



**UFES**

**“Estudo da influência da interação solo-atmosfera  
nos perfis de umidade, sucção e temperatura de um  
subsolo não saturado”**

**Gabriel Peixoto Derenzi Vivacqua**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Civil

**Orientador:**

**Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Kátia Vanessa Bicalho**

**Vitória-ES, Novembro de 2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)  
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

---

V855e Vivacqua, Gabriel Peixoto Derenzi, 1977-  
Estudo da influência da interação solo-atmosfera nos perfis de umidade, sucção e temperatura de um subsolo não saturado / Gabriel Peixoto Derenzi Vivacqua. – 2012.  
174 f. : il.

Orientador: Kátia Vanessa Bicalho.  
Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Evaporação. 2. Solos - Permeabilidade. 3. Solos - Temperatura. 4. Solos - Umidade. 5. Solos - Potencial matricial. I. Bicalho, Kátia Vanessa. II. Universidade Federal do Espírito Santo. Centro Tecnológico. III. Título.

CDU: 624

---

**Gabriel Peixoto Derenzi Vivacqua**

**“Estudo da influência da interação solo-atmosfera nos perfis de umidade, sucção e temperatura de um subsolo não saturado”**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Civil.

Aprovada em 22/11/2012 por:

---

**Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Kátia Vanessa Bicalho, UFES (Orientador)**

---

**Prof. Dr. Bruno Teixeira Dantas, UFES (Examinador Interno)**

---

**Prof. Dr. Patrício José Moreira Pires, UFES (Examinador Interno)**

---

**Prof. Dr. Waldyr Lopes de Oliveira Filho, UFOP (Examinador Externo)**

*Dedico este trabalho à minha esposa, Maria e  
ao meu filho, Pedro, meus maiores presentes.*

## **AGRADECIMENTOS**

À Professora Katia Vanessa Bicalho pelo seu constante incentivo e pelo sua orientação sempre paciente, segura e objetiva.

Aos Professores Bruno Teixeira Dantas, Patrício José Moreira Pires e Waldyr Lopes de Oliveira Filho por terem aceitado participar da banca de avaliação desta dissertação, e principalmente, pelas valiosas contribuições oferecidas para o aprimoramento e enriquecimento deste trabalho.

Ao Professor Antônio Manoel Ferreira Frasson pela importante contribuição oferecida na etapa do modelo numérico computacional.

Ao meu irmão Engenheiro Eletricista Rafael Peixoto Derenzi Vivacqua pela importante ajuda nas questões matemáticas.

Ao Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil – PPGEC da Universidade Federal do Espírito Santo pela oportunidade. Aos colegas de curso e a todos os demais professores e funcionários do Mestrado de Engenharia Civil.

Ao apoio financeiro recebido das agências governamentais Brasileiras CAPES e CNPq. Este trabalho foi executado como parte integrante do projeto Francês ANR-RGCU: ARGIC. Os dados meteorológicos foram fornecidos pela Météo France e os dados geológicos pela RGM.

Ao Professor Yu Jun Cui da ENPC (CERMES, UR Navier), Université Paris Est, France pela cessão do programa utilizado nas análises numéricas realizadas neste trabalho.

Aos meus queridos pais, irmãos, e à minha avó, por todo o incentivo e apoio para a conclusão deste trabalho. A minha esposa Maria A. Costa de Sousa Vivacqua por todo carinho, incentivo e apoio durante o desenvolvimento deste trabalho. Aos meus amigos pela compreensão.

A Deus, sem o qual nada seria possível.

*“Comece fazendo o que é necessário, depois o que é possível, e de repente você estará fazendo o impossível”.*

(São Francisco de Assis)

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE SÍMBOLOS .....</b>	<b>IV</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>IX</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>X</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>XVII</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>XVIII</b>
<b>1. Introdução.....</b>	<b>1</b>
1.1 JUSTIFICATIVA .....	2
1.2 OBJETIVOS .....	3
1.3 ESTRUTURA GERAL DO TRABALHO .....	4
<b>2. Revisão Bibliográfica .....</b>	<b>6</b>
2.1 INTRODUÇÃO .....	7
2.2 FUNDAMENTOS GERAIS DE SOLOS NÃO SATURADOS .....	8
2.2.1 Elementos do solo não saturado e o Princípio das tensões efetivas .....	8
2.2.2 Sucção .....	12
2.2.3 Resistência ao cisalhamento .....	16
2.2.4 Curva de retenção solo-água .....	18
2.2.5 Função de permeabilidade ou condutividade hidráulica .....	23
2.2.6 Fluxos no solo não saturado .....	25
2.3 BALANÇO HÍDRICO ATMOSFÉRICO .....	31
2.4 BALANÇO HÍDRICO DO SOLO .....	34
2.5 EVAPORAÇÃO .....	36
2.5.1 Aspectos gerais.....	36
2.5.2 Balanço hídrico do solo.....	39
2.5.3 Evapotranspiração potencial (ETP).....	40
2.5.4 Evapotranspiração real (ETR).....	49
2.5.5 Abordagem de balanço de energia solar.....	54
2.6 INFILTRAÇÃO (e <i>runoff</i> ).....	61
2.6.1 Aspectos gerais.....	61
2.6.2 Métodos de estimativa da taxa de infiltração .....	64

2.7	MODELAGEM NUMÉRICA DE INTERAÇÃO SOLO-ATMOSFERA.....	68
2.7.1	Aspectos gerais.....	68
2.7.2	Formulação de Philip e de Vries (1957).....	70
2.7.3	Formulação de Wilson (1990) e Wilson et al. (1994) .....	72
2.7.4	Outras formulações e trabalhos .....	74
<b>3.</b>	<b>Modelo de Interação Solo Atmosfera .....</b>	<b>75</b>
3.1	INTRODUÇÃO .....	76
3.2	EQUAÇÕES DE FLUXO DE MASSA E CALOR NO SOLO .....	77
3.2.1	Princípio de conservação de massa .....	78
3.2.2	Fluxo de água e vapor no solo.....	79
3.2.3	Equação diferencial de fluxo de água e vapor no Solo .....	80
3.2.4	Fluxo de calor no solo .....	84
3.2.5	Equação diferencial de fluxo de calor no solo.....	84
3.3	MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA SOLAR .....	85
3.3.1	Estimativa de $R_n$ .....	86
3.3.2	Estimativa de $H$ , $LE$ e $G$ .....	86
3.4	FUNÇÕES DE PROPRIEDADE DO SOLO .....	88
3.4.1	Parâmetros relacionados com o fluxo de água (líquida e vapor).....	89
3.4.2	Parâmetros relacionados com o fluxo de calor.....	93
3.5	MODELO NUMÉRICO COMPUTACIONAL .....	95
3.5.1	Equações de diferenças finitas .....	95
3.5.2	Rotina de processamento.....	96
3.5.3	Condições de contorno na interface solo-atmosfera.....	98
3.5.4	Condições iniciais: Temperatura ( $T$ ) e Umidade Volumétrica ( $\theta$ ) .....	101
3.6	VALIDAÇÃO DO MODELO .....	101
<b>4.</b>	<b>Ensaio de Caracterização e Determinação das Propriedades do Solo.....</b>	<b>103</b>
4.1	INTRODUÇÃO .....	104
4.2	ENSAIOS DE CARACTERIZAÇÃO DO SOLO.....	106
4.2.1	Determinação da amostra .....	106
4.2.2	Plasticidade e granulometria .....	106
4.2.3	Mineralogia (Amostra: MOR-PR1-50) .....	107
4.2.4	Porosimetria de mercúrio (Amostra: MOR-PR1-50) .....	108
4.3	PARÂMETROS DO SOLO .....	109



4.3.1	Curva de retenção solo-água .....	109
4.3.2	Função de permeabilidade ou condutividade hidráulica não saturada .....	110
<b>5.</b>	<b>Apresentação dos Dados Climáticos .....</b>	<b>113</b>
5.1	INTRODUÇÃO .....	114
5.2	DADOS CLIMÁTICOS .....	115
5.2.1	Temperatura do ar e Radiação solar .....	115
5.2.2	Velocidade do vento e Umidade relativa do ar .....	117
5.2.3	Precipitação e evaporação potencial.....	118
<b>6.</b>	<b>Análises Numéricas .....</b>	<b>124</b>
6.1	INTRODUÇÃO .....	125
6.2	FERRAMENTA COMPUTACIONAL.....	125
6.2.1	Informações gerais .....	125
6.2.2	Tratamento dos dados e elaboração de gráficos .....	126
6.3	SIMULAÇÕES .....	127
6.3.1	Caso de referência (Caso B).....	127
6.3.2	Influência do perfil inicial de temperatura (Caso D).....	132
6.3.3	Influência do parâmetro albedo (Caso C e Caso B10) .....	135
6.3.4	Influência da condutividade hidráulica saturada (Caso B9).....	138
6.3.5	Influência da condutividade térmica dos sólidos ( $\lambda_s$ ) .....	140
6.3.6	Influência da espessura da camada superior (Caso B5) .....	141
6.3.7	Influência da distribuição média dos valores de entrada de dados (inputs) climáticos (Caso G) .....	143
6.3.8	Influência da ocorrência e distribuição da precipitação (Caso G e Caso I).....	148
6.3.9	Análise da extensão da zona ativa.....	152
6.4	OBSERVAÇÕES COMPLEMENTARES .....	155
<b>7.</b>	<b>Conclusões e Sugestões para Pesquisas Futuras.....</b>	<b>158</b>
7.1	CONCLUSÕES .....	159
7.2	SUGESTÕES PARA PERSPECTIVAS FUTURAS .....	162
<b>8.</b>	<b>Referências.....</b>	<b>164</b>

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>a</b>	parâmetro Albedo
<b>a<sub>1</sub></b>	índice de ajuste da equação de Thornthwaite
<b>A</b>	área de seção transversal
<b>A'</b>	inverso da umidade relativa do ar
<b>b</b>	constante empírica das equações de Kostiavov e Kostiakov-Lewis
<b>B</b>	balanço hídrico atmosférico
<b>c</b>	parâmetro da curva de eficiência da taxa de evaporação
<b>c'</b>	coesão aparente do solo
<b>c''</b>	coesão capilar do solo
<b>C<sub>a</sub></b>	calor específico volumétrico do ar
<b>C, C<sub>h</sub></b>	calor específico volumétrico do solo
<b>C<sub>pa</sub></b>	calor específico do ar
<b>C<sub>s</sub></b>	calor específico volumétrico dos sólidos
<b>C<sub>v</sub></b>	módulo de variação de volume da fase vapor
<b>C<sub>w</sub></b>	calor específico volumétrico da água
<b>C<sub>w</sub></b>	módulo de variação de volume da fase líquida
<b>d</b>	altura de deslocamento
<b>D<sub>v</sub></b>	difusividade do vapor no solo
<b>D<sub>T</sub></b>	difusividade térmica da umidade do solo
<b>D<sub>θ</sub></b>	difusividade da umidade do solo
<b>D<sub>vap</sub></b>	difusividade molecular do vapor de água no ar
<b>E</b>	taxa de evaporação diária
<b>E<sub>a</sub></b>	evaporatividade do ar
<b>E<sub>m</sub></b>	evaporação potencial mensal
<b>E<sub>P</sub></b>	evaporação potencial
<b>E<sub>R</sub></b>	evaporação real
<b>ET</b>	evapotranspiração
<b>ET<sub>P</sub></b>	evapotranspiração potencial
<b>ET<sub>R</sub></b>	evapotranspiração real
<b>f<sub>0</sub></b>	taxa de infiltração básica
<b>f<sub>a</sub></b>	coeficiente para a fase gasosa

$f_s$	coeficiente para a fase dos sólidos
$f_w$	coeficiente para a fase líquida
$f(\mathbf{u})$	função de turbulência
$g$	aceleração da gravidade
$G, G'$	fluxo de calor no solo
$G_b$	percolação basal
$G_s$	densidade dos sólidos
$h, h_w$	carga hidráulica total
$h_m$	sucção mátrica
$h_o$	sucção osmótica
$H$	fluxo de calor sensível para o ar
$i$	gradiente hidráulico
$i$	índice de incremento de distância na direção $z$
$i_0$	taxa de infiltração inicial
$i_1$	índice mensal de calor da equação de Thornthwaite
$i_c$	taxa de infiltração constante
$i, I$	taxa de infiltração
$I$	infiltração acumulada
$Int$	intercepção
$j$	índice de incremento de tempo
$k$	constante da equação de resistência aerodinâmica
$k$	parâmetro característico da equação de Horton
$k$	condutividade hidráulica
$k_s, k_{sat}$	condutividade hidráulica saturada
$k_w$	condutividade hidráulica não saturada
$k_x^w, k_y^w$	condutividade hidráulica não saturada nas direções $x, y$
$K$	constante empírica das equações de Kostiyov e Kostiyakov-Lewis
$l$	comprimento
$L$	parâmetro de temperatura da equação de Turc
$L'$	comprimento de Obukhov
$L_v$	calor latente de vaporização da água
$LE$	fluxo de calor latente
$M_w$	massa de água
$M_w$	massa molecular da água

$m_1^w$	coeficiente de variação de volume de vazios em função de variação na tensão normal líquida
$m_2^w$	coeficiente de variação de umidade volumétrica em função de variação da sucção mátrica
$n$	porosidade do solo
$p$	porcentagem diária de horas de luz
$p_{vz0}$	pressão do vapor na superfície do solo
$p_{vza}$	pressão de vapor numa altura de referência $z_a$
$P$	pressão atmosférica
$P$	precipitação ou taxa de precipitação
$P_a$	pressão parcial de vapor no ar acima da superfície da água ou solo saturado
$P_m$	precipitação média mensal
$P_v$	pressão parcial de vapor de água
$P_{vs}, P_{vsa}$	pressão parcial de vapor de água saturado
$q$	fluxo ou velocidade de percolação da água
$q_{x, y, z}$	fluxo ou velocidade de percolação da água na direções $x, y, z$
$q_{entra}$	fluxo de massa de água que entra no elemento de solo
$q_{sai}$	fluxo de massa de água que sai no elemento de solo
$q_T$	fluxo de calor no solo por condução ( $J/m^2s$ )
$q_v$	fluxo de massa de vapor de água
$Q$	vazão
$Q$	taxa de infiltração no solo
$Q_{max}$	taxa de infiltração máxima no solo
$Q_{LE}$	fluxo de calor latente
$Q_H$	fluxo de calor sensível para o ar
$R_{off}$	<i>runoff</i> da superfície do solo
$r_1$	raio interno do menisco de água entre as partícula sólidas do solo
$r_2$	raio externo do menisco de água entre as partícula sólidas do solo
$r_a$	resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente
$r_{a0}$	resistência aerodinâmica derivada do perfil logarítmico do vento
$R$	constante universal dos gases
$R_i$	número de Richardson
$R_n$	radiação solar líquida incidente
$R_{si}$	radiação solar incidente

$R_{wt}$	água direcionada para o lençol freático
$s$	parâmetro característico da equação de Philip
$S$	grau de saturação
$S$	sucção mátrica
$t$	tempo
$T$	temperatura
$T_a$	temperatura do ar na altura $z_a$
$T_s$	temperatura da superfície do solo
$T_s$	tensão superficial da água
$u$	velocidade do vento
$u^*$	velocidade de fricção
$u_a$	umidade relativa do ar
$u_a$	poro-pressão do ar
$u_w$	poro-pressão da água
$u_v$	pressão real de vapor na superfície do solo
$u_{v0}$	pressão parcial de vapor saturado na superfície do solo
$u_v^{ar}$	pressão parcial de vapor no ar acima da superfície do solo
$V$	volume do elemento de solo
$V_w$	volume de água
$W_v$	peso molecular da água
$x,y,z$	direção das coordenadas cartesianas
$z$	elevação ou posição
$z_0$	parâmetro de comprimento e transporte de calor sensível
$z_a$	medida de altura na velocidade do vento
$Z_0$	comprimento de aspereza
$\alpha$	constante empírica da equação de Priestley e Taylor
$\alpha$	fator de tortuosidade do solo
$\beta$	área de secção transversal disponível para o fluxo de vapor
$\beta$	taxa de Bowen
$\gamma_w$	peso específico da água
$\Delta$	inclinação da curva pressão de vapor saturado versus temperatura
$\Delta S$	alteração da umidade
$\Delta t$	incremento de tempo
$\Delta z$	incremento de espaço

$\Delta x, y, z$	elemento infinitesimal nas direções x, y, z
$\varepsilon_a$	emissividade do ar
$\varepsilon_s$	emissividade da superfície do solo
$\xi$	parâmetro relacionado à forma da curva de equação de Juarez-Badillo
$\zeta$	parâmetro relacionado à forma da curva da equação de Juarez-Badillo
$\varphi'$	ângulo de atrito do solo
$\eta$	constante psicrométrica
$\eta$	parâmetro da equação de resistência aerodinâmica
$\theta, \theta_w$	umidade volumétrica
$\theta_a$	teor volumétrico do ar
$\theta_s$	umidade volumétrica saturada
$\theta_s$	teor volumétrico dos sólidos
$\theta_r$	umidade volumétrica residual
$\theta_w$	teor volumétrico da água
$\lambda$	condutividade térmica do solo
$\lambda_a$	condutividade térmica do ar
$\lambda_s$	condutividade térmica dos sólidos
$\lambda_w$	condutividade térmica da água
$\rho_w$	densidade da água
$\rho_a$	densidade do ar
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann
$\sigma$	tensão normal total
$\sigma'$	tensão normal efetiva
$\tau_r$	resistência ao cisalhamento não saturado na ruptura
$\chi$	parâmetro experimental de tensão efetiva função do grau de saturação
$\psi_1$	sucção mátrica
$\psi_H$	função de estabilidade

## LISTA DE TABELAS

### (CAPÍTULO 2)

Tabela 2.1:	Equações propostas para a curva de retenção solo-água (adaptado de Georgetti, 2010).....	022
Tabela 2.2:	Porcentagens médias mensais de horas de luz para diferentes latitudes (Doorenbos e Pruitt, 1975) .....	044
Tabela 2.3:	Parâmetros da Equação de Kostiakov-Lewis obtidos a partir de irrigações em um solo tipo aluvial eutrófico (Castro e Souza, 1999) .....	067

### (CAPÍTULO 4)

Tabela 4.1:	Parâmetros das curvas de retenção solo-água para os dois diferentes extratos de solo (Z) .....	110
Tabela 4.2:	Parâmetros das curvas das funções de permeabilidade para os dois diferentes extratos de solo (Z) .....	111

### (CAPÍTULO 6)

Tabela 6.1:	Parâmetros do Caso B .....	129
Tabela 6.2:	Níveis de permeabilidade hidráulica (Terzaghi e Peck, 1967, citados por Lambe e Whitman, 1969).....	139
Tabela 6.3:	Precipitação diária (mm) – Caso B e Caso G .....	148
Tabela 6.4:	Precipitação diária (mm) – Caso B e Caso I.....	150

## LISTA DE FIGURAS

### (CAPÍTULO 2)

Figura 2.1:	Componentes de um modelo típico de interação solo-atmosfera (adaptado de Fredlund <i>et al.</i> , 2010).....	008
Figura 2.2:	Elementos do solo não saturado (adaptado de Fredlund e Morgenstern, 1977).....	009
Figura 2.3-a:	Tensões normais e de cisalhamento em um elemento cúbico de solo “seco” (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 193, 194) .....	010
Figura 2.3-b:	Tensões normais e de cisalhamento em um elemento cúbico de solo “saturado” (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 193, 194).....	010
Figura 2.3-c:	Tensões normais e de cisalhamento em um elemento cúbico de solo “não saturado” (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 193, 194) .....	011
Figura 2.4:	Relação entre ascensão capilar e sucção: (a) ilustração conceitual e (b) curva de retenção solo-água correspondente (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 136).....	014
Figura 2.5:	Interface solo, água e ar entre os elementos do solo não saturado (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 102, 160).....	015
Figura 2.6:	Variação da tensão de cisalhamento com a sucção mátrica (Escario, 1980) (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 228).....	018
Figura 2.7:	Curva “típica” de retenção solo-água (curva limite de secagem) com os estágios de transição (adaptado Fredlund, 2005) .....	019
Figura 2.8:	Curvas de retenção solo-água “típicas” para diferentes tipos de solo (adaptado de Fredlund e Xing, 1994) .....	020
Figura 2.9:	Fenômeno da histerese na curva de retenção solo-água (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 183) .....	020
Figura 2.10:	(a) curva de retenção solo-água; (b) função de permeabilidade ( $k_w$ ) (adaptado de Fredlund <i>et al.</i> , 2010).....	024
Figura 2.11:	Elemento infinitesimal de solo e requisitos de continuidade para o fluxo de água (Lu e Likos, 2004, p. 370) .....	025
Figura 2.12:	Esquemático da Lei de Darcy .....	028



Figura 2.13-a:	Balanço hídrico atmosférico anual da região de Kuala Tahan (Malásia) (adaptado de Blight, 1997) .....	032
Figura 2.13-b:	Balanço hídrico atmosférico anual de Melbourne (Austrália) (adaptado de Blight, 1997) .....	033
Figura 2.13-c:	Balanço hídrico atmosférico anual da região de Johannesburg (África do Sul) (adaptado de Blight, 1997).....	033
Figura 2.13-d:	Balanço hídrico atmosférico anual da região de Cape Town (África do Sul) (adaptado de Blight, 1997).....	033
Figura 2.14:	Fluxo generalizado num sistema de solo natural (Swanson <i>et al.</i> , 1994).....	034
Figura 2.15:	Lisímetro utilizado para estimativa de evapotranspiração real (adaptado de Cui e Zornberg, 2008).....	039
Figura 2.16:	Comparativo entre taxas de evaporação calculadas a partir de diferentes métodos, incluindo medição por meio de tanque classe A (A-pan) e lisímetro (Schulz, 1974, adaptado de Blight, 1997).....	048
Figura 2.17:	Curva “típica” de evaporação do solo (adaptado de Wilson <i>et al.</i> , 1994).....	049
Figura 2.18:	Eficiência da taxa de evaporação real (ER) como função do grau de saturação do solo, para diferentes tipos de superfície (adaptado de Entekhabi <i>et al.</i> , 1992).....	050
Figura 2.19:	Evaporação potencial (EP) e evaporação real (ER) (adaptado de Wilson <i>et al.</i> , 1991) .....	052
Figura 2.20:	Influência da sucção na taxa de evaporação (ER) (Wilson <i>et al.</i> , 1997, adaptado de Oliveira, 2003).....	054
Figura 2.21:	Componentes do balanço de energia na superfície do solo: (a) trocas de energia durante o dia; (b) trocas de energia durante a noite (adaptado de Blight, 1997) .....	056
Figura 2.22:	Comportamento genérico da variação da taxa de infiltração com o tempo .....	062
Figura 2.23-a:	Influência da umidade inicial, estado de compactação e inclinação da superfície do solo na taxa de infiltração. Solo nominalmente “seco” (adaptado de Blight, 1997) .....	063
Figura 2.23-b:	Influência da umidade inicial, estado de compactação e inclinação da superfície do solo na taxa de infiltração. Solo nominalmente “pré-umedecido” (adaptado de Blight, 1997).....	063

Figura 2.24:	Comparativo entre taxa de infiltração calculada em campo (infiltrômetro de anel) e por meio de diferentes equações (adaptado de Paixão <i>et al.</i> , 2004).....	068
--------------	---	-----

### (CAPÍTULO 3)

Figura 3.1:	Extratos “esquemáticos” de solo no modelo de interação solo-atmosfera .....	090
Figura 3.2:	Curvas de retenção solo-água “esquemáticas” para dois diferentes extratos de solo .....	091
Figura 3.3:	Funções de permeabilidade “esquemáticas” para os dois diferentes extratos de solo .....	092
Figura 3.4:	Perfil vertical de solo: Esquema de incrementos de $\Delta z$ (adaptado de Gao, 2006, “ <i>Program User Guide</i> ”, SAIAFDM, ENPC-CERMES, 2005).....	097
Figura 3.5:	Rotina de processamento (adaptado de Gao, 2006, “ <i>Program User Guide</i> ”, SAIAFDM, ENPC-CERMES, 2005) .....	098

### (CAPÍTULO 4)

Figura 4.1:	Região de Provence Alpes Côte D’Azur, onde está localizado o Distrito de Vaucluse e a vila de Mormoiron.....	105
Figura 4.2:	Potencial de inchamento do solo de Mormoiron determinado de acordo com o <i>Building Research Establishment</i> (1980) (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR) .....	107
Figura 4.3:	Difratometria de raio X (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR).....	108
Figura 4.4:	Espectrometria infravermelho (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR) .....	108
Figura 4.5:	Porosimetria de mercúrio (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR).....	109
Figura 4.6:	Curvas de retenção do solo para dois diferentes extratos de solo definidos no modelo de interação solo-atmosfera .....	110
Figura 4.7:	Curvas de condutividade hidráulica não saturada ou função de permeabilidade do solo .....	111

Figura 4.8:	Condutividade hidráulica não saturada versus sucção mátrica em escala logarítmica .....	112
-------------	---	-----

### (CAPÍTULO 5)

Figura 5.1:	Médias anuais das temperaturas do ar (°C), mínima e máxima, na região de Mormoiron .....	115
Figura 5.2:	Média mensal da temperatura do ar (°C), mínimas e máximas, na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005 .....	116
Figura 5.3:	Distribuição diária da temperatura do ar (°C) média na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005 .....	116
Figura 5.4:	Distribuição diária da radiação solar (J/cm <sup>2</sup> dia) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005 .....	117
Figura 5.5:	Distribuição diária da velocidade do vento (m/s) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005 .....	117
Figura 5.6:	Distribuição diária da umidade relativa do ar (°C) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005 .....	118
Figura 5.7:	Totais anuais de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período de 1964 a 2005 .....	119
Figura 5.8:	Valores acumulados de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período 1964 a 2005 .....	119
Figura 5.9:	Totais anuais de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, apenas contabilizados os meses de novembro a fevereiro no período de 1964 a 2005 .....	120
Figura 5.10:	Distribuição média mensal da precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	121
Figura 5.11:	Distribuição média mensal da precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período de Janeiro a Dezembro de 2005 .....	121
Figura 5.12:	Precipitação e evaporação potencial acumuladas na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	122

Figura 5.13:	Precipitação e evaporação potencial acumuladas na região de Mormoiron, no período de Janeiro a Dezembro de 2005 .....	122
Figura 5.14:	Precipitação e evaporação potencial registradas na região de Mormoiron, no mês de maio de 2005 .....	123

## (CAPÍTULO 6)

Figura 6.1:	Esquema de extrato de solo definido para o Caso B .....	127
Figura 6.2:	Perfil Inicial de Temperatura (PIT) do solo – Caso B .....	128
Figura 6.3:	Perfil Inicial de Umidade Volumétrica do solo – Caso B .....	128
Figura 6.4:	Perfil de temperatura do solo (Caso B) – Jan/04 a Mar/04 .....	130
Figura 6.5:	Perfil de temperatura do solo (Caso B) – Abr/04 a Jul/04 .....	130
Figura 6.6:	Perfil de umidade volumétrica (Caso B) – Jan/04 a Set/04 .....	131
Figura 6.7:	Perfil de sucção (Caso B) – Jan/04 a Set/04 .....	131
Figura 6.8:	Perfis Iniciais de Temperatura (PIT) do solo – Caso B e Caso D .....	132
Figura 6.9:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso D) – Jan/04 a Mar/04 .....	133
Figura 6.10:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso D) – Abr/04 a Jul/04 .....	133
Figura 6.11:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso D) – Jan/04 a Jul/04 .....	134
Figura 6.12:	Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso D) – Jan/04 a Jul/04 .....	135
Figura 6.13:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso C) – Jan/05 a Ago/05 .....	136
Figura 6.14:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso B10) – Jan/04 a Mar/04 .....	137
Figura 6.15:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso B10) – Abr/04 a Jul/04 .....	137
Figura 6.16:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso B10) – Jan/04 a Set/04 .....	138
Figura 6.17:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso B4) – Jan/04 a Jul/04 .....	139
Figura 6.18:	Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso B4) – Jan/04 a Jul/04 .....	140

Figura 6.19:	Perfis de temperatura (Caso B e Caso B9) – Abr/04 a Jul/04 .....	141
Figura 6.20:	Esquema de extratos de solo.....	142
Figura 6.21:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso B5) – Jan/04 a Jul/04 .....	142
Figura 6.22:	Medições diárias e médias mensais de temperatura (°C) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	143
Figura 6.23:	Medições diárias e médias mensais de radiação solar (kW/m <sup>2</sup> dia) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	144
Figura 6.24:	Medições diárias e médias mensais de umidade relativa do ar (%) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	144
Figura 6.25:	Medições diárias e médias mensais de velocidade do vento (m/s) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	144
Figura 6.26:	Medições diárias e médias mensais de precipitação (mm) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004 .....	145
Figura 6.27:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso G) – Jan/04 a Mar/04 .....	145
Figura 6.28:	Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso G) – Abr/04 a Jul/04 .....	146
Figura 6.29:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso G) – Jan/04 a Set/04.....	146
Figura 6.30:	Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso G) – Jan/04 a Set/04.....	147
Figura 6.31:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso G) – 01/12/03 a 05/12/03 .....	149
Figura 6.32:	Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso G) – 01/12/03 a 05/12/03 .....	149
Figura 6.33:	Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso I) – Dez/03.....	151
Figura 6.34:	Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso I) – Dez/03 .....	151
Figura 6.35:	Umidade volumétrica do solo nas cotas 10, 150, e 290 cm – Dez/03 a Out/05 .....	152
Figura 6.36:	Sucção mátrica nas cotas 10, 150, e 290 cm (Caso B) – Dez/03 a Out/05 .....	152

Figura 6.37:	Temperatura do ar e temperatura do solo nas cotas 10, 60, 150, e 290 cm (Caso B) – Dez/03 a Out/05 .....	153
Figura 6.38:	Temperatura do solo medida em diferentes profundidades em talude artificial “instrumentado” (Gao, 2006).....	154
Figura 6.39:	Temperatura do solo nas cotas 10, 150, e 290 cm (Caso B e Caso G) – Dez/03 a Dez/04 .....	155
Figura 6.40:	Comparação entre valores medidos e estimados para o perfil de temperatura do solo – Jan/05 a Ago/05 .....	156
Figura 6.41:	Comparação entre valores medidos e estimados para a temperatura do solo ao longo do tempo – Dez/04 a Out/05 .....	157

## RESUMO

VIVACQUA, Gabriel Peixoto Derenzi. **Estudo da influência da interação solo-atmosfera nos perfis de umidade, sucção e temperatura de um subsolo não saturado**. 2012. 174 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Espírito Santo.

Este trabalho dedica-se à análise da influência da interação solo-atmosfera nos perfis de umidade, sucção e temperatura do perfil de um subsolo não saturado. Também é objeto de interesse neste estudo a análise da profundidade da “zona ativa”, região do solo influenciada pelas variações climáticas. Um modelo numérico de interface solo-atmosfera é utilizado para calcular a taxa de evaporação a partir do solo, e a equação de fluxo de massa (água líquida – Lei de Darcy e vapor – Lei de Fick) em conjunto com a equação de fluxo de calor (de Vries, 1987) são adotadas para determinar os perfis de temperatura, umidade e poro pressão do solo. Para as simulações numéricas é adotado um programa computacional unidimensional que utiliza o Método das Diferenças Finitas para resolver simultaneamente as equações diferenciais parciais de fluxo de massa (água líquida e vapor) e calor. As análises realizadas utilizam dados climáticos coletados em Mormoiron, França, obtidos entre 2004 e 2005. Durante as análises, parâmetros foram alterados e dados climáticos simulados, sendo os resultados obtidos comparados com casos de referência. Dentre as conclusões do trabalho, pode-se citar: (a) a variação do perfil inicial de temperatura do solo (PIT) pode afetar os perfis de temperatura do solo, especialmente na região mais profunda onde as temperaturas se mantêm praticamente estáveis ao longo de todo o ano; (b) o parâmetro albedo pode afetar o perfil de temperatura do solo, especialmente na estação mais quente do ano (grande radiação solar). Durante o inverno, variações no valor albedo tem pouca influência na temperatura e no teor de água no solo; (c) a zona ativa na região do estudo possui cerca de 1,5 m de profundidade. A partir dessa profundidade os perfis de temperatura, umidade e sucção do solo se mantêm praticamente constantes ao longo do ano; (d) a utilização de médias para os *inputs* diários modifica a profundidade da zona ativa, sugerindo que, sob condições extremas a profundidade da zona ativa de uma determinada região pode ser alterada; (e) a intensidade e a distribuição da precipitação afetam os perfis de umidade volumétrica e sucção do solo.

**Palavras-chave:** evaporação, solos-permeabilidade, solos-temperatura, solos-umidade, solos-potencial matricial.

## ABSTRACT

VIVACQUA, Gabriel Peixoto Derenzi. **Study of the influence of the soil-atmosphere interaction on the soil moisture, suction and temperature profile of an unsaturated subsoil.** 2012. 174 p. Dissertation (Master in Civil Engineering) – Espírito Santo Federal University.

The aim of the present work is to investigate the influence of the soil-atmosphere interaction on the soil moisture, suction and temperature profile of an unsaturated subsoil. It is also investigated the depth of the “active zone”, the region of the soil influenced by climatic changes. A soil-atmosphere interface numerical model is used to calculate the rate of evaporation from the soil, and a mass flow equation (liquid water - Darcy's Law and vapour - Fick's Law) coupled with a heat flow equation (de Vries, 1987) have been adopted to determine the soil temperature, moisture and pore pressure profiles. For the numerical simulations is adopted a one-dimensional computer program which uses the Finite Difference Method for solving simultaneously the mass flow (liquid and vapour water) and heat flow partial differential equations. The analyzes uses a set of climate data from Mormoiron, France, between the years 2004 and 2005. During the analysis, soil parameters and climatic data were manipulated, and the results of the analysis were compared with reference cases. Among the conclusions, it can be mentioned: (a) a variation on the initial soil temperature profile (ITP) can affect the soil temperature profiles, especially in the deeper region where the soil temperature remains stable throughout the year; (b) the Albedo parameter can do affect the soil temperature profile, especially in the hot season (great solar radiation). During the winter, changes in albedo values has quite no influence in the soil temperature and water content; (c) the active zone in the study region has about 1.5 m. From this depth, the soil temperature, moisture and suction profiles becomes practically constant over the year; (d) the use of average values, as daily inputs, modify the depth of the active zone, suggesting that under extreme conditions the depth of the active zone, in a particular region, can be changed; (e) the intensity and distribution of the precipitation can affect the soil moisture and soil suction profiles.

**Keywords:** evaporation, soil-permeability, soil-temperature, soil-moisture, soil-matric suction.



*Capítulo 1*  
*Introdução*

---

## 1.1 JUSTIFICATIVA

O estudo de solos não saturados tem reconhecida importância em várias obras de engenharia, tais como aterros compactados, fundações em solos expansivos ou colapsíveis, barragens de terra e estabilidade de taludes, sendo crescente o interesse e a atenção dos engenheiros para a condição de não saturação do solo durante o desenvolvimento de seus projetos.

Parte desse interesse pode ser justificado quando percebe-se a economia que pode ser gerada quando projeta-se considerando a condição não saturada. Sabe-se que o aumento da sucção em períodos de seca modifica o comportamento mecânico dos solos não saturados e pode gerar um significativo aumento na resistência do solo, que pode ser suficiente, por exemplo, para estabilizar um talude natural, mesmo quando o valor da sucção não é muito elevado. Opostamente muitos processos de instabilização são deflagrados justamente pela diminuição da sucção decorrente da saturação provocada pelas chuvas (Fredlund e Rahardjo, 1993).

Além disso, situações de risco podem ser desencadeadas durante a vida dos projetos, quando não há um correto entendimento da interação do solo com a atmosfera. Segundo Blight, 1997, alguns desses eventos de interação podem ocorrer de forma lenta e serem financeiramente custosos em longo prazo, como por exemplo, o efeito do inchamento ou retração de argilas ativas em edifícios sobre fundações rasas. Outros podem ocorrer rapidamente e de forma catastrófica, resultando na falha de estruturas como diques e pontes, em perda de vidas e na devastação ambiental generalizada.

O conhecimento do perfil de sucção do solo torna-se então uma variável de grande relevância nos projetos geotécnicos. Sabe-se que a sucção tem relação direta com o teor de umidade do solo e que a sua distribuição varia com a profundidade, com o tempo e é função das condições ambientais e nível d'água. Nos solos superficiais, a sucção pode sofrer uma redução nas épocas de chuva, com a infiltração da água no solo, podendo aumentar durante as épocas secas com o aumento da taxa de evapotranspiração<sup>1</sup>, que depende do clima, do tipo de vegetação e profundidade das raízes.

---

<sup>1</sup> **evapotranspiração:** fenômeno composto pela evaporação, que ocorre a partir da superfície do solo, e pela transpiração da vegetação (água absorvida pelas raízes da vegetação) (Cui e Zornberg, 2007).

O tamanho e a extensão da camada de solo na região não saturada também são altamente sensíveis às variações do clima local ou regional, sendo a precipitação, a evaporação e evapotranspiração importantes mecanismos ambientais que influenciam as dimensões dessa camada não saturada (Lu e Likos, 2004).

No entanto, na vida prática, os métodos disponíveis de medição ou determinação da sucção, como por exemplo, utilização de papel filtro, tensiômetros e sensores de condutividade termo-elétrica, podem ter restrições para aplicação em campo. Por essas razões, diversos pesquisadores vêm estudando a interação solo-atmosfera e propondo modelos físico-matemáticos com o objetivo de estimar indiretamente os perfis de sucção, temperatura e umidade do solo, a partir de dados meteorológicos de fácil medição em campo como, por exemplo: índice pluviométrico, radiação solar e temperatura (Cui *et al.*, 2005).

Esses modelos vêm permitindo um crescente aprofundamento sobre o assunto e contribuindo cada vez mais com avanços nessa área. Em todas as abordagens, no entanto, o estudo exige a compreensão de diversos parâmetros e fenômenos físicos relacionados que compõem essa complexa interação, entre eles, os fenômenos de evaporação e infiltração, modelados matematicamente através das equações de fluxo de massa (água líquida e vapor) e fluxo de calor, que serão apresentados e detalhados no decorrer deste trabalho.

## 1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo contribuir para o entendimento da interação solo-atmosfera e como as variações climáticas afetam o perfil de sucção e umidade de um subsolo não saturado. Será também objeto de análise a espessura ou profundidade da zona ativa<sup>2</sup>.

Para tanto, a partir de um modelo matemático validado, e do programa computacional denominado SAIAFDM4, desenvolvido na *École Nationale des Ponts et Chaussées* (ENPC) por Gao (2006), foram realizadas diversas simulações numéricas para prever a variação da temperatura, da umidade e da sucção no perfil de um determinado extrato de subsolo não

---

<sup>2</sup> **zona ativa:** região mais superficial do solo onde o perfil de sucção é influenciado pelas alterações ambientais e climáticas.

saturado, em decorrência da alteração de determinados parâmetros do solo e das variações climáticas ocorridas num dado período de tempo.

