1:500.000. 2 mapas color. 109,3 X 72cm.
- BRAUN, H. M. H.; KRUIJNE, R. (1994). Soil conditions. In: **Drainage principles and applications**. RITZEMA, H. P. Ed., The Netherlands, ILRI Publication 16, 2nd.ed. p.77-110.
- BRESLER, E. (1973). Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. **Water Resouce Research**, v.9, n.4, p.975-986.
- BRESLER, E.; McNEAL, L.; Carter, D. L. (1982). **Saline and sodic soils: principles-dynamics-nmodeling**. Berlin, Springer-Verlag. (Advanced Series in agricultural Sciences, 10).
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. (1964). **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins, Colorado State University, Civil Engineering Department. (Hydrology Paper, n.3).

- BRUSSEAU, M. L. (1993). The influence of solute size, pore water velocity and intraparticle porosity on solute dispersion and transport in soil. **Water Resource Research**, v.29, n.4, p.1071-1080, Apr.
- BUCKINGHAM, E. (1907). **Studies on the movement of soil moisture**. USDA. Bur. Soils, BULL. 38.
- BURDINE, N. T. (1953). Relative permeability calculation from pore size distribution data. **Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers**, v.198, p.71-78.
- CAMPBELL, G. S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Science**, v.117, p. 311-314.
- CARDON G. E.; LETEY, J. (1992 a). Plant water uptake terms evaluated for soil water and solute movement models. **Soil Science Society America Journal**, v.56, n. 6, p.1876-1880, Nov-Dec.
- CARDON G. E.; LETEY, J. (1992 b). Soil-based irrigation and salinity management model: I. Plant uptake calculations. **Soil Science Society America Journal**, v.56, n. 6, p.1881-1887, Nov-Dec.
- CARDON G. E.; LETEY, J. (1992 c). Soil-based irrigation and salinity management model: II. Water and solute movement calculations. **Soil Science Society America Journal**, v.56, n. 6, p.1887-1892, Nov-Dec.
- CARSEL, R. F. et al. (1984). **User's manual for pesticide root zone model (PRZM)**: release I. Washington, U.S. Gov. Print. Office. (UEPA EPA-600/3-84-109).
- CAVALCANTE, L. F.; ARRUDA, N. T. (1995). **Práticas agrícolas para o controle preventivo à salinidade dos solos em áreas irrigadas do semi-árido paraibano**. João Pessoa. Relatório Técnico Programa de Estudos e Ações para o Semi-árido (PEASA), v.1. p.1-10.

- CLAUSNITZER, V.; HOPMANS, J. W.; STARR, J. L. (1998). Parameters uncertainty of common infiltration models. **Soil Science Society of America Journal**, v.62, n. 6, p.1477-1487, Nov-Dec.
- CLOTHIER, B. E.; WHITE, I. (1981). Measurement of sorptivity and water diffusivity in the field. **Soil Science Society of America. Journal**, v.45, n. 2, p.241-245, Mar-Apr.
- COAST, K. H.; SMITH, B. D. (1964). Dead-end pore volume and dispersion in porous media. **Society of Petroleum Engineers Journal**, p.73-84, Mar.
- CONDEPE - INSTITUTO DE PLANEJAMENTO DE PERNAMBUCO. Governo do Estado de Pernambuco. Secretaria de Planejamento. (1997). **Plano de desenvolvimento sustentável do Sertão de Pernambuco**. CONDEPE, Recife, 112 p
- CONDEPE - INSTITUTO DE PLANEJAMENTO DE PERNAMBUCO. Governo do Estado de Pernambuco. Secretaria de Planejamento. (1995). **Anuário estatístico de Pernambuco 1992**. CONDEPE, Recife, 271 p.
- CONSTANZ, J. (1982). Temperature dependence of unsaturated hydraulic conductivity of two soils. **Soil Science Society America Journal**, v.46, n. 3, p.466-470, May-June.
- CONTI, J. B. (1989). A desertificação como problema ambiental. **SIMPOSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA**, 3., Nova Friburgo, 1989. **Anais**. Nova Friburgo, UFRJ/Departamento de Geografia/Instituto de Geociencias. p. 189-194.
- COSTA, C. T. F (2000). **Caracterização hidrodispersiva de um solo aluvial do semi-árido do Nordeste do Brasil**. Recife. 115p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, DEN.
- COSTA, W. D.; COSTA FILHO, W. D. (1995). Disponibilidade de águas subterrâneas no semi-árido do Nordeste do Brasil. In: **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11./ SIMPÓSIO DE HIDRAULICA DOS PAISES DE LINGUA OFICIAL**

- PORTUGUESA, 2., Recife, 5-10 Nov. **Desenvolvimento sustentável dos recursos hídricos: águas subterrâneas**. Recife, ABRH/APRH/UFPE. v.2, p.155-159.
- COWIN, D. L.; LOAGUE, K.; ELLSWORTH, T. R. (1998). Gis-based modeling of non-pont source pollutants in vadose zone. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 53, n. 1, p. 34-38.
- CRUZ, R. L. (1991). **Efeito da aplicação de vinhaça sobre o solo e a água subterrânea**. São Carlos. 121p. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, EESC.
- CUI, J.; ZHUANG, J. (2000). Solute transport in cinnamon soil: measurements and simulation using stochastic models. **Agricultural Water Management**, v.46, n.1, p.43-53, Nov.
- DAGAN, G.; BRESLER, E. (1979). Solute dispersion in unsaturated heterogeneous soil at field scale: theory. **Soil Science Society America Journal**, v.43, n. 3, p.461-467, May-June.
- DARCY, H. (1856). **Les fontaines publiques de la ville de Dijon**. Paris, Victor Dalmont.
- DER. (1990). **Mapa do sistema de transportes do Estado Pernambuco**. Secretaria de Transportes e Comunicações. Departamento de Estradas e Rodagem (DER). Recife. Escala 1:750.000. 1 mapa color. 102 x 50cm.
- DREGNE, H.E. (1986). Desertification of arid lands. In: EL-BAZ, F. and HASSAN, M.H.A. ed. **Physics of desertification**. Dordrecht. The Netherlands.
- ECHING, S. O.; HOPMANS, J.W.; WENDROTH, O. (1994). Unsaturated hydraulic conductivity from multistep transient outflow and soil water pressure data. **Soil Science Society America Journal**, v.58, n. 3, p.687-695, May-June.
- ELRICK, D.E.; CLOTHIER, B.E. (1990). Solute transport and leaching: review-state of the art. In: STEWART, B.A.; NIELSEN, D.R., ed. **Irrigation of agricultural crops**. Madison, WIS/American Society of Agronomy. (Agronomy, 30).

- EMBRAPA. (1997). **Manual de métodos de análise e solos**. 2.ed. Rio de Janeiro, EMBRAPA/ Centro Nacional de Pesquisa de Solo/ Ministério da Agricultura e Abastecimento.
- FEDDES, R. A.; KOWALIC, P. J.; ZARADNY, H. (1978). **Simulation of field water use and crop yield**. Wageningen, PUDOC.
- FEDDES, R. A.; NEUMAN, S. P.; BRESLER, E. (1975). Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots: II field applications. **Soil Science Society America Proceedings**. v.39, n.2, p.231-237, Mar-Apr.
- FEDDES, R.A.; KABAT, P.; VAN BAKEL, P.J.T. (1988). Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone: state of the art. **Journal of Hydrology**, v.100, n.1-3, p.69-111, July.
- FETTER, C.W. (1992). **Contaminant hydrogeology**. New York, Macmillan.
- FIAM. (1994). **Perfil municipal do interior de Pernambuco**. Recife, Fundação de Desenvolvimento Municipal do Interior de Pernambuco. 91 lp.
- GAMBOLATI, G.; PANICONI, C.; PUTTI, M. (1993). Numerical modelling of contaminant transport in ground water. In: PETRUZZELLI, D.; HELFFRERICH, F.G. **Migration and fate of pollutants in soil and subsoil**. Berlin, Petruzzelli & Helffrerich (Eds.) NATO ASI Series G: Ecological Sciences, v.32. 508p.
- GARDNER, W. H. (1977). Historical highlights in american physics, 1876-1976. **Soil Science Society America Journal**, v.41, n.2 , p.221-229, Mar-Apr.
- GARDNER, W.R. (1960). Dynamic aspects of water availability to plants. **Soil Science**, v.89, n.1, p.63-73.

- GAUDET, J. P.; VAUCLIN, M. (1987). Transport de l'eau et de substances chimiques dans les milieux partiellement saturés: la colonne et le milieu naturel. In: COLLOQUE INTERNATIONAL IMPACT DE LA PHYSICO-CHEMIE SUR L'ETUDE, LA CONCEPTION ET L'OPTIMISATION DES PROCÉDES EN MILIEU POREUX NATUREL. Nancy, 55p.
- HILLEL, D. (1980). **Applications of soil physics**. London, Academic.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.; STYLIANOU, Y. (1972). Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science Society America Journal**, v.114, n. 3, p. 395-400.
- HOFFMAN, G. J.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1983). Soil properties and efficient water use: water management for salinity control. In: TAYLOR, H.M.; JORDAN, T.R., ed. **Limitations to efficient water use in crop production**. Madison, American Society of Agronomy. p.73-85.
- HOOGLAND, J. C.; FEDDES, R. A.; BELMANS, C. (1981). Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate. **Acta Horticulturae**, v.119, p.123-131.
- HOOGMOED, W.B.; BOUMAN, J. (1980). A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. **Soil Science Society America Journal**, v.44, n. 3, p.458-461, May-June.
- HOPMANS, J.W.; DANE, J.H. (1986). Combined effect of hysteresis and temperature on soil-water movement. **Journal of Hydrology**, v.83, n.1-2, p.161-171, Jan.
- IBGE. (1998). **Informações geocientíficas**. www.ibge.org. (10 Abr).
- JENSEN, K. H. (1983). **Simulation of water flow in unsaturated zone including the root zone**. Høngby, Technical University of Denmark/ Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering. (Ser. Paper 33).

- JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. (1990). **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. Jensen, Burman & Allen (Eds.), ASCE Manuals No. 70, 332p.
- JURY, W. A.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. (1992). **Soil Physics**. 317p.
- JURY, W.A.(1982). Simulation of solute transport using a transfer function model. **Water Resource Research**, v.18, n.2, p.363-368.
- JURY, W.A.; SPENCER, W.F.; FARMER, W. J. (1983). Behavior assessment model for trace organics in soil: I-model description. **Journal of Environmental Quality**, v.12, p.588-564.
- JURY, W.A.; SPOSITO, G. (1985). Field calibration and validation of solute transport for unsaturated zone. **Soil Science Society America Journal**, v. 49, n. 6, p.1331-1341, Nov-Dec.
- KABAT, P.; BEEKMA, J.(1994). Water in the unsaturated zone. In: **Drainage principles and applications**. RITZEMA, H. P. Ed., The Netherlands, ILRI Publication 16, 2nd.ed. p.384-435.
- KLUTE, A.; DIRKSEN, C. (1986). Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE, A., ed. **Methods of soil analysis**. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy/ Soil Science Society of America. Cap.28, p.687.
- KONIKOW, L.F.; MERCER, J.W. (1988). Ground water flow and transport modeling. **Journal of Hydrology**, v.110, n 1-3, p.379-409, July.
- KOOL, J.B.; PARKER, J.C. (1988). Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow. **Water Resources Research**, v.24, n.6, p.817-830, June.
- KOVDA V.A.(1979). Soil reclamation and food production. In: BISWAS, A.K. **Food climate and man**. Ottawa, Canada, John Wiley & Sons Ed., 285 p.

- LIBARDI, P.L. (1978). **Condutividade hidráulica do solo em condições de campo.** Piracicaba. 113p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo.
- LIBARDI, P.L., et al. (1980). Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society America Journal**, v.44, n. 1, p.3-7, Jan.
- LOVELAND, P. J.; WHALLEY, R. W. (1991). Particle size analysis. In: SMITH, K. A.; MULLINS, C. E., ed. **Soil analysis: physical methods.** New York, Marcel Dekker. (Book in Soil, plants and the environment). Cap.6, p.271-328.
- MA/DNPEA-SUDENE/DRN (1973). **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do estado de Pernambuco.** Recife. v.1 (Boletim Técnico, 46) .
- MASS, E.V. (1986). **Salt tolerance of plants.** Applied Agricultural Res., v.1, n.1, p.12-26.
- MATOGLOU, A. (1992). A theoretical approach for modeling unsaturated flow in spatially variable soils: effective flow models in finite domains and nonstationary. **Water Resources Research**, v.128, n.1, p.251-267.
- MATTOS, L.C. (1995). Considerações sobre a água nas parcelas agrícolas não necessariamente irrigadas do semi-árido brasileiro. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11./ SIMPOSIO DE HIDRAULICA DOS PAISES DE LINGUA OFICIAL PORTUGUESA, 2., Recife, 5-10 Nov. **Desenvolvimento sustentável dos recursos hídricos: águas subterrâneas.** Recife, ABRH/APRH/UFPE. v.2, p.51-56.
- McCORD, J.T. (1991). Application of second-type boundaries in unsaturated flow modeling. **Water Resources Research**, v.27, n.12, p.3257-3260.
- MENDES, B.V. (1986). Desertificação no semi-árido. In: SEMINÁRIO SOBRE DESERTIFICAÇÃO NO NORDESTE, Brasília, 1986. **Documento final.** Brasília, Ministério do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente/ Secretaria Especial do Meio Ambiente.

- MENDONZA, C..A.; THERRIEN, R.; SUDICK, E.A. (1991). **ORTHOFEN user's guide: version 1.02.** Ontario, University of Waterloo/ Waterloo Centre for Ground Water Research.
- MILLER, E.E.; MILLER, R.D. (1956). Physical theory for capillary phenomena. **Journal of Applied Physics**, v.27, n.4, p.324-332.
- MILLINGTON, R.J.; QUIRCK, J.M. (1961). Permeability of porous solids. **Transactions of the Faraday Society**, v.57, p.1200-1207.
- MITCHELL, R..J.; MAYER, A.S. (1998). The significance of hysteresis in modeling solute transport in unsaturated porous media. **Soil Science Society America Journal**, v.62, n. 6, p.1506-1512, Nov-Dec.
- MMA. (1997). **Desertificação.** <http://mma.gov/desertmu.html>. (5 Nov.)
- MOLLE, F. (1991). **Caractéristiques et potentialités des açudes du Nordeste brésilien.** Montpellier. 381 p. Tese (Doutorado) – Universidade de Montpellier.
- MOLLE, F.; CARDIER, E. (1992). **Manual do pequeno açude.** Recife, SUDENE- Diretoria de Planejamento Global. Departamento de Recursos Naturais-Diretoria de Planejamento de Apoio ao Pequeno Produtor Rural-Departamento de Apoio à Produção Rural. Convênios: SUDENE/ L'Institut Français de Recherche Scientifique Pour Développement en Coopération, Missão ORSTON do Recife e SUDENE/ Ministère des Affaires Estragères – Cooperação Técnica Francesa, Projeto Tecnologias Apropriadas à Pequena Irrigação. 1992. 523 pp.
- MONTEITH, J.L. (1965). Evaporation and environment. In: The state and movement of water in living organisms. Soc. Exp. Biol. Symp. 19:205-234. FOGG, G.E. ed.
- MONTEITH, J.L. (1973). **Principles of environmental physics.** London, Edward Arnold.

- MONTENEGRO, S.M.G.L. (1997). **Stochastic analysis of salt accumulation in heterogeneous irrigated soils: a case study in northeast Brazil.** Newcastle. 277p. Tese (Doutorado) - University of Newcastle Upon Tyne, Newcastle, England.
- MUALEN, Y. (1974). A conceptual model of hysteresis. **Water Resources Research**, v.10, n.3, p.514-520, June.
- MUALEN, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v.12, n.3, p.513-522, June.
- NEUMAN, S. P.; FEDDES, R.A.; BRESLER, E. (1975). Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots: I. theory. **Soil Science America Proceedings**, v.39, n. 2 , p.224-230, Mar-Apr.
- NIELSEN, D.R.; VAN GENUCHTEN, M.T.; BIGGAR, J.W. (1986). Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. **Water Resources Research**, v.22, n.9, p.89S-108S, Ago.
- NILMAH, M.H.; HANKS, R.J. (1973). Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations: I-description and sensivity. **Soil Science Society America Journal**, v.37, n.4, p.522-527, July-Aug.
- NOFZINGER, D.L.; HORNSBY, A.G. (1986). A microcomputer-based management tool for chemical movement in soil. **Applied Agricultural Research**, v.1, n. 1, p.50-56.
- ONODY, R.N.; POSADAS, N.D.; CRESTANA, S. (1995). Experimental studies of the fingerring phenomena in two dimensions using a modified invasion percolation model. **Journal of Applied Physics**, v.78, n.5, p.2970-2976.
- PARKER, J.C.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1984). Flux-average and volume-average concentration in continuum approaches to solute transport. **Water Resources Research**, v.20, n.7, p.866-872, July.

- PENMAN, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings Royal Society America**, v.193, p.120-146.
- PENMAN, H.L. (1956). Estimating evaporation. **Transactions America Geophysics Union**, v.37, n. 1, p.43-50.
- PERRIER, A.; HALLAIRE, M. (1979 a). Rapport de l'évapotranspiration potentielle calculée à l'évaporation mesurée sur bac: I - Justification d'une relation expérimentale obtenue en zone tropicale. **Annales Agronomiques**, v.30, n.4, p. 329-336.
- PERRIER, A.; HALLAIRE, M. (1979 b). Rapport de l'évapotranspiration potentielle calculée à l'évaporation mesurée sur bac: II - Expression en fonction d'un facteur de déséquilibre hydrique entre les surfaces évaporantes et l'air. **Annales Agronomiques**, v.30, n.4, p. 337-346.
- PERROUX, K.M.; WHITE, I. (1988). Designs for a disc permeameter. **Soil Science Society America Journal**, v.52, n.5 , p.1205-1215, Sep-Oct.
- PETRUZZELLI, D.; HELFFERICH, F.G. (1992). **Migration and fate of pollutants in soil and subsoils**. Italia, Maratea.
- PHILIP, J.R. (1957). The physical principles of soil water movement during the irrigation cycle. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON IRRIGATION DRAINAGE, 3., **Proceedings**. v.8, p.125-154.
- PHILIP, J.R.; DE VRIES, D.A. (1957). Moisture movement in porous material under temperature gradients. **Transactions America Geophysics Union**, v.38, p.222-232.
- PICKENS, J.F.; GILLHAN, R.W. (1980). Finite element analysis of solute transport under hysteretic unsaturated flow conditions. **Water Resources Research**, v.16, n.6, p. 1071-1078.

- POSADAS, A.N.D; ONODY, R.N; CRESTANA, S. (1995). Experimental studies of the fingering phenomena in two dimensions and simulation using a modified invasion percolation model. **Journal of Applied Physics**, v.78, n.1, p. 2970-2976.
- PREVEDELLO, C.L. (1996). **Física dos solos com problemas resolvidos**. Curitiba, SAEAFS.
- RAGAB, R.; COOPER, J.D. (1990). **Obtaining soil hydraulic properties from field, laboratory and predictive methods**. United Kingdom, Institute of Hydrology Wallingford.
- RAGAB, R.; COOPER, J.D. (1993). Variability of unsaturated zone water transport parameters: implications for hydrologic modeling: 2-predicted vs. in situ measurements and evaluation methods. **Journal of Hydrology**, v.148, n.1-4, p.133-147, July.
- RANA, G.; KATERJI, N. (2000). Measurement and estimation of actual evapotranspiration in field under mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy**, v.13, p.125-153.
- REICHARDT, K. (1996). **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba, USP/ESALQ/ Departamento de Física e Meteorologia.
- RIGHETTO, A. M. (1998). **Hidrologia e recursos hídricos**. São Carlos, USP/ EESC.
- ROBALINHO, A.M.B. (2000). **Caracterização hidrodinâmica de um solo aluvial do açude Cajueiro em Tuparetama - PE, utilizando-se o método do perfil instantâneo**. Recife, 89p. Dissertação (Mestrado) – DEN/UFPE.
- ROBALINHO, A.M.B.; NETTO, A.M.; ANTONINO, A.C.D.; AUDRY, P. (2000). Caracterização hidrodinâmica de um solo aluvial do açude Cajueiro em Tuparetama - PE: método do perfil instantâneo. In: ENCONTRO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR, 5., Rio de Janeiro, 16-20 Out. **Anais**.



- RÖHM, S.A. (1993). **Solos não saturados**. São Carlos, USP/EESC/Departamento de Geotecnia. (Monografia Geotécnica, 4)
- SAFE, F.; RINGROSE, S.; MATHESON, W. (1996). Desertification in North-Central Botswana: causes processes and impacts. **Journal of Soil Water Conservation**, v.3, n.51, p.241-248.
- SAMPAIO, E.V.S.B.; SALCEDO, I.H.; SILVA, F.B.R. (1995). Fertilidade de solos do semi-árido do Nordeste. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE FERTILIDADE DO SOLO E NUTRIÇÃO DE PLANTAS, 21., Petrolina, 1994. **Anais**. Petrolina, EMBRAPA/CPATSA/ Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. p. 51-71.
- SAXTON, D.E., et al. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. **Soil Science Society America Journal**. v.50, n. 4, p.1031-1036, July-Aug.
- SAXTON, K.E.; SCHUMAN, G.E.; BURWELL, R.E. (1977). Modelling nitrate movement and dissipation in fertilized soils. **Soil Science Society America Journal**, v.41, n. 2, p.265-271, Mar-Apr.
- SELLIM, H.M.; SCHULIN, R.; FLÜHLER, H. (1987). Transport and ion exchange of calcium and magnesium in an aggregated soil. **Soil Science Society America Journal**, v.51, n.4, p.876-884.
- SIMUNEK, J.; HUANG, K.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1995). **The SWMS_3D code for simulating water flow and solute transport in three-dimensional variably-saturated media**. Riverside, U.S.Salinity Laboratory/ Agricultural Research Service/ U.S. Department of Agriculture. (Research Report, 139).
- SIMUNEK, J.; SEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1999). **The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media: version 2.0**. Riverside, U.S. Salinity Laboratory/ Agricultural Research Service/ U.S. Department of Agriculture.

- SIMÜNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1994). **The CHAIN-2D code for the two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media: version 1.1.** Riverside, U.S. Salinity Laboratory/ Agricultural Research Service/ U.S.Department of Agriculture. (Research Report, 136).
- SIMÜNEK, J.; VOGEL, T.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1992). **The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably-saturated media: version 1.1.** Riverside, U.S.Salinity Laboratory/ Agricultural Research Service/ U.S. Department of Agriculture. (Research Report, 126).
- SISSON, J.B. (1987). Drainage from layered soils: fixed gradient model. **Water Resources Research**, v.23, n. 11, p.2071-2075.
- STANITTI, F.et al. (1998). A mathematical model for estimating the extent od solute and water flux heterogeneity in multiple sample percolation experiments. **Journal of Hydrology**, v.215, n.1-4, p.59-69.
- SUDENE (1985). **Carta Planialtimétrica: Folha Monteiro SB 24-Z-D-IV, MI 1288 Escala 1:100.000.** Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE)/ Ministério do Exército. Departamento de Engenharia e Comunicações. Diretoria de Serviço Geográfico. Região Nordeste do Brasil. Primeira Impressão 1985.
- TOLBA, M.K. (1987). **Sustainable development constraints and opportunities.** England, Butterworth Scientific.
- TORIDE, N.; LEIJ, F. J. (1996). Convective-dispersive stream tube model for field-scale solute transport: I - moment analysis. **Soil Science Society America Journal**, v.60, n. 2, p.342-352, Mar-Apr.
- UNESCO (1979). **Map of the world distribution of arid regions.** In: <http://www.desertmu.html>desertmu.html. (7/Nov/97.).

- VAN GENUCHTE, M.T. (1987). **A numerical model for water and solute movement in and below the root zone.** Riverside, U.S.Salinity Laboratory/ USDA/ ARS, (Research Report, 121).
- VAN GENUCHTEN M.T. ; WAGENET, R.J. (1989). Two-site/two-region models for pesticide transport and degradation: theoretical development and analytical solutions. **Soil Science Society America Journal**, v.53, n. 5, p.1303-1310, Sep-Oct.
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1980). A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society America Journal**, v.44, n 5., p.892-898, Sep-Oct.
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1987). **A numerical model for water and solute movement in and below the root zone.** Riverside, U.S.Department of Agriculture/ Agricultural Research Service/ U.S.Salinity Laboratory. (Research Report, 121).
- VAN GENUCHTEN, M.T. ; LEIJ, F.J.; YATES, S.R. (1991). **The RETC code for quantifying the hydraulic properties of unsaturated soils.** Riverside, U.S.Salinity Laboratory/ U.S.Department of Agricultural Research Service.
- VAN GENUCHTEN, M.T. ; WIERENGA, P.J. (1976). Mass transfer studies in sorbing porous media: I- analytical solutions. **Soil Science Society America Journal**, v.40, n. 4, p.473-479, July-Aug.
- VAN HOORN, J.W.; VAN ALPHEN, J.G. (1994). Salinity control. In: **Drainage principles and applications.** RITZEMA, H. P. Ed., The Netherlands, ILRI Publication 16, 2nd.ed. p.533-600.
- VAUCLIN, M. (1994). Modélisation du transport de solute dans le zone non saturée du sol. **Revue des Sciences de L'eau**, v.7, n. 1, p.81-102.