Foram realizadas as seguintes etapas para alcançar o objetivo deste trabalho:

- **1ª Etapa:** Levantamento bibliográfico sobre os temas relacionados à dissertação, que teve como objetivo verificar o cenário atual sobre os temas em questão e posicionar a dissertação nesse contexto.
- **2ª Etapa:** Descrição física da evaporação e dos fluxos internos do solo, e definição e detalhamento do modelo físico-matemático de interação solo-atmosfera.
- **3ª Etapa:** Caracterização do solo objeto de estudo e análise histórica dos dados climáticos.
- **4ª Etapa:** Realização de simulações numéricas a partir da variação de determinados parâmetros (físicos e geométricos) e dos dados climáticos.
- **5ª Etapa:** Análise e consolidação dos resultados obtidos.

### 1.3 ESTRUTURA GERAL DO TRABALHO

Esta dissertação foi estruturada em sete capítulos, conforme descrito a seguir:

No **Capítulo 1** são apresentados a justificativa do tema proposto, os objetivos da pesquisa e a metodologia e estrutura da dissertação.

No **Capítulo 2** é apresentada uma revisão bibliográfica sobre os temas envolvidos nesta dissertação, tais como: evaporação, infiltração e modelagem numérica de interação solo-atmosfera. Neste capítulo também são abordados os conceitos de balanço hídrico atmosférico e balanço hídrico do solo e alguns fundamentos teóricos pertinentes ao trabalho como: estado de tensões no solo e fluxos no solo não saturado.

No **Capítulo 3** é descrito o modelo físico-matemático de interação solo-atmosfera. Neste capítulo são apresentados os fundamentos teóricos que embasaram a modelagem da interação solo-atmosfera, entre eles, as leis de fluxo, as equações diferenciais parciais (EDPs) de massa e calor, as funções de propriedade do solo, e as equações que definem os fluxos na interface do solo com a atmosfera (método do balanço de energia). Neste capítulo também é

apresentada a rotina de processamento computacional que foi utilizada para a resolução das equações diferenciais parciais de fluxo de massa e calor.

No **Capítulo 4** é feita a caracterização da região onde a amostra de solo foi extraída. São apresentados os resultados dos ensaios de plasticidade, granulometria e mineralogia do solo, bem como os parâmetros principais que foram utilizados nas simulações.

No **Capítulo 5** são apresentados os dados climáticos que foram utilizados como *inputs* para as simulações numéricas realizadas.

No **Capítulo 6** são apresentados os escopos das simulações realizadas para atingir o objetivo deste trabalho, bem como as observações e discussões sobre resultados obtidos.

No **Capítulo 7** são apresentadas e consolidadas as conclusões do trabalho, a partir da análise dos resultados das simulações realizadas. Neste capítulo são também apresentadas sugestões para trabalhos futuros que dêem continuidade a esta pesquisa.

*Capítulo 2*

*Revisão Bibliográfica*

---

## 2.1 INTRODUÇÃO

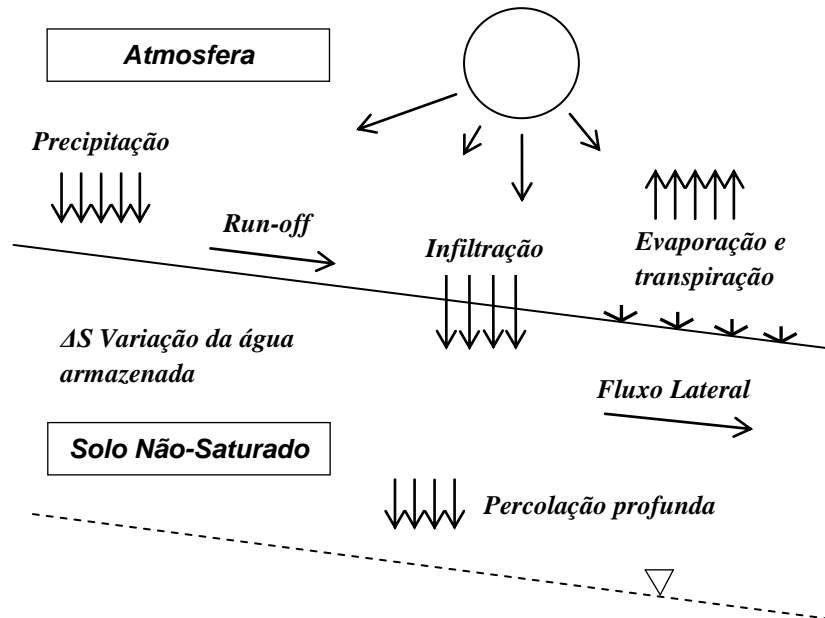
*“A atmosfera é o motor que impulsiona a maior parte dos processos que afetam a superfície terrestre. Extraindo sua energia do sol, a atmosfera produz ventos, chuva, granizo e tempestades de poeira que moldaram a superfície da terra e transportaram os solos ao longo de sua história geológica”* (Blight, 1997).

Ao longo do tempo diversos pesquisadores vêm estudando a interação solo-atmosfera na tentativa de entender, modelar e prever como os eventos climáticos afetam o comportamento do solo e conseqüentemente suas propriedades mecânicas, entre eles Wilson *et al.* (1990, 1994), Blight (1967, 1997), Gao (2006), Cui *et al.* (2005, 2010), entre vários outros que serão mencionados ao longo deste trabalho. É sabido por exemplo, que durante períodos de seca, a umidade do solo na zona não saturada diminui por causa da evaporação e conseqüentemente recalques podem ocorrer em função do aumento da sucção e retração do solo, podendo, em casos de recalques diferencial, significar uma ameaça para a segurança das construções. Por outro lado, problemas de estabilidade também podem ocorrer após períodos chuva, em função da expansão do solo decorrente da redução da sucção (Cui *et al.*, 2005). Esta capacidade da água contida no solo em resistir a tensões de tração torna-se relevante em muitas situações de engenharia, como por exemplo: taludes, estradas e fundações (Marinho, 2005).

Desse modo, para uma modelagem adequada da interação solo-atmosfera, torna-se necessário o entendimento dos processos e fenômenos físicos envolvidos nessa interação e dos parâmetros a eles associados. Basicamente, dois principais processos governam a troca de água entre a superfície do solo e a atmosfera: a infiltração e a evaporação. A água entra na superfície do solo na forma líquida através do processo de infiltração retornando como vapor pelo processo de evaporação, num processo contínuo, representado pela **Figura 2.1**, que governa o estado de umidade na zona não saturada e afeta o comportamento do solo na zona ativa (Wilson *et al.*, 1994).

Neste capítulo será apresentada uma revisão da literatura sobre temas específicos relacionados ao assunto desta dissertação, tendo como foco os fenômenos infiltração e evaporação (como condição de contorno essencial no modelo matemático adotado neste trabalho), bem como trabalhos de pesquisa desenvolvidos com base em modelos numéricos de interação solo-

atmosfera. Serão também abordados os conceitos de Balanço Hídrico Atmosférico e Balanço Hídrico do Solo como contextualização para o estudo da interação solo-atmosfera.



**Figura 2.1:** Componentes de um modelo típico de interação solo-atmosfera  
(adaptado de Fredlund *et al.*, 2010)

Inicialmente, para uma melhor compreensão do modelo numérico e dos tópicos tratados ao longo deste trabalho, serão apresentados a seguir alguns fundamentos gerais de solos não saturados como o princípio das tensões efetivas, sucção e resistência ao cisalhamento, curva de retenção e função de condutividade hidráulica ou permeabilidade do solo, e fluxo de massa e calor em solos não saturados.

## 2.2 FUNDAMENTOS GERAIS DE SOLOS NÃO SATURADOS

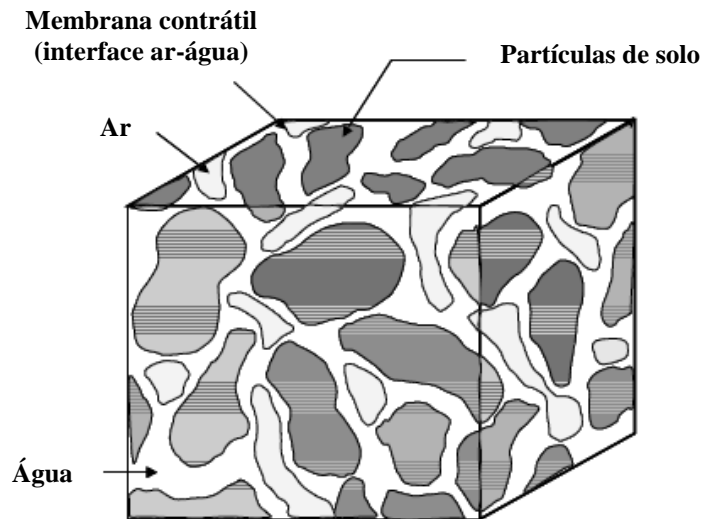
### 2.2.1 Elementos do solo não saturado e o Princípio das tensões efetivas

Fredlund (2005) propõe uma abordagem para o solo não saturado como sendo um sistema constituído por 04 fases: **(a)** fase sólida, representada pelas partículas do solo; **(b)** fase líquida, representada pela água nos poros; **(c)** fase gasosa, representada pelo ar retido nos poros e; **(d)** uma quarta fase chamada de “membrana contrátil” (**Figura 2.2**). A “membrana contrátil” constitui-se como uma fina membrana de água ao longo dos vazios e ao redor das partículas



sólidas, sendo responsável por alterações de volume e resistência do solo. “A membrana contrátil possui propriedades físicas diferentes das fases ar e água, e interage com a estrutura do solo, influenciando o seu comportamento”.

Desse modo, de acordo com Fredlund e Rahardjo (1993), um solo não saturado possui duas fases que “fluem através do solo” sob a influência de um gradiente de tensão (ar e água), e outras duas fases que “entram em equilíbrio” sob a influência de uma gradiente de tensão (partículas sólidas formando um arranjo estrutural e a membrana contrátil formando uma partição entre as fases ar e água).



**Figura 2.2:** Elementos do solo não saturado (adaptado de Fredlund e Morgenstern, 1977)

Nos solos saturados, os vazios do solo estão preenchidos por água, portanto pode-se dizer que esses solos são constituídos por apenas duas fases: a sólida e a líquida. Nessa situação, apenas a tensão normal efetiva ( $\sigma'$ ) é suficiente para definir o estado de tensão e descrever o comportamento mecânico do solo (Terzaghi, 1936).

O princípio das tensões efetivas para solos na condição saturada foi discutido e confirmado por diversos autores (Rendulic, 1936; Bishop e Eldin, 1950; Skempton, 1953), e a relação entre as tensões atuantes no solo e a variável do estado de tensão para solos saturados é definida como:

$$\sigma' = \sigma - u_w \quad (2.1)$$

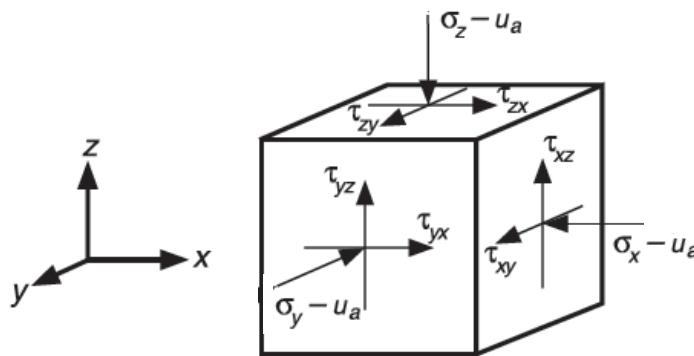
onde:

$\sigma'$  tensão normal efetiva

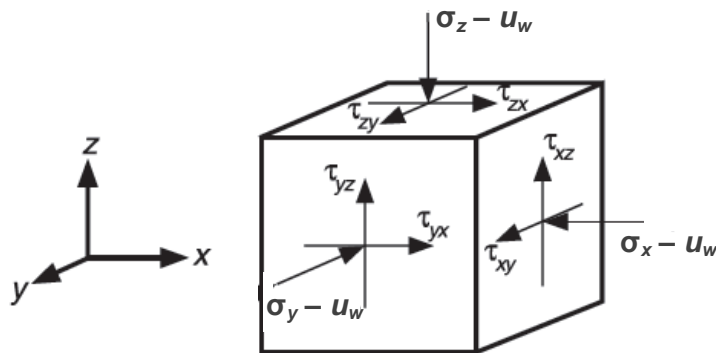
$\sigma$  tensão normal total

$u_w$  poro-pressão da água atuante no elemento de solo

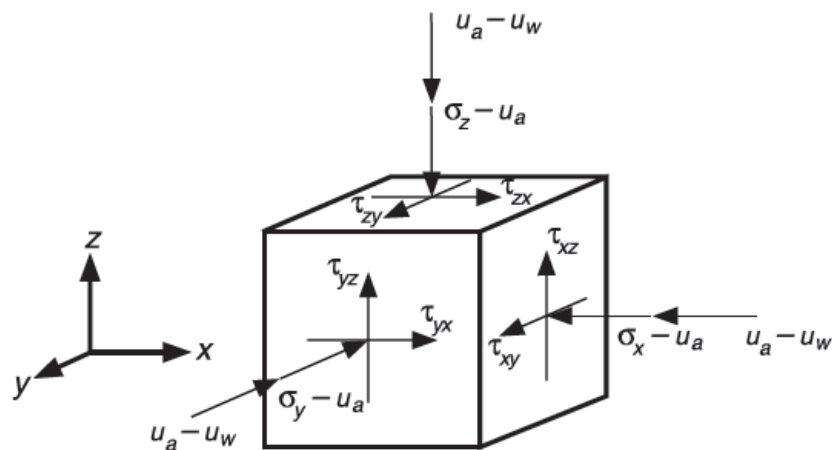
Porém, quando se analisa o solo em seu estado não saturado, tal princípio não é aplicável. Diferente do solo saturado, constituído por apenas 02 fases (fase sólida e fase líquida), a condição de “não saturação” faz com que o estado de tensões seja diferente (**Figura 2.3**), especialmente pelo surgimento da poro-pressão no ar ( $u_a$ ), e da diferença entre as poro-pressões no ar e na água (sucção mátrica  $h_m$ ), o que torna necessário avaliar a influência de outras variáveis no comportamento dos solos não saturados (Fredlund e Morgenstern, 1977).



**Figura 2.3 (a):** Tensões normais e de cisalhamento em um elemento cúbico de solo “seco”  
(adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 193, 194)



**Figura 2.3 (b):** Tensões normais e de cisalhamento em um elemento cúbico de solo “saturado”  
(adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 193, 194)



**Figura 2.3 (c):** Tensões normais e de cisalhamento em um elemento cúbico de solo “não saturado”

(adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 193, 194)

Com o objetivo de ampliar o uso do conceito de tensão efetiva ( $\sigma'$ ) para a condição não saturada dos solos, diversos pesquisadores apresentaram diferentes equações para sua determinação, entretanto, nenhuma delas se apresentou totalmente adequada para representar o comportamento acoplado de resistência e deformabilidade de solos não saturados. Entre essas equações, a equação de Bishop (1959) é uma das mais citadas (Lu e Likos, 2004). Bishop (1959) expandiu o clássico princípio das tensões efetivas de Terzaghi, e propôs a seguinte expressão para definir a tensão normal efetiva em solos não saturados:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w) \quad (2.2)$$

onde:

$\sigma'$  tensão normal efetiva

$\sigma$  tensão normal total

$u_w$  poro-pressão da água

$u_a$  poro-pressão do ar

$u_a - u_w$  sucção mátrica ( $h_m$ ), influenciada principalmente pelos efeitos da capilaridade e de adsorção<sup>3</sup>.

$\chi$  parâmetro determinado experimentalmente, função principalmente do grau de saturação do solo ( $S$ )

<sup>3</sup> **adsorção:** é o fenômeno de adesão de moléculas de um fluido (o adsorvido) a uma superfície sólida (o adsorvente).

O fator  $\chi$  é igual a 1 para solos saturados e 0 para solos secos. Seu valor depende principalmente do grau de saturação e, de forma secundária, é função da estrutura do solo e de ciclos de secagem e umedecimento. Blight (1967) menciona a dificuldade de determinação do parâmetro  $\chi$ , principalmente em função das diferentes formas de interpretação dos ensaios a serem realizados para tal.

A equação proposta por Bishop (1959) apresenta limitações observadas por Jennings e Burland (1962), principalmente para fenômenos relacionados à variação volumétrica, como colapso e expansão. Para valores de grau de saturação abaixo de um determinado limite, quando um solo é inundado sob carga aplicada, ocorre o colapso. *“Isso sugere que a equação de Bishop seria aplicável para graus de saturação acima deste valor”* (Georgetti, 2010).

Fredlund e Morgentern (1977) destacam que a proposta de Bishop (1959) possui representatividade quando se trata de resistência, no entanto, as restrições na análise de variação volumétrica incentivam a análise do comportamento de solos não saturados através de variáveis de estado de tensão independentes. Assim, propuseram uma abordagem para solos não saturados, baseada em mecânica de um material multifásico e substituíram uma equação de tensão efetiva por duas variáveis de estados independentes definidas como:  $(\sigma - u_a)$  e  $(u_a - u_w)$  (Lu e Likos, 2004, p. 33). Para definir a resistência ao cisalhamento ( $\tau_r$ ) de solos não saturados, Fredlund e Morgentern (1977) propuseram uma equação baseada nas duas variáveis de estado de tensão, como será apresentado adiante no *item 2.2.3*.

## 2.2.2 Sucção

Marinho (1997) define a sucção como sendo *“a pressão isotrópica da água intersticial, fruto de condições físico-químicas, que faz com que o sistema água/solo absorva ou perca água, dependendo das condições ambientais, aumentando ou reduzindo o grau de saturação”*. Em outras palavras, a sucção é usada para avaliar a capacidade do solo de reter água.

A sucção total do solo pode ser decomposta em duas partes: **(a)** a sucção mátrica ( $h_m$ ) que surge a partir da interação entre o ar, a água e as partículas sólidas, num efeito combinado de capilaridade e adsorção e; **(b)** a sucção osmótica ( $h_o$ ) proveniente de solutos dissolvidos na água. Esta última não será tratada neste trabalho. Segundo Fredlund e Rahardjo (1993) a

maioria dos problemas envolvendo solos não saturados decorre de fatores ambientais (interação solo-atmosfera), que afetam principalmente a componente mátrica da sucção.

Conforme comentado no item anterior, a condição de não saturação do solo (03 fases: sólido, água e ar) faz surgir uma pressão relativa com sinal negativo entre a poro pressão do ar ( $u_a$ ) e a pressão da água ( $u_w$ ), chamada de sucção mátrica ( $h_m$ ) (**Equação 2.3**), sendo esta um dos principais fatores de alteração do comportamento mecânico dos solos não saturados.

$$h_m = u_a - u_w \quad (2.3)$$

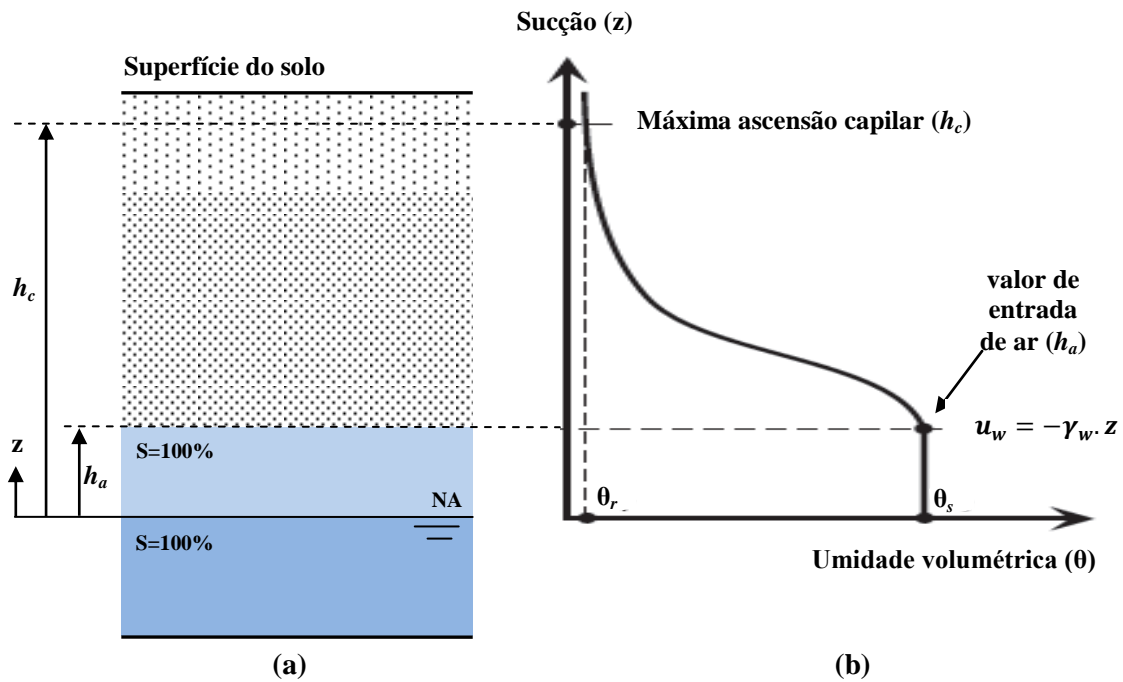
onde:

$h_m$       sucção mátrica  
 $u_a$       poro-pressão do ar  
 $u_w$       poro-pressão da água

A sucção mátrica ( $h_m$ ) que surge no solo não saturado é o resultado de efeitos combinados de capilaridade e adsorção (Lu e Likos, 2004, p. 34). Sabe-se que quando o solo encontra-se saturado, a poro pressão da água ( $u_w$ ) tem ação de compressão e contribui para reduzir a tensão efetiva ( $\sigma'$ ). Opostamente, quando o solo está parcialmente seco ou não saturado, a água contida nos poros sustenta altas poro pressões negativas, criando forças entre as partículas sólidas que as mantêm unidas e aumentando a tensão efetiva (Lu e Likos, 2004, p. 174).

A **Figura 2.4** apresenta a variação da sucção em função do efeito da ascensão capilar no solo, representado pela “curva de retenção solo-água” que será adiante detalhada no *item 2.2.4*. A partir do nível d’água ( $NA$ ), a água ascende no solo, contra a gravidade, pelo fenômeno de capilaridade, até a altura máxima de ascensão ( $h_c$ ), que é função principalmente do diâmetro dos poros, da distribuição granulométrica e mineralogia do solo.

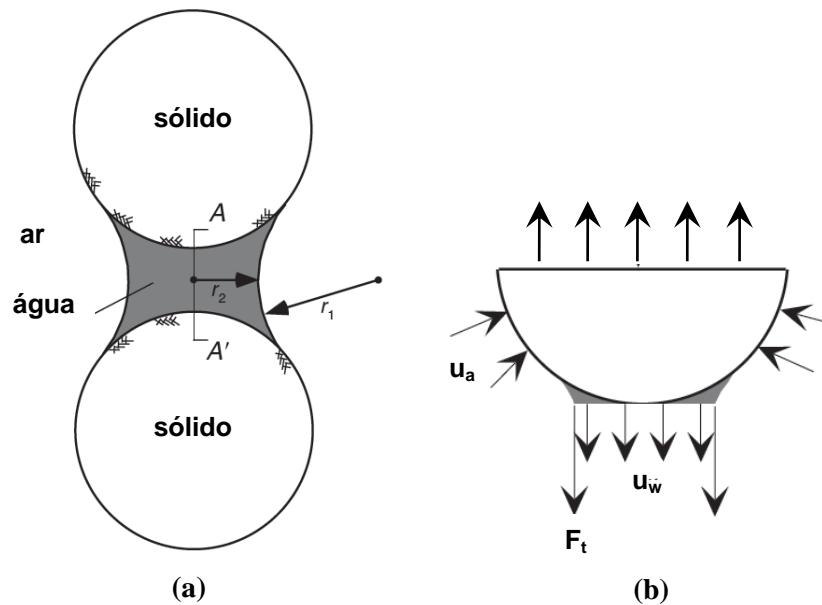
Na faixa compreendida entre o nível d’água ( $NA$ ) até a altura  $h_a$ , o solo ainda encontra-se saturado ( $S=100\%$ ) com umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ ). Nessa região a sucção pode ser calculada como sendo igual ao peso específico da água ( $\gamma_w$ ) multiplicado pela altura ( $Z$ ). O ponto  $h_a$ , chamado de “valor de entrada de ar” (*air entry value*), representa o valor da sucção para o qual o ar começa a “entrar” nos poros do solo.



**Figura 2.4:** Relação entre ascensão capilar e sucção: (a) ilustração “conceitual” e (b) curva de retenção solo-água correspondente (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 136)

O ponto  $h_c$  da **Figura 2.4** correspondente à máxima ascensão capilar. “Nesse ponto, o solo atinge o teor de umidade volumétrica residual ( $\theta_r$ ) e a água encontra-se na forma de finos filmes ao redor das partículas sólidas ou na forma de meniscos desconectados” (Lu e Likos, 2004, p. 137). Nessa região de baixos teores de umidade no solo, o efeito físico da sucção no solo não saturado pode ser melhor compreendido a partir da análise em micro escala das forças que atuam na interfade solo-água-ar entre duas partículas sólidas esféricas em um solo não saturado.

A **Figura 2.5** apresenta um esquema generalizado de tensões entre duas partículas esféricas numa condição teórica de não saturação. A **Figura 2.5-a** apresenta os elementos do solo não saturado e o menisco de água que se forma entre as partículas sólidas do solo. A **Figura 2.5-b** apresenta um diagrama de corpo livre contendo as tensões atuantes na interface solo-água-ar, sendo  $u_a$  a poro pressão do ar,  $u_w$  a poro pressão da água, e  $F_t$  a força total proveniente da tensão superficial da água ( $T_s$ ) que age ao longo do perímetro do menisco ( $F_t = -T_s 2\pi r_2$ ).



**Figura 2.5:** Interface solo, água e ar entre os elementos do solo não saturado (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 102, 160)

A partir da equação de Young-Laplace, a sucção mátrica ( $h_m$ ) entre duas partículas sólidas idealizadas pode ser descrita como sendo função da magnitude relativa de  $r_1$  e  $r_2$ , e da tensão superficial da água ( $T_s$ ) (Lu e Likos, 2004, p. 102), tal que:

$$(u_a - u_w) = T_s \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.4)$$

onde:

- $u_a$       poro-pressão do ar
- $u_w$       poro-pressão da água
- $T_s$       tensão superficial da água
- $r_1$       raio interno do menisco
- $r_2$       raio externo do menisco

Embora a equação de Young-Laplace descreva o comportamento geral básico da membrana contrátil, ela possui algumas limitações. De acordo com Fredlund (2005) a equação proposta por Young-Laplace “*não é capaz de explicar porque bolhas de ar podem ser gradativamente dissolvidas na água, sem que haja aparentemente qualquer diferença entre a pressão do ar e da água*”.

### 2.2.3 Resistência ao cisalhamento

O entendimento do comportamento da resistência ao cisalhamento é fundamental para a resolução de problemas de engenharia onde a estabilidade do solo, sob determinada carga, é motivo de interesse. O aparecimento da pressão negativa nos poros do solo (sucção mátrica) modifica o comportamento mecânico dos solos não saturados, podendo provocar um aumento significativo na resistência do solo, que pode ser suficiente, por exemplo, para estabilizar um talude natural, mesmo quando seu valor não é muito elevado (Fredlund e Rahardjo, 1993). Além disso, processos de instabilização podem ser deflagrados justamente pela diminuição desta componente devido, por exemplo, a saturação provocada pelas chuvas.

Na condição de saturação, a relação entre a resistência ao cisalhamento do solo e a tensão normal é fornecida pelo critério de ruptura de Mohr-Coulomb, tal que:

$$\tau_r = c' + (\sigma - u_w)_r tg\varphi' \quad (2.5)$$

onde:

$\tau_r$	resistência ao cisalhamento não saturado na ruptura
$c'$	coesão aparente do solo
$(\sigma - u_w)_r$	tensão normal efetiva atuante no plano de ruptura no momento da ruptura
$\varphi'$	ângulo de atrito do solo

Porém, para a condição de não saturação, quando a sucção mátrica é diferente de zero, o estado de tensões no solo modifica-se e essa relação é alterada. A primeira relação amplamente conhecida para a resistência ao cisalhamento de solos não saturados foi formulada por Bishop *et al.* (1960). Esta relação se baseou no conceito de tensões efetivas de Terzaghi (1936) e no critério de ruptura de Mohr-Coulomb, tal que:

$$\tau_r = c' + \chi(u_a - u_w)_r tg\varphi' + (\sigma - u_a)_r tg\varphi' \quad (2.6)$$

onde:

$\tau_r$	resistência ao cisalhamento não saturado na ruptura
$c'$	coesão aparente do solo
$\varphi'$	ângulo de atrito do solo



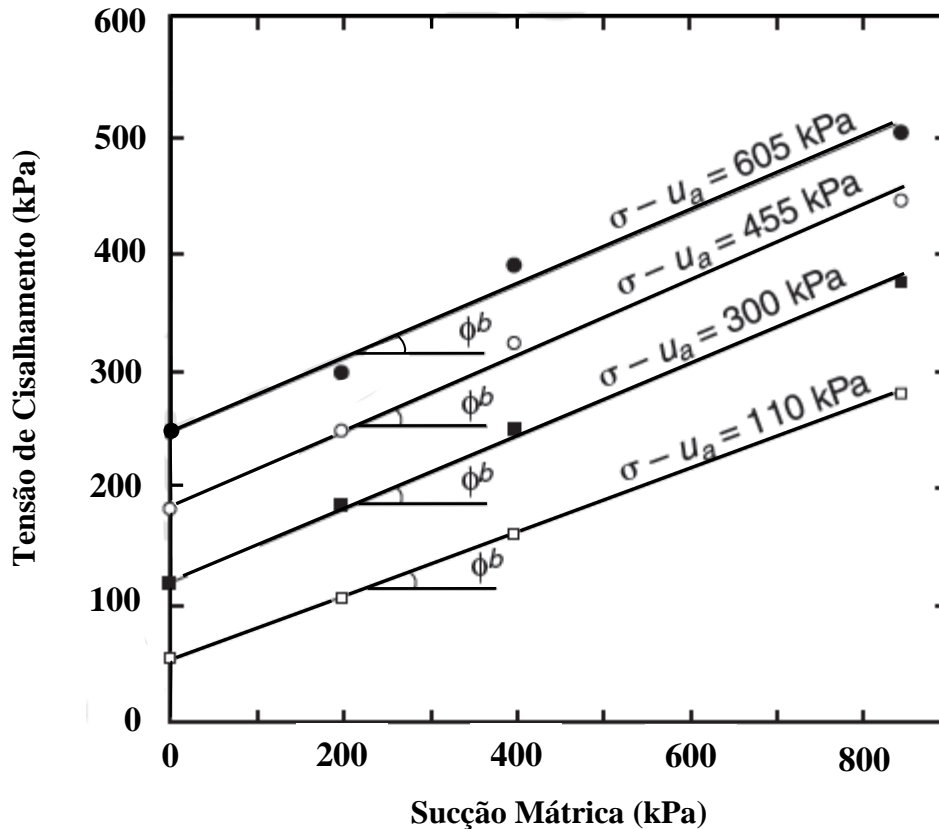
$(\sigma - u_a)_r$	tensão normal efetiva atuante no plano de ruptura no momento da ruptura
$(u_a - u_w)_r$	sucção mátrica na ruptura
$\chi$	parâmetro determinado experimentalmente, função principalmente do grau de saturação do solo ( $S$ )

A **Equação 2.6** pode ser rescrita como:

$$\tau_r = c' + c'' + (\sigma - u_a)_r \operatorname{tg} \phi' \quad (2.7)$$

onde os termos  $c'$  e  $c''$  representam as componentes de resistência ao cisalhamento devido à coesão aparente dos solos não saturados. O **termo  $c'$**  é chamado de “coesão aparente clássica” e representa a resistência ao cisalhamento do solo proveniente das forças físico químicas entre as partículas, tal como a força de van der Waals, que surge a partir de interações em escala atômica entre as moléculas da superfície da fase sólida (partículas do solo) e as moléculas da água retida nos poros. Essa interação ocorre em todos os tipos de solos, entretanto seu efeito é mais acentuado para água adsorvida por partículas de argila, que possuem carga líquida e área de superfície significativas. A força de van der Waals decai rapidamente à medida aumenta a distância entre a superfície das partículas e seus efeitos são mais relevantes em situações de baixo grau de saturação, quando o água adsorvida encontra-se principalmente sob a forma de filmes finos revestindo as superfícies das partículas (Lu e Likos, 2004, p. 34). O **termo  $c''$**  pode ser definido como “coesão capilar” representando a resistência ao cisalhamento do solo que origina-se a partir dos efeitos da capilaridade (Lu e Likos, 2004, p. 235).

A **Figura 2.6** apresenta os resultados de pesquisa realizada por Escario (1980) a partir de uma série de ensaios de cisalhamento direto adensado-drenado numa argila em condição não saturada (argila cinza de Madri). Detalhes do procedimento do teste podem ser encontrados em Lu e Likos (2004), p. 227. Os testes foram realizados para diferentes valores de tensão normal efetiva  $(\sigma - u_a)$ , 110 kPa, 300 kPa, 455 kPa e 605 kPa, e mostraram que ocorre um acréscimo na tensão de cisalhamento do solo na ruptura a medida que a sucção mátrica aumenta. A variável  $\phi^b$  representa o ângulo de fricção interno associado à sucção mátrica. Essa variável foi introduzida por Fredlund *et al.* (1978) e descreve a taxa de crescimento da tensão de cisalhamento com a sucção mátrica (Lu e Likos, 2004, p. 229).



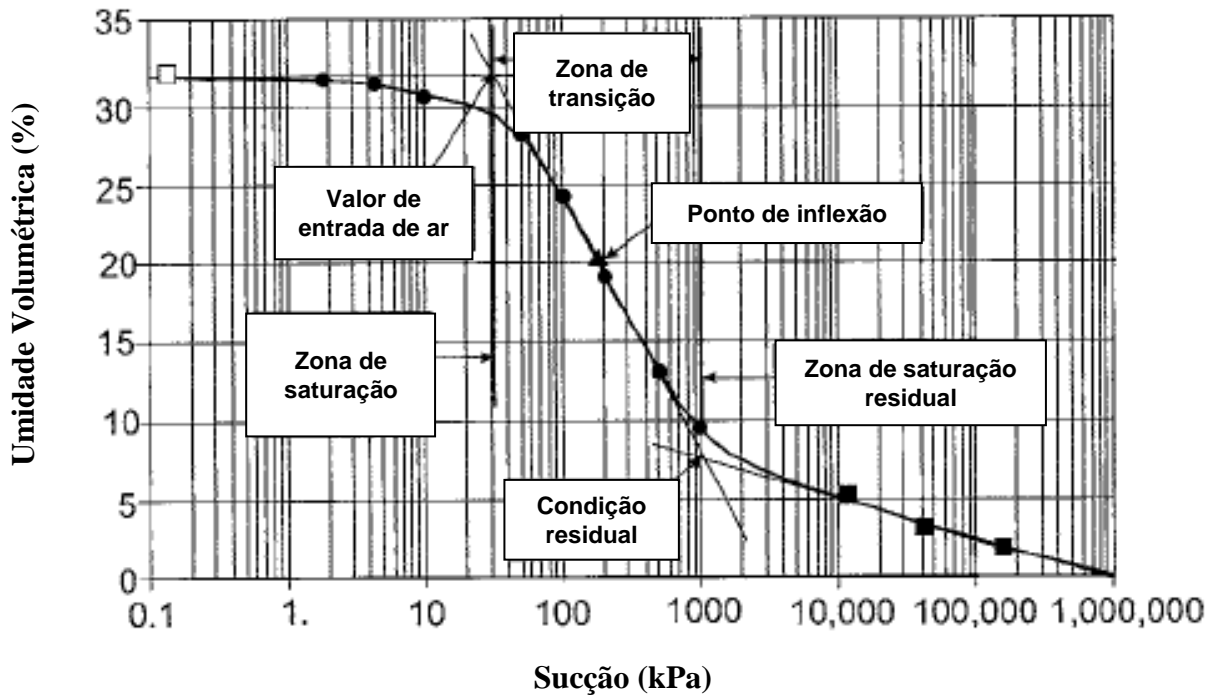
**Figura 2.6:** Variação da tensão de cisalhamento com a sucção mátrica (Escario, 1980)  
(adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 228)

#### 2.2.4 Curva de retenção solo-água

A curva de retenção solo-água, ou curva característica do solo (em inglês, *Soil Water Characteristic Curve, SWCC*), representada pela **Figura 2.7** para solos incompressíveis (ou porosidade constante), relaciona a umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ), ou grau de saturação ( $S$ ), com a sucção mátrica ( $u_a - u_w$ ). A umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ ) representa o ponto em que todos os vazios disponíveis estão cheios de água e portanto o solo encontra-se saturado ( $S=100\%$ ) e o “valor de entrada” (*air entry value*) de ar ou “pressão de entrada de ar” (*air entry pressure*) designa o ponto em que os maiores vazios do solo começam a se desaturar. Nessa faixa de elevados valores de teor de água e baixos valores correspondentes de sucção, o mecanismo dominante de retenção de água nos poros é a capilaridade.

Por outro lado, no ponto de umidade residual ( $\theta_r$ ), ou grau de saturação residual ( $S_r$ ), a água que resta no solo encontra-se praticamente na forma de finos filmes ao redor das partículas (adsorção) e na forma de meniscos isolados, sendo necessárias grandes alterações no valor da

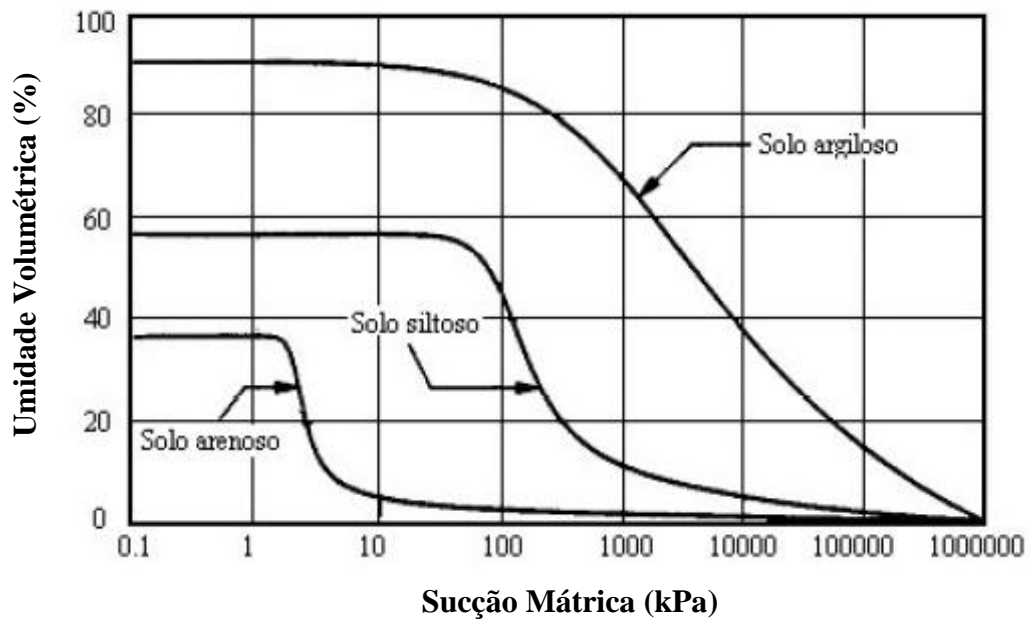
sucção para remover a água adicional a partir do sistema (Lu e Likos, 2004). Pode-se dizer que umidade volumétrica residual ( $\theta_r$ ) representa o ponto no qual se torna extremamente difícil continuar a extrair a água do solo (Fredlund *et al.*, 2010).