- VAUCLIN, M.; ÂNGULO-JARAMILLO, R. (1996). Water and solute transport processes in unsaturated soils: some hydrological and gaothechnical aspects. In: 1st. INTERNATIONAL CONFERENCE IN UNSATURETED SOILS, 6-8 Set., **Proceedings**. Paris, Alonzo & Delage Eds. p.1357-1379.
- VAUCLIN, M.; KHANJI, D.; VACHAUD, G. (1979). Experimental and numerical study of transient, two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. **Water Resources Research**, v.15, n.5, p.1089-1101.
- VERECKEN, H., et al. (1992). Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil hydraulic properties. **Soil Science Society America Journal**, v.56, n. 5, p.1371-1378, Sep-Oct.
- VOGEL, T. (1987). **SWMII – numerical model of two-dimensional flow in variably saturated porous medium**. Wageningen, Agricultural University/ Department of Hydraulics and Catchment Hydrology. (Research Report, 87)
- VOGEL, T.; CÍSLEROVÁ, M. (1988). On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in Porous Media**, v.3, n. 1, p.1-15.
- VOGEL, T.; CÍSLEROVÁ, M.; HOPMANS, J.W. (1991). Porous media with linearly variable hydraulic properties. **Water resources research**, v.27, n.10, p.1735-2741.
- WAGENET, R.J.; HUTSON, J.L. (1989). **LEACHM: a finite difference model for simulate water, salt and pesticide movement in the plant root zone – continuum - version 2.0**. Ithaca, New York State Water Resource Institute/ Cornell University.
- WAGENET, R.J.; RAO, P.S.C.(1990). Modelling pesticide fate in soil. In: CHENG, H.H., ed. **Pesticides in soil environment: processes, impacts, and modelling**. Madison, SSSA. P.351-399. (Soil Science Society America Books Series, 2)

- WARRICK, A.A.; MULLEN, G.J.; NIELSEN, D.R. (1977). Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept. **Water Resources Research**, v.13, n.2, p.355-362, Apr.
- WARRICK, A.W. (1993). Inverse estimation of soil hydraulic properties with scaling: one-dimensional infiltration. **Soil Science Society America Journal**, v.57, n. 3 , p.631-636, May-June.
- WÖSTEN, J.H.M.; VAN GENUCHTEN, M.T. (1988). Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. **Soil Science Society America Journal**, v.52, n. 6, p.1762-1770, Nov-Dec.
- YEH, G.T. (1987). **3DFEMWATER**: a three-dimensional finite element model of water flow through saturated-unsaturated media. Tennessee, OAK Ridge National Laboratory/ Environmental Sciences Division. (Publication, 2904).

ANEXOS

As Tabelas A.1e A.2 referem-se aos dados medidos de precipitação pluviométrica e evaporação, medidos na estação meteorológica.

Nas Tabelas A.3 a A.9 estão apresentados os dados de profundidade do nível d'água, potencial matricial e umidade, medidos nas Estações E1, E2 e E3.

TABELA A.1
AÇUDE CAJUEIRO
DADOS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA

DATA	CHUVA (mm)	DATA	CHUVA (mm)	DATA	CHUVA (mm)	DATA	CHUVA (mm)
30/10/97	0.0	06/01/98	0.0	15/03/98	0.0	22/05/98	0.0
31/10/97	0.0	07/01/98	0.0	16/03/98	0.0	23/05/98	0.0
01/11/97	0.0	08/01/98	0.0	17/03/98	9.6	24/05/98	0.0
02/11/97	0.0	09/01/98	0.0	18/03/98	0.0	25/05/98	0.0
03/11/97	0.0	10/01/98	13.5	19/03/98	0.0	26/05/98	0.0
04/11/97	0.0	11/01/98	0.0	20/03/98	1.1	27/05/98	0.0
05/11/97	0.0	12/01/98	0.0	21/03/98	2.7	28/05/98	0.0
06/11/97	0.0	13/01/98	0.3	22/03/98	2.7	29/05/98	0.0
07/11/97	0.0	14/01/98	0.0	23/03/98	0.6	30/05/98	0.0
08/11/97	0.0	15/01/98	0.0	24/03/98	10.8	31/05/98	0.0
09/11/97	0.0	16/01/98	0.0	25/03/98	6.0	01/06/98	0.0
10/11/97	0.0	17/01/98	0.0	26/03/98	0.0	02/06/98	0.0
11/11/97	0.0	18/01/98	0.0	27/03/98	0.0	03/06/98	0.0
12/11/97	0.0	19/01/98	0.0	28/03/98	0.0	04/06/98	0.0
13/11/97	0.0	20/01/98	2.4	29/03/98	0.0	05/06/98	0.0
14/11/97	0.0	21/01/98	2.0	30/03/98	0.0	06/06/98	0.8
15/11/97	0.0	22/01/98	0.0	31/03/98	0.0	07/06/98	13.8
16/11/97	0.0	23/01/98	0.0	01/04/98	0.0	08/06/98	0.0
17/11/97	0.0	24/01/98	0.0	02/04/98	5.5	09/06/98	0.0
18/11/97	0.0	25/01/98	0.0	03/04/98	0.0	10/06/98	0.0
19/11/97	0.0	26/01/98	0.0	04/04/98	0.0	11/06/98	0.0
20/11/97	0.0	27/01/98	0.0	05/04/98	0.0	12/06/98	0.0
21/11/97	0.0	28/01/98	0.0	06/04/98	0.0	13/06/98	0.0
22/11/97	0.0	29/01/98	0.0	07/04/98	0.0	14/06/98	0.0
23/11/97	0.0	30/01/98	0.0	08/04/98	0.0	15/06/98	0.0
24/11/97	0.0	31/01/98	0.0	09/04/98	0.0	16/06/98	0.0
25/11/97	0.0	01/02/98	0.0	10/04/98	0.0	17/06/98	0.0
26/11/97	0.0	02/02/98	0.0	11/04/98	0.0	18/06/98	0.0
27/11/97	0.0	03/02/98	0.0	12/04/98	0.0	19/06/98	0.0
28/11/97	0.0	04/02/98	0.0	13/04/98	0.0	20/06/98	0.0
29/11/97	0.0	05/02/98	0.0	14/04/98	0.0	21/06/98	0.0
30/11/97	0.0	06/02/98	0.0	15/04/98	0.0	22/06/98	0.0
01/12/97	0.0	07/02/98	0.0	16/04/98	0.0	23/06/98	0.0
02/12/97	0.0	08/02/98	0.0	17/04/98	0.0	24/06/98	0.0
03/12/97	0.0	09/02/98	0.0	18/04/98	0.0	25/06/98	0.0
04/12/97	0.0	10/02/98	0.0	19/04/98	0.0	26/06/98	0.0
05/12/97	0.0	11/02/98	0.0	20/04/98	0.0	27/06/98	0.0
06/12/97	0.0	12/02/98	0.0	21/04/98	0.0	28/06/98	0.0
07/12/97	0.0	13/02/98	0.0	22/04/98	0.0	29/06/98	0.0
08/12/97	0.0	14/02/98	0.0	23/04/98	0.0	30/06/98	0.0
09/12/97	0.0	15/02/98	0.0	24/04/98	16.0	01/07/98	0.0
10/12/97	0.0	16/02/98	0.0	25/04/98	0.0	02/07/98	0.0
11/12/97	70.0	17/02/98	0.0	26/04/98	0.0	03/07/98	0.0
12/12/97	1.0	18/02/98	0.0	27/04/98	0.0	04/07/98	0.0
13/12/97	0.3	19/02/98	0.0	28/04/98	0.0	05/07/98	0.0
14/12/97	0.0	20/02/98	0.0	29/04/98	0.0	06/07/98	0.0
15/12/97	0.0	21/02/98	0.0	30/04/98	0.0	07/07/98	0.0
16/12/97	0.0	22/02/98	0.0	01/05/98	0.0	08/07/98	0.0
17/12/97	0.0	23/02/98	0.0	02/05/98	0.0	09/07/98	3.2
18/12/97	0.0	24/02/98	0.0	03/05/98	0.0	10/07/98	0.0
19/12/97	0.0	25/02/98	0.0	04/05/98	0.0	11/07/98	0.0
20/12/97	0.0	26/02/98	0.0	05/05/98	0.0	12/07/98	0.0
21/12/97	0.0	27/02/98	2.7	06/05/98	0.0	13/07/98	0.0
22/12/97	0.0	28/02/98	0.0	07/05/98	0.0	14/07/98	2.2
23/12/97	0.0	01/03/98	0.0	08/05/98	0.0	15/07/98	0.0
24/12/97	2.4	02/03/98	0.0	09/05/98	0.0	16/07/98	0.0
25/12/97	101.3	03/03/98	0.0	10/05/98	0.0	17/07/98	1.5
26/12/97	0.0	04/03/98	0.0	11/05/98	1.5	18/07/98	0.0
27/12/97	0.0	05/03/98	0.0	12/05/98	0.0	19/07/98	0.0
28/12/97	0.0	06/03/98	0.0	13/05/98	0.0	20/07/98	0.0
29/12/97	8.5	07/03/98	0.0	14/05/98	0.0	21/07/98	3.0
30/12/97	0.0	08/03/98	0.0	15/05/98	0.0	22/07/98	0.0
31/12/97	17.0	09/03/98	0.0	16/05/98	0.0	23/07/98	0.0
01/01/98	10.5	10/03/98	4.0	17/05/98	0.0		
02/01/98	3.2	11/03/98	0.0	18/05/98	0.0		
03/01/98	0.0	12/03/98	0.0	19/05/98	0.0		
04/01/98	0.0	13/03/98	0.0	20/05/98	0.0		
05/01/98	0.0	14/03/98	0.0	21/05/98	0.0		

Período de simulação

TABELA A.2

AÇUDE CAJUEIRO

DADOS DE EVAPORAÇÃO MEDIDOS NO TANQUE CLASSE A

EVAPORAÇÃO		EVAPORAÇÃO		EVAPORAÇÃO		EVAPORAÇÃO	
DATA	DIÁRIA (mm)	DATA	DIÁRIA (mm)	DATA	DIÁRIA (mm)	DATA	DIÁRIA (mm)
03/01/98	11.1	08/04/98	10.6	23/07/98	7.0	29/10/98	12.5
06/01/98	9.4	09/04/98	11.4	24/07/98	9.0	30/10/98	11.3
07/01/98	11.2	11/04/98	12.7	25/07/98	7.9	31/10/98	11.5
08/01/98	9.6	14/04/98	11.9	28/07/98	5.1	03/11/98	10.7
09/01/98	9.5	15/04/98	10.0	29/07/98	5.9	04/11/98	9.9
10/01/98	7.9	16/04/98	11.2	30/07/98	4.9	05/11/98	12.0
11/01/98	7.0	17/04/98	8.0	31/07/98	7.7	08/11/98	11.3
12/01/98	6.6	18/04/98	11.4	01/08/98	9.5	07/11/98	10.2
13/01/98	9.9	21/04/98	12.7	04/08/98	7.5	10/11/98	10.9
14/01/98	7.8	22/04/98	10.7	05/08/98	10.4	11/11/98	12.4
15/01/98	4.9	23/04/98	10.0	08/08/98	8.0	12/11/98	12.2
16/01/98	11.4	25/04/98	8.6	07/08/98	5.7	13/11/98	11.9
17/01/98	9.4	28/04/98	9.1	08/08/98	10.8	14/11/98	13.3
20/01/98	6.3	29/04/98	9.0	11/08/98	8.4	17/11/98	13.2
21/01/98	6.8	30/04/98	9.7	12/08/98	10.3	18/11/98	11.6
22/01/98	6.9	02/05/98	6.7	13/08/98	9.4	19/11/98	11.2
23/01/98	4.9	05/05/98	10.8	14/08/98	5.1	20/11/98	11.1
24/01/98	9.1	06/05/98	10.2	15/08/98	8.5	21/11/98	9.9
27/01/98	10.2	07/05/98	8.6	18/08/98	6.9	24/11/98	11.6
28/01/98	9.4	08/05/98	10.9	19/08/98	8.9	25/11/98	11.4
29/01/98	9.1	09/05/98	8.6	20/08/98	9.0	28/11/98	12.3
30/01/98	11.1	12/05/98	5.6	21/08/98	7.5	27/11/98	12.4
31/01/98	11.7	13/05/98	10.5	22/08/98	10.5	28/11/98	9.6
03/02/98	10.9	14/05/98	8.8	25/08/98	7.3	01/12/98	11.0
04/02/98	12.4	15/05/98	7.7	26/08/98	5.3	02/12/98	13.2
05/02/98	11.1	16/05/98	9.1	27/08/98	9.3	03/12/98	12.4
06/02/98	10.7	19/05/98	7.6	28/08/98	9.7	04/12/98	14.0
07/02/98	11.1	21/05/98	8.7	29/08/98	10.2	05/12/98	12.2
10/02/98	11.6	22/05/98	9.0	01/09/98	9.3	08/12/98	13.1
11/02/98	12.5	23/05/98	9.7	02/09/98	10.4	09/12/98	12.3
12/02/98	11.2	26/05/98	8.5	03/09/98	9.8	10/12/98	13.3
13/02/98	11.6	27/05/98	9.3	04/09/98	9.6	11/12/98	12.2
17/02/98	10.9	28/05/98	8.7	05/09/98	9.7	12/12/98	11.0
18/02/98	11.2	29/05/98	7.0	07/09/98	9.5	15/12/98	11.4
19/02/98	6.6	30/05/98	9.5	09/09/98	10.2	16/12/98	10.2
20/02/98	12.2	02/06/98	8.2	10/09/98	11.2	17/12/98	12.8
21/02/98	13.2	03/06/98	11.4	11/09/98	10.6	18/12/98	11.8
24/02/98	10.9	04/06/98	13.5	12/09/98	7.8	19/12/98	12.7
25/02/98	10.4	05/06/98	9.7	15/09/98	8.8	22/12/98	11.9
26/02/98	10.5	06/06/98	8.9	16/09/98	10.8	23/12/98	9.6
27/02/98	12.1	07/06/98	4.3	17/09/98	9.5	24/12/98	12.6
28/02/98	10.2	08/06/98	5.0	18/09/98	11.8	26/12/98	11.3
03/03/98	13.5	09/06/98	4.8	19/09/98	12.0	29/12/98	11.6
04/03/98	13.5	10/06/98	6.3	22/09/98	10.5	30/12/98	12.5
05/03/98	10.5	11/06/98	7.3	23/09/98	10.6	31/12/98	9.1
06/03/98	11.6	13/06/98	8.4	24/09/98	12.2	02/01/99	12.3
07/03/98	11.6	16/06/98	8.0	25/09/98	11.4	05/01/99	3.3
10/03/98	10.7	17/06/98	6.5	26/09/98	10.5	06/01/99	12.5
11/03/98	9.1	18/06/98	6.2	29/09/98	10.8	07/01/99	12.4
12/03/98	11.6	19/06/98	8.0	30/09/98	12.7	08/01/99	5.6
13/03/98	11.1	20/06/98	7.3	01/10/98	12.0	09/01/99	7.5
14/03/98	10.8	23/06/98	8.1	02/10/98	10.8	11/01/99	7.0
17/03/98	12.0	25/06/98	8.0	03/10/98	10.1	12/01/99	6.4
18/03/98	8.4	26/06/98	9.7	06/10/98	10.9	13/01/99	11.1
19/03/98	7.9	27/06/98	7.0	07/10/98	12.0	14/01/99	9.2
20/03/98	12.2	01/07/98	7.9	08/10/98	11.5	15/01/99	10.5
21/03/98	8.5	02/07/98	7.4	09/10/98	10.9	16/01/99	13.0
22/03/98	12.8	03/07/98	9.5	10/10/98	12.2	19/01/99	10.18
23/03/98	11.7	07/07/98	7.9	13/10/98	11.4	20/01/99	9.55
24/03/98	8.7	08/07/98	7.1	14/10/98	11.4	21/01/99	10.83
25/03/98	8.3	09/07/98	8.6	15/10/98	12.0	22/01/99	9.87
26/03/98	10.5	10/07/98	2.9	16/10/98	11.1	23/01/99	8.59
27/03/98	7.1	11/07/98	7.7	17/10/98	16.0	26/01/99	11.37
28/03/98	9.2	14/07/98	8.6	20/10/98	12.6	27/01/99	10.37
31/03/98	9.8	15/07/98	2.6	21/10/98	11.4	28/01/99	10.49
01/04/98	8.8	16/07/98	6.4	22/10/98	12.1	29/01/99	7.76
02/04/98	10.0	17/07/98	8.6	23/10/98	11.4	30/01/99	10.4
03/04/98	8.3	18/07/98	6.7	24/10/98	10.5	02/02/99	10.21
04/04/98	13.0	21/07/98	8.1	27/10/98	10.6		
07/04/98	10.0	22/07/98	5.0	28/10/98	14.4		

 Período de simulação

TABELA A.3
AÇUDE CAJUEIRO
DADOS DE PROFUNDIDADE DO NÍVEL D'ÁGUA

DATA	PROFUNDIDADE			DATA	PROFUNDIDADE			DATA	PROFUNDIDADE		
	NÍVEL D'ÁGUA E1 (cm)	NÍVEL D'ÁGUA E2 (cm)	NÍVEL D'ÁGUA E3 (cm)		NÍVEL D'ÁGUA E1 (cm)	NÍVEL D'ÁGUA E2 (cm)	NÍVEL D'ÁGUA E3 (cm)		NÍVEL D'ÁGUA E1 (cm)	NÍVEL D'ÁGUA E2 (cm)	NÍVEL D'ÁGUA E3 (cm)
31/10/97	160.1	167.2	164.4	03/02/98	139.00	139.20	140.80	12/05/98	253.70	254.00	257.30
01/11/97	163.1	169.2	165.4	04/02/98	140.60	140.50	142.80	13/05/98	254.40	254.60	258.10
02/11/97	164.1	170.2	166.4	05/02/98	142.90	142.80	144.60	14/05/98	255.20	255.70	259.00
04/11/97	167.1	173.2	170.4	06/02/98	144.00	144.10	145.90	15/05/98	255.60	256.50	259.70
05/11/97	168.1	174.2	171.4	07/02/98	145.30	145.50	147.80	16/05/98	256.50	257.40	260.70
06/11/97	170.1	176.2	172.4	10/02/98	150.00	150.50	152.30	19/05/98	259.10	260.10	263.00
07/11/97	171.1	177.2	174.4	11/02/98	151.50	152.00	154.00	21/05/98	260.80	261.50	264.60
08/11/97	173.1	178.2	175.4	12/02/98	153.00	153.50	155.80	22/05/98	261.40	262.20	265.20
11/11/97	177.1	182.2	179.4	13/02/98	155.00	155.50	157.80	23/05/98	262.50	263.30	266.40
12/11/97	178.1	183.2	180.4	14/02/98	156.30	156.50	159.10	26/05/98	265.00	265.80	268.60
13/11/97	179.1	184.2	181.4	17/02/98	160.40	160.90	163.20	27/05/98	265.70	266.50	269.40
14/11/97	180.6	185.7	182.9	18/02/98	161.50	162.10	164.30	28/05/98	267.00	267.70	270.30
15/11/97	182.1	187.2	184.4	19/02/98	162.60	163.10	165.30	29/05/98	267.30	268.20	271.40
18/11/97	185.1	189.2	188.4	20/02/98	164.40	164.90	167.60	30/05/98	268.40	269.20	272.30
19/11/97	187.1	191.2	189.4	21/02/98	166.30	166.50	169.30	02/06/98	270.60	271.20	274.30
20/11/97	188.1	192.2	190.4	24/02/98	171.20	171.70	173.80	03/06/98	-	-	-
21/11/97	189.1	193.2	192.4	25/02/98	172.80	173.50	176.30	04/06/98	-	-	-
22/11/97	190.6	194.2	193.4	26/02/98	174.30	175.00	177.70	05/06/98	-	-	-
25/11/97	-	-	196.4	27/02/98	175.50	176.50	179.10	06/06/98	274.20	274.90	-
26/11/97	-	-	198.4	28/02/98	176.20	176.50	179.30	07/06/98	-	-	-
27/11/97	-	-	200.4	03/03/98	181.00	181.50	184.80	08/06/98	-	-	-
28/11/97	-	-	201.4	04/03/98	182.60	183.30	186.30	09/06/98	276.00	276.30	278.60
29/11/97	201.0	203.1	202.8	05/03/98	184.00	184.50	187.70	10/06/98	276.50	276.80	279.00
02/12/97	205.5	207.1	206.8	06/03/98	185.40	186.30	189.10	11/06/98	276.80	277.20	279.30
03/12/97	207.0	208.1	207.8	07/03/98	187.00	187.50	190.80	13/06/98	278.50	279.20	281.10
04/12/97	207.5	209.1	209.3	10/03/98	191.00	192.00	195.40	16/06/98	280.80	281.20	283.50
05/12/97	209.0	211.1	210.8	11/03/98	192.10	193.10	195.90	17/06/98	281.30	282.10	284.30
06/12/97	210.5	212.1	212.3	12/03/98	193.20	194.40	197.40	18/06/98	282.00	282.60	284.80
09/12/97	215.0	217.1	216.8	13/03/98	194.40	195.70	198.90	19/06/98	282.70	283.30	285.60
10/12/97	216.0	218.1	217.8	14/03/98	196.30	197.10	200.30	20/06/98	282.50	283.20	286.10
11/12/97	218.0	219.1	219.3	17/03/98	200.80	202.00	204.90	23/06/98	285.60	285.90	288.80
12/12/97	199.0	-	196.3	18/03/98	200.40	201.50	204.30	25/06/98	287.20	287.90	-
13/12/97	192.0	193.1	191.3	19/03/98	201.00	202.40	205.70	26/06/98	287.70	288.30	289.80
14/12/97	187.0	193.1	192.3	20/03/98	202.80	204.10	207.60	27/06/98	288.40	288.80	290.50
16/12/97	194.5	195.6	195.3	21/03/98	204.20	205.30	207.70	29/06/98	290.30	289.50	291.50
17/12/97	196.0	197.1	197.3	24/03/98	206.50	207.70	210.90	01/07/98	291.10	290.30	292.30
18/12/97	199.0	199.1	199.3	25/03/98	206.50	207.30	210.00	02/07/98	292.00	292.80	294.30
19/12/97	199.5	200.6	200.8	26/03/98	206.50	207.20	209.90	03/07/98	292.80	293.70	295.00
20/12/97	201.0	202.3	202.3	27/03/98	208.00	209.10	213.90	04/07/98	293.80	293.90	295.60
23/12/97	204.0	206.1	206.3	28/03/98	208.90	210.30	213.50	07/07/98	296.00	296.20	297.30
24/12/97	205.6	207.7	207.8	31/03/98	212.80	213.10	216.70	08/07/98	-	297.50	298.60
25/12/97	-	-	-	01/04/98	213.50	213.80	217.80	09/07/98	-	297.50	299.10
26/12/97	124.0	113.1	-	02/04/98	214.50	215.10	219.10	10/07/98	-	297.70	299.30
27/12/97	96.5	97.1	-	03/04/98	214.10	214.70	219.00	11/07/98	-	298.50	300.00
30/12/97	101.0	102.1	-	04/04/98	215.90	216.40	220.30	14/07/98	-	300.30	301.90
31/12/97	103.5	104.6	-	07/04/98	219.70	220.00	224.50	15/07/98	-	300.50	302.10
01/01/98	102.5	103.1	-	08/04/98	221.10	220.90	225.30	16/07/98	-	301.10	302.60
02/01/98	101.5	102.1	-	09/04/98	222.10	222.00	226.30	17/07/98	-	301.50	303.50
03/01/98	98.5	99.1	-	11/04/98	225.10	225.00	228.90	18/07/98	-	301.90	303.90
06/01/98	103.5	104.1	-	14/04/98	228.00	228.30	232.30	21/07/98	-	304.20	306.10
07/01/98	105.7	106.1	-	15/04/98	229.00	229.20	233.30				
08/01/98	107.0	107.3	-	16/04/98	230.00	230.30	234.30				
09/01/98	108.0	109.1	-	17/04/98	231.30	231.50	235.30				
10/01/98	110.0	110.5	-	18/04/98	232.20	232.40	236.40				
13/01/98	112.4	112.9	-	21/04/98	236.00	236.00	240.30				
14/01/98	112.9	114	-	22/04/98	237.20	237.10	241.10				
15/01/98	114.3	114.8	115.3	23/04/98	238.40	239.00	240.60				
16/01/98	116.0	116.5	116.8	24/04/98	239.50	239.00	240.50				
17/01/98	117.2	118	118.2	25/04/98	237.70	236.90	240.30				
20/01/98	120.2	121.4	121.5	28/04/98	241.20	240.80	245.30				
21/01/98	121.2	122.2	122.3	29/04/98	242.40	242.50	246.40				
22/01/98	122.2	123.3	123.3	30/04/98	242.80	243.10	247.10				
23/01/98	123.3	124	125.5	02/05/98	245.00	245.00	249.30				
24/01/98	124.8	125.1	126.8	05/05/98	248.40	248.50	-				
27/01/98	128.0	128.5	131.1	06/05/98	-	-	-				
28/01/98	130.0	130.7	132.8	07/05/98	250.10	248.20	253.20				
29/01/98	131.6	132	134.3	08/05/98	250.90	250.70	254.50				
30/01/98	132.5	133	135.1	09/05/98	251.90	252.10	255.70				
31/01/98	134.2	134.5	136.1	10/05/98	-	-	-				