**Figura 2.7:** Curva “típica” de retenção solo-água (curva limite de secagem) com os estágios de transição (adaptado de Fredlund, 2005)

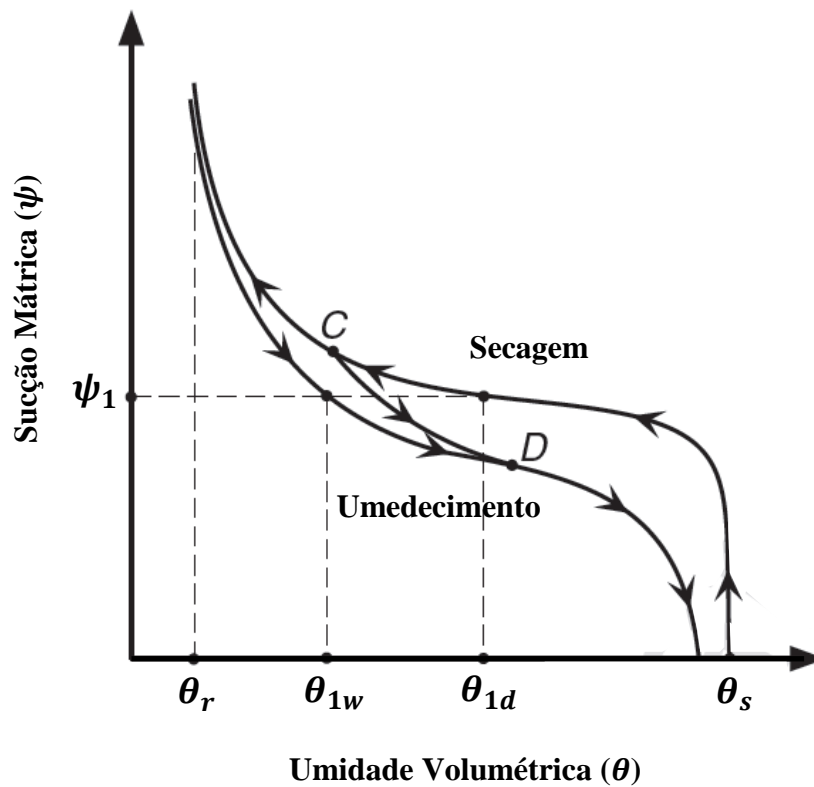
Entender o comportamento geral da curva de retenção e sua relação com as propriedades físicas do solo é um componente crítico de mecânica dos solos não saturados. De um modo geral, a forma da curva de retenção solo-água (mais suave ou mais acentuada) é influenciada pelas propriedades do material, incluindo o tamanho de poros, distribuição granulométrica, conteúdo de material orgânico, teor de argila e mineralogia (Lu e Likos, 2004, p. 40).

A **Figura 2.8** apresenta uma comparação esquemática entre tipos extremos de solo, na qual a diferença na aparência da curva de retenção solo-água pode ser observada. Observa-se que os solos com menor percentual de finos apresentam curvas de retenção mais acentuadas, com trechos mais bem definidos. Por outro lado, os solos com maiores percentuais de finos apresentam curvas mais suaves. Segundo Barbour (1998) o decréscimo do tamanho dos grãos leva a um aumento no valor da pressão de entrada de ar e suaviza a inclinação da curva.



**Figura 2.8:** Curvas de retenção solo-água “típicas” para diferentes tipos de solo (adaptado de Fredlund e Xing, 1994)

Outro ponto importante associado ao comportamento da curva de retenção solo-água refere-se ao fenômeno da histerese, representado na **Figura 2.9**.



**Figura 2.9:** Fenômeno da histerese na curva de retenção solo-água (adaptado de Lu e Likos, 2004, p. 183)

Esse fenômeno significa que não existe um equilíbrio único entre a sucção e a umidade volumétrica do solo. Se o solo está submetido ao processo secagem (perda de umidade) a curva de retenção solo-água apresentará uma determinada trajetória que será diferente de quando o solo for submetido ao processo de umedecimento (ganho de umidade). Embora esse comportamento seja amplamente conhecido, ainda não é tão bem compreendido. De um modo geral sabe-se que, para uma mesma magnitude de sucção, o solo geralmente tende a reter uma maior quantidade de água durante os processos de secagem (como a evaporação ou a drenagem por gravidade), do que durante os processos de umedecimento, tais como a infiltração ou ascensão capilar.

A obtenção da curva de retenção dos solos por meio de ensaios de laboratórios é objeto de interesse em diversos problemas que envolvem solos não saturados. Diferentes métodos e equipamentos então foram desenvolvidos, cada um com suas características e aplicabilidade. Entre eles podem ser destacados: **(a)** os tensiômetros, que interagem com o solo por meio de uma pedra porosa que “interliga” a água do solo com a água do tensiômetro. Nesse caso, a sucção é obtida medindo-se a pressão da água do tensiômetro, que, por estar em equilíbrio com a água do solo, tem a mesma pressão (Marinho, 2005). Em geral são utilizados para faixas de sucção mátrica entre 0 e 100 kPa; e **(b)** o método do papel filtro, utilizado para faixas de sucção entre 0 e  $10^6$  kPa (Lu e Likos, 2004, p. 419). Esse método parte do princípio que quando um solo é colocado em contato com um material poroso que possua capacidade de absorver água, a mesma irá passar do solo para o material poroso até que uma condição de equilíbrio seja alcançada. *“Tendo-se a relação entre sucção e umidade do material poroso (calibração), a sucção do solo pode ser obtida referindo-se à curva de calibração”* (Marinho, 2005). Podem ser ainda citados: as placas de pressão, as placas de sucção, e os sensores de condutividade elétrica e térmica, cada um com diferentes princípios e faixas de aplicação.

Em função dos custos e complexidades associadas com a amostragem de campo, transporte e preparação das amostras em laboratório, além de instalação, manutenção e instrumentação de campo, medidas diretas da sucção são consideradas ainda trabalhosas e custosas. Além disso, a abrangência do método de medição utilizado, muitas vezes é pequena para capturar adequadamente a variabilidade espacial das propriedades do solo e as condições de tensão do terreno. Em muitos casos, as medições disponíveis frequentemente compreendem uma pequena parte da curva de retenção, que pode não representar o intervalo de interesse para aplicações práticas (Lu e Likos, 2004, p. 494). Além disto, existe o erro experimental

associado às medições. Zapata *et al.* (2000) mostram que o “operador” e o intervalo de sucção medido produzem significativa variabilidade na curva de retenção medida.

Por todas essas razões, alternativas aos métodos diretos de medição de sucção tornam-se importantes. Nesse sentido, a representação da curva de retenção solo-água numa forma matemática contínua auxilia o entendimento do comportamento do solo e permite, com maior abrangência e precisão, a previsão dos fluxos, tensões e fenômenos de deformação no solo (Lu e Likos, 2004, p. 494). Diversas equações foram propostas para representar analiticamente a curva de retenção solo-água. A **Tabela 2.1** apresenta algumas delas.

**Tabela 2.1:** Equações propostas para a curva de retenção solo-água (adaptado de Georgetti, 2010)

Equação proposta	Parâmetros	Autores
$\theta = \frac{1}{1 + (q\psi)^n}$	$\Theta$ = teor de umidade volumétrica normalizado, isto é $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ $q$ = parâmetro de ajuste relacionado à $\psi$ $\psi$ = sucção $n$ = parâmetro de ajuste relacionado à curva no ponto de inflexão	Gardner (1958)
$\theta = \left(\frac{\psi_b}{\psi}\right)^\lambda$	$\psi_b$ = sucção de entrada de ar $\lambda$ = índice de distribuição de poros	Brooks e Corey (1964)
$\psi = \psi_{cr} \exp[\alpha(1 - \theta)]$	$\psi_{cr}$ = sucção de entrada de ar $\alpha$ = constante	Farrel e Larson (1972)
$\theta = \left[\frac{1}{1 + (\alpha\psi)^n}\right]^m$	$\alpha, m, n$ = parâmetros de ajuste	Van Genuchten (1980)
$\ln\psi = a_1 + b_1 \ln\theta$	$a_1, b_1$ = parâmetros de ajuste	Williams <i>et al.</i> (1983)
$\theta = A \exp(\alpha\psi - B)$	$A, \alpha, B$ = parâmetros de ajuste	McKee e Bumb (1984)
$\theta = \frac{1}{[1 + A \exp(\alpha\psi - B)]}$	$A, \alpha, B$ = parâmetros de ajuste	McKee e Bumb (1987)
$\theta_w = \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + \left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_{w1} - \theta_r} - 1\right) \left(\frac{S}{S_1}\right)^\zeta} + \theta_r$	$\theta_s$ = umidade volumétrica saturada $\theta_r$ = umidade volumétrica residual $\theta_{w1}$ = umidade volumétrica para uma dada sucção $S_1$ $S$ = sucção mátrica (kPa) $\zeta$ = parâmetro relacionado à forma da curva	Juarez-Badillo (*) (1992)
$\theta = \theta_s \left\{ \frac{1}{\ln[e + (\psi/a)^n]} \right\}^m$	$a, m, n$ = parâmetros de ajuste	Fredlund e Xing (1994)

(\*) Neste trabalho é utilizada a equação proposta por Juarez-Badillo (1992) que será discutida adiante no Capítulo 3.

### 2.2.5 Função de permeabilidade ou condutividade hidráulica

Nós últimos anos tem-se utilizado o termo condutividade hidráulica para se referir à permeabilidade do solo em uma condição não saturada e o termo coeficiente de permeabilidade para se referir a condição de completa saturação (grau de saturação,  $S$ , igual a 100%), e esta terminologia será adotada neste trabalho. Denomina-se de curva de condutividade hidráulica a representação gráfica da função que relaciona a condutividade hidráulica do solo não saturado com o seu correspondente conteúdo de água ou sucção. Desta forma, o coeficiente de permeabilidade ( $k_{sat}$ ) passa a representar uma condição particular na curva de condutividade hidráulica do solo não saturado.

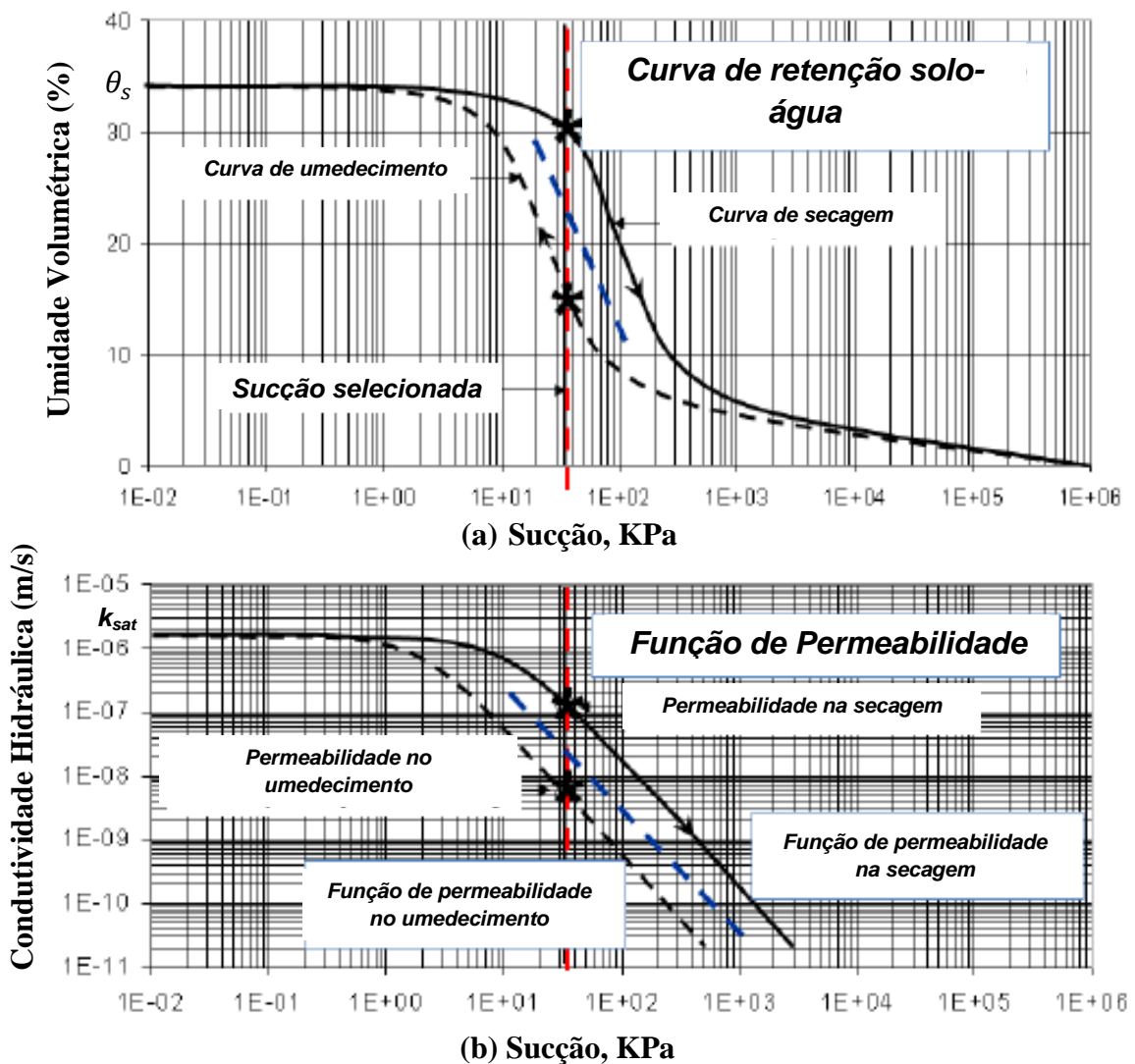
O coeficiente de permeabilidade em um solo saturado ( $k_{sat}$ ) é função da sua distribuição de poros e, conseqüentemente, do seu índice de vazios ( $e$ ). Entretanto, em um meio poroso não saturado, o coeficiente de permeabilidade ou condutividade hidráulica ( $k_w$ ) também é função da quantidade de água presente neste meio. Nessa situação, a condutividade hidráulica ( $k_w$ ) pode ser expressa como funções combinadas entre o índice de vazios, grau de saturação ou teor de umidade volumétrico.

A **Figura 2.10** apresenta uma correlação entre a curva de retenção solo-água e a função de permeabilidade. Percebe-se que quanto maior o teor de umidade do solo, maior será a condutividade hidráulica ( $k_w$ ), que será denominada  $k_{sat}$  quando o solo atingir a saturação ( $S=100\%$ ) ou ( $\theta_s$ ). De acordo com Santos (2004), na condição não saturada, o solo tem parte de seus vazios preenchidos por ar, *“o que gera uma perda de capacidade de transmitir água, ou seja, quanto maior a sucção, menor a condutividade hidráulica do solo”*.

A curva da **Figura 2.10-b** conseqüentemente indica que quanto menor o valor da sucção mátrica, maior o valor da condutividade hidráulica ( $k_w$ ). Na condição de saturação, onde o valor da sucção é igual à zero, o valor da condutividade hidráulica é chamado de condutividade hidráulica saturada ( $k_{sat}$ ) e a permeabilidade hidráulica é máxima. Por outro lado, a partir do início do processo de drenagem/secagem, e conseqüente aumento da sucção mátrica, o valor da condutividade hidráulica ( $k_w$ ) começa a decrescer, embora se mantenha

praticamente constante durante o trecho de “pressão de entrada de ar”. A partir desse ponto, o valor de  $k_w$  decresce rapidamente à medida que a umidade volumétrica decresce e o valor da sucção aumenta.

Importante ressaltar ainda que a função de permeabilidade também é histerética, ou seja, duas funções de permeabilidade podem ser medidas, uma para o processo de secagem e a outra curva para o processo de umedecimento. Em outras palavras, “a histerese na curva de retenção solo-água produz histerese na função de permeabilidade” (Fredlund, 2005). Embora a **Figura 2.10** não apresente a variação no  $\theta_s$  entre as curvas de retenção solo-água de “secagem” e “umedecimento”, como mostrado na **Figura 2.9**, essa diferença é observada na prática em vários tipos de solos.



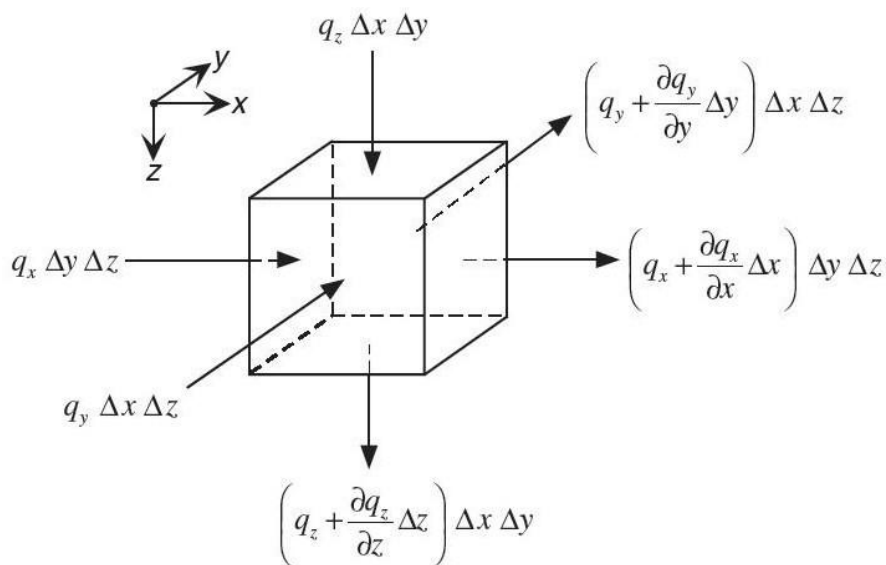
**Figura 2.10:** (a) curva de retenção solo-água; (b) função de permeabilidade ( $k_w$ ) (adaptado de Fredlund *et al.*, 2010)



### 2.2.6 Fluxos no solo não saturado

#### Princípio de conservação de massa

Aplicando o princípio de conservação de massa para o estudo de solos não saturados, temos que, para um dado elemento de solo, a taxa de ganho ou perda de água é conservativa e igual o fluxo líquido de entrada e saída. A **Figura 2.11** mostra um elemento infinitesimal de solo, indicando os fluxos de entrada e saída de água nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ .



**Figura 2.11:** Elemento infinitesimal de solo e requisitos de continuidade para o fluxo de água  
(Lu e Likos, 2004, p. 370)

O fluxo de entrada ( $q_{entra}$ ) e saída ( $q_{sai}$ ) de massa de água (kg/s) do elemento de solo será expresso pelas seguintes equações (Lu e Likos, 2004, p. 370):

$$q_{entra} = \rho_w (q_x \Delta y \Delta z + q_y \Delta x \Delta z + q_z \Delta x \Delta y) \tag{2.8}$$

onde:

$q_{entra}$  fluxo de massa de água que entra no elemento de solo (kg/s)

$\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)

$q_x$  velocidade de entrada da água na direção  $x$  (m/s)

$q_y$  velocidade de entrada da água na direção  $y$  (m/s)

$q_z$	velocidade da entrada da água na direção $z$ (m/s)
$\Delta x$	elemento infinitesimal na direção $x$ (m)
$\Delta y$	elemento infinitesimal na direção $y$ (m)
$\Delta z$	elemento infinitesimal na direção $z$ (m)

Ao sair do elemento infinitesimal, a velocidade da água ( $q_x$ ,  $q_y$ ,  $q_z$ ) será alterada, assim, tem-se que:

$$q_{sai} = \rho_w \left[ \left( q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z + \left( q_y + \frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta y \right) \Delta x \Delta z + \left( q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z \right) \Delta x \Delta y \right] \quad (2.9)$$

onde:

$q_{sai}$	fluxo de massa de água que sai no elemento de solo (kg/s)
$\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x$	variação na velocidade de saída da água na direção $x$ (m/s)
$\frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta y$	variação na velocidade de saída da água na direção $y$ (m/s)
$\frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z$	variação na velocidade de saída da água na direção $z$ (m/s)

Por outro lado, a taxa na qual a massa de água é armazenada no elemento de solo, é expressa por:

$$\frac{\partial M_w}{\partial t} = \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z \Delta x \Delta y \quad (2.10)$$

onde:

$M_w$	massa de água (kg)
$\rho_w$	densidade da água (kg/m <sup>3</sup> )
$\theta$	umidade volumétrica ( $\theta = V_w / V$ )
$V_w$	volume de água (m <sup>3</sup> )
$V$	volume do elemento de solo (m <sup>3</sup> ) (= $\Delta z \Delta x \Delta y$ )

Pelo princípio de conservação de massa, a água armazenada no solo, expressa pela **Equação 2.10**, deve ser igual ao fluxo líquido no elemento de solo ( $q_{entra} - q_{sai}$ ), conduzindo à seguinte expressão:

$$\rho_w (q_x \Delta y \Delta z + q_y \Delta x \Delta z + q_z \Delta x \Delta y) - \rho_w \left[ \left( q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z + \left( q_y + \frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta y \right) \Delta x \Delta z + \left( q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z \right) \Delta x \Delta y \right] = \rho_w \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \Delta z \Delta x \Delta y \quad (2.11)$$

Reorganizando e subtraindo os termos do lado esquerdo da equação, tem-se que:

$$-\rho_w \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta z \Delta x \Delta y = \rho_w \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \Delta z \Delta x \Delta y \quad (2.12)$$

Simplificando os termos da equação anterior, tem-se a **Equação 2.13** que governa o fluxo transiente nos solos, sendo aplicável tanto para solos saturados como para solos não saturados (Lu e Likos, 2004, p.370):

$$-\rho_w \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) = \rho_w \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \quad (2.13)$$

onde:

$\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)

$\frac{\partial(\theta)}{\partial t}$  taxa de variação da umidade volumétrica com o tempo (1/s)

$\frac{\partial q_x}{\partial x}$  taxa de variação na velocidade de saída (m/s) da água na direção x

$\frac{\partial q_y}{\partial y}$  taxa de variação na velocidade de saída (m/s) da água na direção y

$\frac{\partial q_z}{\partial z}$  taxa de variação na velocidade de saída (m/s) da água na direção z

*Fluxo de água líquida no solo*

O fluxo de água líquida em solos saturados ocorre em decorrência de um gradiente hidráulico e pode ser descrito utilizando a Lei de Darcy (**Figura 2.12**), tal que:

$$Q = k_{sat} \cdot i \cdot A \quad (2.14)$$

ou

$$q = k_{sat} \cdot i \quad (2.15)$$

onde:

$Q$  vazão (m<sup>3</sup>/s), sendo:  $Q = q.A$

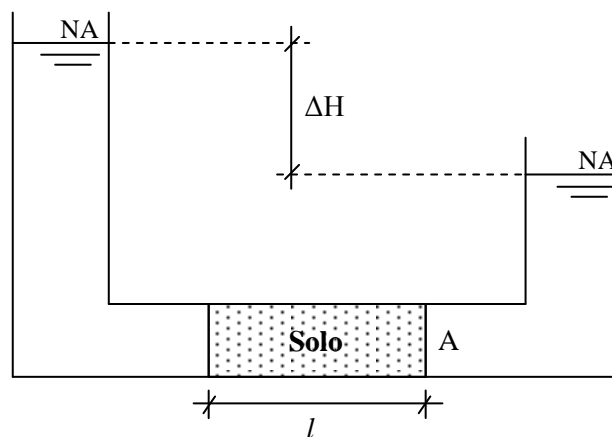
$q$  velocidade de percolação da água (m/s)

$k_{sat}$  condutividade hidráulica saturada (m/s), obtido experimentalmente, ou estimado através de formulações teóricas e/ou empíricas.

$i$  gradiente hidráulico (m/m), sendo:  $i = \Delta H/l$

$l$  comprimento (m)

$A$  área de seção transversal (m<sup>2</sup>)



**Figura 2.12:** Esquemático da Lei de Darcy

Para o fluxo de água líquida em solos não saturados, a Lei de Darcy pode ser generalizada considerando uma condutividade hidráulica ( $k$ ) função da sucção mátrica ( $h_m$ ) (Buckingham, 1907, Richards, 1931, citados por Lu e Likos, 2004, p. 372), tal que:

$$q_x = -k_{wx} \frac{\partial h_w}{\partial x} \quad ; \quad q_y = -k_{wy} \frac{\partial h_w}{\partial y} \quad ; \quad q_z = -k_{wz} \frac{\partial h_w}{\partial z} \quad (2.16)$$

onde:

$q$  fluxo ou velocidade de percolação da água (m/s)

$k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s), função da sucção mátrica ( $h_m$ ) ou teor de umidade volumétrica.

$h_w$  carga hidráulica total (m), sendo:

$$h_w = h_m + z \quad ; \quad h_m = \frac{u_w}{\rho_w g} \quad (2.17)$$

onde:

- $h_m$  sucção mátrica (m)  
 $z$  elevação (m)  
 $u_w$  poro-pressão da água (kPa)  
 $\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)  
 $g$  aceleração da gravidade (m/s<sup>2</sup>)

Substituindo a **Equação 2.16** na **Equação 2.13**, tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ k_{wx} \frac{\partial h_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ k_{wy} \frac{\partial h_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ k_{wz} \frac{\partial h_m}{\partial z} \right] = \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \quad (2.18)$$

onde:

- $h_m$  sucção mátrica (m)  
 $k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s), função da sucção mátrica ( $h_m$ )  
 $\frac{\partial(\theta)}{\partial t}$  taxa de variação da umidade volumétrica com o tempo

#### *Fluxo de vapor no solo*

O fluxo de vapor de água no solo não saturado pode ser descrito utilizando a Lei de Fick (Philip e de Vries, 1957; De Vries, 1975; Fredlund e Dakshanamurthy, 1982, citados por Wilson *et al.*, 1994), tal que:

$$q_{vx} = -D_{vx} \frac{\partial P_v}{\partial x} \quad ; \quad q_{vy} = -D_{vy} \frac{\partial P_v}{\partial y} \quad ; \quad q_{vz} = -D_{vz} \frac{\partial P_v}{\partial z} \quad (2.19)$$

onde:

- $q_v$  fluxo de massa vapor de água por unidade de área (kg/(m<sup>2</sup>.s)). Dividindo-se o lado direito a Equação 2.19 pela densidade da água ( $\rho_w$ ) em kg/m<sup>3</sup> obtém-se a velocidade fluxo de vapor em m/s  
 $P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)  
 $D_v$  difusividade do vapor no solo (kg.m/(kN.s))

Assim, substituindo a **Equação 2.19** na **Equação 2.13**, tem-se:

$$\frac{\rho_w}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial x} \left[ D_{vx} \frac{P_v}{\partial x} \right] + \frac{\rho_w}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial y} \left[ D_{vy} \frac{P_v}{\partial y} \right] + \frac{\rho_w}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{vz} \frac{P_v}{\partial z} \right] = \rho_w \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \quad (2.20-a)$$

Simplificando os termos da **Equação 2.20-a**, obtém-se:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ D_{vx} \frac{P_v}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ D_{vy} \frac{P_v}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{vz} \frac{P_v}{\partial z} \right] = \rho_w \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \quad (2.20-b)$$

onde:

$P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)

$D_v$  difusividade do vapor no solo (kg.m/(kN.s))

$\frac{\partial(\theta)}{\partial t}$  taxa de variação da umidade volumétrica com o tempo (1/s)

$\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)

### *Fluxo de calor no solo*

A transferência de calor entre dois corpos é representada pela transmissão de energia térmica de uma massa (corpo) mais quente para uma massa mais fria. Essa transferência pode ocorrer de três formas: **(a)** por condução, quando a transferência de calor se dá por contato direto da matéria (vibração de átomos adjacentes); **(b)** por convecção, quando o calor é transmitido através de um fluido em contato com um objeto de temperatura elevada; e **(c)** por radiação, através de ondas eletromagnéticas (Halliday e Resnick, 1994).

No solo, a transferência se dá basicamente pelo fenômeno de “condução”, através do contato direto das partículas do solo, podendo ser expresso pela Lei de Fourier (Fredlund, 2005), tal que:

$$q_{Tx} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \quad ; \quad q_{Ty} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \quad ; \quad q_{Tz} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.21)$$

onde:

$q_T$  fluxo de calor no solo por condução (J/m<sup>2</sup>.s ou W/m<sup>2</sup>)

$\lambda$  condutividade térmica do solo (W/m.K)

$T$  temperatura (K)

Geralmente assume-se que a condutividade térmica ( $\lambda$ ) é uma propriedade isotrópica do solo, embora algumas vezes a forma da partícula sólida (grão) seja levada em consideração. A condutividade térmica do solo é uma função das quantidades relativas de ar, água e sólidos no solo, variando, portanto, com a curva de retenção solo-água (Aldrich, 1956, citado por Fredlund, 2005).

A condutividade térmica do solos ( $\lambda$ ) pode ser determinada a partir da Equação proposta por De Vries (1963), citado por Cui *et al.* (2010):

$$\lambda = \frac{f_s \theta_s \lambda_s + f_w \theta_w \lambda_w + f_a \theta_a \lambda_a}{f_s \theta_s + f_w \theta_w + f_a \theta_a} \quad (2.22)$$

onde:

- $f_s$  coeficiente para a fase dos sólidos
- $\theta_s$  teor volumétrico dos sólidos ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
- $\lambda_s$  condutividade térmica dos sólidos ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
- $f_w$  coeficiente para a fase líquida ( $f_w = 1,0$ )
- $\theta_w$  teor volumétrico da água ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
- $\lambda_w$  condutividade térmica da água ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
- $f_a$  coeficiente para a fase gasosa
- $\theta_a$  teor volumétrico do ar ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
- $\lambda_a$  condutividade térmica do ar ( $\lambda_a = \lambda_{ar \text{ seco}} + \lambda_{vapor \text{ d'água}}$ )

A equação diferencial de fluxo de calor no solo utilizada no modelo de interação solo-atmosfera adotado neste trabalho será apresentada adiante no *item 2.7* e no Capítulo 3.

### 2.3 BALANÇO HÍDRICO ATMOSFÉRICO

O ciclo hidrológico é um processo constante e fundamental ao equilíbrio climático da terra, que vem moldando a superfície do nosso planeta desde a sua formação. Continuamente, a umidade que fica retida no solo, ou está presente nos lagos, mares e oceanos, muda de estado e ascende através da evaporação, formando as nuvens, que, em decorrência de padrões de ventos locais, são transportadas para outras regiões onde ocorre a precipitação (Marinho,

2005). O Balanço Hídrico Atmosférico ( $B$ ) de uma determinada localidade, em um determinado período, equivale à soma algébrica da precipitação (considerada com valor positivo), com a evapotranspiração potencial (considerada com valor negativo), tal que:

$$B = P - ET_P \quad (2.23)$$

onde:

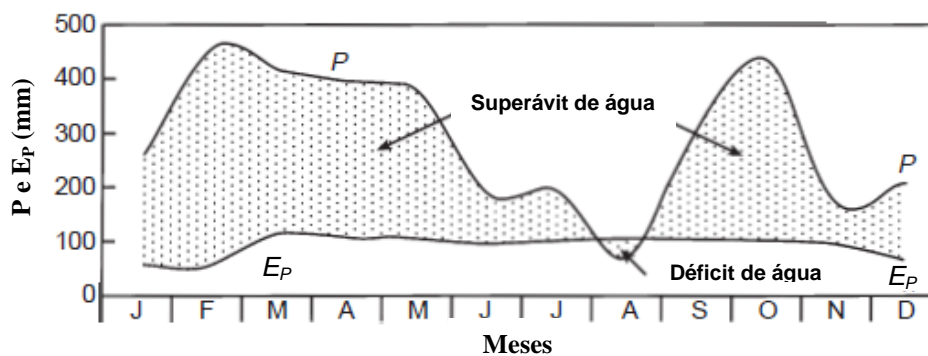
$B$  balanço hídrico atmosférico (mm)

$P$  precipitação (mm)

$ET_P$  evapotranspiração potencial (mm).

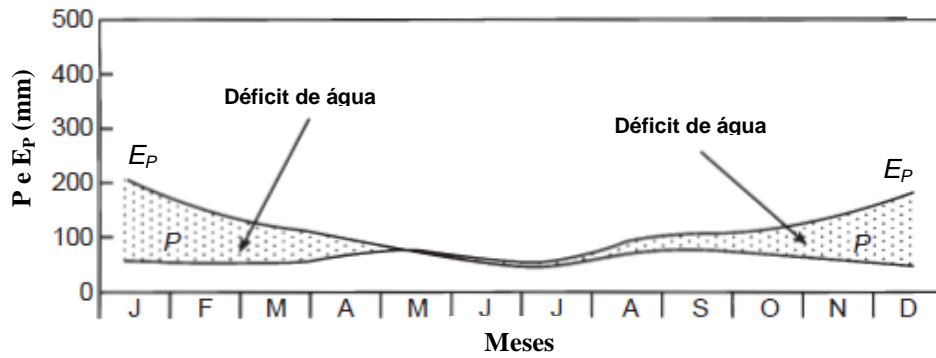
Cui e Zornberg (2007), entre outros, definem evapotranspiração como o fenômeno composto pela evaporação, que ocorre a partir da superfície do solo, e pela transpiração da vegetação (água absorvida pelas raízes da vegetação). O termo evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) foi introduzido por Thornthwaite (1948) e representa o processo de perda de água para a atmosfera, através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica para atender às necessidades da evaporação do solo e da transpiração (Camargo e Camargo, 2000).

A **Figura 2.13** apresenta o balanço hídrico atmosférico anual de quatro diferentes localidades com regimes de chuvas distintos: **(a)** Kuala Tahan (Malásia); **(b)** Melbourne (Austrália); **(c)** Johannesburg (África do Sul); e **(d)** Cape Town (África do Sul). No eixo representando os “meses” do ano, cada mês é representado pela sua respectiva letra inicial.

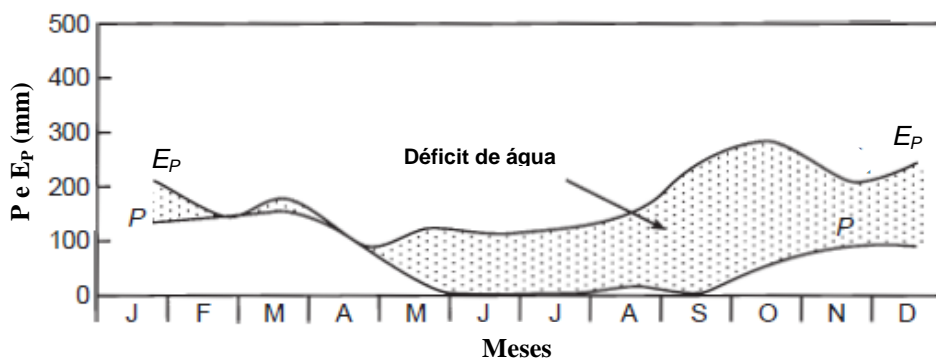


**Figura 2.13 (a):** Balanço hídrico atmosférico anual da região de Kuala Tahan (Malásia)  
(adaptado de Blight, 1997)

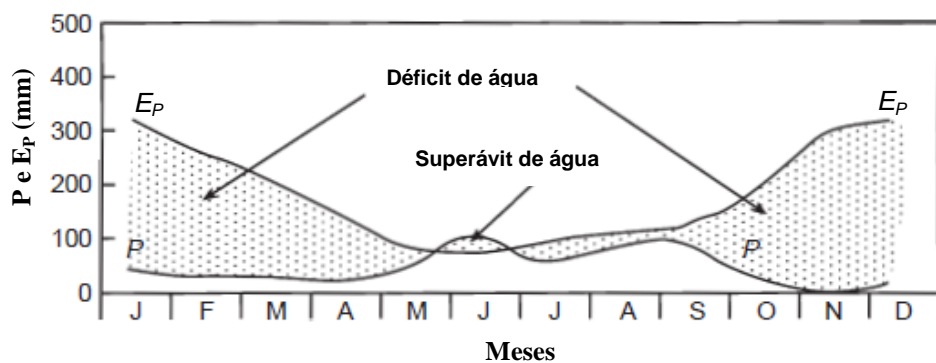




**Figura 2.13 (b):** Balanço hídrico atmosférico anual da região de Melbourne (Austrália)  
(adaptado de Blight, 1997)



**Figura 2.13 (c):** Balanço hídrico atmosférico anual da região de Johannesburg (África do Sul)  
(adaptado de Blight, 1997)



**Figura 2.13 (d):** Balanço hídrico atmosférico anual da região de Cape Town (África do Sul)  
(adaptado de Blight, 1997)

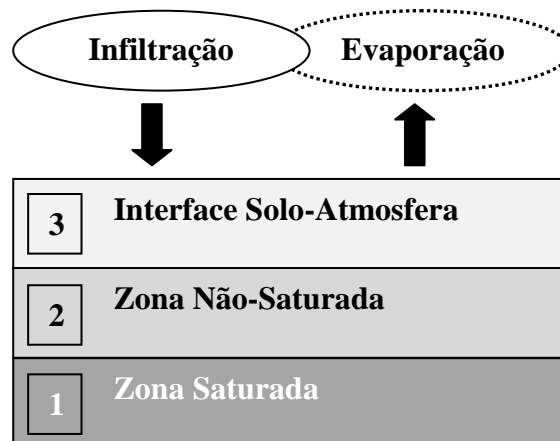
De acordo com Blight (1997), o balanço hídrico atmosférico do modo como ilustrado na **Figura 2.13** é uma “*forma de caracterização do clima de uma determinada região*”, que dependendo do padrão hídrico, pode ser classificada como uma região de **superávit perene** de água, quando na maior parte do ano a precipitação supera a evapotranspiração potencial, e

em geral ocorre em regiões de clima tropical e equatorial; como uma região de **déficit perene** de água, quando na maior parte do ano a evapotranspiração potencial supera a precipitação, e em geral regiões desérticas e de clima árido ou semiárido; ou uma região de **superávit/déficit sazonal** de água, caracterizada por períodos alternados de déficit ou superávit de água.

Em trabalho mais recente, Blight (2009) comenta que o conceito de balanço hídrico atmosférico foi utilizado no ano de 1994 em cidades da África do Sul como método classificador e direcionador de investimentos em aterros sanitários. Naquela ocasião foi determinado pelo governo que *“se puder ser demonstrado que a evaporação potencial na superfície do aterro será superior a precipitação média anual, aceita-se que não será gerada significativa lixiviação no aterro. Desse modo, um sistema de impermeabilização do aterro, coleta e tratamento de lixiviados não será legalmente exigido”*.

## 2.4 BALANÇO HÍDRICO DO SOLO

Como já mencionado anteriormente, dois principais processos governam a troca de água entre a superfície do solo e a atmosfera: a infiltração e a evaporação. Esses processos ocorrem de forma contínua através do tempo e ao longo das estações do ano e governam o estado de umidade na zona não saturada e conseqüentemente o comportamento do solo na “zona ativa”, que é representada pela faixa do solo mais próxima à superfície e mais sensível às variações climáticas (Figura 2.14).



**Figura 2.14:** Fluxo generalizado num sistema de solo natural (Swanson *et al.*, 1994)

O conceito de Balanço Hídrico do Solo torna-se então fundamental e pode ser entendido como a quantidade de água retida na zona não saturada do solo, entre a superfície e o lençol d'água ou nível d'água. De acordo com Blight (1997), o balanço hídrico do solo pode ser descrito como (**água que entra no solo**) = (**água que sai do solo**) + (**água armazenada no solo**).

A “água que entra no solo” é representada pela Infiltração ( $I$ ), expressa por:

$$I = P - (Int + R_{off}) \quad (2.24)$$

onde:

- $I$  taxa de infiltração (mm/dia)
- $P$  precipitação (mm/dia)
- $Int$  intercepção<sup>4</sup> (mm/dia)
- $R_{off}$  *runoff*<sup>5</sup> da superfície do solo (mm/dia)

A “água que sai do solo” é representada pela soma da parcela de Evapotranspiração ( $ET$ ) com a parcela de água direcionada para o lençol freático ( $R_{wt}$ ). A água que permanece “armazenada no solo” é representada por  $\Delta S$ . Nessa proposição, o autor, não considera a componente de “fluxo lateral”, como mostrado **na Figura 2.1**.

Desse modo, as relações acima conduzem o balanço hídrico do solo à:

$$P - (Int + R_{off}) = (ET + R_{wt}) + \Delta S \quad (2.25)$$

onde:

- $P$  precipitação (mm/dia)
- $Int$  intercepção (mm/dia)
- $R_{off}$  *runoff* da superfície do solo (mm/dia)
- $ET$  evapotranspiração (mm/dia)

<sup>4</sup> **intercepção:** a intercepção corresponde a água interceptada ou armazenada acima da superfície do solo, basicamente na vegetação. Em geral essa parcela é desconsiderada, mas pode ter um grande impacto quando se trata de solos com densa cobertura de florestas (Cui e Zornberg, 2007).

<sup>5</sup> **runoff:** água excedente, não infiltrada, que escorre sobre a superfície do solo. A intensidade de precipitação, o tipo de solo, o tipo de vegetação, bem como a topografia do terreno influenciam a intensidade do *runoff*.

- $R_{wt}$  água direcionada para o lençol freático (mm/dia)  
 $\Delta S$  água que permanece armazenada no solo (mm/dia)

Ressalta-se que cada componente da equação do balanço hídrico do solo terá sua importância modificada em função da intensidade da precipitação ( $P$ ), do tipo de superfície do solo e da cobertura vegetal. A água proveniente de uma rápida chuva de baixa intensidade ao cair numa superfície quente pavimentada ou numa densa floresta tropical pode, por exemplo, ser completamente evaporada ( $E$ ) ou interceptada ( $Int$ ) sem que haja qualquer infiltração ( $I$ ). Por outro lado essa mesma chuva ao cair sobre um terreno arado ou gramado, provavelmente será totalmente infiltrada ( $I$ ) (Blight, 1997).

## 2.5 EVAPORAÇÃO

### 2.5.1 Aspectos gerais

A Evaporação é o nome dado ao fenômeno de mudança de estado físico da água de sua forma “líquida” para sua forma de “vapor”. Durante esse processo, as moléculas de água ( $H_2O$ ) acumulam energia cinética suficiente para romper sua ligação com o corpo d’água, desprendendo-se para a atmosfera na forma de vapor d’água. “*Uma molécula de água no estado líquido se tornará vapor se esta ganhar suficiente energia para quebrar as ligações que a mantêm no estado líquido*” (Marinho, 2005).

De acordo com Cui e Zornberg (2008), a taxa de evaporação na interface solo-atmosfera é governada e influenciada por uma série de fatores. Entre eles podem ser destacados:

(a) calor latente de evaporação ( $LE$ ): fluxo de calor responsável pela alteração do estado físico do corpo. A maior fonte de calor é a energia solar, de modo que evaporação é fortemente relacionada com a distribuição da radiação solar;

(b) calor sensível do ar ( $H$ ): fluxo de calor responsável pela alteração de temperatura de um corpo, porém sem impor alteração de estado físico, também diretamente relacionado com a radiação solar;

(c) temperatura do ar ( $T$ ): medida de energia térmica que está relacionada com a capacidade do ar em reter o vapor d'água. Marinho (2005) chama a atenção para o conceito de temperatura: *“Na verdade o vapor de água não é retido pelo ar e sim coexiste com os demais gases que o compõe (e.g. nitrogênio, oxigênio, etc...). Os únicos fatores que determinam a quantidade de água no ar são: a disponibilidade de água e a quantidade de energia térmica para realizar o trabalho de evaporação (LE)”*;

(d) umidade relativa do ar ( $RH$ ): a umidade relativa expressa quanto da energia que estava disponível em um sistema foi utilizada para “libertar” as moléculas de água. *“Uma umidade relativa de 50% indica que metade da energia disponível foi utilizada para evaporar a água da fonte onde ela se encontra (e.g., solo, lago) e o restante ainda está disponível para induzir mais evaporação”*. Consequentemente, um aumento da umidade relativa diminui a taxa de evaporação (Marinho, 2005);

(e) velocidade do vento ( $u$ ): responsável pela “difusão turbulenta” que mantém o gradiente de pressão de vapor entre o ar e a superfície de evaporação (a evaporação aumenta drasticamente com o aumento da turbulência, que é função da velocidade do vento e rugosidade da superfície);

(f) cor do solo (*parâmetro albedo*): impacta diretamente numa maior ou menor absorção de calor. Solo albedo é um parâmetro chave que controla a troca de energia na superfície do solo e varia com a coloração do solo superficial, sua umidade, aspereza e cobertura vegetal. O seu valor varia entre 0 e 1, sendo que o valor 0 refere-se a um corpo absolutamente negro, um tipo de superfície teórica que absorve 100% da radiação solar incidente. O valor 1 refere-se a um superfície reflexiva ideal (superfície absolutamente branca) onde toda a energia incidente é refletida. Otterman (1974) menciona que em superfícies com vegetação o valor do albedo varia de 0,1 a 0,25, comparado com os valores de 0,35 a 0,45 para solos arenosos secos;

(g) profundidade do lençol freático: a taxa de evaporação é reduzida significativamente com o aumento da profundidade do lençol d'água, até uma profundidade tal que não mais interfere na taxa de evaporação do solo. Essa profundidade crítica depende da natureza dos solos envolvidos;

(h) vegetação: neste caso, o efeito da vegetação pode ser analisado de duas formas distintas. A vegetação pode reduzir a taxa de evaporação do solo através do sombreamento causado pela cobertura vegetal e pela redução do vento na superfície do solo. Por outro lado, numa situação contrária (transpiração), *“as plantas podem ser vistas como pequenas “bombas” que retiram água do solo com mais eficiência do que a própria evaporação a partir da superfície do solo”* (Fredlund *et al.*, 2010).

No modelo de interação solo-atmosfera adotado neste trabalho, o fenômeno da transpiração (evaporação da água por meio da vegetação) não foi considerado. Desse modo, na descrição do modelo adotado, a “evapotranspiração ( $ET$ )” (evaporação + transpiração) será chamada simplesmente de “evaporação ( $E$ )”.

Como já mencionado, a evaporação é um dos principais processos que governam a troca de água entre o solo e a atmosfera. Especialmente na modelagem matemática da interação do solo com a atmosfera, esse fenômeno precisa ser compreendido e a taxa de evaporação precisa ser devidamente quantificada, a fim de que se possa definir a condição de contorno na interface do solo-atmosfera, como será adiante detalhado no capítulo referente ao modelo numérico adotado neste trabalho (Capítulo 3). De acordo com Cui e Zornberg, 2008, *“dentre os vários termos que compõem a expressão do balanço hídrico do solo, certamente a Evapotranspiração ( $ET$ ) é a parcela de maior dificuldade em se quantificar ou de se medir experimentalmente”*.

Nas seções seguintes serão descritos alguns conceitos e métodos propostos na literatura para previsão da taxa de evaporação do solo. Além de métodos diretos de quantificação (como por meio de lisímetros de pesagem<sup>6</sup> por exemplo), de um modo geral a taxa de evaporação do solo pode ser quantificada indiretamente através da abordagem de balanço hídrico do solo, e através de métodos que foram desenvolvidos com base nos conceitos de “evapotranspiração potencial ( $ET_p$ )” e de “balanço de energia solar”, que serão adiante detalhados, sendo este último utilizado no modelo numérico deste trabalho para a estimativa da evaporação na interface solo-atmosfera.

---

<sup>6</sup> **lisímetro de pesagem:** tanque inserido no solo, cheio do mesmo solo do local e com vegetação. É utilizado para se medir a evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) ou da cultura ( $ET_c$ ). Também é chamado de evapotranspirômetro dependendo de que forma o processo de medição é feito. O lisímetro de pesagem dispõe de uma balança no fundo do equipamento que permite determinar quanto de água que evapotranspirou naquele sistema.

### 2.5.2 Balanço hídrico do solo

Na abordagem de balanço hídrico do solo, a evaporação é medida indiretamente através do princípio de conservação de massa, por meio da quantificação de outros componentes hídricos como precipitação, *runoff*, alteração na umidade do solo e percolação basal. Neste caso a **Equação 2.25** deve ser reorganizada evidenciando a parcela de evapotranspiração real:

$$ET_R = P - Int - R_{wt} - R_{off} - \Delta S \quad (2.25-a)$$

onde:

$ET_R$  evapotranspiração real (mm/dia)

$P$  precipitação (mm/dia)

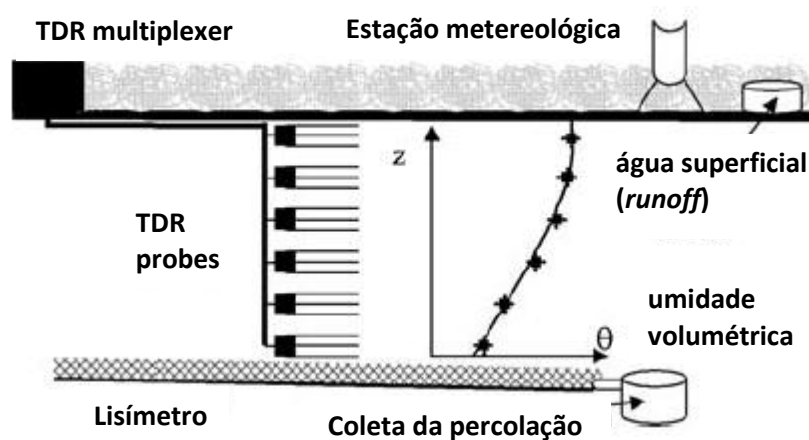
$Int$  interceptção (mm/dia)

$R_{wt}$  água direcionada para o lençol freático (mm/dia)

$R_{off}$  *runoff* da superfície do solo (mm/dia)

$\Delta S$  água que permanece armazenada no solo (mm/dia)

A **Figura 2.15** apresenta um esquema padrão de monitoramento utilizado em locais onde a evapotranspiração real é estimada indiretamente através da abordagem de balanço hídrico (Cui e Zornberg, 2008).



**Figura 2.15:** Lisímetro utilizado para estimativa de evapotranspiração real (adaptado de Cui e Zornberg, 2008)

Nesse sistema, os elementos que compõem o balanço hídrico do solo, como a percolação basal ( $G_b$ ), a precipitação ( $P$ ), as alterações de umidade do solo ( $\Delta S$ ), e o escoamento das águas de superfície ( $R_{off}$ ) devem ser monitoradas diariamente. A precipitação pode ser medida por meio de uma estação meteorológica tradicional (pluviômetro). A percolação basal e o escoamento superficial são canalizados por gravidade e medidos em um recipiente padronizado. O perfil de umidade volumétrica ( $\theta$ ) é medido no centro do lisímetro através de um conjunto de sensores (*TDR – time domain reflectometry*) distribuídos de modo uniforme com a profundidade ( $Z$ ) (Cui e Zornberg, 2008).

Considerando-se a conservação da massa de água aplicada ao solo objeto do estudo, a evapotranspiração real pode ser obtida por:

$$ET_R = P - G_b - \Delta S - R_{off} \quad (2.26)$$

onde:

- $ET_R$  evapotranspiração real (mm/dia)
- $P$  precipitação (mm/dia)
- $G_b$  percolação basal (mm/dia)
- $\Delta S$  alteração da umidade (mm/dia)
- $R_{off}$  *runoff* da superfície do solo (mm/dia)

### 2.5.3 Evapotranspiração potencial ( $ET_P$ )

Os termos evaporação potencial ( $E_P$ ) e evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) foram introduzidos pela primeira vez por Thornthwaite (1948). O Glossário Internacional de Hidrologia WMO (1974) define a evaporação potencial ( $E_P$ ) como sendo: “a quantidade de vapor de água que pode ser emitida por uma superfície de água pura, por unidade de área e unidade de tempo, sob as condições atmosféricas existentes”. Em outras palavras, a evaporação potencial determina o limite superior ou a máxima taxa de evaporação possível (Wilson *et al.*, 1991).

Camargo e Camargo (2000) definem o termo evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) como: “O processo de perda de água para a atmosfera, através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica para atender às necessidades da evaporação do solo e da transpiração”. Blight (1997) propõe sua definição para evapotranspiração potencial ( $ET_P$ )



como sendo: “*evapotranspiração quando a disponibilidade de água não é um fator limitante*”.

Fisicamente a evaporação potencial ( $E_p$ ) pode ser calculada a partir da abordagem de transferência de massa, cuja fundamentação é amplamente aceita e remonta aos trabalhos desenvolvidos por John Dalton no século XIX (Wilson *et al.*, 1991). Em termos gerais essa abordagem propõe que a taxa de evaporação é função do gradiente de pressão de vapor entre a superfície saturada e o ar acima da superfície da água (Gray, 1970, citado por Wilson *et al.*, 1991):

$$E_p = f(u)(P_{vs} - P_a) \quad (2.27)$$

onde:

$E_p$  evaporação potencial (mm/dia)

$f(u)$  função de turbulência que depende de um conjunto de características do ar (velocidade do vento por exemplo) acima da superfície de evaporação

$P_{vs}$  pressão parcial de vapor saturado na superfície de evaporação (mm Hg)

$P_a$  pressão parcial de vapor no ar acima da superfície da água ou solo saturado (mm Hg)

Entretanto, a **Equação 2.27** encontra alguns obstáculos para sua aplicação direta em condições de campo, como dificuldades para a determinação de uma função de turbulência empírica  $f(u)$  e dificuldades associadas à avaliação na temperatura da superfície e às pressões parciais de vapor (Granger, 1989, citado por Wilson *et al.*, 1994). Desse modo, a **Equação 2.27** geralmente não é aplicada diretamente na sua forma elementar, mas serve como base para o método de Penman (1948), amplamente utilizado e que será adiante apresentado (Wilson *et al.*, 1994).

A determinação da taxa de evapotranspiração do solo tem sido motivo de grande interesse para agricultores e hidrólogos ao longo do tempo (Penman, 1963, citado por Blight, 1997). Desde então muitos métodos baseados no conceito de evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ) têm sido desenvolvidos e propostos. Entre eles, pode-se citar os métodos de Blaney e Criddle (1950), Thornthwaite (1948 e 1954), e Penman (1948, 1952, 1956 e 1963) (Blight, 1997). Wilson *et al.* (1994) citam também o método de Priestley e Taylor (1972).

Esses métodos assumem a premissa de que não há restrição de água e que o solo encontra-se saturado (Wilson *et al.*, 1994) e foram desenvolvidos para áreas irrigadas e para climas com um balanço hídrico atmosférico anual positivo, onde a evapotranspiração real ( $ET_R$ ) encontra-se geralmente próxima à evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) (Blight, 1997). Entretanto, para as zonas áridas, semiáridas e áreas não irrigadas, a disponibilidade de água pode limitar a evapotranspiração, fazendo com que a evapotranspiração real ( $ET_R$ ) seja bem inferior à potencial ( $ET_P$ ), uma vez que à medida que a sucção do solo aumenta, quantidades crescentes de energia são necessárias para retirar água do solo para a atmosfera (Blight, 1997). Por esse motivo, esses métodos frequentemente superestimam a taxa de evapotranspiração real ( $ET_R$ ), que na prática é limitada pela disponibilidade de água (condição de solo não saturado) (Wilson *et al.*, 1994).

#### *Método de Thornthwaite (1948, 1954)*

Thornthwaite (1948, 1954) propôs uma equação empírica e tabelas relacionando a evapotranspiração real com a evapotranspiração potencial e a umidade do solo. Grande parte do trabalho de Thornthwaite foi realizado numa região úmida no nordeste da América do Norte, portanto, o método, segundo Blight (1997), pode não ser adequado para a extrapolação para outras região de clima árido. Thornthwaite propôs a seguinte equação para o cálculo da evaporação potencial ( $E_m$ ) (Thornthwaite, 1948):

$$E_m = 1,6 \left( \frac{10T_m}{\sum i_1} \right)^{a_1} \quad (2.28)$$

onde:

$E_m$  evaporação potencial mensal (cm)

$T_m$  temperatura média mensal (°C)

$i_1$  índice mensal de calor fornecido pela relação:  $i_1 = (T_m/5)^{1,514}$

$a_1$  índice de ajuste dado pela relação:  $a_1 = 6,75 \times 10^{-7} (\sum i_1)^3 - 7,71 \times 10^{-5} (\sum i_1)^2 + 0,01792 (\sum i_1) + 0,49239$ , onde  $\sum i_1$  equivale à soma dos 12 índices mensais do ano.

O método de Thornthwaite foi bastante utilizado durante muito tempo, simplesmente por não requerer dados meteorológicos sofisticados (apenas temperatura do ar). De acordo com Sattler (1989), citado por Wilson *et al.* (1991), embora com algumas limitações, o método mostrou-

se satisfatório em determinadas condições. Thornthwaite reconheceu as limitações de sua equação e a falta de entendimento sobre o porquê, para uma dada temperatura, a evaporação potencial não era a mesma em todos os lugares. “Pela sua simplicidade, a equação de Thornthwaite foi bastante utilizada em todos os lugares, em geral, subestimando a taxa de evaporação em regiões áridas” (Jensen, 2010). De acordo com Camargo e Camargo (2000), em climas úmidos o modelo de Thornthwaite funciona adequadamente. Por outro lado, em climas muito secos o método subestima bastante a evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ) por não considerar a “energia advectiva<sup>7</sup> recebida de áreas secas distantes”. Entretanto, o modelo de Thornthwaite pode ser ajustado para melhor estimar a  $ET_p$  em condições de clima seco e também de clima superúmido, “a partir do emprego de uma temperatura média ajustada em função da amplitude térmica diária”.

#### *Método de Blaney e Criddle (1945, 1950, 1952)*

Blaney-Criddle (método B-C) foi o método empírico mais conhecido e utilizado nos EUA nas décadas de 1950 e 1960 para estimativa da evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ). O procedimento inicialmente foi proposto por Blaney e Morin em 1942 (Blaney e Morin, 1942) e depois modificado por Blaney e Criddle (1945, 1950, 1952). Originalmente o método era utilizado para estimativa de água para uso consuntivo<sup>8</sup> (*consumptive use*) e ainda hoje é utilizado em alguns estados americanos, uma vez que registros históricos acerca do uso da água, como os direitos de uso da água, foram elaborados com base nele (Jensen, 2010). A equação proposta é a seguinte:

$$ET_p = (0,457T + 8,13).p.24 \quad (2.29)$$

onde:

$ET_p$  evapotranspiração potencial (mm/mês)

$T$  temperatura média mensal do ar ( $^{\circ}\text{C}$ )

$p$  porcentagem diária de horas de luz

---

<sup>7</sup> **advecção:** em meteorologia, advecção refere-se ao transporte para outras regiões de algumas propriedades da atmosfera como calor, umidade ou salinidade. A advecção é um fenômeno importante para a formação de nuvens orográficas (quando uma certa massa de ar é forçada a deslocar-se para cima acompanhando o relevo do terreno) e para a precipitação de água a partir de nuvens como parte do ciclo hidrológico.

<sup>8</sup> **uso consuntivo:** água para uso consuntivo é a água retirada de fontes naturais e que não retorna ao local de onde foi extraída, como por exemplo, água para indústria, agricultura, preparação de alimentos, que não retorna para os rios ou sistema de tratamento de água.

A **Tabela 2.2** mostra as porcentagens médias mensais de horas de luz ( $p$ ) para diferentes latitudes. Infelizmente, Blaney e Criddle não utilizaram a radiação solar como um índice de energia solar, ao invés de percentual de horas diárias de luz. De acordo com Jensen (2010), “*tabelas de horas de luz do dia elaborados por Marvin (1905) não consideram adequadamente os efeitos do ângulo de incidência solar, especialmente nas altas latitudes*”.

**Tabela 2.2:** Porcentagens médias mensais de horas de luz para diferentes latitudes (Doorenbos e Pruitt, 1975).

Latitude	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0 S	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,277	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
05 S	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28
10 S	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29
15 S	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29
20 S	0,30	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30
25 S	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,24	0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31
30 S	0,31	0,30	0,28	0,26	0,24	0,23	0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32
35 S	0,32	0,30	0,28	0,25	0,23	0,22	0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32
40 S	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21	0,22	0,24	0,27	0,30	0,32	0,34
46 S	0,34	0,32	0,28	0,24	0,21	0,20	0,20	0,23	0,27	0,30	0,34	0,35
50 S	0,35	0,32	0,28	0,24	0,20	0,18	0,19	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36

#### *Método de Turc (1954, 1955)*

O método de Turc (1954, 1955) foi um dos primeiros métodos de estimativa de evaporação a levar em consideração um suprimento limitado de água. Turc introduziu um termo para precipitação ( $P$ ) em sua equação empírica para a evaporação ( $E$ ). A equação de Turc é a seguinte (Blight, 1997):

$$E_m = \frac{P_m}{0,9 + (P_m/L)^2} \quad (2.30)$$

onde:

$E_m$  evaporação potencial mensal (mm)

$P_m$  precipitação média mensal (mm)

$L$  parâmetro de temperatura, fornecido pela relação:  $L = 300 + 25T_m + 0,05T_m^3$

$T_m$  temperatura média mensal (°C)

No entanto, do mesmo modo que o método de Thornthwaite, o método de Turc foi desenvolvido para as condições climáticas úmidas, o que dificulta sua extrapolação para outras regiões de clima seco e áreas não irrigadas. A evaporação é expressa unicamente como uma fração da precipitação, conseqüentemente, a **Equação 2.30** retorna um valor de evaporação igual à zero em períodos de seca, “*o que não é correto*” (Blight, 1997).

#### *Método de Penman (1948)*

H. L. Penman publicou seus primeiros trabalhos sobre evaporação natural na década de 1940, tendo como fundamento inicial a abordagem empírica proposta por John Dalton no século XIX (**Equação 2.27**). No início da década de 1950 adotou a expressão evaporação potencial ( $E_P$ ), a qual considerava mais apropriada que evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) (Camargo e Camargo, 2000).

De acordo com Penman, dois requisitos devem ser atendidos para permitir um processo de evaporação contínuo. Deve haver um suprimento de energia para garantir o calor latente de vaporização ( $L_v$ ) e deve haver algum mecanismo para a remoção do vapor, isto é, deve haver um dissipador de vapor (*a sink for vapour*) (Penman, 1948). Em seu trabalho de 1948, intitulado “*Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass*” (Evaporação Natural a partir da Superfície da Água, Solo Nú e Grama), Penman propôs um método relativamente simples, baseado na velocidade do vento, para a determinação da função de turbulência  $f(u)$  (Wilson *et al.*, 1994), além de combinar a abordagem de pressão parcial de vapor de Dalton (*sink strength*) com o conceito de balanço de energia (*energy balance*), que envolve a quantificação das trocas de massa e energia (calor) entre o solo e a atmosfera.

Penman (1948) incorporou variáveis comumente coletadas por estações meteorológicas (umidade relativa do ar, temperatura do ar, velocidade do vento e radiação solar) e propôs a seguinte equação para estimar a evaporação potencial ( $E_P$ ) (Fredlund *et al.*, 2010):

$$E_P = \frac{\Delta R_n + \eta E_a}{\Delta + \eta} \quad (2.31)$$

onde:

$E_P$  evaporação potencial (mm/dia)

- $\Delta$  inclinação da curva pressão de vapor saturado versus temperatura, na temperatura média do ar (kPa/°C)
- $R_n$  radiação solar líquida que atinge a superfície da água (ou o solo saturado) (mm/dia)
- $\eta$  constante psicrométrica<sup>9</sup> (Pa/°C)
- $E_a$  evaporatividade do ar (mm/dia), fornecido pela seguinte equação:

$$E_a = f(u)(P_{vsa} - P_a) = 2,625(1 + 0,146u)(P_{vsa} - P_a) \quad (2.32)$$

sendo:

- $P_{vsa}$  pressão parcial de vapor saturado na superfície de evaporação (kPa)
- $P_a$  pressão parcial de vapor no ar acima da superfície da água ou solo saturado (kPa)
- $u$  velocidade do vento (km/h)

Segundo Fredlund *et al.* (2010), merecem atenção os dois termos no numerador da **Equação 2.31**. O primeiro termo, envolvendo a radiação solar líquida ( $R_n$ ), caracteriza o poder do sol para evaporar a água. “*A radiação solar líquida ( $R_n$ ) quantifica o efeito líquido de radiação de onda curta e longa proveniente do sol, a refletância da superfície (solo albedo) e sua temperatura*”.

O segundo termo envolve o “poder de secagem do ar” (*drying power of the air*). Nesse caso, Fredlund *et al.* (2010) ressaltam que na equação de Penman, o gradiente de pressão de vapor entre a superfície da água e o ar acima da água é o principal mecanismo motivador da evaporação. “*A pressão de vapor no ar acima da água ( $P_a$ ) e pressão de vapor saturado na superfície da água ( $P_{vsa}$ ) são as variáveis dominantes na evaporação*”.

Segundo Blight (1997), deve-se à Penman (1948) a abordagem mais racional para o cálculo da evaporação potencial ( $E_P$ ), “*produzindo uma equação semi-racional com base no balanço de energia na superfície do solo*”. Entretanto, como o método de Penman assume que a superfície do solo permanece saturada todo o tempo (Wilson *et al.*, 1994), o método seria mais adequado para grandes superfícies de água como lagos por exemplo (*evaporation from open water*) (Wilson *et al.* (1991). Por outro lado, em abordagens subsequentes, Penman estendeu seu método para “*superfícies de solo limpo e gramadas*” (Wilson *et al.*, 1991).

<sup>9</sup> **constante psicrométrica:** constante que relaciona a pressão parcial de vapor no ar ( $P_a$ ) com a temperatura.  $P_a = P_{vs} - \eta P(T_s - T_u)$ , onde  $T_s$  é a temperatura do termômetro de bulbo seco e  $T_u$  é a temperatura do termômetro de bulbo úmido (Miranda *et al.*, 2006).

De acordo com Camargo e Camargo (2000) “*para obter a transpiração potencial em superfície gramada, Penman propôs um fator de redução, variável de 0,6 a 0,8 ao longo do ano e de região para região*” e posteriormente propõe uma adaptação de sua equação para obter diretamente a transpiração potencial em gramado (Penman, 1952, citado por Camargo e Camargo, 2000).

#### *Método de Priestley e Taylor (1972)*

Priestley e Taylor (1972) propuseram um método para estimativa de evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) baseado na combinação do fluxo de calor latente ( $LE$ ) e fluxo de calor sensível ( $H$ ). Entre outras palavras, neste caso a evapotranspiração é calculada com base unicamente na troca de energia disponível (Wilson *et al.*, 1991). A equação de Priestley e Taylor (1972) é dada a seguir:

$$ET_P = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \eta} (Q_{LE} + Q_H) \quad (2.33)$$

onde:

$ET_P$  evapotranspiração potencial (mm/dia)

$\alpha$  constante empírica

$\Delta$  inclinação da curva pressão de vapor saturado versus temperatura, na temperatura média do ar

$\eta$  constante psicrométrica

$Q_{LE}$  fluxo de calor latente (mm/dia)

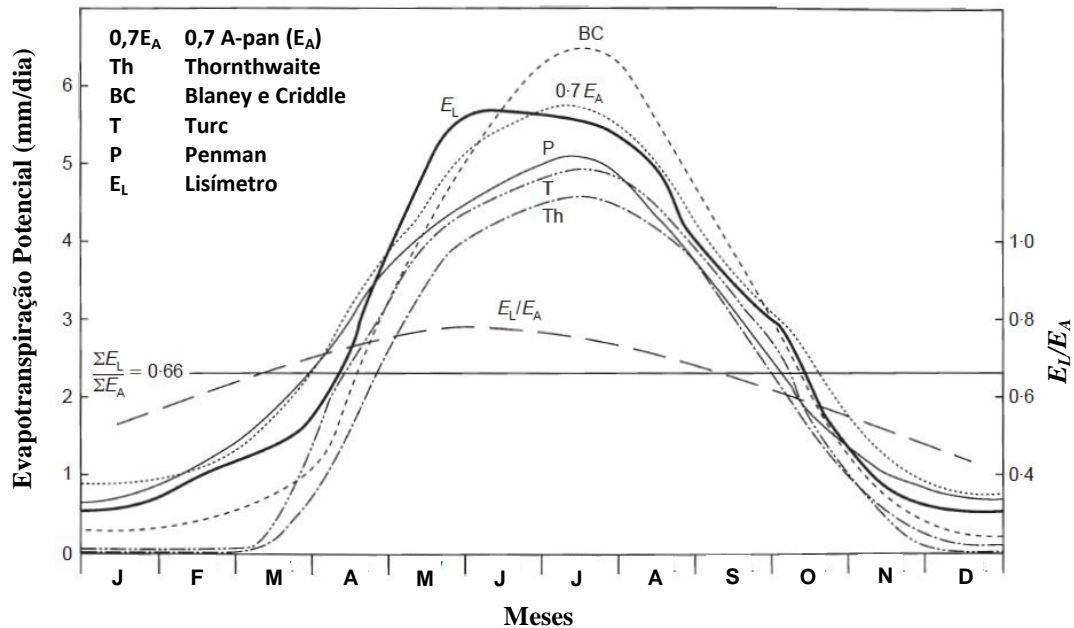
$Q_H$  fluxo de calor sensível para o ar (mm/dia)

De acordo com Rosemberg *et al.* (1983), citados por Wilson *et al.* (1991), a equação de Priestley e Taylor “*é capaz de fornecer estimativas razoáveis para estimar a evaporação em regiões úmidas, entretanto ainda não foi amplamente testada em regiões de clima árido*”.

#### *Comparativo entre métodos*

De acordo com Blight (1997) a melhor comparação entre diferentes equações para estimativa de evapotranspiração é de Schulz (1974), que comparou os resultados de evapotranspiração

potencial calculados com base nas equações de Blaney e Criddle (1950), Penman (1956), Thornthwaite (1954) e Turc (1955). A **Figura 2.16** mostra a comparação entre os métodos citados e entre medições com tanque classe A<sup>10</sup> (*A-Pan*) e por meio de lisímetro.



**Figura 2.16:** Comparativo entre taxas de evaporação calculadas a partir de diferentes métodos, incluindo medição por meio de tanque classe A (A-pan) e lisímetro (Schulz, 1974, adaptado de Blight, 1997)

As curvas apresentadas na **Figura 2.16** são representativas apenas para as regiões localizadas no hemisfério norte, onde a maior incidência solar ocorre durante os meses de abril a setembro, ao contrário do que ocorre no hemisfério sul onde o período de maior insolação ocorre entre os meses de outubro a março. A curva  $0,7E_A$  representa a relação entre a evaporação medida pelo equipamento “tanque classe A” ( $E_A$ ) e a evaporação potencial ( $E_P$ ). “Penman (1956) encontrou proporções  $E_P/E_A$  variando de 0,8 no verão, para 0,6 no inverno, com 0,7 para os meses de equinócio (dias e noites com mesma duração) na Europa ocidental” (Blight, 1997).

<sup>10</sup> **tanque classe A:** equipamento utilizado geralmente para medir a evaporação de reservatórios. Trata-se de um recipiente metálico (aço ou ferro galvanizado) que tem forma circular com um diâmetro de 121 cm e profundidade de 25,5 cm. Deve ser pintado na cor alumínio e instalado numa plataforma de madeira a 15 cm da superfície do solo. Deve permanecer com água variando entre 5,0 e 7,5 cm da borda superior. A medição de evaporação no “tanque classe A” é realizada diariamente diretamente por meio de uma régua, ou ponta linimétrica, instalada dentro do tanque, sendo compensados os valores da precipitação do dia. Em geral o Tanque Classe A é instalado em estações meteorológicas em conjunto com um pluviômetro.

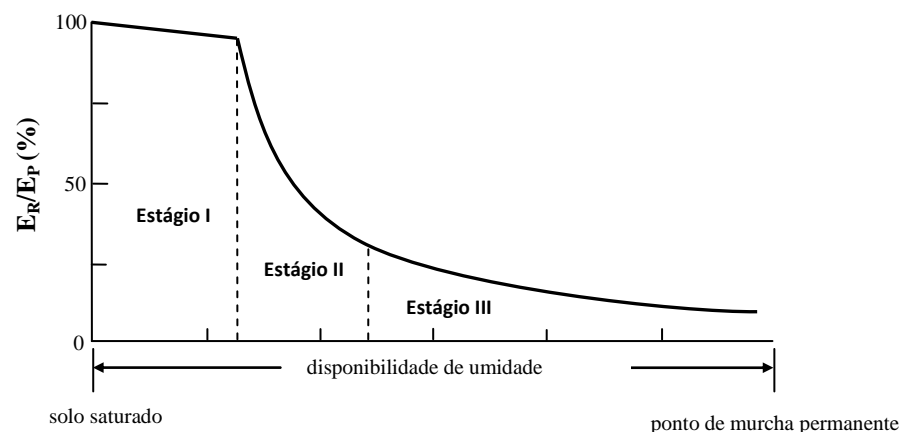


### 2.5.4 Evapotranspiração real ( $ET_R$ )

Todos os métodos de estimativa de evapotranspiração até então apresentados nas seções anteriores fornecem uma estimativa da evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) ou a máxima taxa de evaporação possível. Como já comentado anteriormente, nesses métodos “*considera-se um suprimento ilimitado de água*”. No entanto, a taxa real de evapotranspiração ( $ET_R$ ) decresce à medida que o solo torna-se não saturado (Wilson *et al.*, 1991).

De acordo com Camargo e Camargo (2000), quando a disponibilidade de água não é um fator limitante, a evapotranspiração potencial ( $ET_P$ ) depende apenas do suprimento de energia solar. Caso contrário a taxa de evaporação será reduzida, deixando de ser potencial e passando à evaporação real. “*A evapotranspiração real torna-se um caso particular da evapotranspiração, não se constituindo em um elemento meteorológico*”.

A **Figura 2.17** apresenta uma curva típica de evaporação baseada no conceito de evaporação potencial ( $E_P$ ) e evaporação real do solo ( $E_R$ ). A forma dessa curva é controlada pelas condições climáticas e pelas propriedades do solo (Wilson *et al.*, 1994), sendo bem conhecida e já tendo sido discutida por vários autores, incluindo Hillel (1980), Wilson *et al.* (1991 e 1994), Blight (1997) e Fredlund (2005).

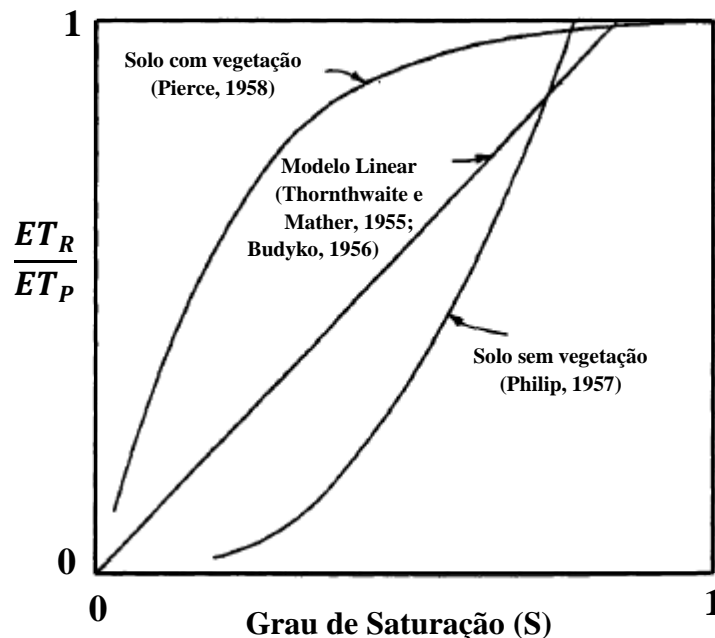


**Figura 2.17:** Curva “típica” de evaporação do solo (adaptado de Wilson *et al.*, 1994)

Observa-se que a máxima taxa de evaporação ocorrerá quando a superfície do solo está saturada, sendo reduzida acentuadamente à medida que a superfície do solo torna-se não saturada. Basicamente, a curva de evaporação do solo (desde a condição de saturação do solo

até o ponto de murcha ou *wilting point*<sup>11</sup>) pode ser dividida em 03 grandes estágios. O **Estágio I** de secagem representa a taxa máxima de evaporação que pode ocorrer quando a superfície do solo está saturada ou próxima à saturação e será determinada pelas condições climáticas. Nesse estágio a taxa de evaporação real do solo encontra-se próxima da taxa de evaporação potencial ( $E_R/E_P = 100\%$ ). O **Estágio II** inicia quando o solo torna-se não saturado e a condutividade hidráulica não mais permite um fluxo de água para a superfície de modo a manter a máxima taxa de evaporação. Durante esse estágio o solo continua a ressecar, perdendo umidade acentuadamente até atingir um valor residual que define o início do estágio seguinte. No **Estágio III** o solo encontra-se suficientemente não saturado de modo que a fase líquida torna-se completamente descontínua e o fluxo de água líquida para a superfície é interrompido. Nessa situação as moléculas de água só alcançam a superfície por difusão de vapor (Wilson *et al.*, 1994).

Como comentado, a taxa de evaporação real ( $E_R$ ) a partir da superfície varia com o grau de saturação do solo ( $S$ ). A **Figura 2.18** mostra a “eficiência” da taxa de evaporação real do solo com a variação do grau de saturação para diferentes tipos de superfície.



**Figura 2.18:** Eficiência da taxa de evapotranspiração real ( $ET_R$ ) como função do grau de saturação do solo, para diferentes tipos de superfície (adaptado de Entekhabi *et al.*, 1992)

<sup>11</sup> **ponto de murcha ou wilting point:** é definido como a menor umidade do solo necessária para uma planta não murchar. Se a umidade atingir este ponto ou inferior, a planta murchará e não será capaz de recuperar a sua turgidez novamente, quando colocada num ambiente saturado durante 12 horas. A definição física para o ponto de murcha (simbolicamente expressa como  $\theta_{wp}$ ) é definida como o teor de água equivalente a -1500 J/Kg (ou -15 bar) de sucção (carga hidráulica negativa).