Período de simulação

TABELA A.4
AÇUDE CAJUEIRO
ESTAÇÃO E1
DADOS DE POTENCIAL MATRICIAL (cmH₂O)

Nº	Data	Hora	Profundidades (cm)									
			10	20	30	40	60	80	100	120	140	160
1	08/01/98	08:10:00	-22.20	-12.20	-2.20	7.80	27.80	47.80	67.80	87.80	107.80	127.80
2	09/01/98	08:00:00	-25.30	-15.30	-5.30	4.70	24.70	44.70	64.70	84.70	104.70	124.70
3	10/01/98	08:05:00	-27.30	-17.30	-7.30	2.70	22.70	42.70	62.70	82.70	102.70	122.70
4	13/01/98	08:00:00	-29.40	-19.40	-9.40	0.60	20.60	40.60	60.60	80.60	100.60	120.60
5	14/01/98	08:00:00	-30.40	-20.40	-10.40	-0.40	19.60	39.60	59.60	79.60	99.60	119.60
6	15/01/98	08:00:00	-31.50	-21.50	-11.50	-1.50	18.50	38.50	58.50	78.50	98.50	118.50
7	16/01/98	07:50:00	-33.50	-23.50	-13.50	-3.50	16.50	36.50	56.50	76.50	96.50	116.50
8	17/01/98	07:50:00	-34.60	-24.60	-14.60	-4.60	15.40	35.40	55.40	75.40	95.40	115.40
9	20/01/98	07:50:00	-37.70	-27.70	-17.70	-7.70	12.30	32.30	52.30	72.30	92.30	112.30
10	21/01/98	07:50:00	-38.70	-28.70	-18.70	-8.70	11.30	31.30	51.30	71.30	91.30	111.30
11	22/01/98	07:50:00	-39.70	-29.70	-19.70	-9.70	10.30	30.30	50.30	70.30	90.30	110.30
12	23/01/98	08:10:00	-41.80	-31.80	-21.80	-11.80	8.20	28.20	48.20	68.20	88.20	108.20
13	24/01/98	07:50:00	-42.80	-32.80	-22.80	-12.80	8.20	28.20	48.20	68.20	88.20	108.20
14	27/01/98	07:55:00	-46.00	-36.00	-26.00	-16.00	4.00	24.00	44.00	64.00	84.00	104.00
15	28/01/98	08:05:00	-47.00	-37.00	-27.00	-17.00	3.00	23.00	43.00	63.00	83.00	103.00
16	29/01/98	08:10:00	-49.10	-39.10	-29.10	-19.10	0.90	20.90	40.90	60.90	80.90	100.90
17	30/01/98	08:05:00	-50.10	-40.10	-30.10	-20.10	-0.10	19.90	39.90	59.90	79.90	99.90
18	31/01/98	08:10:00	-52.20	-42.20	-32.20	-22.20	-2.20	17.80	37.80	57.80	77.80	97.80
19	03/02/98	08:22:00	-56.30	-46.30	-36.30	-26.30	-6.30	13.70	33.70	53.70	73.70	93.70
20	04/02/98	08:05:00	-58.30	-48.30	-38.30	-28.30	-7.30	12.70	32.70	52.70	72.70	92.70
21	05/02/98	07:40:00	-61.40	-50.40	-39.40	-29.40	-9.40	10.60	30.60	50.60	70.60	90.60
22	06/02/98	08:10:00	-64.50	-52.50	-41.50	-31.50	-11.50	8.50	28.50	48.50	68.50	88.50
23	07/02/98	08:00:00	-66.60	-53.50	-42.50	-32.50	-12.50	7.50	27.50	47.50	67.50	87.50
24	10/02/98	08:20:00	-74.80	-59.70	-47.70	-37.70	-17.70	2.30	22.30	42.30	62.30	82.30
25	11/02/98	08:30:00	-77.90	-61.80	-49.70	-38.70	-18.70	1.30	21.30	41.30	61.30	81.30
26	12/02/98	07:52:00	-85.00	-63.80	-50.80	-39.80	-19.80	0.20	20.20	40.20	60.20	80.20
27	13/02/98	07:55:00	-90.10	-66.90	-52.90	-41.80	-21.80	-1.80	18.20	39.20	58.20	78.20
28	14/02/98	08:00:00	-93.20	-69.00	-52.90	-42.90	-22.90	-2.90	17.10	37.10	57.10	77.10
29	17/02/98	08:30:00	-109.40	-76.00	-58.90	-47.90	-26.80	-6.80	13.20	-	53.20	73.20
30	18/02/98	08:45:00	-117.80	-79.30	-61.10	-49.10	-28.10	-8.10	11.90	31.90	51.90	71.90
31	19/02/98	07:40:00	-121.90	-81.40	-63.20	-51.20	-30.20	-10.20	9.80	29.80	49.80	69.80
32	20/02/98	07:38:00	-130.00	-83.40	-63.20	-52.20	-31.20	-11.20	8.80	28.80	48.80	68.80
33	21/02/98	07:55:00	-141.70	-	-64.70	-54.70	-32.70	-12.70	7.30	27.30	-	-
34	24/02/98	08:55:00	-175.00	-98.90	-72.60	-59.50	-37.50	-17.50	2.50	22.50	42.50	62.50
35	25/02/98	08:00:00	-191.30	-102.00	-75.70	-61.60	-38.60	-18.60	1.40	21.40	41.40	61.40
36	26/02/98	07:50:00	-210.70	-107.10	-76.80	-63.70	-39.60	-20.70	-0.70	19.30	39.30	59.30
37	27/02/98	07:55:00	-230.10	-111.20	-78.90	-64.80	-40.70	-21.70	-1.70	18.30	38.30	58.30
38	28/02/98	08:00:00	-233.20	-118.40	-81.90	-67.90	-42.80	-22.80	-2.80	17.20	37.20	57.20
39	03/03/98	07:45:00	-294.40	-134.90	-88.20	-72.10	-48.10	-28.10	-8.10	11.90	31.90	51.90
40	04/03/98	07:30:00	-330.00	-141.00	-90.40	-74.30	-48.10	-28.10	-8.10	11.90	31.90	51.90
41	05/03/98	07:35:00	-368.80	-153.40	-93.50	-76.40	-50.30	-30.30	-10.30	9.70	29.70	49.70
42	08/03/98	07:30:00	-416.70	-165.70	-95.70	-78.50	-49.40	-30.40	-10.40	9.60	29.60	49.60
43	07/03/98	08:00:00	-470.80	-190.20	-99.90	-80.70	-52.60	-33.60	-13.60	6.40	26.40	46.40
44	10/03/98	07:40:00	-664.50	-245.60	-110.50	-88.30	-55.10	-37.10	-17.10	2.90	22.90	42.90
45	11/03/98	07:40:00	-683.90	-263.00	-115.70	-92.50	-58.30	-39.30	-19.30	0.70	20.70	40.70
46	12/03/98	08:00:00	-452.80	-304.40	-120.50	-95.20	-58.00	-39.00	-19.00	1.00	20.00	41.00
47	13/03/98	07:40:00	-461.00	-323.80	-123.60	-97.40	-60.10	-41.10	-21.10	-1.10	18.90	38.90
48	14/03/98	07:50:00	-593.50	-369.90	-131.10	-103.80	-61.40	-42.40	-22.40	-2.40	16.60	36.60
49	17/03/98	08:10:00	-	-516.70	-149.70	-117.30	-63.80	-45.80	-25.80	-5.80	13.20	33.20
50	18/03/98	08:45:00	-318.70	-475.50	-155.30	-121.90	-67.40	-47.40	-27.40	-7.40	11.60	31.60
51	19/03/98	07:25:00	-298.20	-400.10	-148.00	-120.70	-65.10	-47.20	-27.20	-7.20	11.80	31.80
52	20/03/98	07:45:00	-342.00	-354.40	-146.00	-122.80	-67.20	-49.20	-29.20	-9.20	9.70	29.70
53	21/03/98	07:45:00	-393.90	-308.60	-144.00	-124.80	-68.20	-50.30	-30.30	-10.30	8.70	28.70
54	24/03/98	08:50:00	-389.70	-259.70	-140.90	-125.80	-69.20	-52.20	-33.30	-13.30	5.70	25.70
55	25/03/98	07:40:00	-135.10	-256.30	-140.50	-127.40	-71.80	-53.90	-33.90	-13.90	5.10	25.10
56	26/03/98	08:00:00	-73.80	-209.30	-132.20	-128.30	-71.60	-53.70	-33.70	-13.70	5.30	25.30
57	27/03/98	08:10:00	-112.40	-148.20	-116.80	-129.20	-71.60	-54.60	-34.60	-14.60	5.40	25.40
58	28/03/98	07:50:00	-138.90	-137.00	-113.80	-128.20	-71.60	-54.70	-34.70	-14.70	4.30	24.30
59	31/03/98	08:25:00	-205.20	-153.50	-112.90	-123.30	-73.80	-57.90	-37.90	-17.90	2.10	22.10
60	01/04/98	07:55:00	-236.80	-167.80	-115.10	-122.40	-74.90	-59.00	-39.00	-19.00	1.00	21.00
61	02/04/98	07:30:00	-263.30	-168.90	-117.20	-122.40	-76.00	-61.10	-41.10	-21.10	-2.10	17.90
62	03/04/98	08:10:00	-143.10	-170.70	-118.00	-122.20	-78.90	-60.90	-41.90	-21.90	-1.90	18.10
63	04/04/98	07:30:00	-170.60	-149.40	-117.00	-121.20	-77.90	-62.90	-42.90	-22.90	-4.00	16.00
64	07/04/98	09:20:00	-261.30	-167.90	-111.10	-117.40	-77.00	-64.10	-45.10	-25.10	-5.10	14.90
65	08/04/98	08:00:00	-286.00	-184.30	-127.50	-119.50	-79.20	-65.30	-46.30	-26.30	-7.30	13.70
66	09/04/98	07:50:00	-323.50	-180.20	-123.40	-119.50	-79.20	-66.30	-47.30	-23.30	-8.40	11.60
67	11/04/98	08:45:00	-369.70	-190.60	-124.60	-118.70	-80.40	-68.50	-49.50	-29.50	-10.50	9.50
68	14/04/98	08:28:00	-505.90	-211.20	-120.80	-124.00	-83.70	-71.80	-52.80	-33.90	-14.90	5.10
69	15/04/98	08:00:00	-554.90	-223.50	-123.00	-126.20	-84.80	-73.00	-55.00	-35.00	-16.00	4.00
70	16/04/98	07:40:00	-	-229.40	-140.00	-129.00	-87.60	-73.70	-54.80	-35.80	-16.80	3.20
71	17/04/98	09:00:00	-	-246.80	-144.20	-132.20	-87.80	-74.90	-55.90	-36.90	-17.90	2.10
72	18/04/98	07:50:00	-	-237.60	-138.10	-132.20	-88.80	-75.90	-57.90	-37.90	-18.90	1.10
73	21/04/98	08:18:00	-719.10	-261.50	-144.70	-132.70	-90.30	-76.40	-58.50	-40.50	-21.50	-1.50
74	22/04/98	08:25:00	-744.60	-286.10	-164.20	-141.00	-94.50	-77.60	-60.70	-42.70	-22.70	-2.70
75	23/04/98	07:55:00	-775.10	-	-	-134.80	-90.40	-78.60	-61.60	-42.60	-23.70	-3.70
76	24/04/98	08:24:00	-787.50	-328.00	-169.50	-147.30	-96.80	-78.80	-62.90	-43.90	-24.90	-4.90
77	25/04/98	07:48:00	-104.90	-308.50	-160.20	-143.10	-94.60	-83.70	-64.80	-45.80	-25.80	-5.80
78	28/04/98	07:45:00	-210.60	-173.10	-127.50	-144.00	-97.50	-81.60	-64.70	-45.70	-26.70	-6.70
79	29/04/98	08:10:00	-237.10	-186.50	-136.80	-144.10	-97.60	-82.70	-65.80	-46.80	-27.80	-7.80
80	30/04/98	07:40:00	-268.70	-186.50	-131.80	-144.10	-101.80	-82.80	-66.80	-47.90	-28.90	-8.90
81	02/05/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Período simulado