A primeira curva apresentada na **Figura 2.18** representa um solo completamente “coberto por vegetação”. A curva do meio representa um “modelo linear” e a outra representa um solo “sem vegetação” (solo nú). De acordo com Entekhabi *et al.* (1992), a “eficiência” do processo de evaporação pode ser representada pela relação entre a taxa de evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ) e a taxa evapotranspiração real ( $ET_R$ ), tal que:

$$\frac{ET_R(S)}{ET_p} = S^c \quad (2.34)$$

onde:

$ET_R(S)$  evapotranspiração real função do grau de saturação

$ET_p$  evapotranspiração potencial

$S$  grau de saturação

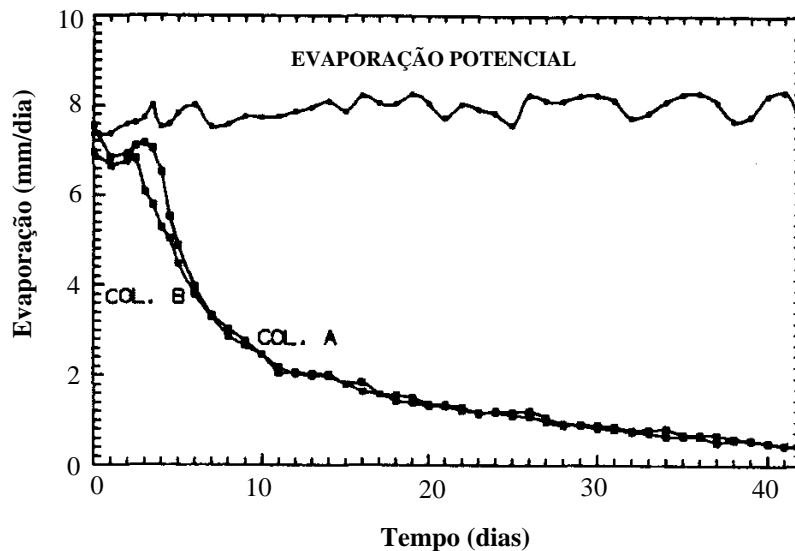
$c$  parâmetro da curva

Nas três curvas apresentadas na **Figura 2.18** verifica-se que quanto maior o grau de saturação do solo ( $S$ ), mais próximo está a evapotranspiração real da evapotranspiração potencial e percebe-se, a partir da **Equação 2.34**, que essa relação será linear quando o parâmetro  $c$  for igual a 1.

Wilson *et al.* (1991) apresentam os resultados de um teste de coluna de evaporação conduzido por Wilson (1990). Os resultados são mostrados na **Figura 2.19**. Observa-se que o padrão da curva de evaporação real é similar à curva da **Figura 2.17**. Percebe-se que as taxas de evaporação real ( $E_R$ ) nas duas colunas de controle (COL. A e COL. B) são praticamente iguais à taxa de evaporação potencial ( $E_p$ ) nos primeiros 04 dias do experimento, quando começam a declinar rapidamente a partir do quinto dia.

Os métodos de estimativa da taxa de evaporação começaram a mudar na década de 1960, passando de métodos baseados em ‘temperatura média’ para métodos baseados também em “radiação solar” (Jensen, 2010). Ao longo do tempo, o método fornecido por Penman (1948) para estimar a taxa de evaporação potencial foi modificado uma série de vezes para aplicação em situações de restrição hídrica. De um modo geral esses “*métodos de Penman estendidos*” incorporaram termos para reduzir a taxa de evaporação e a evaporação potencial do solo (Wilson *et al.*, 1994). Entre essas modificações podem ser citados os métodos de Kimberly-

Penman (Wright, 1982), CIMIS-Penman (Pruitt e Doorembos, 1977a) e Hargreaves *et al.* (1985) (ASCE-EWRI, 2005), além dos métodos de Montheith (1965), Shuttleworth e Wallace (1985), Choudhury e Monteith (1988) e Wilson (1990, 1994) (Wilson *et al.*, 1994).



**Figura 2.19:** Evaporação potencial ( $E_p$ ) e evaporação real ( $E_R$ ) (adaptado de Wilson *et al.*, 1991)

#### Equação de Wilson (1990)

A partir de estudos realizados com o objetivo de verificar os fundamentos físicos envolvidos no processo de evaporação (Fredlund *et al.*, 2010), Wilson (1990) propôs uma extensão no método de Penman (1948) para calcular a evaporação real ( $E_R$ ) a partir da introdução no denominador da equação, de um termo ( $A'$ ) equivalente ao inverso da umidade relativa do ar, com o objetivo de reduzir a taxa de evaporação à medida que o solo torna-se não saturado (Wilson *et al.*, 1994). A equação proposta por Wilson (1990) é apresentada a seguir:

$$E_R = \frac{\Delta R_n + \eta E_a}{\Delta + \eta A'} \quad (2.35)$$

onde:

$E_R$  evaporação real (mm/dia)

$\Delta$  inclinação da curva pressão de vapor saturado versus temperatura, na temperatura média do ar (kPa/°C)

$R_n$  radiação solar líquida que atinge a superfície da água (ou do solo saturado) (mm/dia)

$\eta$  constante psicrométrica (Pa/°C)

- $E_a$       evaporatividade do ar (mm/dia)  
 $A'$       inverso da umidade relativa do ar

Observa-se que a equação de Wilson (**Equação 2.35**) retorna à formulação original de Penman (**Equação 2.31**) quando o solo encontra-se saturado ( $A' = 1$ , para umidade relativa do ar igual a 100%) (Wilson *et al.*, 1994).

*Função limitadora de Wilson et al.(1997)*

Wilson *et al.* (1997) propuseram uma equação para calcular a taxa de evaporação real ( $E_R$ ) em função da evaporação potencial ( $E_P$ ). A equação representa uma função entre 0 e 1 que depende da pressão de vapor na temperatura do solo. A equação proposta é dada a seguir (Fredlund *et al.*, 2010):

$$E_R = E_P \frac{u_v - u_v^{ar}}{u_{v0} - u_v^{ar}} \quad (2.36)$$

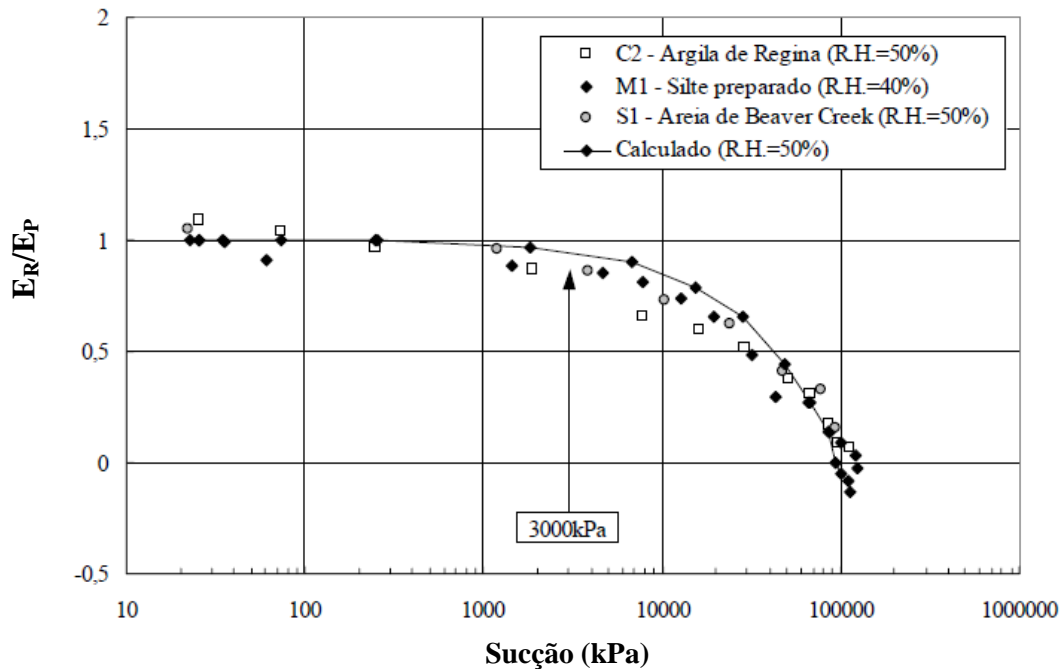
onde:

- $E_R$       evaporação real  
 $E_P$       evaporação potencial  
 $u_v$       pressão real de vapor na superfície do solo  
 $u_{v0}$       pressão parcial de vapor saturado na superfície do solo  
 $u_v^{ar}$       pressão parcial de vapor no ar acima da superfície do solo

A partir de sua formulação, Wilson *et al.* (1997) mostraram que na verdade “*é a sucção na superfície do solo quem primeiramente controla a taxa de evaporação real (maior sucção implica em mais energia necessária para retirar as moléculas de água do solo), tornando secundária a característica do solo na superfície*” (Fredlund *et al.*, 2010). Por outro lado, Oliveira (2003) observa que a variação da sucção com o tempo depende da curva de retenção solo-água, que está diretamente relacionada à granulometria e mineralogia do solo.

A **Figura 2.20** mostra a variação da taxa de evaporação real com a variação da sucção. Percebe-se claramente que à medida que o solo torna-se cada vez mais “não saturado” (maiores sucções) a taxa de evaporação real, a partir de um valor de sucção em torno de

3.000kPa, é reduzida acentuadamente para os diversos tipos de solo. Por outro lado, é importante comentar também que altas taxas iniciais de evaporação podem resultar, para alguns tipos de solo, na formação de uma “crosta” superficial no solo, selando-o e reduzindo bruscamente a taxa de evaporação.



**Figura 2.20:** Influência da sucção na taxa de evaporação ( $E_R$ )  
(Wilson *et al.*, 1997, adaptado de Oliveira, 2003)

### 2.5.5 Abordagem de balanço de energia solar

Segundo Blight (2011), a abordagem de balanço de energia solar e as equações baseadas nele foram propostas e desenvolvidas pioneiramente por Bowen (1926), Penman (1963) e Monteith (1980) e constituem-se na forma mais amplamente aceita para a medição da evaporação a partir da superfície do solo. A abordagem de balanço de energia considera que o processo de evaporação é primariamente um processo de consumo de energia. Isso significa que uma determinada quantidade de energia deve ser fornecida ao sistema para garantir o calor latente de vaporização ( $L_v$ ) necessário para evaporar a água da superfície do solo. “Uma vez que a quantidade de energia consumida durante o processo de evaporação pode ser calculada, conseqüentemente a massa de água evaporada pode ser deduzida” (Blight, 1997).

É sabido que nem toda energia irradiada pelo sol atinge a superfície da terrestre. Ao passar pela atmosfera essa energia é reduzida, sendo parte absorvida pela atmosfera (nuvens, vapor d'água, poeira e O<sub>3</sub>), parte refletida pelas nuvens e outra dispersa de volta pelo ar (Oliveira, 2003). Dos 50% da energia que chegará aproximadamente até o solo, uma parcela será refletida pela superfície terrestre de volta para o espaço. Os remanescentes 40,0-47,5% representam a energia solar líquida ( $R_n$ ) que efetivamente é absorvida pelo solo (Blight, 2011). A radiação solar líquida ( $R_n$ ) na superfície do solo pode ser estimada a partir da radiação solar incidente ( $R_{si}$ ) e da radiação emitida pela superfície do solo e pela atmosfera, tal que (Cui *et al.*, 2010):

$$R_n = (1 - a)R_{si} - \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (2.37)$$

onde:

$R_n$	radiação solar líquida (W/m <sup>2</sup> )
$a$	parâmetro Albedo
$R_{si}$	radiação solar incidente (W/m <sup>2</sup> )
$\varepsilon_s$	emissividade <sup>12</sup> da superfície do solo
$\varepsilon_a$	emissividade do ar
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann (5,67 x 10 <sup>-8</sup> W/m <sup>2</sup> K <sup>4</sup> )
$T_s$	temperatura da superfície do solo (K)
$T_a$	temperatura do ar na altura $z_a$ (K)

O Balanço de Energia solo-atmosfera, representado na **Figura 2.21**, pode ser expresso pela seguinte equação (Tanner, 1960; Blight, 1997).

$$R_n = G + H + LE \quad (2.38)$$

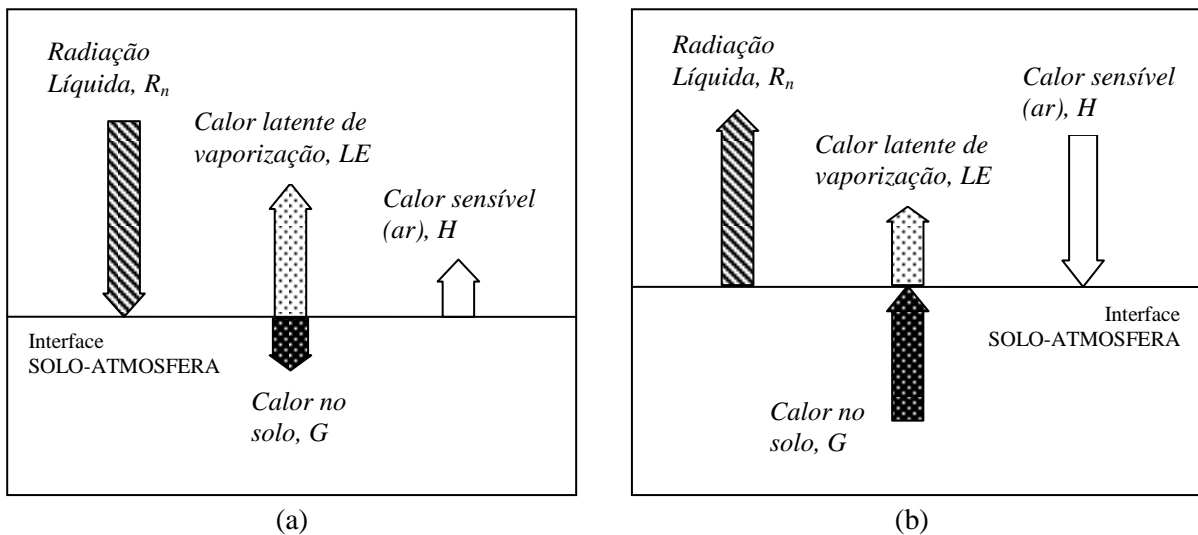
onde:

$R_n$	radiação solar líquida que atinge a superfície do solo (W/m <sup>2</sup> )
$G$	fluxo de calor no solo, equivalente à energia consumida para aquecer o solo na superfície (W/m <sup>2</sup> )

<sup>12</sup> **emissividade** A emissividade representa a maior ou menor tendência que determinado corpo tem em emitir radiação. O poder de emissividade está associado à natureza do corpo, à área exposta e à temperatura absoluta a que se encontra.

- H* fluxo de calor sensível para o ar, responsável apenas pela variação da temperatura do corpo (positivo quando a energia é usada para aquecer o ar, negativo quando o ar é resfriado) ( $W/m^2$ ).
- LE* fluxo de calor latente, provoca algum tipo de alteração na estrutura física do corpo, sendo igual a quantidade de calor que a substância troca por unidade de massa durante a mudança de estado físico (positivo para evaporação, negativo para condensação) ( $W/m^2$ )

A energia solar consumida pela fotossíntese das plantas (em geral inferior a 2% de radiação solar líquida  $R_n$ ) e a energia do vento não foram consideradas nessa proposição (Blight, 2011).



**Figura 2.21:** Componentes do balanço de energia na superfície do solo: (a) trocas de energia durante o dia; (b) trocas de energia durante a noite (adaptado de Blight, 1997)

Segundo Penam (1963) (citados por Blight, 2009), a taxa de evaporação diária ( $E$ ) pode ser determinada através da quantificação dos componentes do balanço de energia do sistema solo-atmosfera. A equação de balanço de energia (**Equação 2.38**) pode ser reescrita evidenciando-se a parcela de fluxo de calor latente ( $LE$ ), que representa a parcela de energia consumida durante o processo de evaporação:

$$LE = R_n - (G + H) \tag{2.38-a}$$



A quantidade diária de calor latente ( $LE$ ), expressa em ( $J/m^2 \text{ dia}$ ), pode então ser utilizada para calcular a quantidade diária de água evaporada, dividindo-se o fluxo de calor latente ( $LE$ ) pelo calor latente de vaporização da água ( $L_v$ ) expresso em ( $J/kg$ ) (Blight, 2011):

$$E = \frac{LE}{L_v} = \frac{J/m^2 \text{ dia}}{J/kg} = kg/m^2 \text{ dia} \quad (2.39)$$

onde:

$E$  taxa de evaporação diária ( $kg/m^2 \cdot \text{dia}$ ), que equivale à  $mm$  de água/dia

$LE$  fluxo de calor latente ( $J/m^2 \cdot \text{dia}$ )

$L_v$  calor latente de vaporização da água ( $J/kg$ )

Na aplicação prática, estações meteorológicas automáticas (estações tipo Campbell) permitem a medição e a gravação de todos os parâmetros necessários para avaliação do balanço de energia solar. Os valores dos termos são obtidos a partir da integração das áreas sob as curvas de  $R_n$ ,  $G$  e  $LE$  versus tempo (Blight, 1997).

Bowen (1926) definiu a relação entre ( $H$ ) e ( $LE$ ), que ficou conhecida como taxa de Bowen (Cui e Zornberg, 2008):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.40)$$

onde:

$\beta$  taxa de Bowen

$H$  fluxo de calor sensível para o ar ( $W/m^2$ )

$LE$  fluxo de calor latente ( $W/m^2$ )

Assim, a **Equação 2.38-a** pode ser reescrita como:

$$LE = R_n - (G + \beta LE) = \frac{R_n + G}{1 + \beta} \quad (2.41)$$

onde:

$LE$  fluxo de calor latente, provoca algum tipo de alteração na estrutura física do corpo, sendo igual a quantidade de calor que a substância troca por unidade de massa durante a mudança de estado físico ( $W/m^2$ )

$R_n$  radiação solar líquida que atinge a superfície do solo ( $W/m^2$ )

$G$  fluxo de calor no solo ( $W/m^2$ )

$\beta$  taxa de Bowen

*Método de Choudhury et al. (1986) e Método de Xu e Qiu (1997)*

Gao (2006) desenvolveu um modelo numérico computacional que utiliza o método estimado de energia proposto por Choudhury *et al.* (1986) e o método proposto por Xu e Qiu (1997) para determinar o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo de calor latente ( $LE$ ). De acordo com esses métodos  $H$  e  $LE$  podem ser calculados respectivamente pelas seguintes equações:

$$H = \frac{\rho_a C_{pa} (T_s - T_a)}{r_a} \quad (2.42)$$

onde:

$H$  fluxo de calor sensível para o ar ( $W/m^2$ ).

$\rho_a$  densidade do ar ( $kg/m^3$ )

$C_{pa}$  calor específico do ar ( $1,013 \times 10^3 J/(kg.K)$ )

$T_s$  temperatura da superfície do solo (K)

$T_a$  temperatura do ar na altura  $z_a$  (K)

$r_a$  resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)

e

$$LE = \frac{L_v M_w (p_{vz0} - p_{vza})}{R T r_a} \quad (2.43)$$

onde:

$LE$  fluxo de calor latente ( $W/m^2$ )

$L_v$  calor latente de vaporização da água ( $J/kg$ ) ( $L_v = 4,186 \times 10^3 (607 - 0,7T)$ );  $T$  ( $^{\circ}C$ )

$M_w$	massa molecular da água ( $M_w = 0,018\text{kg/mol}$ )
$p_{vz0}$	pressão do vapor na superfície do solo (Pa)
$p_{vza}$	pressão de vapor numa altura de referência $z_a$ (Pa)
$R$	constante universal dos gases ( $R = 8,314 \text{ J/mol.K}$ )
$T$	temperatura média, sendo ( $T \approx (T_a + T_s)/2$ ); T (°C)
$r_a$	resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)

Uma vez conhecidos os termos  $R_n$ ,  $H$  e  $LE$ , a energia consumida para aquecer o solo na superfície ( $G$ ) será calculada portanto a partir da equação de balanço de energia ( $G = R_n - H - LE$ ) (Gao, 2006).

As **Equações 2.42** e **2.43** foram utilizadas no modelo numérico adotado neste trabalho que será apresentado do Capítulo 3, e consideram a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) como função da velocidade do ar ( $u_a$ ) e do gradiente de temperatura solo-atmosfera ( $T_s - T_a$ ) ou pressão de vapor ( $p_{vz0} - p_{vza}$ ). No método proposto por **Choudhury et al. (1986)** a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) é calculada a partir da seguinte equação:

$$r_a = r_{a0} \frac{1}{(1 + Ri(T_s - T_a))^\eta} \quad (2.44)$$

onde:

$r_a$	resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)
$r_{a0}$	resistência aerodinâmica derivada do perfil logarítmico do vento
$R_i$	número de Richardson
$T_s$	temperatura da superfície do solo (K)
$T_a$	temperatura do ar na altura $z_a$ (K)
$\eta$	parâmetro igual a 0,75 numa condição instável ( $T_s > T_a$ ) e igual a 2,0 numa condição estável ( $T_s < T_a$ )

sendo:

$$Ri = \frac{5g(z_a - d)}{u_a^2 T_a} \quad (2.45)$$

e

$$r_{a0} = \frac{\left[ \ln\left(\frac{z_a - d}{z_0}\right) \right]^2}{k^2 u_a} \quad (2.46)$$

onde:

- $g$         aceleração da gravidade (m/s<sup>2</sup>)
- $z_0$         parâmetro de comprimento e transporte de calor sensível (m)
- $z_a$         medida de altura na velocidade do vento (m)
- $u_a$         umidade relativa do ar
- $d$          altura de deslocamento (m), sendo igual a 0 para solos descobertos
- $k$          constante assumida em geral igual a 0,41

No método proposto por **Xu e Qiu (1997)** e **Xu et al. (1999)** (Gao, 2006), a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) pode ser calculada a partir da equação proposta por:

$$r_a = \frac{1}{k u_*} \left[ \ln\left(\frac{z_a}{z_0}\right) - \psi_H\left(\frac{z_a}{L'}\right) + \psi_H\left(\frac{z_0}{L'}\right) \right] \quad (2.47)$$

onde:

- $r_a$         resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)
- $u_*$         velocidade de fricção<sup>13</sup> (m/s)
- $L'$         comprimento de Obukhov (m)
- $\psi_H$         função de estabilidade
- $Z_0$         comprimento de aspereza (m)
- $k$          constante assumida em geral igual a 0,41

O comprimento de Obukhov ( $L'$ ) é calculado como (Cui et al., 2010):

$$L' = - \left( \frac{\rho_a c_{pa} u_*^3 T_a}{kgH} \right) \quad (2.48)$$

Para o caso de estratificação instável ( $L' < 0$ ), a função de estabilidade  $\psi_H$  é dada como:

<sup>13</sup> **velocidade de fricção  $u_*$**  é calculada a partir de um perfil de vento logarítmico  $u_* = u_z k / \ln(z/z_0)$ , onde  $u_z$  (m/s) é a velocidade do vento medida na elevação  $z$  (m) (Cui et al., 2010).

$$\psi_H = 2 \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) \quad (2.49)$$

sendo:

$$x = \left( \frac{1-16z}{L'} \right)^{1/4} \quad (2.50)$$

Para o caso de estratificação estável ( $L' > 0$ ), a função de estabilidade  $\psi_H$  é definida pela **Equação 2.51**, sendo  $a = 1$ ;  $b = 0,667$ ;  $c = 5$  e  $d = 0,35$  (Xu e Qiu, 1997, citados por Cui *et al.*, 2010).

$$-\psi_H = \left( 1 + \frac{2az}{3L'} \right)^{3/2} + b \left( \frac{z}{L'} - \frac{c}{d} \right) \exp \left( -d \frac{z}{L'} \right) + \left( \frac{bc}{d} \right) - 1 \quad (2.51)$$

## 2.6 INFILTRAÇÃO (e *runoff*)

### 2.6.1 Aspectos gerais

A partir do conceito de balanço hídrico do solo, extraímos que do total de água precipitado que efetivamente chega à superfície do solo ( $P - Int$ ), uma parcela da água sofre evapotranspiração ( $ET$ ), outra parcela escoia superficialmente (*runoff*) e outra parcela refere-se à água precipitada que efetivamente “entra” no solo pelo processo de infiltração ( $I$ ). Assim, a infiltração pode ser conceituada como sendo “a entrada de água no solo através da interface solo-atmosfera” e o termo taxa de infiltração como sendo “a vazão de água que atravessa a unidade de área da superfície do solo” (**Equação 2.52**) (Panachuki, 2003). A infiltração da água no solo também pode ser entendida como “um processo dinâmico de penetração vertical da água através da superfície do solo”.

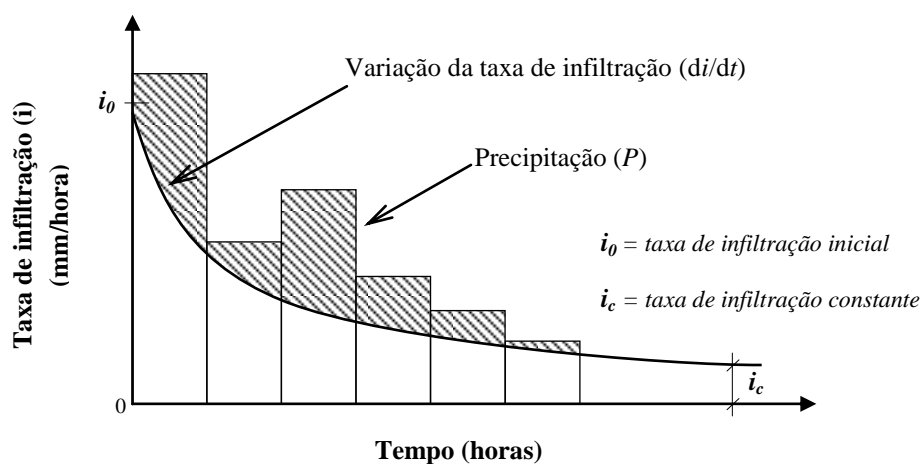
$$i = \frac{dI}{dt} \quad (2.52)$$

onde:

$i$  taxa de infiltração (mm/hora)

$I$  infiltração acumulada (mm)  
 $t$  tempo (horas)

A **Figura 2.22** apresenta o comportamento “genérico” da variação da taxa de infiltração do solo com o tempo. É sabido que durante o processo de infiltração, estando o solo inicialmente seco, a taxa de infiltração tende a decrescer com o tempo, atingindo um valor final constante ou estável (Libardi, 1995 e Bernardo, 1995, citados por Panachuki, 2003), também chamado de taxa de infiltração limite (*limiting infiltration rate*, Blight, 1997).



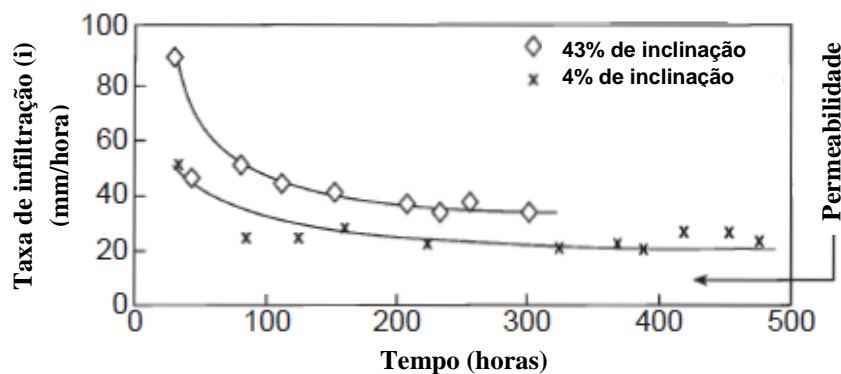
**Figura 2.22:** Comportamento genérico da variação da taxa de infiltração com o tempo

A área hachurada acima da curva mostrada na **Figura 2.22** representa o total de chuva não absorvido pelo solo e que será escoado superficialmente (*runoff*). Quando a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração da superfície do solo, o restante da água escoará sobre a superfície do solo. Um solo não saturado pode “aceitar água” a uma taxa que depende sobretudo da condutividade hidráulica e de sua capacidade de armazenamento, ou seja, é possível que a superfície do solo possa aceitar a água numa taxa superior à condutividade saturada ( $k_{sat}$ ) devido ao efeito de “armazenamento” (espaços vazios ainda não preenchidos pela água) (Fredlund *et al.*, 2010).

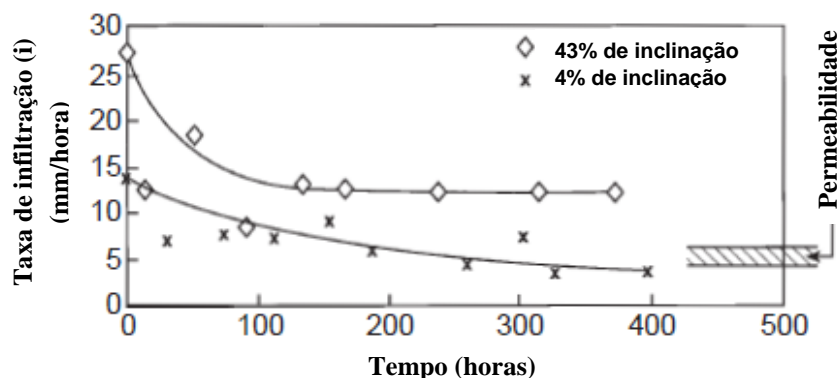
Entre os fatores que afetam a taxa de infiltração, podem ser destacados: **(a)** topografia (depressões acumulam água favorecendo a taxa infiltração, e declives acentuados favorecem o escoamento superficial, reduzindo a taxa de infiltração); **(b)** granulometria (solos mais finos, com menos espaço entre os grãos, tem a taxa de infiltração reduzida); **(c)** selamento

superficial (Reichert *et al.*, 1992 e Chaves *et al.*, 1993, citados por Panachuki, 2003); **(d)** umidade inicial (Araújo Filho e Ribeiro, 1996, citados por Panachuki, 2003), solos saturados podem ser considerados como praticamente “impermeáveis”. Blight (1997) destaca ainda: **(e)** a influência da cobertura vegetal; e **(f)** a intensidade da precipitação. A intensidade da chuva em uma tempestade, por exemplo, pode exceder a capacidade do solo de absorver água. Neste caso, o excedente de água não absorvido escorrerá sobre a superfície do solo no processo chamado *runoff* (Fredlund *et al.*, 2010).

A **Figura 2.23** apresenta os resultados de um experimento descrito por Blight (1997), utilizando-se infiltrômetros de duplo-anel<sup>14</sup>, que teve como objetivo verificar a influência da umidade inicial, estado de compactação e inclinação da superfície do solo (silte arenoso) na taxa de infiltração (*i*).



**Figura 2.23 (a):** Influência da umidade inicial, estado de compactação e inclinação da superfície do solo na taxa de infiltração. Solo nominalmente “seco” (adaptado de Blight, 1997)



**Figura 2.23 (b):** Influência da umidade inicial, estado de compactação e inclinação da superfície do solo na taxa de infiltração. Solo “pré-umedecido” (adaptado de Blight, 1997)

<sup>14</sup> **infiltrômetro de duplo-anel:** tipo de equipamento “simulador de chuva”, utilizado em experimentos para determinação de permeabilidade e taxa de infiltração do solo.

Na primeira situação (**Figura 2.23-a**) os solos estavam inicialmente “secos”. Percebe-se neste caso que no solo com inclinação de 4% (2,3°) (praticamente horizontal) a taxa de infiltração constante ( $i_c$ ) foi menor do que no solo com inclinação de 43% (23°). Segundo Blight (1997) a razão para isto é que o solo com maior inclinação estava menos compactado que o solo na horizontal, portanto mais propício a “aceitar” água mais rapidamente. Verifica-se também que taxa de infiltração constante média entre os dois solos ficou em torno de 30 mm/hora após 300 horas de experimento. Na segunda situação (**Figura 2.23-b**) os solos estavam “pré-umedecidos”. Também neste caso verifica-se que após 300 horas, o solo com inclinação de 4% atingiu uma taxa de infiltração menor do que o solo com inclinação de 43%. Entretanto ressalta-se que taxa de infiltração média entre os dois solos ficou em torno de 10 mm/hora após 300 horas de experimento, bem inferior os solos inicialmente “secos” (com 30 mm/hora após 300 horas de experimento). Segundo Blight (1997) essa discrepância entre os solos inicialmente “secos” e “molhados” deve-se ao fato de que mesmo depois de 300 horas (aproximadamente 2 semanas) o solo “inicialmente seco” ainda não tenha sido completamente umedecido, havendo ainda significativos gradientes de sucção mantendo a taxa de infiltração mais elevada. É também possível que o solo “seco” ainda não tivesse inchado totalmente, “*fechando-se rachaduras e fissuras, o que reduziria a taxa de infiltração*”. Em qualquer caso, “*o estado estacionário para o solo inicialmente seco ainda não tinha sido alcançado*”.

Percebe-se que entre as propriedades físicas do solo, a taxa de infiltração é uma das mais importantes quando se estudam fenômenos que estão ligados ao movimento de água. Entretanto embora a determinação da taxa de infiltração venha sendo amplamente estudada “*ainda não existe um parecer geral sobre qual é o melhor método para sua determinação*” (Carvalho, 2000, citado por Paixão et al., 2004). Segundo Walker e Skogerboe (1987) e Frizzone (1993), citados por Castro e Souza (1999), “*a infiltração é um dos mais difíceis parâmetros de serem determinados com precisão em campo*”.

## 2.6.2 Métodos de estimativa da taxa de infiltração

### *Método experimental com infiltrômetros de aspersão*

“*A estimativa da taxa de infiltração através do uso de chuva natural é onerosa e demorada*” (Panachuki, 2003). Em virtude disso, a utilização de equipamentos simuladores de chuva torna-se uma alternativa importante nessa área de pesquisa. Os infiltrômetros de aspersão ou



“simuladores de chuva” são equipamentos utilizados no estudo da taxa de infiltração do solo, que proporcionam uma precipitação simulada sob condição controlada (intensidade, duração e frequência da precipitação), com o objetivo de ajustar parâmetros e modelos matemáticos para estimar a taxa de infiltração do solo em condições reais.

A **Figura 2.23** apresentada anteriormente mostra um típico estudo de taxa de infiltração a partir da utilização desse tipo de equipamento. Resumidamente, no exemplo citado, uma precipitação controlada nas condições do estudo foi imposta sobre o solo, permitindo o monitoramento e a evolução da taxa de infiltração a partir do comparativo entre o volume total aspergido pelo equipamento e o volume infiltrado coletado.

#### *Equação de Horton (1940)*

Robert E. Horton sugeriu que a taxa de infiltração ( $i$ ) declina rapidamente após o início de uma intensa chuva, quando então tende a se estabilizar após algumas horas do evento inicial (**Figura 2.22**). Horton (1940) propôs a seguinte equação empírica para determinação da taxa de infiltração no solo (Blight, 1997):

$$i = i_c + (i_0 - i_c)e^{-kt} \quad (2.53)$$

onde:

- $i$  taxa de infiltração (mm/hora)
- $i_c$  taxa de infiltração constante (mm/hora)
- $i_0$  taxa de infiltração inicial (mm/hora)
- $k$  parâmetro característico
- $t$  tempo (horas)

Assim, para o tempo  $t = 0$ ;  $i = i_0$ , que corresponde à taxa de infiltração inicial. Por outro lado, para o tempo  $t$  tendendo a “infinito”;  $i = i_c$ , ou seja, a taxa de infiltração atinge um valor estacionário. Os parâmetros  $i_0$ ,  $i_c$  e  $k$  devem ser obtidos experimentalmente.

*Equação de Philip (1957)*

Philip (1957) propôs a seguinte equação empírica para determinação da taxa de infiltração no solo (Blight, 1997). Segundo Blight (1997) a vantagem dessa equação sobre a equação de Horton (1940) é que necessita da determinação de apenas dois parâmetros:

$$i = i_c + \frac{1}{2}st^{-1/2} \quad (2.54)$$

onde:

- $i$  taxa de infiltração (mm/hora)
- $i_c$  taxa de infiltração constante (mm/hora)
- $s$  parâmetro característico
- $t$  tempo (horas)

*Equações de Kostiakov e Kostiakov-Lewis*

Kostiakov (1932) propôs a seguinte para cálculo da taxa de infiltração (Castro e Souza, 1999):

$$i = bKt^{b-1} \quad (2.55)$$

onde:

- $i$  taxa de infiltração
- $t$  tempo
- $b$  constante empírica
- $K$  constante empírica

Entretanto a equação de Kostiakov possui uma limitação por não descrever bem a infiltração por longos períodos (Castro e Souza, 1999, e Paixão *et al.*, 2004). A taxa de infiltração tende a zero para valores altos de tempo ( $t$ ), o que não é correto.

Para corrigir esse problema, foi proposta a equação designada de Kostiakov-Lewis que acrescenta um termo ( $f_0$ ) chamado de taxa de infiltração básica, equivalente à taxa de

infiltração constante ( $i_c$ ). A equação modificada toma a seguinte forma (Castro e Souza, 1999):

$$i = bKt^{b-1} + f_0 \quad (2.56)$$

onde:

$i$	taxa de infiltração
$t$	tempo
$b$	constante empírica
$K$	constante empírica
$f_0$	taxa de infiltração básica

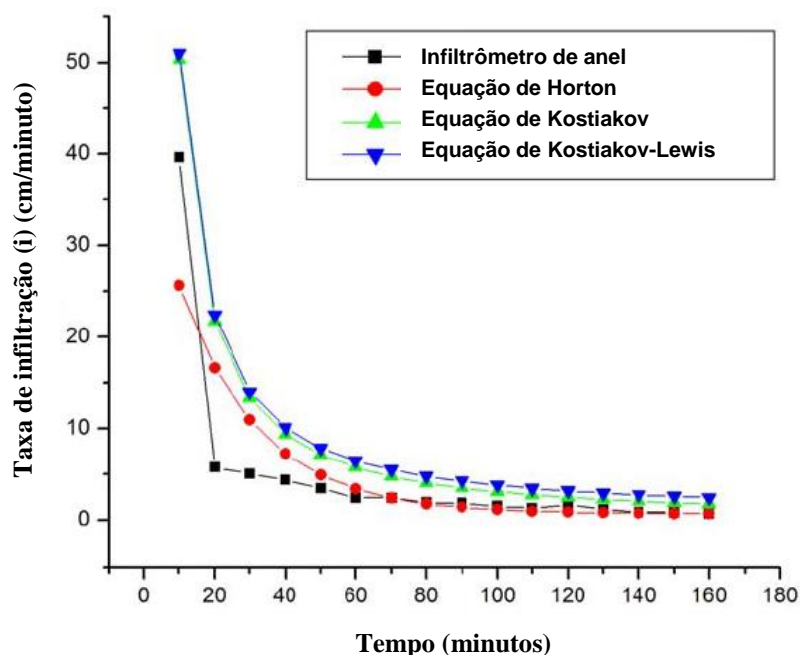
A **Tabela 2.3** apresenta os resultados de experimento realizado por Castro e Souza (1999) para obtenção dos parâmetros da equação de Kostiakov-Lewis. Durante os testes em área experimental, foram realizadas quatro irrigações sobre um solo tipo aluvial eutrófico, de textura franco-siltosa, com densidade aparente de 1,4 g/cm<sup>3</sup>. Detalhes do método e do experimento realizado podem ser obtidos em Castro e Souza (1999).

**Tabela 2.3:** Parâmetros da Equação de Kostiakov-Lewis obtidos a partir de irrigações em um solo tipo aluvial eutrófico (Castro e Souza, 1999)

Irrigações	vazão (m <sup>3</sup> /min)	$b$	$K$ (m <sup>3</sup> /min.m)	$f_0$ (m <sup>3</sup> /min.m)
1	0,0738	0,1196	0,0156	0,000516
2	0,0449	0,0410	0,0112	0,000247
3	0,0565	0,2855	0,0066	0,000179
4	0,0503	0,4529	0,0024	0,000170

### Comparativo entre métodos

Um comparativo é apresentado pela **Figura 2.24**, que mostra o resultado de pesquisa realizado por Paixão *et al.* (2004) com o objetivo de comparar a taxa de evaporação obtida em campo, por meio de infiltrômetro de anel, e as taxas de evaporação calculadas por diferentes equações.



**Figura 2.24:** Comparativo entre taxa de infiltração calculada em campo (infiltrômetro de anel) e por meio de diferentes equações (adaptado de Paixão *et al.*, 2004)

De acordo com os autores da pesquisa, para as condições do estudo e para as características do solo em questão, percebeu-se uma boa concordância entre os modelos proposto. “*Pôde-se concluir dentro dos limites de aplicabilidade e das respectivas limitações de cada modelo, que ambos fornecem resultados estatisticamente equivalentes, evidenciados pelas semelhanças dos altos valores do coeficiente de determinação*”.

## 2.7 MODELAGEM NUMÉRICA DE INTERAÇÃO SOLO-ATMOSFERA

### 2.7.1 Aspectos gerais

Para um dado tipo de solo, quando a evapotranspiração real é calculada a partir de métodos como os apresentados no *item 2.5*, a condição de limite de contorno em termos de fluxo de água é determinada. Adicionalmente, uma análise acoplada de fluxo de massa e calor a partir do método de diferenças finitas ou elementos finitos deve ser realizada para que se possa determinar a variação de umidade no perfil de solo. De acordo com Cui *et al.* (2010), isto é uma prática bastante comum no campo da agronomia. Já no campo da geologia e engenharia geotécnica, esta abordagem foi introduzida recentemente com rápido desenvolvimento,

podendo-se citar: Wilson *et al.*, 1994; Terlien *et al.*, 1995, Van Beek e Van Asch, 1998; Bogaard e Van Asch, 2002; Cui *et al.*, 2005;. Malet *et al.*, 2005; Zornberg e McCartney, 2005; e Cui e Zornberg, 2008.

A partir do advento do computador digital uma série de problemas de mecânica dos solos puderam ser visualizados como uma solução de uma equação diferencial parcial (EDP), uma vez que grande parte dos problemas envolvendo solos não saturados pode ser formulada dentro do contexto chamado de problema de “valor limite”. Essa abordagem sugere que problemas de engenharia podem ser estudados e resolvidos desde que os processos físicos envolvidos possam ser descritos matematicamente dentro de limites de contorno conhecidos. Dentro deste contexto, os fenômenos físicos são geralmente descritos na forma de uma equação diferencial parcial (EDP), “*obtida através da aplicação de adequadas relações constitutivas alinhadas às leis conservadoras da física (conservação de massa e de conservação de energia)*”, derivada para um volume elementar representativo do solo (REV). “*A substituição do comportamento constitutivo de fluxo e armazenagem de água por equações de conservação de massa resulta em uma equação diferencial parcial*” (Fredlund *et al.*, 2005 e 2010).

Segundo Fredlund *et al.* (2010) por exemplo, para um fluxo bi-dimensional de água em um solo não saturado a equação diferencial parcial (EDP) pode ser descrita a partir da **Equação 2.57**. A formulação apresenta boa precisão no cálculo do teor de água do solo (Celia e Bouloutas, 1990, citado por Fredlund *et al.*, 2010):

$$-m_2^w \gamma_w \frac{\partial h}{\partial t} = k_x^w \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial k_x^w}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} + k_y^w \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial k_y^w}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.57)$$

onde:

- $m_2^w$  coeficiente de variação de umidade volumétrica em função de variação da sucção mátrica
- $\gamma_w$  peso específico da água
- $t$  tempo
- $h$  carga hidráulica total
- $k_x^w$  condutividade hidráulica não saturada na direção x
- $k_y^w$  condutividade hidráulica não saturada na direção y

De qualquer modo, Fredlund *et al.* (2010) sugerem alguns passos associados ao desenvolvimento de um modelo de interação solo-atmosfera, sendo: **(a)** geometria e estratificação do problema; **(b)** modelagem matemática dos processos físicos; **(c)** caracterização das propriedades do solo e funções constitutivas; **(d)** definição das condições de contorno; **(e)** definição das condições iniciais para início da modelagem; **(f)** solução do modelo numérico; e **(g)** interpretação dos dados.

Com atenção ao tema desta dissertação, uma diversidade de modelos físico-matemáticos de interação solo-atmosfera tem sido proposta com o objetivo de estimar o fluxo de massa e calor no solo. Esses modelos são fundamentados na Lei de Darcy (fluxo de água líquida), Lei de Fick (fluxo de vapor) e Lei de Fourier (fluxo de Calor) e “*a maior parte desses modelos calcula o fluxo de evaporação para solos nus (sem cobertura vegetal) a partir de um sistema de equações acopladas de fluxo de calor e água*” (Wilson *et al.*, 1994). A evaporação real ( $E_R$ ) é calculada utilizando-se equações similares à **Equação 2.27**, sendo que na maioria dos casos a pressão de vapor na superfície do solo é calculada a partir da conhecida formulação de Philip e de Vries (1957) para transporte de massa e calor no solo (Wilson *et al.*, 1994). Entre esses modelos destacam-se o modelo solo-atmosfera proposto por Schieldge *et al.* (1982), Camilo *et al.* (1983), Witono e Bruckler (1989) e Passerat De Silans *et al.* (1989).

### **2.7.2 Formulação de Philip e de Vries (1957)**

Philip e de Vries (1957) apresentaram um modelo de fluxo de umidade considerando que o fluxo de umidade no solo ocorre ao menos em duas fases, a fase líquida e a fase vapor (Philip, 1957). Eles avançaram em relação às teorias anteriores, que não considerava a interação entre as fases líquida, vapor e sólida, nem a diferença de temperatura entre o ar dos poros e o solo como um todo (Oliveira, 2003).

Philip e de Vries (1957) apresentaram duas equações diferenciais para descrever o fluxo de água (líquida e vapor) e o fluxo de calor no solo. A partir de gradientes combinados de temperatura e umidade, Philip e de Vries (1957) combinaram duas abordagens distintas para fluxo de água em estado líquido e vapor e propuseram uma equação diferencial que descreve o fluxo de umidade (água líquida e vapor d'água):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D_T \nabla T_s) + \nabla \cdot (D_\theta \nabla \theta) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (2.58)$$

onde:

$\theta$	umidade volumétrica
$t$	tempo
$T_s$	temperatura da superfície do solo
$D_T$	difusividade térmica da umidade do solo, sendo: $D_T = D_{Tliq} + D_{Tvap}$
$D_\theta$	difusividade da umidade do solo, sendo: $D_\theta = D_{\theta liq} + D_{\theta vap}$
$k$	condutividade hidráulica

Ressalta-se que para altos valores de umidade volumétrica ( $\theta$ ) as difusividades da fase líquida ( $D_{Tliq}$  e  $D_{\theta liq}$ ) são mais importantes, enquanto que as difusividades da fase vapor ( $D_{Tvap}$  e  $D_{\theta vap}$ ) são dominantes a baixos teores de umidade (Oliveira, 2003).

A equação diferencial parcial proposta por Philip e de Vries (1957) para fluxo de calor no solo é dada a seguir:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \nabla T_s) + L_v \nabla \cdot (D_v \nabla \theta) \quad (2.59)$$

onde:

$C$	calor específico volumétrico do solo
$T$	temperatura
$t$	tempo
$\lambda$	condutividade térmica do solo
$T_s$	temperatura da superfície do solo
$L_v$	calor latente de vaporização da água
$D_v$	difusividade do vapor no solo
$\theta$	umidade volumétrica

Entretanto, o modelo proposto por Philip e de Vries (1957) apresenta algumas limitações e simplificações. Entre elas, algumas são apontadas a seguir:

- O fenômeno de histerese nas relações entre o teor de umidade e a sucção não foi considerado (Philip, 1957);

- O modelo considera que a matriz do solo é rígida (Wilson *et al.*, 1994) e que o meio poroso, do ponto de vista macroscópico, é homogêneo e isotrópico. Os fenômenos de ebulição, congelamento e degelo não são considerados (Oliveira, 2003);

- A consideração de que o fluxo de massa ocorre em resposta a um gradiente de umidade volumétrica, “*o que é fundamentalmente incorreto, uma vez que o fluxo de água líquida ocorre a partir de um gradiente hidráulico*” (Wilson *et al.*, 1994).

Embora modelos baseados na formulação de Philip e de Vries (1957) sejam difundidos e apresentem, em determinadas situações, boas estimativas de fluxo de evaporação e de perfis de umidade volumétrica e temperatura do solo, em razão das simplificações e limitações do modelo, “*a formulação proposta por Philip e de Vries (1957) não é aplicável à problemas reais de geotecnia*” (Wilson *et al.*, 1994).

Em razão das limitações na abordagem de Philip e de Vries (1957), Wilson *et al.* (1994) ressaltam que outros pesquisadores propuseram outras equações para descrever o fluxo de massa (água líquida e vapor) e calor no solo na zona não saturada, entre eles Sophocleos (1979) e Milly (1982, 1982a e 1984b). Parlange *et al.* (1998) destaca também os trabalhos de Rose (1968a e 1968b), Jackson (1973), Jackson *et al.* (1974), Westcot e Wierenga (1974), Monji *et al.* (1990) e Cahill e Parlange (1998) por seus trabalhos relacionados ao fluxo de vapor e calor no solo. Cui *et al.* (2005) destacam ainda os trabalhos de Fredlund e Morgenstern (1976) e Jame (1977). Oliveira (2003) destaca os trabalhos de Dakshanamurthy e Fredlund (1980, 1981a e 1981b) e Fredlund e Dakshanamurthy (1982a e 1982b).

### **2.7.3 Formulação de Wilson (1990) e Wilson *et al.* (1994)**

Além dos trabalhos destacados no *item 2.7.2*, diversos outros pesquisadores vêm utilizando a modelagem numérica computacional como ferramenta de pesquisa para compreender o comportamento dos perfis de umidade e sucção na região da zona ativa nos solos não saturados. Entre esses trabalhos destacam-se as pesquisas desenvolvidas por Wilson (1990) e Wilson *et al.* (1994), que se basearam num sistema de equações acopladas de fluxo de massa e calor, utilizando as Leis de Darcy e Fick para descrever respectivamente os fluxos de água e vapor no solo, propondo uma extensão da equação de Penman (1948) para estimar a taxa de evaporação a partir da superfície conforme descrito no *item 2.5.4* deste Capítulo. As equações diferenciais parciais (EDP's) utilizadas nos trabalhos de Wilson (1990) e Wilson *et al.* (1994)



são apresentadas a seguir e serão posteriormente detalhadas no Capítulo 3 referente à apresentação do modelo numérico de interação solo-atmosfera adotado neste trabalho:

EDP para fluxo de água líquida e vapor no solo:

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = C_w \frac{\partial}{\partial z} \left( k_w \frac{\partial h_w}{\partial z} \right) + C_v \frac{\partial}{\partial z} \left( D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (2.60)$$

onde:

- $h_w$  carga hidráulica total (m)
- $t$  tempo (s)
- $C_w$  módulo de variação de volume da fase líquida (m)
- $k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s)
- $C_v$  módulo de variação de volume da fase vapor (m<sup>4</sup>/Kg)
- $D_v$  difusividade do vapor no solo (kg.m/(kN.s))
- $P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)

EDP para fluxo de calor no solo, baseada na formulação de Philip e de Vries (1957) (\*):

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + L_v \frac{P+P_v}{P} \frac{\partial}{\partial z} \left( D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (*) \quad (2.61)$$

onde:

- $C_h$  calor específico volumétrico do solo (J/m<sup>3</sup>.K)
- $T$  temperatura (K)
- $\lambda$  condutividade térmica do solo (W/m.K)
- $L_v$  calor latente de vaporização da água (J/kg) ( $L_v = 4,186 \times 10^3 (607 - 0,7T)$ ); T (°C)
- $P$  pressão atmosférica (kPa)
- $P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)
- $D_v$  difusividade do vapor no solo (kg.m/(kN.s))

(\*) Na publicação original de Wilson (1990) o sinal “+” da parte direita da **Equação 2.61** foi substituído pelo sinal “-”, o que está incorreto (Gao, 2006).

#### 2.7.4 Outras formulações e trabalhos

Destacam-se ainda os trabalhos de: Cui *et al.* (2005 e 2010), cujas pesquisas basearam-se na equação de Penman (1948) (Cui *et al.*, 2005) e no método de balanço de energia solar (Cui *et al.*, 2010) para estimar a taxa de evaporação como condição de contorno na interface solo-atmosfera; Cui e Zornberg (2008), que discutiram os diferentes métodos de estimativa da taxa de evapotranspiração do solo; Blight (2009), que realizou experimentos com o objetivo de avaliar o método de balanço de energia para estimar a taxa de evaporação solo.

Nessa linha geral podem ser também destacados alguns outros trabalhos como: Gao (2006), que a partir do modelo proposto por Wilson *et al.* (1994) desenvolveu um programa computacional de análises numéricas, que permite uma análise unidimensional dos fluxos de água líquida, vapor e calor no solo; Bicalho (2007) que aprofundou os estudos de interação solo-atmosfera a partir da manipulação de dados climáticos e da variação de determinados parâmetros do solo; e Cui *et al.* (2012), que realizou experimentos com o objetivo de aprofundar o entendimento da interação solo-atmosfera. Estas formulações são adotadas neste trabalho e apresentadas e discutidas no Capítulo 3.

*Capítulo* **3**

*Modelo de Interação Solo  
Atmosfera*

---

### 3.1 INTRODUÇÃO

Como mencionado no *item 2.7*, a abordagem de “problema de valor limite” sugere que problemas de engenharia podem ser estudados desde que os processos físicos envolvidos possam ser descritos matematicamente dentro de limites de contorno. Neste contexto, Fredlund *et al.* (2010) propõem alguns passos associados ao desenvolvimento de um modelo de interação solo-atmosfera, sendo: **(a)** geometria e estratificação do problema; **(b)** modelagem matemática dos processos físicos; **(c)** caracterização das propriedades do solo e funções constitutivas; **(d)** definição das condições de contorno; **(e)** definição das condições iniciais para início da modelagem; **(f)** solução do modelo numérico; e **(g)** interpretação dos dados.

De um modo geral, duas importantes e bem distintas situações devem ser consideradas durante o desenvolvimento de um modelo de interação solo-atmosfera que tem como finalidade estimar a variação de umidade e sucção no perfil de solo a partir de variações climáticas. **A primeira situação** se dá quando a “precipitação” ocorre. Nesta situação, a quantidade de água infiltrada no solo é igual ao total de chuva precipitado subtraído da água retida/absorvida pela vegetação, da evaporação superficial e da água que escorre sobre o solo (*runoff*) (Blight, 1997). Durante os eventos de precipitação, o movimento da água no solo refere-se praticamente ao movimento da água líquida, sendo o fluxo de vapor desprezado. Neste caso, a condição de contorno na superfície do solo é definida pela taxa de infiltração de água através da superfície do solo (Cui *et al.*, 2005)

**A segunda situação** ocorre quando não há precipitação e quando ocorre a “evaporação”. Neste caso, um fluxo de água se estabelece a partir do lençol d’água para superfície. Simultaneamente, em função do gradiente de temperatura, um fluxo de calor também ocorre, podendo o solo apresentar variações de volume decorrentes de efeitos combinados da variação da temperatura e sucção. Nessa situação a condição de contorno que prevalece na superfície do solo é definida pela taxa de evaporação resultante das condições climáticas (Cui *et al.*, 2005).

Nas duas situações, o fluxo de água (líquida e vapor) no solo resultante da infiltração e da evaporação depende de propriedades hidromecânicas do solo e de condições de contorno na interface do solo com a atmosfera. Torna-se portanto fundamental a correta abordagem

matemática de fluxos de massa e calor no solo, a definição das condições de contorno na superfície, das relações constitutivas e a resolução das equações diferenciais acopladas de fluxo de água (líquida e vapor) e calor, sendo as propriedades do solo e os parâmetros climáticos (precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento, radiação solar) dados primários para o desenvolvimento das análises.

Para as simulações realizadas neste trabalho, foi utilizado um programa computacional que resolve simultaneamente as equações acopladas de fluxo de massa e calor, bem como a equação de Balanço de Energia entre o solo e a atmosfera, para estimar a taxa de evaporação do solo como condição de contorno na superfície. O programa computacional SAIAFDM foi desenvolvido por Gao (2006) a partir de um modelo de fluxo unidimensional de massa (água líquida e vapor) e calor proposto por Wilson *et al.* (1994), posteriormente modificado por Cui *et al.* (2005) e Cui *et al.* (2010). As equações de fluxo de massa e calor são resolvidas assumindo que a estrutura do solo é rígida, ou seja, não há variação no volume de vazios em função da variação da sucção. O modelo assume também que não há cobertura vegetal na superfície do solo e que a parcela de água evaporada por meio das plantas (transpiração) é inexistente.

Neste capítulo serão apresentados os principais tópicos relativos ao desenvolvimento do modelo numérico de interação solo-atmosfera e ao programa computacional SAIAFDM4. O capítulo está organizado da seguinte forma:

- Equações Diferenciais de Fluxo de Massa (água líquida e vapor) e Calor no Solo
- Método do Balanço de Energia
- Funções de Propriedades do Solo
- Modelo Numérico Computacional
- Validação do Modelo

### **3.2 EQUAÇÕES DE FLUXO DE MASSA E CALOR NO SOLO**

Nesta seção serão apresentadas as equações diferenciais para fluxo de água (líquida e vapor) e calor que foram utilizadas no modelo computacional que serviu de base para as simulações realizadas neste trabalho.

### 3.2.1 Princípio de conservação de massa

De acordo com o princípio de conservação de massa apresentado no Capítulo 2, para um dado elemento de solo, a taxa de ganho ou perda de água é conservativa e igual o fluxo líquido de entrada e saída. A **Figura 2.11** mostra um elemento infinitesimal de solo, indicando os fluxos de entrada e saída de água nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ . Entretanto, nas deduções seguintes será considerado apenas o fluxo de água (líquida e vapor) na direção vertical  $z$ , uma vez que o modelo matemático-computacional adotado neste trabalho, para descrever o fluxo de massa e calor através do solo, é unidimensional.

Assim, aplicando o princípio de conservação de massa para a direção  $z$ , o fluxo de entrada e saída de massa de água (kg/s) do elemento de solo, mostrado na **Figura 2.11**, será expresso pelas seguintes equações (Lu e Likos, 2004):

$$q_{entra} = \rho_w(q_z)\Delta x\Delta y \quad (3.1)$$

e

$$q_{sai} = \rho_w \left( q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z \right) \Delta x\Delta y \quad (3.2)$$

onde:

$q_{entra}$  fluxo de massa de água que entra no elemento de solo na direção  $z$  (kg/s)

$\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)

$q_z$  fluxo de água na direção  $z$  (m/s)

$\Delta x$  elemento infinitesimal na direção  $x$  (m)

$\Delta y$  elemento infinitesimal na direção  $y$  (m)

$q_{sai}$  fluxo de massa de água que sai no elemento de solo na direção  $z$  (kg/s)

$\Delta z$  elemento infinitesimal na direção  $z$  (m)

Por outro lado, a taxa na qual a massa de água é armazenada no elemento de solo, é expressa por:

$$\frac{\partial(\rho_w\theta)}{\partial t} \Delta z\Delta x\Delta y \quad (3.3)$$

onde:

- $\rho_w$  densidade da água ( $\text{kg/m}^3$ )  
 $\theta$  umidade volumétrica ( $\theta = V_w / V$ )  
 $V_w$  volume de água ( $\text{m}^3$ )  
 $V$  volume do elemento de solo ( $\text{m}^3$ ) ( $= \Delta z \Delta x \Delta y$ )

Pelo princípio de conservação de massa, a água armazenada no solo, expressa pela **Equação 3.3**, deve ser igual ao fluxo líquido no elemento de solo ( $q_{entra} - q_{sai}$ ), conduzindo à seguinte expressão:

$$\rho_w(q_z)\Delta x\Delta y - \rho_w\left(q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z}\Delta z\right)\Delta x\Delta y = \frac{\partial(\rho_w\theta)}{\partial t}\Delta z\Delta x\Delta y \quad (3.4)$$

Subtraindo-se o lado esquerdo da equação:

$$-\rho_w\left(\frac{\partial q_z}{\partial z}\right)\Delta z\Delta x\Delta y = \frac{\partial(\rho_w\theta)}{\partial t}\Delta z\Delta x\Delta y \quad (3.5)$$

Simplificando os termos da equação, tem-se a **Equação 3.6** que governa o fluxo transiente nos solos, sendo aplicável tanto para solos saturados como para solos não saturados (Lu e Likos, 2004):

$$-\left(\frac{\partial q_z}{\partial z}\right) = \frac{\partial(\theta)}{\partial t} \quad (3.6)$$

onde:

- $\frac{\partial(\theta)}{\partial t}$  taxa de variação da umidade volumétrica com o tempo  
 $\frac{\partial q_z}{\partial z}$  taxa de variação na velocidade de saída da água na direção z

### 3.2.2 Fluxo de água e vapor no solo

O fluxo de água no solo não saturado ocorre em decorrência de um gradiente hidráulico e pode ser descrito utilizando a Lei de Darcy, tal que:

$$q_1 = -k_w \frac{\partial h_w}{\partial z} \quad (3.7)$$

onde:

- $q_1$  fluxo de água (m/s)  
 $k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s)  
 $h_w$  carga hidráulica total (m), sendo:

$$h_w = \frac{u_w}{\rho_w g} + z \quad (3.8)$$

onde:

- $u_w$  poro-pressão da água (kPa)  
 $\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)  
 $g$  aceleração da gravidade (m/s<sup>2</sup>)  
 $z$  posição (m)

Por outro lado, o fluxo de vapor de água no não saturado pode ser descrito utilizando a Lei de Fick (Philip e De Vries, 1957; De Vries, 1975; Fredlund & Dakshanamurthy, 1982, citados por Wilson *et al.*, 1994) tal que:

$$q_v = -D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \quad (3.9)$$

onde:

- $q_v$  fluxo de massa de vapor de água por unidade de área (kg/(m<sup>2</sup>.s)). Dividindo-se o lado direito a Equação 3.9 pela densidade da água ( $\rho_w$ ) em kg/m<sup>3</sup> obtém-se a velocidade fluxo de vapor em m/s  
 $P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)  
 $D_v$  difusividade do vapor no solo (kg.m/(kN.s))

### 3.2.3 Equação diferencial de fluxo de água e vapor no Solo

De acordo com Cui *et al.* (2005) o fluxo total de água (líquida e vapor) no solo na direção  $z$  ( $q_z$ ) pode ser expresso pela soma do fluxo de água ( $q_1$ ), representado pela **Equação 3.7**, e do fluxo de vapor ( $q_v$ ), representado pela **Equação 3.9**:



$$q_z = \left(-k_w \frac{\partial h_w}{\partial z}\right) + \left(-\frac{D_v}{\rho_w} \frac{\partial P_v}{\partial z}\right) \quad (3.10)$$

Combinando as **Equações 3.6** e **3.10**, temos a relação entre a variação de umidade volumétrica no elemento de solo e o fluxo de água líquida e vapor:

$$\frac{\partial(\theta)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_w \frac{\partial h_w}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{D_v}{\rho_w} \frac{\partial P_v}{\partial z}\right) \quad (3.11)$$

Fredlund e Morgenstern (1976), citados por Wilson *et al.* (1994), apresentaram uma relação constitutiva para a variação de volume de água no elemento de solo, expressa por:

$$\frac{\Delta V_w}{V} = [m_1^w d(\sigma_z - u_a) + m_2^w d(u_a - u_w)] \quad (3.12)$$

onde:

- $\frac{\Delta V_w}{V}$  variação da umidade volumétrica
- $m_1^w$  coeficiente de variação de volume de vazios em função de variação na tensão normal líquida (1/kPa)
- $\sigma_z$  tensão normal vertical no elemento de solo (kPa)
- $u_a$  poro-pressão do ar (kPa)
- $m_2^w$  coeficiente de variação de umidade volumétrica em função de variação da sucção mátrica (1/kPa)
- $u_w$  poro-pressão da água (kPa)
- $u_a - u_w$  sucção mátrica ( $h_m$ )

Assumindo uma condição tensão normal constante, Wilson *et al.* (1994) a partir da equação proposta por Fredlund e Morgenstern (1976) (**Equação 3.12**), apresenta a seguinte relação constitutiva para a variação de volume de água no elemento do solo:

$$\frac{\Delta V_w}{V} = m_2^w d(u_a - u_w) \quad (3.13)$$

onde:

- $\frac{\Delta V_w}{V}$  variação da umidade volumétrica

$m_2^w$  coeficiente de variação de umidade volumétrica em função de variação da sucção mátrica (1/kPa)

$u_a - u_w$  sucção mátrica ( $h_m$ )

A sucção mátrica ( $h_m$ ) relaciona-se com a carga hidráulica total ( $h_w$ ) e a pressão parcial de vapor de água ( $P_v$ ) através das seguintes equações (assumindo  $u_a$  igual à zero) (Cui *et al.*, 2005):

$$h_m = -[\rho_w g (h_w - z)] \quad (3.14)$$

onde:

$h_m$  sucção mátrica (kPa)

$\rho_w$  densidade da água (kg/m<sup>3</sup>)

$g$  aceleração da gravidade (m/s<sup>2</sup>)

$h_w$  carga hidráulica total (m)

$z$  posição (m), e

$$h_m = -\frac{RT}{W_v} \ln \frac{P_v}{P_{vs}} \quad (3.15)$$

onde:

$h_m$  sucção mátrica (kPa)

$R$  constante universal dos gases ( $R = 8,314$  J/mol.K)

$T$  temperatura (K)

$W_v$  peso molecular da água ( $W_v = 0,018$ kg/mol)

$\frac{P_v}{P_{vs}}$  umidade relativa ( $h_r$ )

$P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)

$P_{vs}$  pressão parcial de vapor de água saturado (kPa)

Reescrevendo a **Equação 3.15** (Equação de Kelvin) em função da pressão parcial de vapor de água ( $P_v$ ), tem-se:

$$P_v = -P_{vs} e^{(h_m W_v / RT)} \quad (3.16)$$

A pressão parcial saturada de vapor de água ( $P_{vs}$ ) é expressa pela seguinte equação (Gao, 2006):

$$P_{vs} = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T(^{\circ}\text{C})}{T(^{\circ}\text{C})+237,3}\right) \quad (3.17)$$

Finalmente, combinando as **Equações 3.11** e **3.13**, considerando  $u_a$  igual à zero, reorganizando e simplificando, Wilson *et al.* (1994) obtiveram a equação diferencial unidimensional de fluxo de água líquida e vapor no solo:

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = C_w \frac{\partial}{\partial z} \left( k_w \frac{\partial h_w}{\partial z} \right) + C_v \frac{\partial}{\partial z} \left( D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (3.18)$$

sendo:

$$C_w = \frac{1}{\rho_w g m_2^w} \quad (3.19)$$

e

$$C_v = \frac{1}{(\rho_w)^2 g m_2^w} \left( \frac{P+P_v}{P} \right) \quad (3.20)$$

onde:

$h_w$  carga hidráulica total (m)

$C_w$  módulo de variação de volume da fase líquida (m)

$k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s)

$C_v$  módulo de variação de volume da fase vapor ( $\text{m}^4/\text{kg}$ )

$D_v$  difusividade do vapor no solo ( $\text{kg.m}/(\text{kN.s})$ )

$P_v$  pressão parcial de vapor de água (kPa)

$\rho_w$  densidade da água ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )

$g$  aceleração da gravidade ( $\text{m}/\text{s}^2$ )

$m_2^w$  coeficiente de variação de umidade volumétrica em função de variação da sucção mátrica ( $1/\text{kPa}$ )

$P$  pressão atmosférica (kPa)

$\frac{P+P_v}{P}$  fator de correção para a distribuição de vapor (Gao, 2006)

### 3.2.4 Fluxo de calor no solo

Como mencionado, no solo, a transferência se dá basicamente pelo fenômeno de “condução”, através do contato direto das partículas do solo, podendo ser expresso pela Lei de Fourier (Fredlund, 2005), tal que:

$$q_{Tz} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.21)$$

onde:

$q_T$  fluxo de calor no solo por condução (J/m<sup>2</sup>s)

$\lambda$  condutividade térmica do solo (W/m.K)

$T$  temperatura (K)

O fluxo de calor no solo ocorre também em decorrência do calor latente de vaporização da água ( $L_v$ ) que é a quantidade de calor transferida para a água durante o processo de mudança da fase líquida para a gasosa (vapor). Desse modo, o calor latente de vaporização ( $L_v$ ) e a radiação solar na interface solo-atmosfera produzem fluxos de calor internos no solo, tornando-se necessária uma equação para descrevê-los (Oliveira, 2003).

O fluxo de calor por convecção não foi considerado no modelo numérico adotado neste trabalho, uma vez que vários autores consideram essa parcela de transferência de calor desprezível (Wilson *et al.*, 1994).

### 3.2.5 Equação diferencial de fluxo de calor no solo

O cálculo da pressão de vapor ( $P_v$ ) na **Equação 3.16** depende da pressão de vapor saturada ( $P_{vs}$ ) e da temperatura do solo ( $T$ ). Portanto a temperatura do solo deve ser conhecida e estimada simultaneamente com as **Equações 3.16** e **3.18**, tornando-se necessário um modelo matemático que resolva as equações diferenciais acopladas de fluxo de massa (líquida e vapor) e calor no solo. Wilson *et al.* (1994) utilizaram a equação proposta por de Vries (1987) para estimar o fluxo de calor no solo e conseqüentemente determinar o perfil de temperatura na zona não saturada:

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + L_v \frac{P+P_v}{P} \frac{\partial}{\partial z} \left( D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (3.22)$$

onde:

$C_h$	calor específico volumétrico do solo (J/(m <sup>3</sup> .K))
$T$	temperatura (K)
$\lambda$	condutividade térmica do solo (W/(m.K))
$L_v$	calor latente de vaporização da água (J/kg) ( $L_v = 4,186 \times 10^3(607 - 0,7T)$ ); T (°C)
$P$	pressão atmosférica (kPa)
$P_v$	pressão parcial de vapor de água (kPa)
$D_v$	difusividade do vapor no solo (kg.m/(kN.s))

### 3.3 MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA SOLAR

A evaporação no solo é um fenômeno importante e que precisa ser quantificado, para que se possa definir a “condição de contorno” na interface do solo com a atmosfera, necessária para a solução das equações diferenciais parciais de fluxo de massa e calor. No modelo numérico computacional desenvolvido por Gao (2006) e adotado neste trabalho, a abordagem utilizada para estimar a taxa de evaporação baseia-se no método de “balanço de energia solar” que foi já apresentado ao longo do Capítulo 2. Esse método envolve a quantificação das trocas de energia (calor) entre o solo e a atmosfera, e pode ser expresso pela **Equação 2.38** já mencionada.

$$R_n = G + H + LE$$

onde:

$R_n$	radiação solar líquida que atinge a superfície do solo (W/m <sup>2</sup> )
$G$	fluxo de calor no solo (W/m <sup>2</sup> )
$H$	fluxo de calor sensível para o ar (W/m <sup>2</sup> ).
$LE$	fluxo de calor latente (W/m <sup>2</sup> )

Como já mencionado, esse método considera que o processo de evaporação é um processo de consumo de energia, o que significa que uma determinada quantidade de energia é fornecida

ao sistema, garantindo o calor latente de vaporização ( $L_v$ ) necessário para evaporar a água da superfície do solo. Uma vez que a quantidade de energia consumida durante o processo de evaporação pode ser calculada, a massa de água evaporada pode ser deduzida (Blight, 1997).

### 3.3.1 Estimativa de $R_n$

No modelo adotado, a radiação solar líquida ( $R_n$ ) na superfície do solo é estimada a partir da radiação solar incidente ( $R_{si}$ ) e da radiação emitida pela superfície do solo e pela atmosfera por meio da **Equação 2.37**, apresentada no Capítulo 2.

$$R_n = (1 - a)R_{si} - \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_a \sigma T_a^4$$

onde:

$R_n$	radiação solar líquida ( $\text{W/m}^2$ )
$a$	parâmetro Albedo
$R_{si}$	radiação solar incidente ( $\text{W/m}^2$ )
$\varepsilon_s$	emissividade da superfície do solo
$\varepsilon_a$	emissividade do ar
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$ )
$T_s$	temperatura da superfície do solo (K)
$T_a$	temperatura do ar na altura $z_a$ (K)

### 3.3.2 Estimativa de $H$ , $LE$ e $G$

O modelo numérico computacional desenvolvido por Gao (2006) utiliza o método estimado de energia proposto por Choudhury *et al.* (1986) e o método proposto por Xu e Qiu (1997) para determinar o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo de calor latente ( $LE$ ), cujas equações já foram apresentadas no Capítulo 2 (**Equação 2.42 e Equação 2.43**):

$$H = \frac{\rho_a C_{pa} (T_s - T_a)}{r_a}$$

onde:

$H$	fluxo de calor sensível para o ar ( $\text{W/m}^2$ ).
-----	---

$\rho_a$	densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ )
$C_{pa}$	calor específico do ar ( $1,013 \times 10^3 \text{ J/(kg.K)}$ )
$T_s$	temperatura da superfície do solo (K)
$T_a$	temperatura do ar na altura $z_a$ (K)
$r_a$	resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)

e

$$LE = \frac{L_v M_w (p_{vz0} - p_{vza})}{RT r_a}$$

onde:

$LE$	fluxo de calor latente ( $\text{W/m}^2$ )
$L_v$	calor latente de vaporização da água ( $\text{J/kg}$ ) ( $L_v = 4,186 \times 10^3 (607 - 0,7T)$ ); T ( $^{\circ}\text{C}$ )
$M_w$	massa molecular da água ( $M_w = 0,018 \text{ kg/mol}$ )
$p_{vz0}$	pressão do vapor na superfície do solo (Pa)
$p_{vza}$	pressão de vapor numa altura de referência $z_a$ (Pa)
$R$	constante universal dos gases ( $R = 8,314 \text{ J/mol.K}$ )
$T$	temperatura média, sendo ( $T \approx (T_a + T_s)/2$ ); T (K)
$r_a$	resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)

No modelo adotado neste trabalho, a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) é calculada a partir da equação proposta por **Xu e Qiu, 1997** e **Xu et al., 1999** (Gao, 2006), apresentada no Capítulo 2 (**Equação 2.47**):

$$r_a = \frac{1}{k u_*} \left[ \ln \left( \frac{Z_a}{Z_0} \right) - \psi_H \left( \frac{Z_a}{L'} \right) + \psi_H \left( \frac{Z_0}{L'} \right) \right]$$

onde:

$r_a$	resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e latente (s/m)
$u_*$	velocidade de fricção (m/s)
$L'$	comprimento de Obukhov (m)
$\psi_H$	função de estabilidade
$Z_0$	comprimento de aspereza (m)
$k$	constante assumida em geral igual a 0,41

O comprimento de Obukhov ( $L'$ ) é calculado como (Cui *et al.*, 2010) (**Equação 2.48**):

$$L' = - \left( \frac{\rho_a C_{pa} u_*^3 T_a}{kgH} \right)$$

Para o caso de estratificação instável ( $L' < 0$ ), a função de estabilidade  $\psi_H$  é dada como (**Equação 2.49**):

$$\psi_H = 2 \ln \left( \frac{1 + x^2}{2} \right)$$

sendo:

$$x = \left( \frac{1 - 16z}{L'} \right)^{1/4}$$

Para o caso de estratificação estável ( $L' > 0$ ), a função de estabilidade  $\psi_H$  é definida pela **Equação 2.51**, sendo  $a = 1$ ;  $b = 0,667$ ;  $c = 5$  e  $d = 0,35$  (Xu e Qiu, 1997, citados por Cui *et al.*, 2010).

$$-\psi_H = \left( 1 + \frac{2az}{3L'} \right)^{3/2} + b \left( \frac{z}{L'} - \frac{c}{d} \right) \exp \left( -d \frac{z}{L'} \right) + \left( \frac{bc}{d} \right) - 1$$

Como mencionado, uma vez conhecidos os termos  $R_n$ ,  $H$  e  $LE$ , a energia consumida para aquecer o solo na superfície ( $G$ ) será calculada portanto a partir da equação de balanço de energia ( $G = R_n - H - LE$ ) (Gao, 2006).

### 3.4 FUNÇÕES DE PROPRIEDADE DO SOLO

O processo de resolução das equações diferenciais parciais (EDP's) do modelo de interação solo-atmosfera requer o conhecimento e a definição dos parâmetros do solo objeto do estudo. Em alguns casos esses parâmetros são definidos através de equações chamadas de funções de propriedades do solo.



Para a resolução da EDP que governa o **fluxo de água (líquida e vapor)** são necessários três parâmetros hidráulicos: **(a)** o coeficiente de variação de volume de água ( $m_2^w$ ); **(b)** a condutividade hidráulica ( $k_w$ ); e **(c)** a difusividade de vapor ( $D_v$ ) (Oliveira, 2003). Por outro lado esses parâmetros são funções da sucção mátrica do solo ( $u_a - u_w$ ), e para sua determinação, a curva característica do solo deve ser conhecida (Fredlund *et al.*, 2010).

Para a resolução da EDP que governa o **fluxo de calor** são necessários dois parâmetros térmicos: **(a)** o calor específico volumétrico ( $C_h$ ); e **(b)** a condutividade térmica ( $\lambda$ ). Esses parâmetros são função do teor de água no solo e dos minerais que o constituem, sendo necessário também conhecer o valor do calor latente de vaporização ( $L_v$ ) (Oliveira, 2003).