TABELA A.5
 AÇUDE CAJUEIRO
 ESTAÇÃO E2
 DADOS DE POTENCIAL MATRICIAL (cmH₂O)

Nº	Data	Hora	Profundidades (cm)									
			10	20	30	40	60	80	100	120	140	160
1	08/01/98	08:40:00	-14.90	-4.90	5.10	15.10	36.20	56.20	76.20	96.20	115.10	135.10
2	09/01/98	08:30:00	-15.90	-5.90	4.10	14.10	34.10	54.10	74.10	94.10	114.10	134.10
3	10/01/98	08:35:00	-18.00	-8.00	2.00	12.00	32.00	52.00	72.00	92.00	112.00	132.00
4	13/01/98	08:35:00	-19.00	-9.00	1.00	11.00	31.00	51.00	71.00	91.00	111.00	131.00
5	14/01/98	08:35:00	-20.00	-10.00	0.00	10.00	30.00	50.00	70.00	90.00	110.00	130.00
6	15/01/98	08:30:00	-21.10	-11.10	-1.10	8.90	28.90	48.90	68.90	88.90	108.90	128.90
7	16/01/98	08:25:00	-23.10	-12.10	-2.10	7.90	27.90	47.90	67.90	87.90	107.90	127.90
8	17/01/98	08:20:00	-24.20	-13.10	-3.10	6.90	26.90	46.90	66.90	86.90	106.90	126.90
9	20/01/98	08:25:00	-27.30	-17.30	-7.30	2.70	22.70	42.70	62.70	82.70	102.70	122.70
10	21/01/98	08:30:00	-28.30	-18.30	-8.30	1.70	22.70	42.70	62.70	81.70	101.70	121.70
11	22/01/98	08:30:00	-29.30	-19.30	-9.30	0.70	20.70	40.70	60.70	80.70	100.70	120.70
12	23/01/98	08:45:00	-30.40	-20.40	-10.40	-0.40	19.60	39.60	59.60	79.60	99.60	119.60
13	24/01/98	08:30:00	-32.40	-21.40	-11.40	-1.40	18.60	39.60	59.60	79.60	99.60	119.60
14	27/01/98	08:25:00	-35.50	-25.50	-15.50	-5.50	14.50	34.50	54.50	74.50	94.50	114.50
15	28/01/98	08:32:00	-36.60	-26.60	-16.60	-6.60	13.40	33.40	53.40	73.40	93.40	113.40
16	29/01/98	08:50:00	-38.60	-27.60	-17.60	-7.60	12.40	32.40	52.40	72.40	92.40	112.40
17	30/01/98	08:35:00	-40.70	-30.70	-20.70	-10.70	9.30	29.30	49.30	69.30	89.30	109.30
18	31/01/98	08:40:00	-41.70	-31.70	-21.70	-11.70	8.30	28.30	48.30	68.30	88.30	108.30
19	03/02/98	08:55:00	-45.90	-34.90	-25.90	-15.90	5.10	25.10	45.10	65.10	85.10	105.10
20	04/02/98	08:35:00	-47.90	-36.90	-	-16.90	4.10	24.10	44.10	64.10	83.10	103.10
21	05/02/98	07:45:00	-51.00	-38.00	-29.00	-19.00	2.00	22.00	42.00	62.00	81.00	101.00
22	06/02/98	08:40:00	-52.10	-41.10	-31.10	-21.10	-1.10	18.90	38.90	58.90	78.90	98.90
23	07/02/98	08:30:00	-53.10	-42.10	-31.10	-21.10	-1.10	18.90	38.90	58.90	77.90	97.90
24	10/02/98	08:52:00	-56.20	-45.20	-34.20	-24.20	-4.20	15.80	35.80	55.80	75.80	95.80
25	11/02/98	09:05:00	-61.40	-49.30	-38.30	-29.30	-8.30	11.70	31.70	51.70	71.70	91.70
26	12/02/98	08:22:00	-63.40	-51.40	-39.30	-29.30	-9.30	10.70	30.70	50.70	70.70	90.70
27	13/02/98	08:30:00	-65.50	-53.40	-41.40	-31.40	-10.40	8.60	28.60	48.60	68.60	88.60
28	14/02/98	08:32:00	-67.50	-55.50	-43.50	-33.50	-13.50	6.50	26.50	46.50	66.50	86.50
29	17/02/98	09:12:00	-73.70	-60.70	-47.60	-37.60	-16.60	2.40	22.40	42.40	62.40	82.40
30	18/02/98	09:08:00	-77.90	-62.80	-	-	-	-	-	-	-	-
31	19/02/98	07:50:00	-79.90	-64.80	-50.70	-39.70	-18.70	1.30	21.30	41.30	60.30	80.30
32	20/02/98	07:47:00	-85.00	-67.80	-51.70	-40.70	-19.70	0.30	20.30	40.30	59.30	79.30
33	21/02/98	08:05:00	-92.10	-72.00	-53.80	-42.80	-21.80	-1.80	18.20	38.20	58.20	77.20
34	24/02/98	09:30:00	-114.60	-86.30	-62.10	-48.00	-27.00	-8.00	12.00	32.00	52.00	72.00
35	25/02/98	08:35:00	-122.80	-91.50	-64.20	-50.10	-29.10	-9.10	10.90	30.90	50.90	70.90
36	26/02/98	08:20:00	-133.00	-94.60	-66.30	-51.20	-30.10	-10.10	9.90	29.90	48.90	68.90
37	27/02/98	08:25:00	-147.30	-101.70	-68.30	-52.20	-31.20	-11.20	8.80	28.80	47.80	67.80
38	28/02/98	08:35:00	-143.30	-104.80	-71.40	-54.30	-32.20	-12.20	7.80	27.80	46.80	66.80
39	03/03/98	07:55:00	-169.20	-121.20	-77.70	-59.50	-37.50	-17.50	2.50	22.50	41.50	61.50
40	04/03/98	07:40:00	-214.70	-129.50	-81.80	-59.60	-38.60	-18.60	1.40	21.40	40.40	60.40
41	05/03/98	07:45:00	-237.20	-136.60	-84.90	-61.70	-39.70	-19.70	0.30	20.30	39.30	59.30
42	08/03/98	07:40:00	-270.80	-145.90	-87.10	-61.80	-40.80	-20.80	-0.80	19.20	38.20	58.20
43	07/03/98	08:10:00	-301.40	-156.10	-91.20	-64.90	-42.90	-22.90	-2.90	17.10	37.10	57.10
44	10/03/98	07:50:00	-414.60	-185.90	-102.70	-67.30	-47.30	-27.30	-7.30	12.70	32.70	52.70
45	11/03/98	07:50:00	-345.40	-197.10	-105.70	-70.30	-49.20	-28.20	-8.20	11.80	30.80	50.80
46	12/03/98	08:10:00	-360.70	-196.10	-109.80	-70.30	-50.30	-30.30	-10.30	9.70	29.70	49.70
47	13/03/98	07:50:00	-418.80	-202.30	-114.00	-72.50	-52.50	-31.40	-11.40	8.60	28.60	48.60
48	14/03/98	08:00:00	-475.90	-215.70	-119.20	-73.60	-53.60	-31.60	-11.60	8.40	27.40	47.40
49	17/03/98	08:25:00	-618.60	-246.50	-136.80	-80.10	-58.00	-36.00	-16.00	4.00	23.00	43.00
50	18/03/98	09:00:00	-270.30	-266.40	-134.30	-81.60	-59.50	-35.50	-16.50	3.50	23.50	42.50
51	19/03/98	07:35:00	-284.50	-246.00	-132.30	-81.60	-59.50	-37.50	-17.50	2.50	21.50	41.50
52	20/03/98	08:35:00	-325.20	-237.90	-125.20	-80.60	-60.60	-40.60	-19.60	0.40	20.40	40.40
53	21/03/98	07:55:00	-376.20	-244.10	-123.30	-81.70	-61.70	-39.70	-19.70	0.30	19.30	39.30
54	24/03/98	09:40:00	-360.90	-247.20	-119.20	-83.80	-63.80	-42.80	-22.80	-2.80	16.20	36.20
55	25/03/98	07:50:00	-189.80	-250.00	-120.00	-85.50	-65.50	-43.50	-23.50	-2.50	16.50	36.50
56	26/03/98	08:10:00	-147.00	-221.40	-119.80	-86.40	-65.40	-43.40	-23.40	-3.40	16.60	36.60
57	27/03/98	09:15:00	-176.60	-191.90	-116.80	-87.50	-65.40	-45.40	-25.40	-5.40	14.60	34.60
58	28/03/98	08:00:00	-202.90	-184.80	-114.80	-87.50	-66.50	-45.50	-25.50	-5.50	14.50	34.50
59	31/03/98	09:15:00	-275.30	-203.30	-113.90	-87.70	-67.70	-47.70	-27.70	-7.70	11.30	31.30
60	01/04/98	08:05:00	-317.20	-223.70	-117.10	-87.80	-69.80	-49.80	-29.80	-9.80	10.20	30.20
61	02/04/98	07:40:00	-345.70	-230.90	-119.20	-89.80	-69.80	-49.80	-29.80	-9.80	9.10	29.10
62	03/04/98	08:52:00	-257.10	-233.90	-120.10	-89.90	-70.80	-50.80	-30.80	-10.80	8.20	28.20
63	04/04/98	07:40:00	-147.10	-225.60	-121.00	-90.60	-72.70	-52.70	-32.70	-12.70	6.30	26.30
64	07/04/98	09:45:00	-382.40	-220.90	-120.30	-92.00	-73.00	-55.10	-35.10	-15.10	4.90	24.90
65	08/04/98	08:10:00	-	-	-123.40	-92.00	-73.00	-56.10	-36.10	-16.10	2.90	22.90
66	09/04/98	08:00:00	-	-	-126.40	-94.00	-74.00	-57.10	-37.10	-17.10	1.90	21.90
67	11/04/98	10:28:00	-	-277.20	-128.90	-95.50	-74.50	-60.60	-40.60	-20.60	-1.60	18.40
68	14/04/98	08:56:00	-	-331.10	-133.90	-94.40	-73.40	-62.50	-42.50	-22.50	-3.60	16.40
69	15/04/98	08:10:00	-	-350.50	-140.10	-96.60	-76.60	-63.70	-43.70	-23.70	-4.70	15.30
70	16/04/98	07:50:00	-	-368.60	-146.00	-98.40	-78.40	-64.50	-44.50	-25.50	-6.50	13.50
71	17/04/98	09:36:00	-	-	-141.10	-97.50	-75.50	-66.70	-46.70	-26.70	-7.70	12.30
72	18/04/98	08:00:00	-	-	-154.80	-100.10	-80.10	-67.20	-47.20	-27.20	-8.20	11.80
73	21/04/98	09:00:00	-	-	-159.30	-102.50	-82.50	-69.60	-49.60	-30.70	-11.70	8.30
74	22/04/98	08:38:00	-	-447.90	-172.40	-106.40	-83.40	-70.50	-50.50	-31.50	-12.60	7.40
75	23/04/98	08:17:00	-	-	-166.30	-104.50	-83.40	-70.60	-50.60	-31.60	-12.60	7.40
76	24/04/98	09:28:00	-	-	-178.10	-107.10	-82.00	-72.20	-53.20	-34.20	-14.20	5.80
77	25/04/98	08:03:00	-148.70	-409.20	-177.50	-107.50	-84.60	-73.60	-53.60	-33.60	-14.60	5.40
78	28/04/98	07:54:00	-260.30	-162.80	-147.80	-107.20	-84.20	-74.40	-54.40	-35.40	-16.40	3.60
79	29/04/98	08:20:00	-293.80	-	-143.60	-111.20	-85.10	-75.30	-55.30	-36.30	-16.30	3.70
80	30/04/98	07:47:00	-332.80	-242.40	-145.00	-108.50	-85.50	-74.60	-55.60	-36.70	-17.70	2.30
81	02/05/98	09:03:00	-396.80	-	-146.00	-106.50	-84.40	-74.60	-56.60	-38.70	-19.70	0.30