### 3.4.1 Parâmetros relacionados com o fluxo de água (líquida e vapor)

#### *Curva de retenção solo-água*

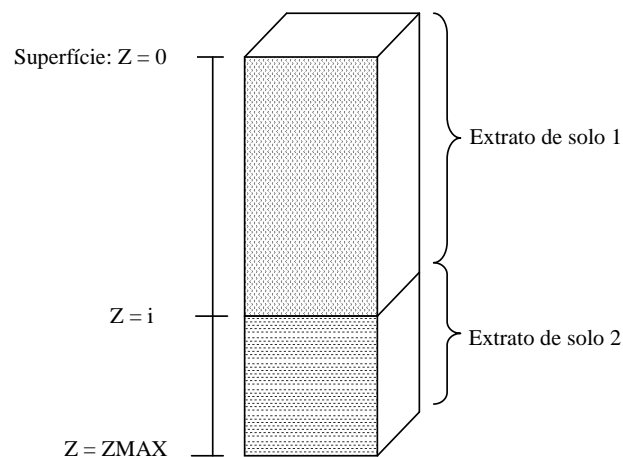
A curva de retenção solo-água ou curva característica do solo (SWCC) representa a relação entre a quantidade de água armazenada no solo, expressa pela umidade volumétrica ( $\theta$ ), e a sucção mátrica ( $u_a - u_w$ ). O comportamento geral da curva de retenção foi apresentação no Capítulo 2 por meio das **Figuras 2.7, 2.8 e 2.9**. A SWCC é necessária para a estimativa da função de permeabilidade de fluxo de água em modelagens num sistema de solo saturado/não saturado, e pode tanto ser estimada a partir de propriedades de classificação do solo ou medida através de ensaios de laboratório (Fredlund *et al.*, 2010).

No modelo numérico proposto por Gao (2006) e adotado neste trabalho, foi utilizada a relação constitutiva proposta por Juarez-Badillo (1992) (**Equação 3.23**) para estimar a curva de retenção solo-água para os diferentes extratos de solo, com diferentes propriedades físicas, que compõem o problema (**Figura 3.1**). Esta equação já havia sido anteriormente utilizada por Cui *et al.* (2005) e posteriormente por Cui *et al.* (2010) em seus modelos numéricos para simulação da interação solo-atmosfera.

$$\theta_w = \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + \left( \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_{w1} - \theta_r} - 1 \right) \left( \frac{S}{S_1} \right)^\xi} + \theta_r \quad (3.23)$$

onde:

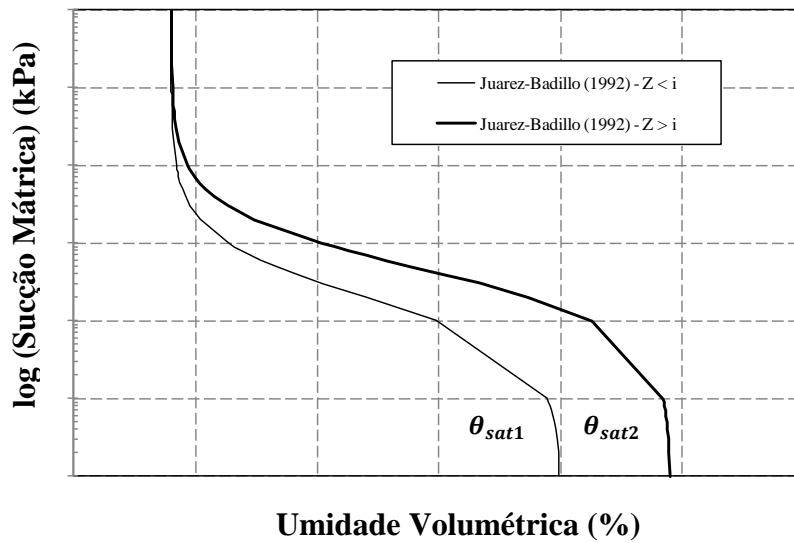
- $\theta_s$       umidade volumétrica saturada  
 $\theta_r$       umidade volumétrica residual  
 $\theta_{w1}$      umidade volumétrica para uma sucção =  $S_l$   
 $S$         sucção mátrica (kPa)  
 $\zeta$         parâmetro relacionado à forma da curva



**Figura 3.1:** Extratos “esquemáticos” de solo no modelo de interação solo-atmosfera

A **Figura 3.2** apresenta duas curvas de retenção solo-água estimadas a partir da **Equação 3.23** com parâmetros hidráulicos distintos para dois extratos do solo definidos no modelo numérico. O primeiro extrato varia entre  $Z=0$  e  $Z=i$  cm de profundidade e o segundo varia entre  $Z=i$  e  $Z=ZMAX$  cm de profundidade. Os valores de umidade volumétrica e sucção dessas curvas serão apresentados no Capítulo 4.

É importante registrar que as curvas de retenção solo-água são na realidade mais complexas do que as curvas mostradas na **Figura 3.2**, já que essas funções, como já mencionado, apresentam o fenômeno de histerese, ou seja, a curva de retenção possui comportamentos (trajetos) diferentes se o solo for submetido ao processo de umedecimento ou se for submetido ao processo de secagem. No entanto, embora sua existência seja reconhecida no comportamento de todo os solos, o efeito da histerese não é frequentemente considerado durante simulações numéricas computacionais, sendo esta uma das simplificações usualmente feitas em análises associadas a solos não saturados (Fredlund *et al.*, 2010).



**Figura 3.2:** Curvas de retenção solo-água “esquemáticas” para dois diferentes extratos de solo

*Coefficiente de variação volumétrica ( $m_2^w$ )*

Reescrevendo a **Equação 3.13**, obtém-se a relação entre o coeficiente de variação de umidade volumétrica do solo ( $m_2^w$ ) e a curva característica do solo a partir da equação proposta por Fredlund e Morgenstern (1976), assumindo uma condição de tensão vertical normal constante (Wilson *et al.*, 1994):

$$m_2^w = \frac{d\theta}{d(u_a - u_w)} \quad (3.24)$$

onde:

$m_2^w$  coeficiente de variação de umidade volumétrica (1/kPa)

$\theta$  umidade volumétrica ( $\theta = V_w / V$ )

$u_a - u_w$  sucção mátrica ( $h_m$ )

Observa-se que o valor do coeficiente de variação volumétrica ( $m_2^w$ ) trata-se da derivada da curva característica do solo, logo “a utilização de uma curva de ajuste para a curva característica que seja contínua facilita o cálculo da derivada a partir de sua equação matemática” (Oliveira, 2003).

*Função de permeabilidade ou condutividade hidráulica não saturada*

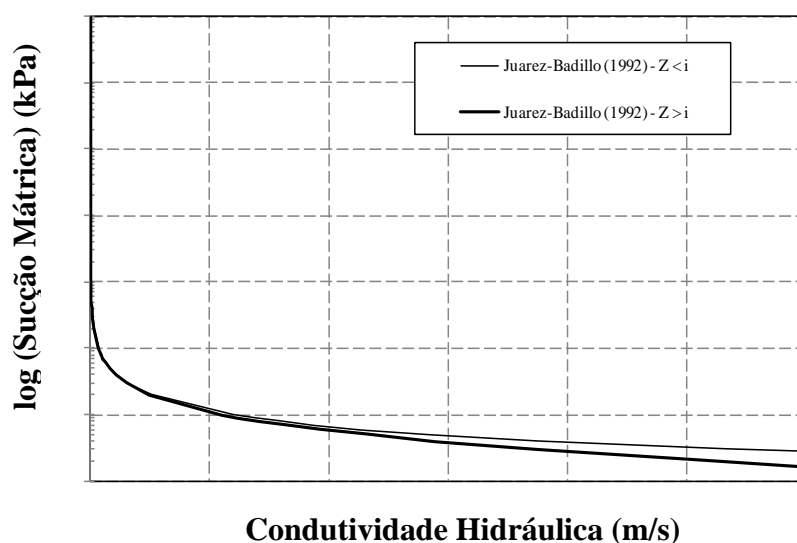
No modelo numérico proposto Cui *et al.* (2005) e posteriormente utilizado por Gao (2006) e Cui *et al.* (2010) foi utilizada a função de permeabilidade proposta por Juarez-Badillo (1992):

$$k_w = \frac{k_s}{1 + \left(\frac{k_s}{k_{w1}} - 1\right) \left(\frac{S}{S_1}\right)^\xi} \quad (3.25)$$

onde:

- $k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s)
- $k_s$  condutividade hidráulica saturada quando a sucção ( $S$ ) = 0 (m/s)
- $k_{w1}$  condutividade hidráulica não saturada para uma sucção =  $S_1$  (m/s)
- $S$  sucção mátrica (kPa)
- $\xi$  parâmetro relacionado à forma da curva

Analogamente à curva de retenção solo-água, a **Figura 3.3** apresenta as funções de permeabilidade estimadas com parâmetros hidráulicos distintos para dois extratos do solo definidos no modelo numérico (**Figura 3.1**). Os valores de condutividade hidráulica e sucção dessas curvas serão apresentados no Capítulo 4. O fenômeno de histerese da função de permeabilidade também não foi levado em consideração nas simulações.



**Figura 3.3:** Funções de permeabilidade “esquemáticas” para dois diferentes extratos de solo

*Difusividade do vapor ( $D_v$ )*

A difusividade do vapor no solo ( $D_v$ ) (kg.m/(kN.s)) também é função da umidade volumétrica ( $\theta$ ), sendo expresso pela seguinte equação (Kimball *et al.*, 1976, citado por Wilson *et al.*, 1994):

$$D_v = (\alpha)(\beta) \left( D_{vap} \frac{W_v}{RT} \right) \quad (3.26)$$

onde:

$\alpha$  fator de tortuosidade do solo ( $\alpha = \beta^{2/3}$ )

$\beta$  área de secção transversal disponível para o fluxo de vapor ( $\beta = (1 - S_r)n$ )

$S$  grau de saturação

$n$  porosidade do solo

$W_v$  peso molecular da água ( $W_v = 0,018\text{kg/mol}$ )

$R$  constante universal dos gases ( $R = 8,314 \text{ J/mol.K}$ )

$T$  temperatura (K)

$D_{vap}$  difusividade molecular do vapor de água no ar ( $\text{m}^2/\text{s}$ ), sendo, de acordo com Kimball *et al.*, 1976, citado por Wilson *et al.*, 1994, igual a:

$$D_{vap} = 0,229 \times 10^{-4} \left( 1 + \frac{T}{273} \right)^{1,75} \quad (3.27)$$

**3.4.2 Parâmetros relacionados com o fluxo de calor***Calor específico volumétrico do solo ( $C_h$ )*

No modelo numérico adotado neste trabalho, o calor específico volumétrico do solo ( $C_h$ ) é determinado a partir da equação proposta por De Vries (1963), citado por Cui *et al.* (2010):

$$C_h = C_s \theta_s + C_w \theta_w + C_a \theta_a \quad (3.28)$$

onde:

$C_s$  calor específico volumétrico dos sólidos ( $C_s = 2.24 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ )

$\theta_s$	teor volumétrico dos sólidos ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
$C_w$	calor específico volumétrico da água ( $C_w = 4,15 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ )
$\theta_w$	teor volumétrico da água ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
$C_a$	calor específico volumétrico do ar ( $C_a = 1,34 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ )
$\theta_a$	teor volumétrico do ar ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )

### Condutividade térmica ( $\lambda$ )

A condutividade térmica do solo ( $\lambda$ ) é determinada a partir da Equação proposta por De Vries (1963), citado por Cui *et al.* (2010):

$$\lambda = \frac{f_s \theta_s \lambda_s + f_w \theta_w \lambda_w + f_a \theta_a \lambda_a}{f_s \theta_s + f_w \theta_w + f_a \theta_a} \quad (3.29)$$

onde:

$f_s$	coeficiente para a fase dos sólidos
$\theta_s$	teor volumétrico dos sólidos ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
$\lambda_s$	condutividade térmica dos sólidos ( $\text{W/m}^0\text{C}$ )
$f_w$	coeficiente para a fase líquida ( $f_w = 1,0$ )
$\theta_w$	teor volumétrico da água ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
$\lambda_w$	condutividade térmica da água ( $\text{W/m}^0\text{C}$ )
$f_a$	coeficiente para a fase gasosa
$\theta_a$	teor volumétrico do ar ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )
$\lambda_a$	condutividade térmica do ar ( $\lambda_a = \lambda_{ar\ seco} + \lambda_{vapor\ d'água}$ ), sendo: $\lambda_{ar\ seco} = 0,025 \text{ W/m}^0\text{C}$ e; $\lambda_{vapor\ d'água} = 0,608\theta_w \text{ W/m}^0\text{C}$ (Gao, 2006).

Os coeficientes  $f_s$  e  $f_a$  são calculados respectivamente pelas seguintes expressões (Gao, 2006):

$$f_s = \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_s}{\lambda_w} - 1 \right) \right]^{-1} \quad (3.30)$$

e

$$f_a = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_a}{\lambda_w} - 1 \right) g_i \right]^{-1} \quad (3.31)$$

Sendo  $g$  chamado de fator de forma e dado pelas seguintes equações (Gao, 2006):

Para  $\theta_w < 0,121$ :

$$g_1 = g_2 = \frac{0,105-0,015}{0,121} \theta_w + 0,105 \quad (3.32)$$

Para  $\theta_w > 0,121$ :

$$g_1 = g_2 = \frac{0,333-0,105}{0,236-0,121} (\theta_w - 0,121) + 0,105 \quad (3.33)$$

e

$$g_3 = 1 - g_1 - g_2 \quad (3.34)$$

### 3.5 MODELO NUMÉRICO COMPUTACIONAL

#### 3.5.1 Equações de diferenças finitas

O programa computacional desenvolvido por Gao (2006) utiliza o Método das Diferenças Finitas para resolver simultaneamente as equações acopladas de fluxo de massa (água líquida e vapor) e calor. Resumidamente, o Método das Diferenças Finitas é uma técnica numérica para encontrar soluções aproximadas de equações diferenciais parciais.

Aplicando-se a “regra do produto” para a **Equação 3.18**, a equação diferencial para fluxo de água líquida e vapor pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = C_w \frac{\partial k_w}{\partial z} \frac{\partial h_w}{\partial z} + C_w k_w \frac{\partial^2 h_w}{\partial z^2} + C_v \frac{\partial D_v}{\partial z} \frac{\partial P_v}{\partial z} + C_v D_v \frac{\partial^2 P_v}{\partial z^2} \quad (3.35)$$

Aplicando-se a diferenciação pelo Método das Diferenças Finitas, tem-se:

$$\begin{aligned} & \frac{h_w(i,j+1) + h_w(i,j)}{\Delta t} = \\ & C_w \frac{k_w(i+1,j) - k_w(i,j)}{\Delta z} \cdot \frac{h_w(i+1,j) - h_w(i,j)}{\Delta z} + C_w k_w \frac{h_w(i+1,j) - 2h_w(i,j) + h_w(i-1,j)}{\Delta z^2} + \\ & C_v \frac{D_v(i+1,j) - D_v(i,j)}{\Delta z} \cdot \frac{P_v(i+1,j) - P_v(i,j)}{\Delta z} + C_v P_v \frac{P_v(i+1,j) - 2P_v(i,j) + P_v(i-1,j)}{\Delta z^2} \end{aligned} \quad (3.36)$$

onde:

- $i$  índice de incremento de distância na direção  $z$   
 $j$  índice de incremento de tempo  
 $\Delta z$  incremento de espaço ( $\Delta z = z_{(i+1)} - z_{(i)}$ )  
 $\Delta t$  incremento de tempo

Analogamente, pela “regra do produto”, equação diferencial para fluxo de calor (**Equação 3.22**) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial \lambda}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + L_v \frac{P+P_v}{P} \left( \frac{\partial D_v}{\partial z} \frac{\partial P_v}{\partial z} + D_v \frac{\partial^2 P_v}{\partial z^2} \right) \quad (3.37)$$

Aplicando-se a diferenciação pelo Método das Diferenças Finitas, tem-se:

$$\begin{aligned} C_h \frac{T_{(i,j+1)} + T_{(i,j)}}{\Delta t} = \\ \frac{\lambda_{(i+1,j)} - \lambda_{(i,j)}}{\Delta z} \cdot \frac{T_{(i+1,j)} - T_{(i,j)}}{\Delta z} + \lambda \frac{T_{(i+1,j)} - 2T_{(i,j)} + T_{(i-1,j)}}{\Delta z^2} + \\ L_v \frac{P+P_v}{P} \left( \frac{D_{v(i+1,j)} - D_{v(i,j)}}{\Delta z} \cdot \frac{P_{v(i+1,j)} - P_{v(i,j)}}{\Delta z} + D_v \frac{P_{v(i+1,j)} - 2P_{v(i,j)} + P_{v(i-1,j)}}{\Delta z^2} \right) \end{aligned} \quad (3.38)$$

onde:

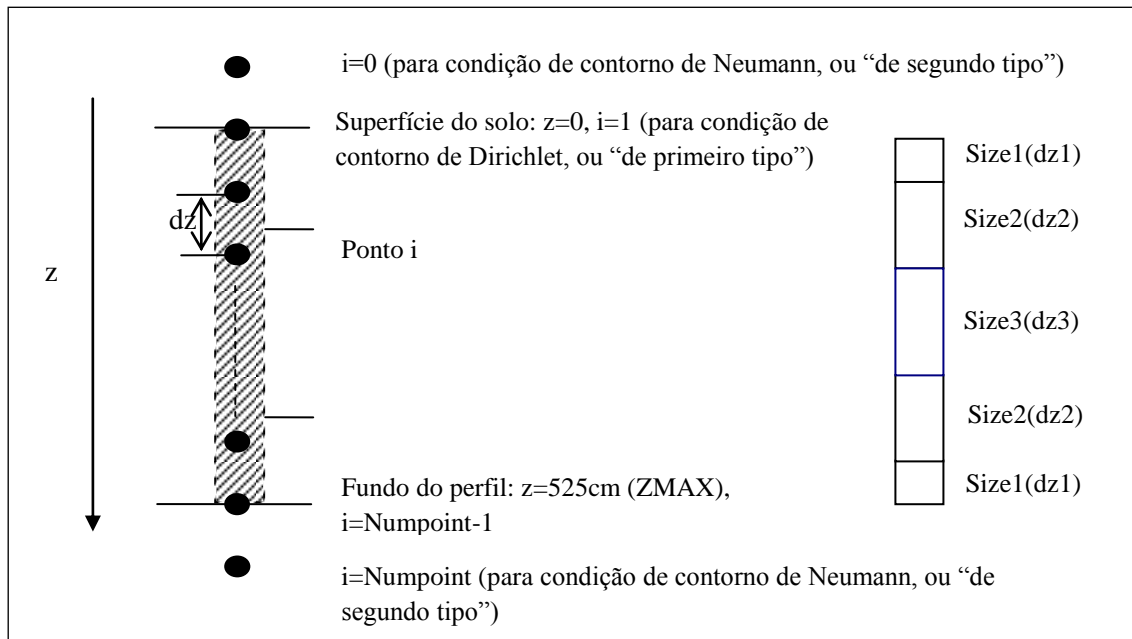
- $i$  índice de incremento de distância na direção  $z$   
 $j$  índice de incremento de tempo  
 $\Delta z$  incremento de espaço ( $\Delta z = z_{(i+1)} - z_{(i)}$ )  
 $\Delta t$  incremento de tempo

### 3.5.2 Rotina de processamento

O intervalo de tempo de incremento ( $dt$ ) e o incremento de espaço ( $dz$ ) devem ser bem dimensionados para que seja possível obter resultados estáveis e precisos (**Figura 3.4**) (Gao, 2006). No modelo computacional desenvolvido por Gao (2006) foi adotado um  $dt$  fixo de 0,5 segundos. Com relação ao incremento  $dz$ , o modelo computacional adota os seguintes valores, sendo 5,25 m a profundidade máxima de análise (ZMAX):



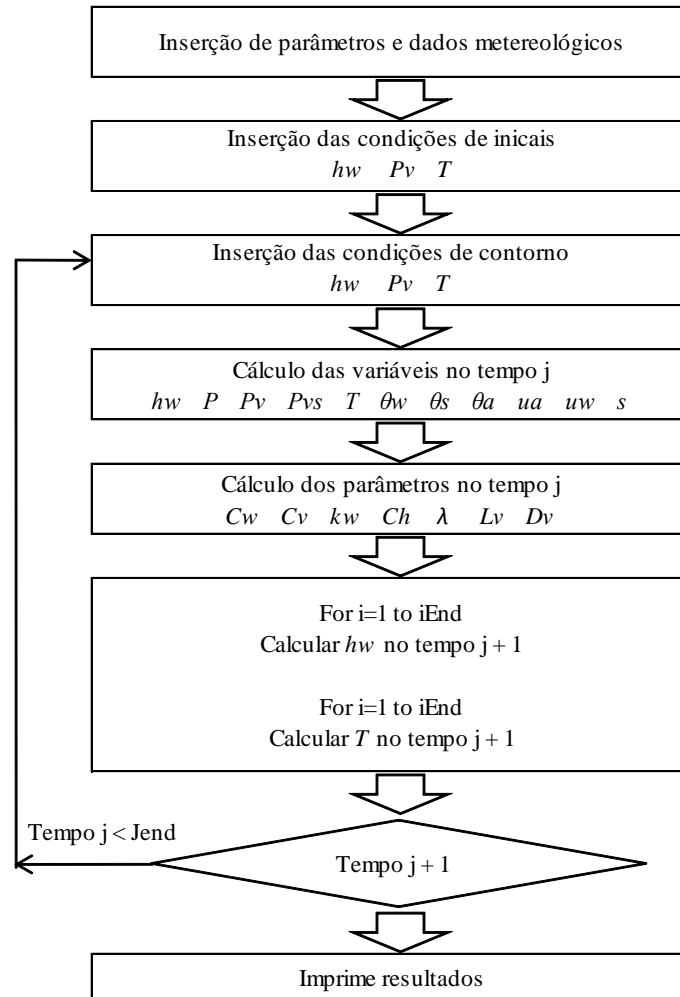
- (Size 1):  $dz = 5 \text{ mm}$  entre 0,00 – 0,20 m de profundidade
- (Size 2):  $dz = 10 \text{ mm}$  entre 0,20 – 0,50 m de profundidade
- (Size 3):  $dz = 50 \text{ mm}$  entre 0,50 – 4,75 m de profundidade
- (Size 2):  $dz = 10 \text{ mm}$  entre 4,75 – 5,05 m de profundidade
- (Size 1):  $dz = 5 \text{ mm}$  entre 5,05 – 5,25 m de profundidade



**Figura 3.4:** Perfil vertical de solo: Esquema de incrementos de  $\Delta z$  (adaptado de Gao, 2006, “Program User Guide”, SAIAFDM, ENPC-CERMES, 2005)

A **Figura 3.5** apresenta a rotina básica do programa SAIAFDM para resolver as equações diferenciais parciais de fluxo de massa (água líquida e vapor) e calor, que pode ser resumidamente dividida nos itens a seguir: **(a)** inserção dos dados meteorológicos diários obtidos em campo, como temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), precipitação (mm), radiação solar ( $\text{kW}/\text{m}^2$ ), velocidade do vento (m/s) e umidade relativa do ar (%); **(b)** inserção das condições iniciais da simulação, a partir da definição dos perfis iniciais de umidade volumétrica e temperatura do solo; **(c)** inserção das condições limites de contorno na superfície do solo ( $Z=0$ ) e na base do perfil ( $Z=Z\text{MAX}$ ); **(d)** cálculo no tempo  $j$  das variáveis e dos parâmetros ao longo do perfil do solo; **(e)** cálculo da temperatura ( $T$ ) e da pressão hidráulica total ( $h_w$ ) no tempo  $j$  ao longo do perfil do solo resolvendo-se simultaneamente as **Equações 3.36 e 3.38**; e **(g)** início de novo ciclo de iteração onde a temperatura ( $T$ ) e a pressão hidráulica total ( $h_w$ ) serão agora calculadas no tempo  $t=j+1$  a partir do tempo  $t=j$ . O processo se repete continuamente a partir

da entrada diária de novos dados, a cada novo ciclo. Maiores detalhes da rotina de processamento e do algoritmo computacional podem ser obtidos em Gao (2006), e ao longo do Capítulo 6.



**Figura 3.5:** Rotina de processamento (adaptado de Gao, 2006, “Program User Guide”, SAIAFDM, ENPC-CERMES, 2005)

### 3.5.3 Condições de contorno na interface solo-atmosfera

#### Evaporação ( $E$ )

A condição de contorno na interface solo-atmosfera é definida pelo balanço de energia solar que já foi anteriormente abordado. Nessa abordagem, a quantidade diária de calor latente ( $LE$ ), expressa em ( $J/m^2/dia$ ), é utilizada para calcular a quantidade diária de água evaporada,

dividindo-se  $LE$  pelo calor latente de vaporização da água ( $L_v$ ) expresso em (J/kg) conforme **Equação 2.39** apresentada no Capítulo 2:

$$E = \frac{LE}{L_v} = \frac{J/m^2.dia}{J/kg} = kg/m^2.dia$$

Dividindo-se o resultado da **Equação 2.39**, em  $kg/m^2.dia$ , pela densidade da água ( $\rho_w$ ) em  $kg/m^3$ , pode-se obter a taxa de evaporação ( $E$ ) de água em  $m/dia$  ou  $mm/dia$ .

*Taxa de infiltração no solo ( $Q$ )*

Gao (2006) utilizou o seguinte método para a análise da taxa de infiltração de água na superfície do solo ( $Q$ ):

$$Q = Q_{max}, \text{ para } P > Q_{max}; Q = P \text{ para } P \leq Q_{max}$$

onde:

$Q$  taxa de infiltração no solo (m/s)

$Q_{max}$  taxa de infiltração máxima deduzida a partir de uma gradiente hidrológico máximo assumindo que a superfície do solo está saturada (m/s)

$P$  taxa de precipitação (m/s)

sendo  $Q_{max}$  expresso pela seguinte equação:

$$Q_{max} = k_w \left( \frac{h_{ws}(0) - h_w(1)}{\Delta z} \right) \quad (3.39)$$

onde:

$k_w$  condutividade hidráulica não saturada (m/s)

$h_{ws}(0)$  carga hidráulica total (m) no ponto  $i = 0$  (superfície do solo) supondo a superfície saturada (ver **Figura 3.4**)

$h_w(1)$  carga hidráulica total (m) no ponto  $i = 1$  (ver **Figura 3.4**)

*Temperatura (T)*

A equação diferencial parcial para fluxo de calor (**Equação 3.22**) leva em consideração tanto o fluxo de calor por condução (energia consumida para aquecer o solo) como o fluxo de calor latente (energia consumida durante a evaporação da água). De acordo com Gao (2006) o fluxo de calor no solo ( $G$ ) pode ser utilizado diretamente como condição de contorno na **Equação 3.22**, sendo:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = -\lambda \frac{T(0)-T(2)}{\partial z} \quad (3.40)$$

onde:

- $G$       fluxo de calor no solo ( $\text{W/m}^2$ )  
 $\lambda$       condutividade térmica do solo ( $\text{W/m.K}$ )  
 $T$       temperatura ( $\text{K}$ )

Desse modo, o fluxo de calor ( $G$ ), que corresponde somente à primeira parcela da parte direita da **Equação 3.22**, seria utilizado não só para o aquecimento do solo, mas também para provocar a evaporação da água, o que vai de encontro com o conceito de ( $G$ ) na equação de Balanço de Energia (**Equação 2.38**), onde é chamado de “fluxo de calor no solo”, representando a energia consumida para aquecer os sólidos na superfície. Nessa situação, na superfície, a equação diferencial parcial para fluxo de calor deveria então ser reformulada, tal que (Gao, 2006):

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.41)$$

onde:

- $C_h$       calor específico volumétrico do solo ( $\text{J/m}^3 \cdot \text{K}$ )  
 $T$       temperatura ( $\text{K}$ )  
 $\lambda$       condutividade térmica do solo ( $\text{W/m.K}$ )

Por outro lado, Gao (2006) propõe uma forma alternativa utilizando a **Equação 3.22** também para o elemento da superfície do solo, sendo necessário nesse caso um processo iterativo a

fim de garantir consistência entre o ( $G$ ) calculado e o fluxo de calor no solo ( $G'$ ). O processo de iteração é dado por Gao (2006) a seguir:

(a) Assume-se uma temperatura inicial ( $T_s$ ) superfície do solo;

(b) Calcula-se o fluxo de calor no solo ( $G$ ) pelo método do Balanço de Energia utilizando a temperatura ( $T_s$ ) assumida;

(c) Calcula-se o fluxo de calor do solo ( $G'$ ) pela seguinte equação:

$$G' = \lambda \frac{T_s - T_1}{dz} \quad (3.52)$$

(d) Se  $|G - G'| >$  (erro aceitável!), uma nova temperatura ( $T_s$ ) é calculada;

(e) Continua-se com os passos b, c e d até que  $|G - G'| <$  (erro aceitável!). A temperatura ( $T_s$ ) determinada por essa iteração será utilizada como um limite de contorno para análise numérica.

### 3.5.4 Condições iniciais: Temperatura (T) e Umidade Volumétrica ( $\theta$ )

O conhecimento das condições iniciais é fundamental para dar início à resolução das equações diferenciais parciais. No presente estudo as condições iniciais são *inputs* do modelo computacional e expressam o valor da temperatura ( $T$ ) e umidade volumétrica ( $\theta$ ) do perfil do solo no tempo  $t=0$ . No entanto como os perfis iniciais de temperatura e umidade volumétrica do solo eram desconhecidos, seus valores foram estimados durante a pesquisa, e serão apresentados no Capítulo 6, sendo inclusive motivo de uma das simulações realizadas.

## 3.6 VALIDAÇÃO DO MODELO

O modelo computacional de interação solo-atmosfera desenvolvido por Gao (2006) e adotado neste trabalho foi validado em Cui *et al.* (2010) a partir da comparação entre simulações realizadas e dados obtidos em campo. Para tanto, um talude experimental instrumentado foi

construído em Rouen, França, entre agosto e novembro de 2003. Detalhes da pesquisa podem ser encontrados em Cui *et al.* (2010).

De acordo com Cui *et al.* (2010), a “*comparação dos resultados da simulações com as medições de campo mostram que uma abordagem combinando a análise de interacção solo-atmosfera com um modelo de fluxo acoplado de água e calor, pode ser usada para calcular a umidade volumétrica, a temperatura e a sucção do solo, em qualquer tempo*”.

*Capítulo* **4**

*Ensaaios de  
Caracterização e Determinação  
das Propriedades do Solo*

---

## 4.1 INTRODUÇÃO

A obtenção em laboratório das propriedades do solo utilizado nas simulações numéricas realizadas neste estudo não fez parte do escopo deste trabalho. As características do solo foram obtidas a partir do relatório BRGM/RP-54862-FR, datado de Outubro de 2006, intitulado “*Étude des mécanismes de déclenchement du phénomène de retrait-gonflement des sols argileux et de ses interactions avec le bâti*” (Estudo de mecanismos de desencadeamento do fenômeno de retração e inchamento de solos argilosos e suas interações com a construção), que foi elaborado como parte integrante do projeto **ARGIC**. A íntegra do relatório encontra-se disponível para consulta no site da Agência de Pesquisas Geológicas e Minerais da França – BRGM (*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*) no endereço eletrônico <http://www.brgm.fr>.

O projeto **ARGIC** – *Analyse du Retrait-gonflement et de ses Incidences sur les Constructions* (Análise da Retração e Inchamento das argilas e seus impactos nas Construções) foi estruturado, lançado e coordenado por diversas organizações francesas, em resposta ao alto índice de danos causados às construções em decorrência do fenômeno de retração e inchamento dos solos argilosos ativos em diversas regiões da França. De acordo com um dos relatórios do projeto (BRGM/RP-54862-FR), no final de 2002, o custo total acumulado de prejuízos foi avaliado em 3,3 bilhões de Euros, tornando-se a segunda maior causa de indenizações por catástrofes naturais na França depois das inundações.

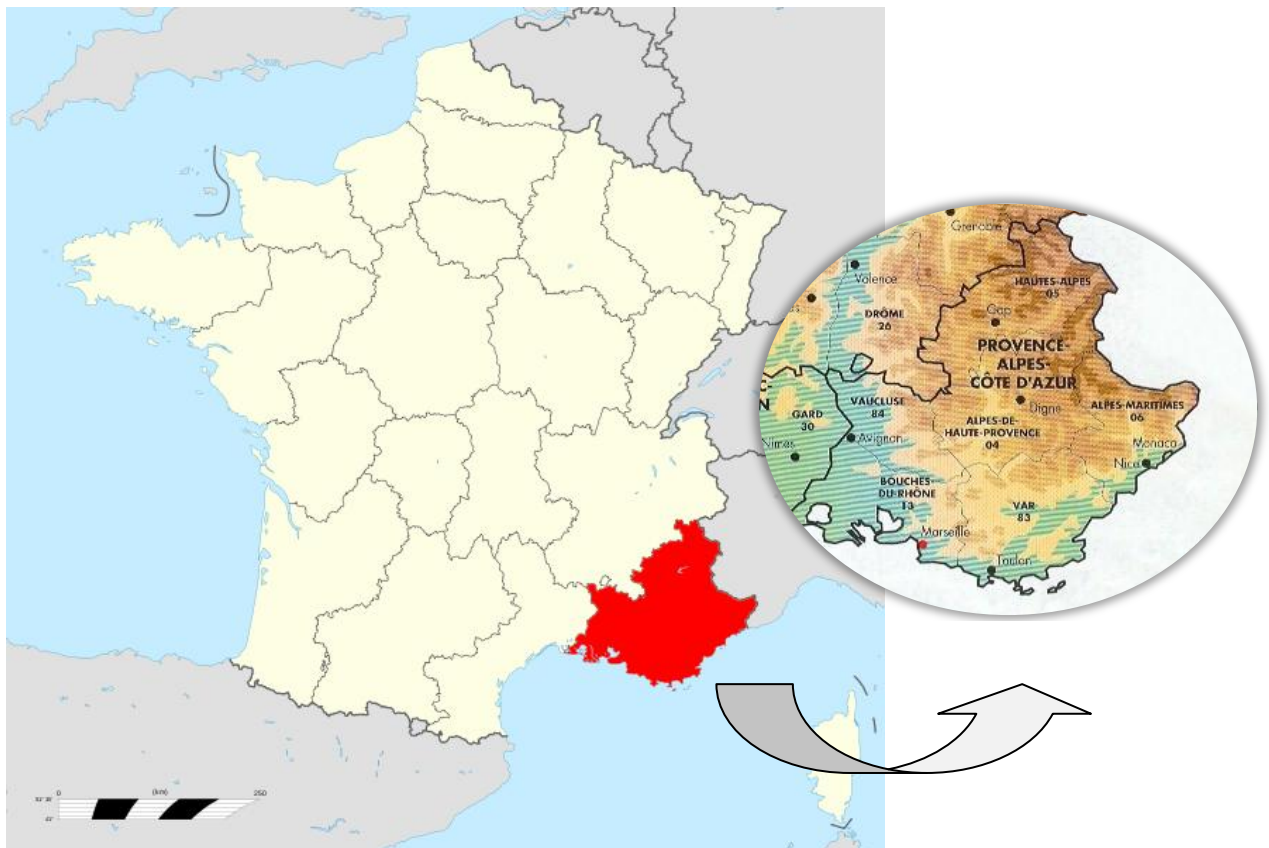
O projeto foi efetivamente iniciado em Fevereiro de 2006, durou três anos, e teve os seguintes objetivos: **(a)** fornecer uma melhor compreensão dos mecanismos relacionados ao fenômeno de retração de argilas expansivas, relacionando dados meteorológicos com alterações na umidade e variações no volume de solos argilosos; e **(b)** estudar as causas de reclamações e a influência dos recalques diferenciais de terreno na estrutura do edifício, para propor disposições construtivas eficazes e economicamente viáveis para mitigar o problema.

Durante o desenvolvimento do projeto, diversas regiões da França afetadas por esse problema foram mapeadas e estudadas. As informações consolidadas integram hoje um mapa de alerta (<http://www.argiles.fr>) onde estão identificadas as áreas mais afetadas pelo fenômeno de retração e inchamento das argilas ativas e, conseqüentemente, as que apresentam maior risco para as edificações.



As informações constantes no relatório do projeto ARGIC foram utilizadas por Bicalho (2007) em seu Pós-Doutorado realizado na *École Nationale des Ponts et Chaussées* (ENPC/CERMES), Paris, França. Foi escolhido o solo da vila de Mormoiron, Vaucluse, França, como referência para o estudo. A curva de retenção solo-água (SWCC), obtida a partir de ensaios de campo, foi utilizada por Bicalho (2007) para ajustar os parâmetros físicos das equações constitutivas (curva de retenção e curva de condutividade hidráulica) do modelo de interação solo-atmosfera proposto por Cui *et al.* (2005) e Cui *et al.* (2010).

A região de Mormoiron, Vaucluse, França (**Figura 4.1**), foi escolhida por dispor de 40 anos de medições climáticas, entre elas, precipitação, temperatura, radiação solar, temperatura e velocidade do vento, que se constituem como uma rica base de dados de fundamental importância para o desenvolvimento das pesquisas relativas ao modelo de interação solo-atmosfera. Todos os dados climáticos foram cedidos pela *Meteo France* (Agência de Meteorologia da França).



**Figura 4.1:** Região de *Provence Alpes Côte D'Azur*, onde está localizado o Distrito de Vaucluse e a vila de Mormoiron

## 4.2 ENSAIOS DE CARACTERIZAÇÃO DO SOLO

### 4.2.1 Determinação da amostra

O solo que serviu de base para o estudo é proveniente da região de Mormoiron, Vaucluse, França. Um bloco de 50 kg, extraído à cerca de 0,5 metros de profundidade em Março de 2005, e chamado de **MOR-PR1-E50**, serviu como amostra para a caracterização do solo. Trata-se de uma amostra indeformada com teor de água inicial de aproximadamente 31% (extração feita após um período chuvoso).

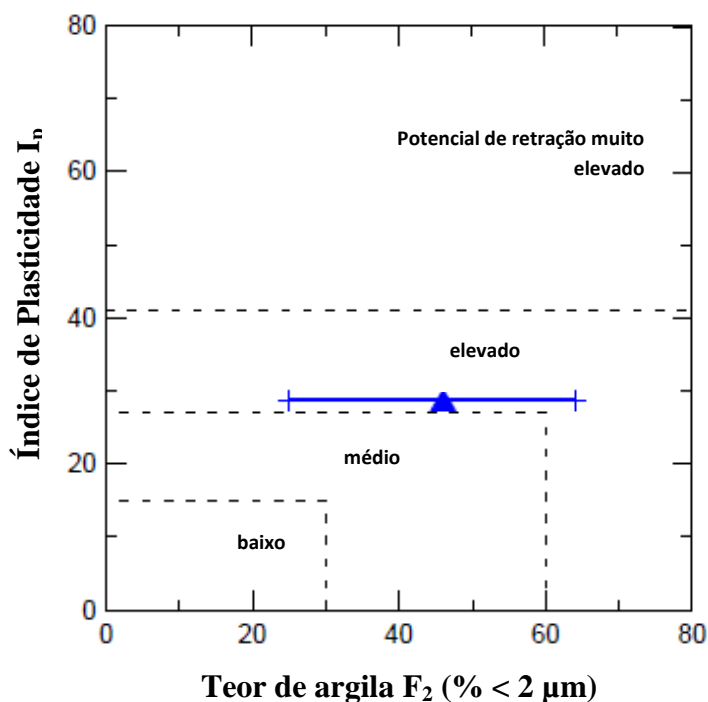
Os ensaios efetuados sobre este material foram os ensaios de caracterização, ciclos de drenagem-umidificação sobre amostras intactas bem como uma medida de pressão de inchamento, além de ensaios triaxiais não adensados não drenados (UU) sobre amostras reconstituídas por compactação.