Período simulado

TABELA A.7
AÇUDE CAJUEIRO
ESTAÇÃO E1
DADOS DE UMIDADE (%)

Nº	Data	Hora	Profundidades (cm)												
			10	20	30	40	60	80	100	120	140	160	180	200	220
1	08/01/98	07:45:00	-	27.50	-	34.11	36.22	34.73	33.47	37.31	38.04	38.01	38.30	38.68	37.63
2	09/01/98	07:35:00	28.18	30.67	34.16	36.25	38.40	36.77	35.47	38.78	40.23	40.58	40.84	41.07	39.85
3	10/01/98	07:40:00	27.26	28.93	33.33	36.30	36.97	36.07	-	39.54	39.94	39.60	39.74	41.07	39.91
4	13/01/98	07:35:00	27.06	28.39	33.32	34.91	36.92	36.06	-	39.64	41.08	39.75	39.17	40.42	39.06
5	14/01/98	07:35:00	26.74	28.07	32.54	35.08	36.87	36.29	-	39.61	39.58	39.00	39.69	40.16	39.35
6	15/01/98	07:35:00	26.80	28.04	32.59	35.03	37.05	36.01	-	39.86	39.32	39.23	39.40	40.07	38.89
7	16/01/98	07:25:00	27.57	28.09	32.94	34.91	37.21	37.21	-	39.73	39.79	39.91	40.05	40.49	39.39
8	17/01/98	07:25:00	26.58	27.45	31.78	35.38	37.00	36.30	-	39.53	39.99	39.90	39.21	39.99	39.15
9	20/01/98	07:25:00	26.36	26.50	30.96	34.28	36.94	36.39	-	39.77	39.74	39.42	39.68	40.20	39.16
10	21/01/98	07:25:00	25.84	25.79	30.44	33.86	36.99	35.90	34.95	38.80	39.60	39.46	38.91	40.29	38.88
11	22/01/98	07:25:00	24.52	25.53	30.42	33.92	37.36	36.89	34.70	39.24	40.02	40.36	39.09	39.99	38.95
12	23/01/98	07:45:00	25.53	25.50	29.76	34.07	36.78	36.63	35.82	39.11	40.57	39.63	40.31	41.03	38.76
13	24/01/98	07:25:00	24.87	24.96	29.55	33.75	37.02	36.38	34.90	39.04	39.62	39.30	38.90	40.49	39.82
14	27/01/98	07:30:00	23.95	23.83	27.02	32.03	37.18	36.34	35.16	39.07	39.73	39.59	39.88	40.46	39.10
15	28/01/98	07:40:00	23.77	23.68	26.96	30.81	37.52	37.00	35.09	39.29	39.55	39.58	40.19	40.33	39.12
16	29/01/98	07:45:00	23.61	22.75	25.70	30.69	36.98	36.46	34.84	38.92	39.32	39.35	39.65	40.36	39.38
17	30/01/98	07:40:00	23.32	21.91	24.50	29.32	36.70	36.61	34.51	39.06	39.55	39.18	38.97	39.93	38.97
18	31/01/98	07:45:00	20.32	22.82	23.98	28.07	36.83	36.92	35.12	39.10	40.05	39.62	40.23	40.68	39.71
19	03/02/98	07:55:00	21.86	21.77	21.77	24.40	35.40	36.35	34.79	38.83	39.33	38.66	39.93	40.62	38.89
20	04/02/98	07:35:00	21.11	20.06	21.02	23.14	34.30	36.45	35.55	38.77	39.52	39.87	39.26	40.13	39.26
21	05/02/98	08:05:00	21.26	19.73	20.54	23.00	33.20	36.78	35.19	38.54	39.21	40.05	39.47	40.68	39.24
22	06/02/98	07:45:00	21.00	19.03	20.54	21.98	32.28	36.85	34.42	38.73	39.60	40.17	40.17	39.25	38.70
23	07/02/98	07:30:00	20.34	18.80	19.94	21.19	31.26	37.28	34.89	38.62	39.49	39.61	38.82	40.60	39.75
24	10/02/98	07:55:00	18.97	17.23	18.01	19.26	27.95	36.57	34.95	38.75	39.83	39.42	39.19	40.03	38.84
25	11/02/98	08:05:00	18.76	16.72	17.21	18.62	26.32	35.91	35.17	38.50	39.59	38.62	39.02	40.11	38.62
26	12/02/98	07:30:00	17.64	16.26	17.21	18.02	25.42	36.44	34.74	38.48	39.47	38.80	39.41	40.13	39.49
27	13/02/98	07:30:00	16.90	15.49	16.61	17.65	24.14	35.39	34.78	38.13	39.05	39.23	39.37	39.69	39.23
28	14/02/98	07:35:00	16.25	14.96	15.79	17.16	23.56	35.70	34.85	38.56	39.22	38.73	39.60	39.36	38.90
29	17/02/98	08:05:00	14.14	13.83	15.42	15.68	21.97	35.85	35.71	38.69	39.83	39.22	39.24	40.14	39.45
30	18/02/98	08:15:00	14.89	14.31	15.33	15.54	20.96	36.40	35.84	39.74	40.47	40.09	40.06	40.38	39.41
31	19/02/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	20/02/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	21/02/98	07:55:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	24/02/98	08:30:00	11.53	12.04	13.37	13.89	17.48	33.41	35.60	38.76	39.02	38.53	39.57	39.91	39.00
35	25/02/98	07:35:00	11.40	11.69	12.87	14.13	16.99	32.48	35.58	38.64	39.59	37.84	39.16	39.91	39.27
36	26/02/98	07:30:00	10.71	11.43	12.98	13.32	16.60	32.46	35.19	38.44	39.41	39.82	39.47	40.33	39.33
37	27/02/98	07:30:00	10.66	11.53	12.88	12.91	16.47	32.82	35.39	38.83	39.87	39.35	39.26	39.78	39.52
38	28/02/98	07:35:00	11.14	11.06	12.26	12.95	15.96	30.84	35.74	38.49	39.07	39.70	39.12	39.55	39.55
39	03/03/98	07:45:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	04/03/98	07:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41	05/03/98	07:35:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42	06/03/98	07:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
43	07/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44	10/03/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
45	11/03/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
46	12/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
47	13/03/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48	14/03/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
49	17/03/98	10:25:00	6.62	8.25	9.45	9.45	13.65	21.71	29.16	38.51	38.85	38.33	39.02	39.28	38.51
50	18/03/98	11:46:00	9.02	9.19	9.71	9.79	16.22	21.88	29.85	38.33	38.51	38.25	39.88	39.45	41.25
51	19/03/98	07:25:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
52	20/03/98	07:59:00	8.08	8.77	9.37	9.62	14.34	21.36	28.48	38.59	38.42	38.85	38.33	38.68	38.25
53	21/03/98	07:45:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
54	24/03/98	08:45:00	8.08	8.85	9.11	9.28	13.56	19.99	26.59	38.68	38.85	38.42	39.36	38.76	38.25
55	25/03/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56	26/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
57	27/03/98	08:24:00	10.82	9.88	9.37	9.02	13.48	19.91	26.76	38.42	38.76	38.68	38.42	40.31	38.25
58	28/03/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
59	31/03/98	08:21:00	8.77	9.11	9.28	9.02	13.31	18.79	23.85	39.45	38.68	40.22	38.85	39.62	38.33
60	01/04/98	07:55:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
61	02/04/98	07:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
62	03/04/98	08:03:00	9.97	9.28	13.48	9.19	12.79	18.36	22.65	37.56	39.19	40.65	39.19	39.45	38.42
63	04/04/98	07:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
64	07/04/98	08:49:00	10.31	8.77	9.28	8.68	13.56	17.68	21.02	38.25	38.85	38.59	38.85	40.65	38.42
65	08/04/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
66	09/04/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
67	11/04/98	08:58:00	7.57	9.79	8.85	8.68	12.28	18.36	19.65	34.82	39.79	38.68	40.90	39.36	38.59
68	14/04/98	08:05:00	7.97	8.14	9.15	9.32	10.90	18.01	16.49	32.49	37.96	38.62	38.96	39.80	39.40
69	15/04/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
70	16/04/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
71	17/04/98	08:35:00	7.37	7.66	8.86	9.01	10.76	17.51	16.07	30.63	36.83	39.90	38.98	40.10	38.90
72	18/04/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
73	21/04/98	08:18:00	7.36	7.18	8.70	8.93	10.61	17.06	14.95	28.77	35.08	38.71	38.91	39.54	38.74
74	22/04/98	08:25:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
75	23/04/98	07:55:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
76	24/04/98	07:55:00	7.30	6.92	8.12	8.75	10.23	17.00	14.89	27.39	33.33	38.27	39.04	40.10	38.01
77	25/04/98	07:48:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
78	28/04/98	07:45:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
79	29/04/98	08:10:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
80	30/04/98	07:40:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
81	02/05/98	08:05:00	8.96	7.95	8.78	8.78	10.05	16.37	13.78	24.96	29.98	38.54	38.83	39.55	39.21

 Período simulado

TABELA A.8
AÇUDE CAJUEIRO
ESTAÇÃO E2
DADOS DE UMIDADE (%)

Nº	Data	Hora	Profundidades (cm)										
			10	20	30	40	60	80	100	120	140	160	180
1	08/01/98	08:30.00	-	34.65	-	38.64	39.34	39.28	39.05	38.18	36.41	40.09	40.38
2	09/01/98	08:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	10/01/98	08:25.00	30.41	34.65	36.53	38.24	39.19	39.60	38.80	38.30	36.42	40.18	40.26
4	13/01/98	08:25.00	30.41	35.05	-	38.86	39.12	39.58	39.29	38.25	36.41	39.52	40.94
5	14/01/98	08:20.00	29.74	33.95	36.17	38.34	38.71	38.74	39.09	38.25	36.55	39.87	40.07
6	15/01/98	08:20.00	30.75	34.14	35.90	37.85	39.46	39.00	38.71	37.91	36.07	39.69	40.38
7	16/01/98	08:15.00	30.30	34.42	36.22	38.63	38.98	39.70	39.39	37.85	36.45	39.65	40.61
8	17/01/98	08:05.00	30.44	34.13	36.13	38.05	39.18	39.35	39.76	37.90	36.62	40.05	40.57
9	20/01/98	08:15.00	29.86	33.73	35.87	37.89	38.76	39.22	39.45	38.30	36.53	40.06	40.75
10	21/01/98	08:15.00	29.89	33.20	34.86	37.48	38.34	39.34	38.88	37.48	36.59	39.77	40.00
11	22/01/98	08:15.00	29.17	33.31	35.36	38.25	38.95	39.58	38.95	38.77	36.92	39.96	39.99
12	23/01/98	08:35.00	30.13	33.89	35.64	39.23	39.93	39.81	39.75	38.93	37.01	40.39	-
13	24/01/98	08:15.00	29.84	33.26	35.51	38.03	39.01	39.16	39.39	38.11	36.58	40.11	40.75
14	27/01/98	08:15.00	-	31.92	34.21	37.95	39.06	39.37	38.97	38.13	36.24	39.84	40.85
15	28/01/98	08:20.00	26.35	31.65	33.82	37.73	39.75	39.49	39.38	38.34	37.18	40.13	40.62
16	29/01/98	08:38.00	27.03	31.40	32.96	37.70	39.09	40.36	39.61	38.43	36.84	40.22	40.36
17	30/01/98	08:23.00	26.29	30.56	32.26	36.24	39.09	39.52	38.71	37.85	36.24	40.47	40.10
18	31/01/98	08:30.00	26.44	30.19	31.43	35.90	39.30	39.33	39.74	38.58	36.72	40.32	40.55
19	03/02/98	08:40.00	25.75	28.84	28.61	33.00	39.47	39.70	39.30	38.49	36.50	40.22	40.48
20	04/02/98	08:23.00	25.78	28.39	27.23	31.92	39.64	40.36	39.49	37.95	36.42	40.13	40.27
21	05/02/98	09:05.00	25.11	27.94	25.60	30.05	39.03	39.79	39.06	37.71	36.67	40.31	40.51
22	08/02/98	08:28.00	24.85	27.19	25.28	29.01	39.13	39.39	39.31	37.75	36.27	40.23	39.97
23	07/02/98	08:18.00	24.62	26.80	24.42	28.23	39.23	39.52	39.29	37.83	37.11	40.16	41.41
24	10/02/98	08:38.00	24.00	25.16	22.52	24.87	38.52	39.63	38.81	38.49	36.69	39.94	40.00
25	11/02/98	08:52.00	23.41	24.62	21.29	23.59	37.41	39.10	39.13	37.64	36.37	39.28	40.89
26	12/02/98	08:10.00	23.23	24.30	20.75	22.77	37.01	39.49	38.92	38.05	36.84	40.21	40.13
27	13/02/98	08:18.00	23.71	23.85	20.07	21.75	37.52	39.57	39.23	38.13	36.60	39.92	40.32
28	14/02/98	08:20.00	22.90	22.93	19.45	20.79	35.79	39.02	38.05	38.36	36.73	39.45	40.10
29	17/02/98	08:35.00	22.58	22.26	18.38	19.16	34.55	39.83	39.42	38.11	36.61	40.29	41.07
30	18/02/98	09:08.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	19/02/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	20/02/98	07:47.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	21/02/98	08:05.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	24/02/98	09:17.00	19.75	19.15	15.64	15.75	29.19	39.22	39.05	37.84	37.17	40.03	40.43
35	25/02/98	08:35.00	19.23	18.49	14.56	15.33	28.03	38.56	38.30	37.93	36.58	39.56	40.68
36	26/02/98	08:09.00	18.64	17.98	14.79	14.88	27.69	38.47	38.67	38.21	36.43	39.67	40.79
37	27/02/98	07:55.00	18.08	17.53	14.10	14.85	27.50	38.85	39.29	38.42	37.03	40.53	40.85
38	28/02/98	08:22.00	19.14	17.77	14.30	14.41	26.42	38.41	38.92	37.98	36.46	40.82	40.19
39	03/03/98	07:55.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	04/03/98	07:40.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41	05/03/98	07:45.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42	06/03/98	07:40.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
43	07/03/98	08:10.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44	10/03/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
45	11/03/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
46	12/03/98	08:10.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
47	13/03/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48	14/03/98	08:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
49	17/03/98	11:30.00	8.59	9.28	9.19	10.14	19.14	28.99	37.31	36.79	36.53	40.31	40.05
50	18/03/98	09:00.00	13.31	10.57	8.68	11.42	21.28	30.62	38.16	36.62	36.88	40.13	40.31
51	19/03/98	07:35.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53	21/03/98	07:55.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
54	24/03/98	09:35.00	10.14	9.71	8.51	9.88	18.02	26.68	36.36	36.79	36.28	40.22	40.39
55	25/03/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56	26/03/98	08:10.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
57	27/03/98	09:18.00	13.65	11.51	9.02	10.05	21.19	26.68	35.93	37.05	36.62	40.22	42.88
58	28/03/98	08:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
59	31/03/98	09:08.00	11.25	12.11	8.77	9.71	17.16	24.62	34.56	37.82	36.19	39.88	40.39
60	01/04/98	08:05.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
61	02/04/98	07:40.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
62	03/04/98	08:48.00	12.96	12.19	8.85	9.88	17.59	24.96	33.71	36.28	36.19	39.96	40.31
63	04/04/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
64	07/04/98	09:40.00	11.59	10.14	9.37	9.28	16.22	24.54	32.33	36.45	35.93	40.05	39.62
65	08/04/98	08:10.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
66	09/04/98	08:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
67	11/04/98	10:38.00	9.79	9.11	7.91	8.68	15.62	21.79	31.05	35.59	35.76	39.28	39.71
68	14/04/98	08:45.00	10.24	10.21	8.77	8.80	14.96	20.17	28.14	36.29	36.49	40.09	40.23
69	15/04/98	08:10.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
70	16/04/98	07:50.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
71	17/04/98	09:22.00	9.98	9.44	8.49	8.66	14.52	20.26	26.95	35.31	36.03	40.28	39.82
72	18/04/98	08:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
73	21/04/98	08:47.00	9.38	9.13	8.41	8.70	14.47	19.03	25.15	33.17	35.63	40.45	40.31
74	22/04/98	08:38.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
75	23/04/98	08:17.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
76	24/04/98	09:15.00	8.26	8.75	8.35	8.41	13.92	18.37	24.00	32.56	34.99	40.04	40.21
77	25/04/98	08:08.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
78	28/04/98	07:54.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
79	29/04/98	08:20.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
80	30/04/98	07:47.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
81	02/05/98	09:03.00	11.46	10.79	8.84	8.44	13.47	17.83	21.94	30.59	34.44	40.04	39.75

Período simulado

TABELA A.9
AÇUDE CAJUEIRO
ESTAÇÃO E3
DADOS DE UMIDADE (%)

Nº	Data	Hora	Profundidades (cm)													
			10	20	30	40	60	80	100	120	140	160	180			
1	08/01/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	09/01/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	10/01/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	13/01/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	14/01/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	15/01/98	08:50:00	-	39.95	-	42.80	39.72	41.82	41.82	39.78	39.81	39.00	-	-	-	-
7	16/01/98	08:35:00	-	41.45	-	43.19	40.17	42.32	42.61	40.55	40.49	38.54	-	-	-	-
8	17/01/98	08:40:00	-	41.30	-	43.59	40.31	42.60	42.19	40.42	39.96	38.60	-	-	-	-
9	20/01/98	08:35:00	-	41.42	-	43.27	40.96	42.78	41.91	39.86	39.94	38.50	-	-	-	-
10	21/01/98	10:35:00	-	41.04	-	42.68	39.72	42.13	42.27	39.80	39.60	38.19	-	-	-	-
11	22/01/98	08:50:00	-	40.83	-	43.43	40.33	42.71	42.32	40.97	40.45	38.66	-	-	-	-
12	23/01/98	09:10:00	-	40.97	-	43.63	39.93	42.78	42.40	40.71	40.57	38.53	-	-	-	-
13	24/01/98	08:48:00	-	40.20	-	43.06	40.14	42.02	42.68	40.28	40.43	38.58	-	-	-	-
14	27/01/98	08:45:00	-	40.45	-	42.65	40.51	42.56	41.72	40.56	40.48	38.77	-	-	-	-
15	28/01/98	08:50:00	-	40.53	-	42.45	40.07	42.91	42.36	40.83	40.19	37.32	-	-	-	-
16	29/01/98	09:07:00	-	39.99	-	42.42	39.81	42.42	42.50	40.71	40.22	38.11	-	-	-	-
17	30/01/98	08:50:00	-	40.16	-	42.95	39.38	41.83	41.83	40.16	39.58	38.63	-	-	-	-
18	31/01/98	08:57:00	-	39.94	-	43.10	39.94	42.41	42.06	40.84	39.91	38.69	-	-	-	-
19	03/02/98	09:05:00	-	40.80	-	42.82	39.67	42.01	42.30	40.31	40.39	38.40	-	-	-	-
20	04/02/98	08:53:00	-	39.55	-	42.59	40.45	42.16	43.06	40.77	39.95	38.07	-	-	-	-
21	05/02/98	09:30:00	-	39.27	-	42.67	39.84	42.13	42.53	40.59	39.41	38.23	-	-	-	-
22	06/02/98	09:05:00	36.30	39.68	43.53	42.55	39.60	42.14	43.15	40.23	39.68	38.29	-	-	-	-
23	07/02/98	08:52:00	36.12	39.87	42.84	43.94	40.51	42.08	42.63	40.39	40.39	38.39	-	-	-	-
24	10/02/98	09:15:00	36.12	39.75	42.87	43.45	39.87	41.98	42.60	40.25	39.84	38.07	-	-	-	-
25	11/02/98	09:25:00	35.51	38.99	42.32	42.87	39.54	41.60	41.40	40.48	39.59	38.04	-	-	-	-
26	12/02/98	08:40:00	35.83	39.03	41.77	43.18	39.67	42.58	42.52	40.59	39.29	38.11	-	-	-	-
27	13/02/98	08:50:00	35.76	39.28	41.94	42.40	39.43	41.56	42.28	40.73	40.21	38.33	-	-	-	-
28	14/02/98	08:52:00	34.93	38.36	40.90	42.42	39.39	41.73	41.50	39.93	39.68	38.10	-	-	-	-
29	17/02/98	09:30:00	35.88	38.14	41.74	43.30	39.97	41.82	42.38	41.16	40.06	38.84	-	-	-	-
30	18/02/98	09:15:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	19/02/98	07:58:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	20/02/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	21/02/98	08:14:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	24/02/98	09:48:00	34.54	35.92	40.32	42.04	39.37	41.27	41.67	40.09	40.89	39.11	-	-	-	-
35	25/02/98	08:57:00	33.60	35.46	39.76	41.86	38.47	41.22	41.80	39.76	39.42	38.24	-	-	-	-
36	26/02/98	08:40:00	34.21	35.88	40.25	41.88	39.50	42.09	42.26	40.68	40.25	38.21	-	-	-	-
37	27/02/98	08:45:00	34.00	36.02	40.36	42.21	39.29	41.71	42.78	40.67	40.44	38.97	-	-	-	-
38	28/02/98	08:57:00	33.76	34.68	39.32	41.85	39.50	41.88	41.88	40.82	39.90	38.58	-	-	-	-
39	03/03/98	08:05:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	04/03/98	07:55:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41	05/03/98	07:55:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42	06/03/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
43	07/03/98	08:20:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44	10/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
45	11/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
46	12/03/98	08:18:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
47	13/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48	14/03/98	08:12:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
49	17/03/98	14:29:00	26.76	31.48	37.13	36.79	36.02	41.08	40.48	39.45	38.85	38.08	-	-	-	-
50	18/03/98	09:08:00	30.19	32.76	37.73	35.93	37.99	42.53	40.82	39.88	38.93	39.53	-	-	-	-
51	19/03/98	07:45:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
52	20/03/98	09:20:00	26.76	29.85	36.02	36.53	35.59	42.88	40.82	39.62	39.71	38.68	47.68	-	-	-
53	21/03/98	08:05:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
54	24/03/98	10:11:00	25.99	30.28	36.19	34.48	33.53	42.10	40.90	40.99	39.19	38.68	46.82	-	-	-
55	25/03/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56	26/03/98	08:20:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
57	27/03/98	09:47:00	27.28	29.51	36.11	34.39	33.62	42.19	41.42	39.19	38.85	38.76	47.25	-	-	-
58	28/03/98	08:10:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
59	31/03/98	09:42:00	24.71	29.76	34.73	33.53	30.02	42.45	40.65	41.25	38.16	41.25	46.82	-	-	-
60	01/04/98	08:15:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
61	02/04/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
62	03/04/98	09:22:00	25.99	28.48	34.39	33.36	28.99	42.02	41.68	39.79	39.11	38.33	47.25	-	-	-
63	04/04/98	07:50:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
64	07/04/98	10:20:00	22.65	26.93	33.79	31.91	26.42	41.93	41.33	40.39	39.11	38.59	47.16	-	-	-
65	08/04/98	08:22:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
66	09/04/98	08:10:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
67	11/04/98	11:07:00	20.42	24.11	31.31	29.93	22.65	40.39	40.56	39.11	38.42	40.65	46.73	-	-	-
68	14/04/98	09:18:00	19.77	22.85	29.01	33.24	18.27	38.65	40.63	39.66	39.97	37.76	47.31	-	-	-
69	15/04/98	08:20:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
70	16/04/98	08:00:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
71	17/04/98	10:03:00	19.40	21.70	27.33	32.24	16.99	37.03	39.85	39.07	40.10	38.53	46.91	-	-	-
72	18/04/98	08:10:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
73	21/04/98	09:30:00	17.75	20.55	26.20	30.80	16.21	35.03	39.45	39.65	39.40	38.43	47.42	-	-	-
74	22/04/98	08:51:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
75	23/04/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
76	24/04/98	10:43:00	17.09	19.71	25.11	30.05	14.92	34.59	39.01	39.98	39.10	37.84	47.23	-	-	-
77	25/04/98	08:22:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
78	28/04/98	08:03:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
79	29/04/98	08:30:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
80	30/04/98	07:55:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
81	02/05/98	09:25:00	18.72	19.81	24.38	28.92	14.33	32.34	38.69	40.18	39.69	38.6	46.91	-	-	-

Período simulado