### 4.2.2 Plasticidade e granulometria

Os ensaios realizados apresentaram valores de limite de liquidez (LL) variando entre 52% e 60% e limite de plasticidade (LP) entre 23% e 28%. Com relação à granulometria do solo, foram obtidos percentuais entre 90% e 98% para a fração < 80 $\mu$ m. Para a fração < 2 $\mu$ m foram obtidos percentuais entre 25% e 64%. O índice de atividade de argila (Skempton 1953) variou de 0,45 (atividade baixa) a 1,16 (atividade normal).

A densidade dos grãos sólidos ( $G_s$ ) é de 2,72 e os minerais predominantes medidos foram carbonatos, quartzo e argilas (esmectita e ilita), com percentual de calcário observado entre 37% e 44%. De acordo com o “Sistema Unificado de Classificação” (SUC) e o Ábaco de Casagrande/ASTM D 2487-93, o solo pode ser classificado como uma argila inorgânica de alta plasticidade, CH.

O triângulo na **Figura 4.2** indica a posição da amostra **MOR-PR1-50** em relação ao seu “potencial de retração”. De uma forma geral, o solo pode ser classificado como sendo de razoável “potencial de retração”.



**Figura 4.2:** Potencial de inchamento do solo de Mormoiron determinado de acordo com o *Building Research Establishment* (1980) (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR)

### 4.2.3 Mineralogia (Amostra: MOR-PR1-50)

A mineralogia do material foi determinada por difração de raios X e espectrometria de infravermelho. As medições foram feitas em amostras colocadas diretamente sobre a lâmina sem preparação especial. Os resultados mostrados das **Figuras 4.3 e 4.4** confirmam uma presença significativa de carbonato e de quartzo, e para a fração de argila, a presença de esmectita e illita.

As esmectitas são muito sensíveis à água e podem apresentar um significativo inchamento decorrente da adsorção de moléculas de água entre as suas camadas, que são unidas por forças de forças de van der Waals<sup>15</sup> e cátions (ligações fracas). Por outro lado a ligação entre as lâminas básicas de illita (duas faces de hidrogênio) é feita por íons fixos de potássio (K) o que torna a ligação mais firme, fazendo com que as illitas sejam menos expansíveis do que as esmectitas (Castello, 1998).

<sup>15</sup> **força de van der Waals:** nome dado em homenagem ao cientista holandês Johannes Diderik van der Waals, é a soma de todas as forças atrativas ou repulsivas, que não sejam forças devidas a ligações covalentes entre moléculas (ou entre partes da mesma molécula) ou forças devido a interação eletrostática de íons. As forças de van der Waals diferenciam-se das ligações de hidrogênio e das interações dipolo-dipolo por serem mais fracas em comparação à estas.

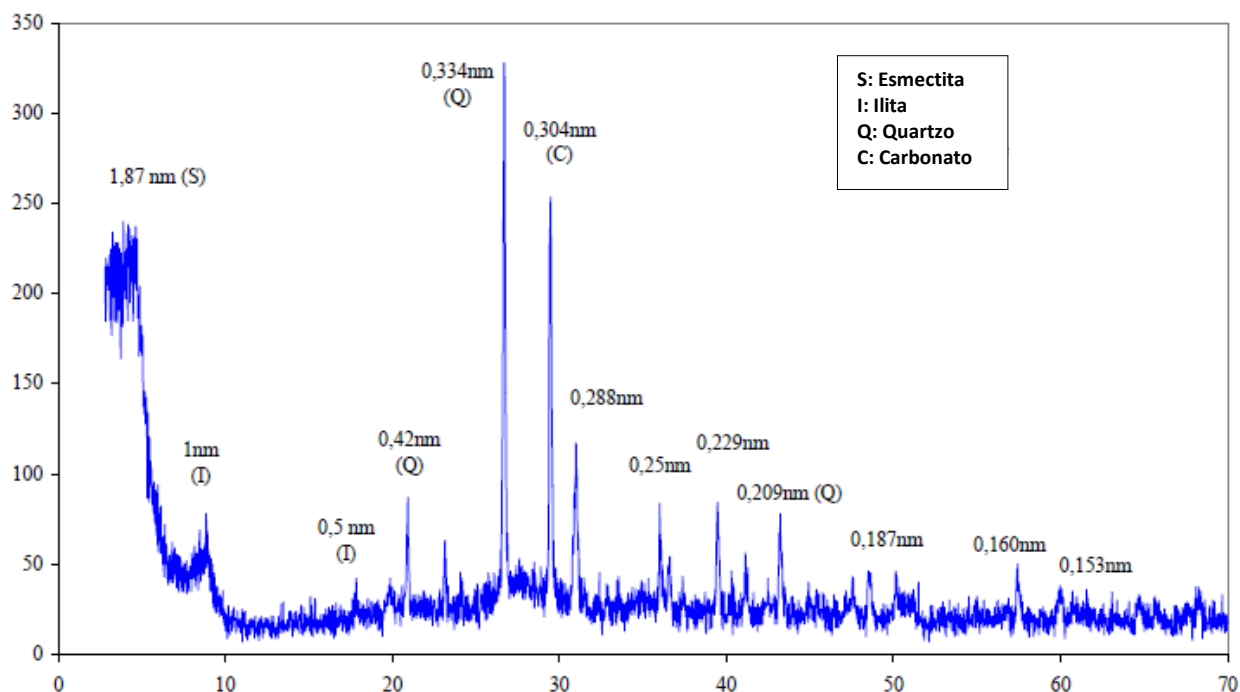


Figura 4.3: Difratoimetria de raio X (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR)

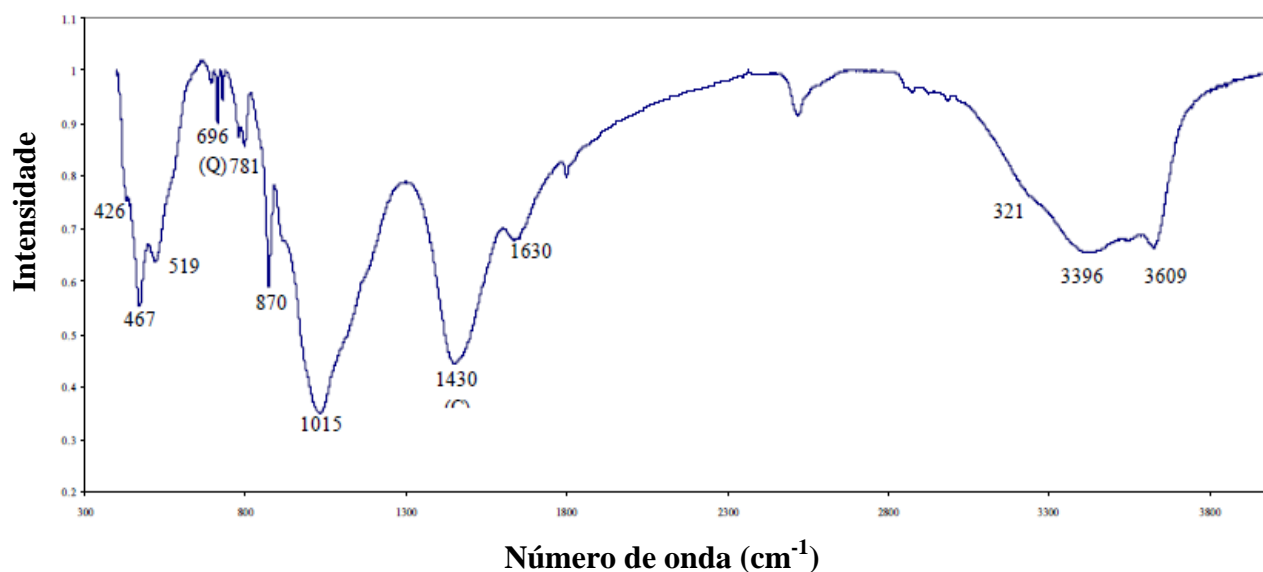


Figura 4.4: Espectrometria infravermelho (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR)

#### 4.2.4 Porosimetria de mercúrio (Amostra: MOR-PR1-50)

As medições foram feitas em amostras colocadas diretamente sobre a lâmina, sem preparação especial. A porosimetria de mercúrio representada na **Figura 4.5** mostra a presença de poros com diâmetro em torno de 1 micrón e de poros de com diâmetro em torno de 0,03 microns.

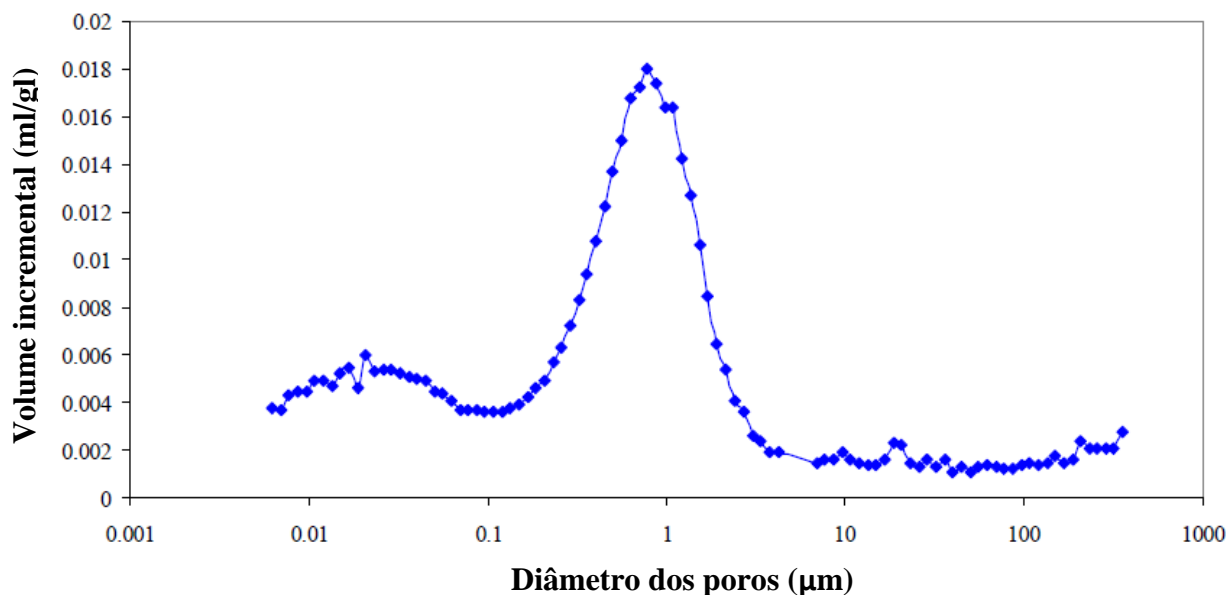


Figura 4.5: Porosimetria de mercúrio (adaptado do relatório BRGM/RP-54862-FR)

### 4.3 PARÂMETROS DO SOLO

Nesta seção serão apresentadas as curvas características e as funções de permeabilidade hidráulica que foram utilizadas nas análises numéricas. Demais parâmetros físicos relacionados ao solo serão apresentados no Capítulo 6 (Análises Numéricas).

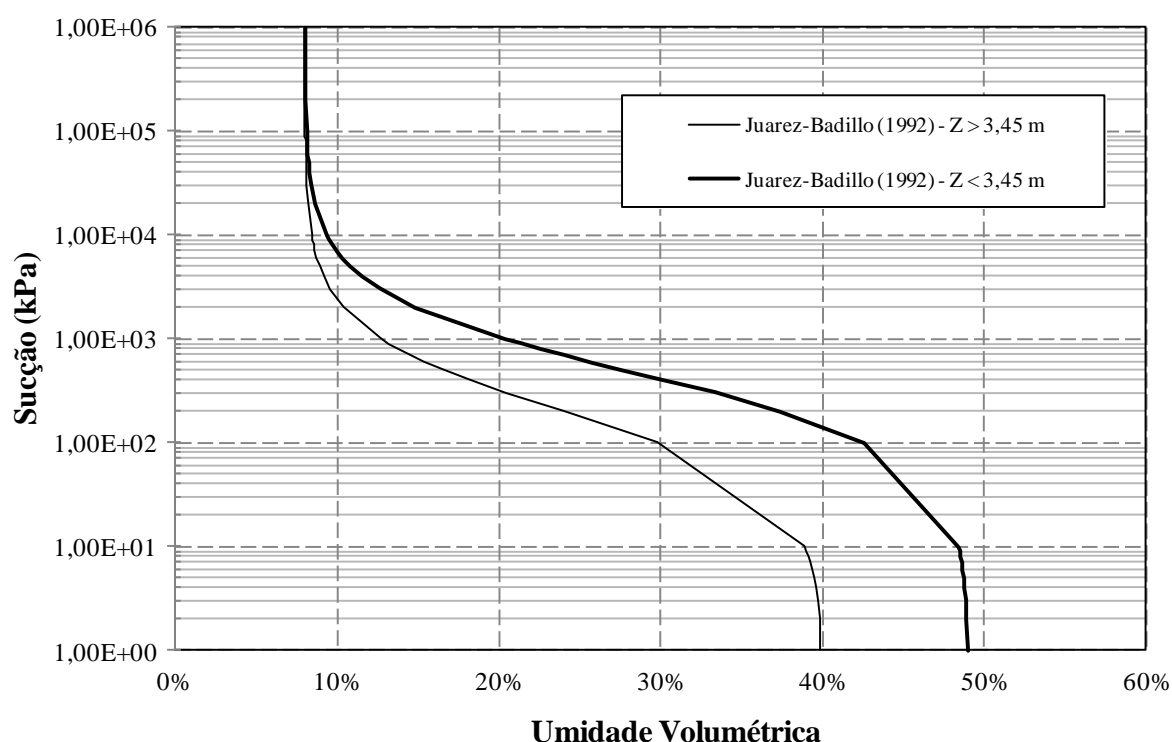
#### 4.3.1 Curva de retenção solo-água

Como mencionado anteriormente, as curvas de secagem e drenagem obtidas em laboratório foram utilizadas por Bicalho (2007) para ajustar os parâmetros físicos das equações constitutivas (curva de retenção solo-água e curva de condutividade hidráulica) do modelo de interação solo-atmosfera proposto por Cui *et al.* (2005) e Cui *et al.* (2010).

A Tabela 4.1 apresenta os valores dos parâmetros da Equação 3.23 (Juarez-Badillo, 1992) para os dois extratos de solo do modelo de interação solo-atmosfera. Os valores referem-se ao caso de referência ou caso base, chamado neste trabalho de “Caso B”. A Figura 4.6 apresenta as duas curvas de retenção que foram estimadas para os dois diferentes extratos do solo definidos no modelo numérico. O primeiro extrato varia entre 0 e 345 cm de profundidade e o segundo varia entre 345 e 525 cm de profundidade.

**Tabela 4.1:** Parâmetros das curvas de retenção solo-água para os dois diferentes extratos de solo (Z)

Parâmetros (Caso B):	(Z < 3,45 m)	(Z > 3,45 m)	Unidade
Umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ )	0,490	0,400	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Umidade volumétrica residual ( $\theta_r$ )	0,080	0,080	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Umidade volumétrica para sucção SI ( $\theta_{wl}$ )	0,240	0,240	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Sucção SI (kPa)	700	200	kPa
Parâmetro de ajuste da curva ( $\zeta$ )	1,1	1,1	-

**Figura 4.6:** Curvas de retenção do solo para dois diferentes extratos de solo definidos no modelo de interação solo-atmosfera

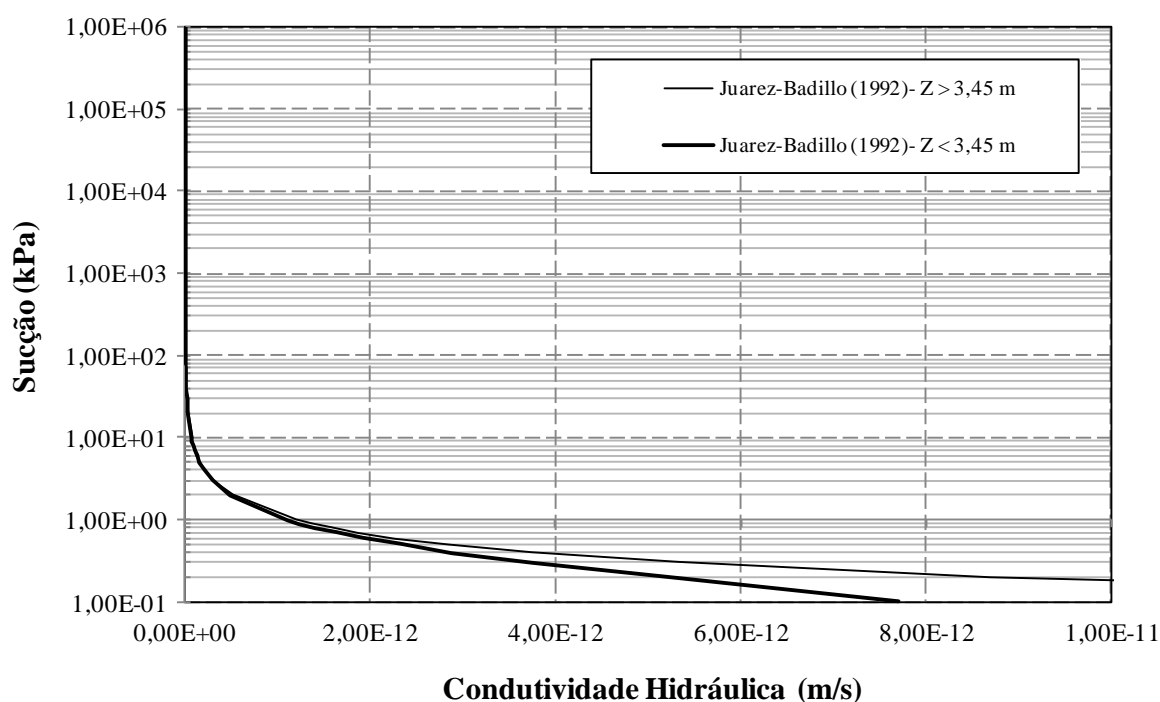
### 4.3.2 Função de permeabilidade ou condutividade hidráulica não saturada

A **Tabela 4.2** apresenta os valores dos parâmetros da **Equação 3.25** (Juarez-Badillo, 1992) para os dois extratos de solo do modelo de interação solo-atmosfera. Os valores referem-se ao caso de referência ou caso base, chamado neste trabalho de “Caso B”. A partir dos valores da condutividade hidráulica saturada apresentados, observa-se a que tratam-se de solos que com valores de  $k_{sat}$  muito pequenos, variando entre  $10^{-10}$  m/s e  $10^{-11}$  m/s. A **Figura 4.7** apresenta as

funções de permeabilidade estimada a partir dos parâmetros hidráulicos para dois diferentes extratos do solo definidos no modelo numérico (entre 0 e 345 cm de profundidade e o entre 345 e 525 cm de profundidade).

**Tabela 4.2:** Parâmetros das funções de permeabilidade para os dois diferentes extratos de solo (Z)

Parâmetros (Caso B):	(Z < 3,45 m)	(Z > 3,45 m)	Unidade
Condutividade hidráulica saturada ( $K_{sat}$ )	1,20E-11	2,40E-10	m/s
Condutividade hidráulica não saturada para sucção S1 ( $K_{wl}$ )	1,20E-14	1,20E-14	m/s
Sucção S1	40	40	kPa
Parâmetro de ajuste da curva ( $\zeta$ )	1,25	1,25	-



**Figura 4.7:** Curvas de condutividade hidráulica não saturada ou função de permeabilidade do solo

Quando os valores de condutividade hidráulica do solo são apresentados também em “escala logarítmica” (Figura 4.8), percebe-se mais claramente que, para os dois extratos de solo, as funções de permeabilidade são praticamente coincidentes. Para valores de sucção mátrica já a partir 1,0 kPa os dois extratos possuem os mesmos valores de condutividade hidráulica não saturada ( $k_w$ ). De maneira prática, isso significa que exceto na condição de saturação, onde a

sucção mátrica é nula, os dois solos, sob mesmas condições, se comportam hidraulicamente (fluxo de água) da mesma maneira.

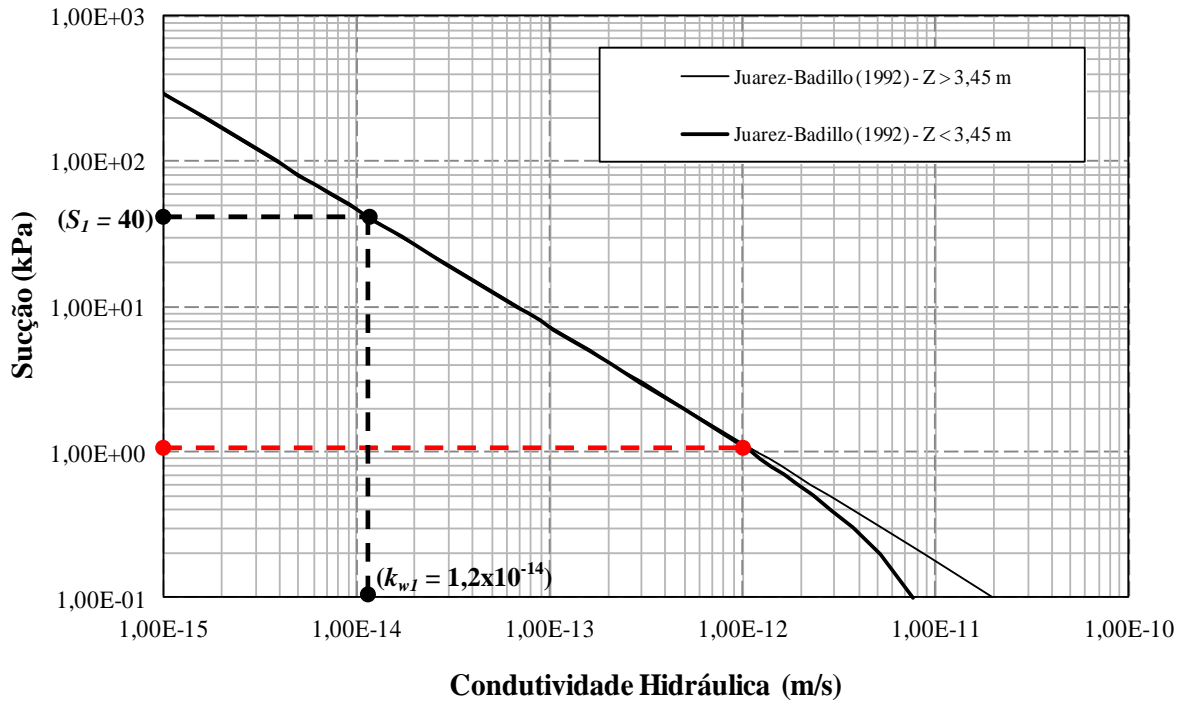


Figura 4.8: Condutividade hidráulica não saturada versus sucção mátrica em escala logarítmica



*Capítulo 5*

*Apresentação dos Dados  
Climáticos*

---

## 5.1 INTRODUÇÃO

Como já demonstrado anteriormente no Capítulo 3, os dados climáticos, entre eles, precipitação, umidade relativa do ar, radiação solar, temperatura e velocidade do vento, são utilizados como *input* fundamental do modelo computacional para realização das simulações análises numéricas.

Nesse sentido, a escolha da região de Mormoiron como fonte desses dados não se deu por acaso ou por preferência pessoal. Como já mencionado, essa região foi escolhida para o estudo por dispor de um longo período de medições climáticas, disponível para pesquisa, que vai desde janeiro de 1964 até dezembro de 2005. Toda essa base rica e acessível de informações foi fundamental para o desenvolvimento do estudo, tendo sido primeiramente disponibilizada para Bicalho (2007) durante seu Pós-Doutorado realizado na *École Nationale des Ponts et Chaussées* (ENPC/CERMES), Paris, França.

Além disso, o objetivo principal deste estudo é avaliar a influência da evaporação. Nesse sentido, verifica-se que a região de Mormoiron na França possui uma característica climática que, do ponto de vista do balanço hídrico atmosférico, classifica-a como uma região de regime “excedente/déficit” sazonal de água, favorecendo o desenvolvimento das análises e o objetivo do trabalho.

No entanto, embora o conjunto de dados fosse vasto (aproximadamente 40 anos), apenas uma parte dele foi utilizada nas análises deste trabalho, representada pelos dados compreendidos entre 01/12/2003 e 31/12/2005. Essa seleção justifica-se primeiramente por se tratarem de informações mais recentes, mas também por ser um conjunto de dados que representa o padrão climático da região a partir do ano 2000 (período de temperaturas médias mais elevadas).

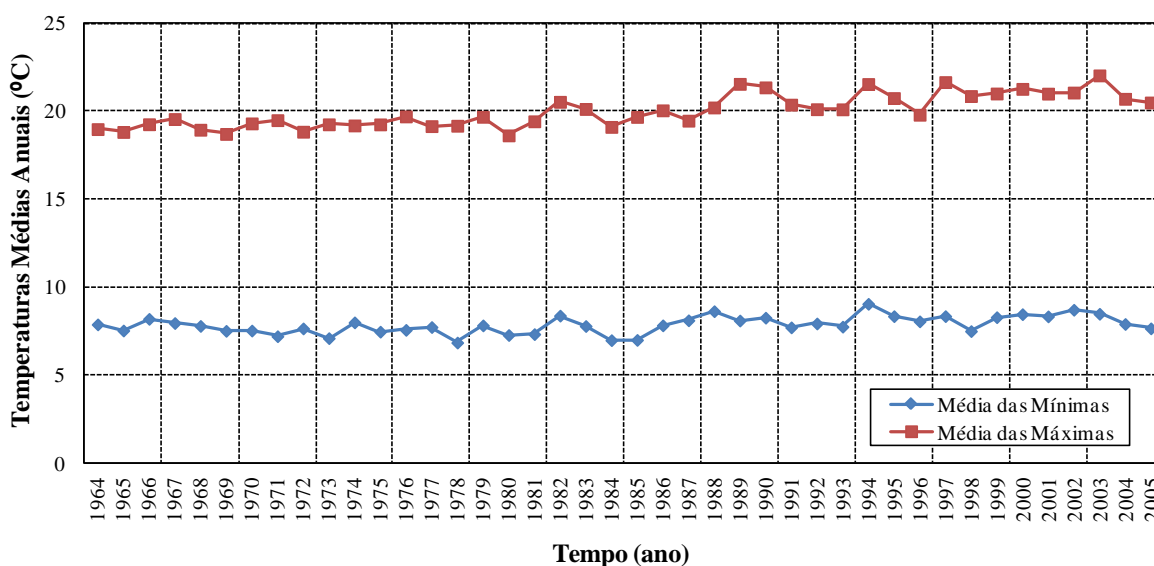
Nas seções seguintes é apresentado um panorama geral sobre os dados climáticos no longo período e os dados climáticos (e seus respectivos gráficos) que de fato foram utilizados nas simulações. Todos os dados climáticos foram cedidos pela *Meteo France* (Agência de Meteorologia da França).

## 5.2 DADOS CLIMÁTICOS

### 5.2.1 Temperatura do ar e Radiação solar

A **Figura 5.1** apresenta as médias anuais das temperaturas do ar (°C) máximas e mínimas, que foram registradas diariamente na região de Mormoiron, França, desde 1964. Pode se observar que até o ano de 1980 as temperaturas médias anuais são aparentemente estáveis, ficando em torno de 7,6°C para as mínimas e 19,2°C para as máximas.

Já a partir do ano de 1981 observa-se uma clara tendência ascendente nas duas médias, sendo que a partir do ano 2000, a média das mínimas temperaturas fica em torno de 8,3°C e a média das máximas atinge 21,2°C.



**Figura 5.1:** Médias anuais das temperaturas do ar (°C), mínima e máxima, na região de Mormoiron

As **Figuras 5.2**, **5.3** e **5.4** apresentam respectivamente as distribuições da temperatura do ar (°C) e da radiação solar ( $J/cm^2/dia$ ) para o período objeto do estudo, compreendido entre 01/12/2003 e 31/12/2005.

A **Figura 5.2** apresenta as médias mensais das máximas e das mínimas temperaturas registradas e a **Figura 5.3** apresenta o registro das temperaturas diárias do período. A **Figura 5.4** mostra o registro diário da radiação solar no mesmo período.

Observa-se que a variação de temperatura do ar correlaciona-se bem com a variação da radiação solar. Nas duas curvas (Figuras 5.3 e 5.4) é possível perceber claramente o padrão senoidal que acompanha as estações do ano na Europa, com “picos” no verão e vales no inverno. A temperatura média do ar varia entre aproximadamente -2 e 28 °C e a radiação solar entre 500 a 3000 J/cm<sup>2</sup>dia.

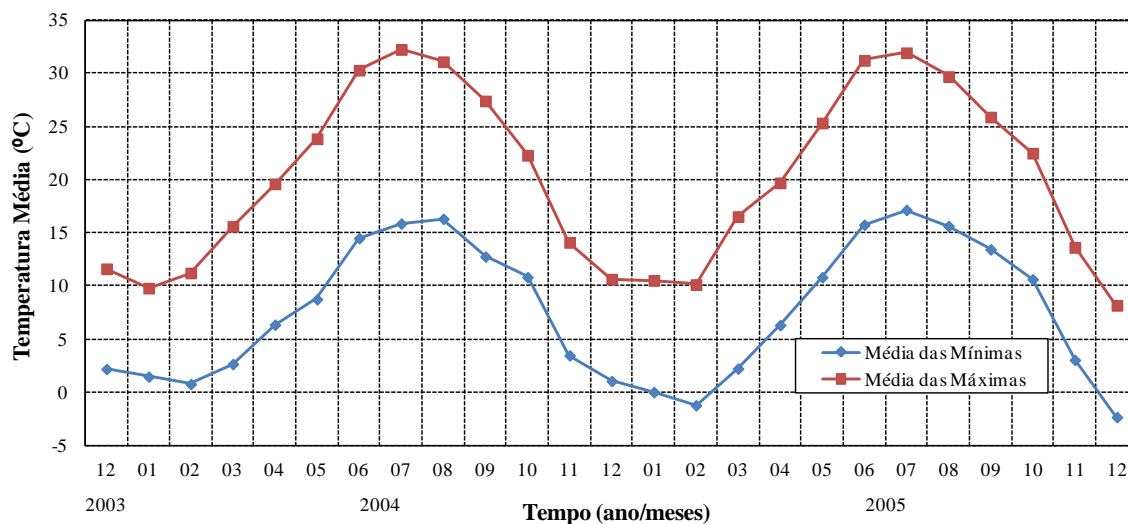


Figura 5.2: Média mensal das temperaturas do ar (°C), mínimas e máximas, na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005

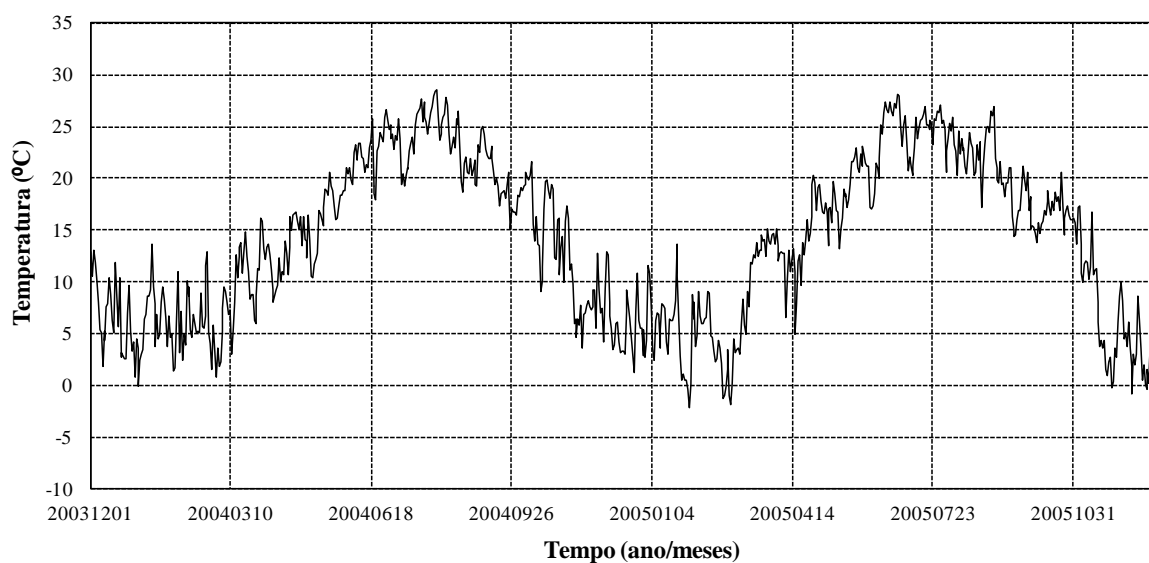
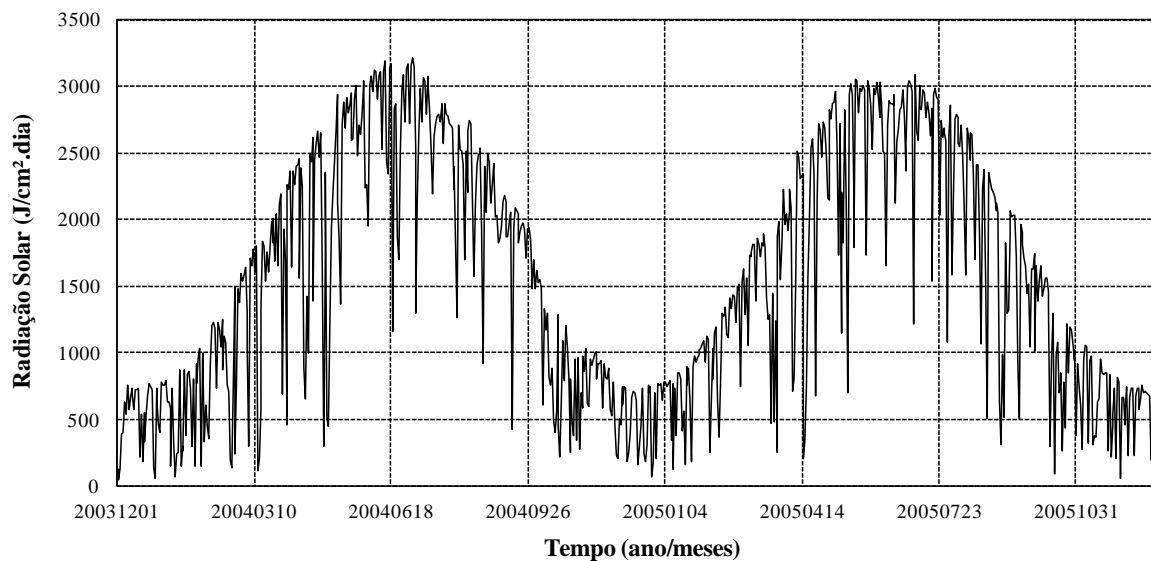


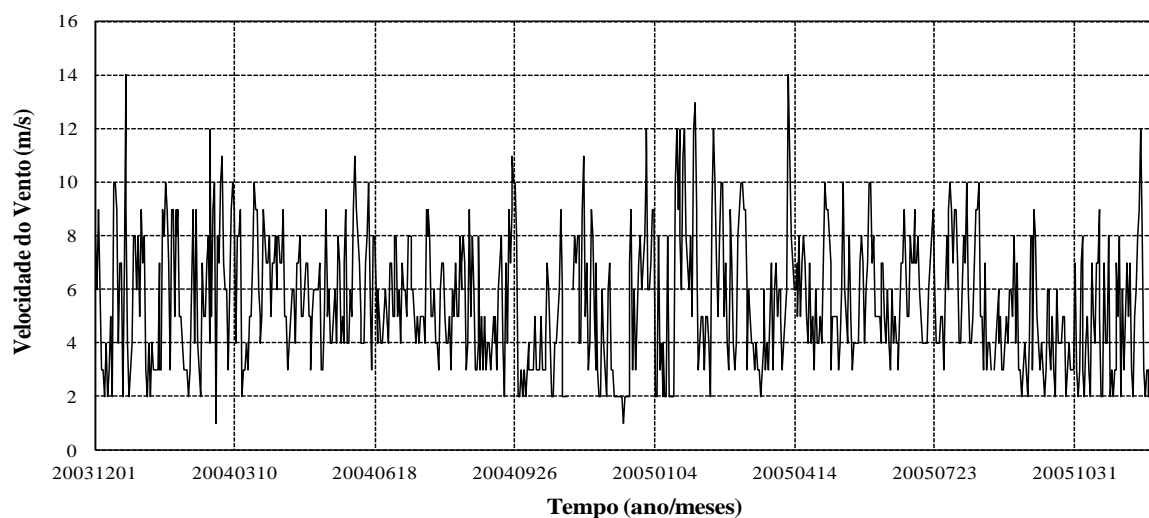
Figura 5.3: Distribuição diária média da temperatura do ar (°C) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005



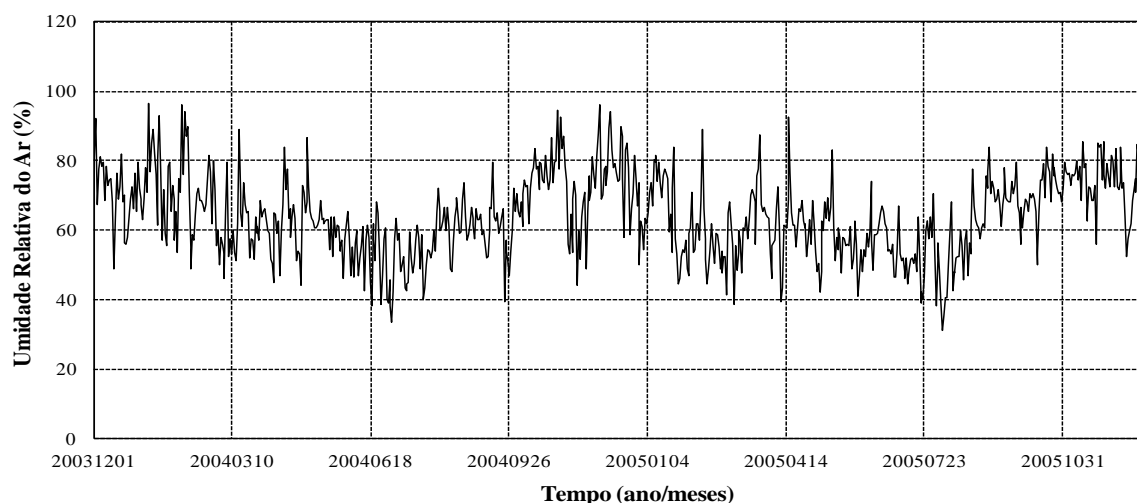
**Figura 5.4:** Distribuição diária da radiação solar (J/cm<sup>2</sup>dia) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005

### 5.2.2 Velocidade do vento e Umidade relativa do ar

As **Figuras 5.5 e 5.6** apresentam respectivamente as distribuições diárias da velocidade de vento (m/s) e da umidade relativa do ar (%).



**Figura 5.5:** Distribuição diária da velocidade do vento (m/s) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005



**Figura 5.6:** Distribuição diária da umidade relativa do ar (%) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2005

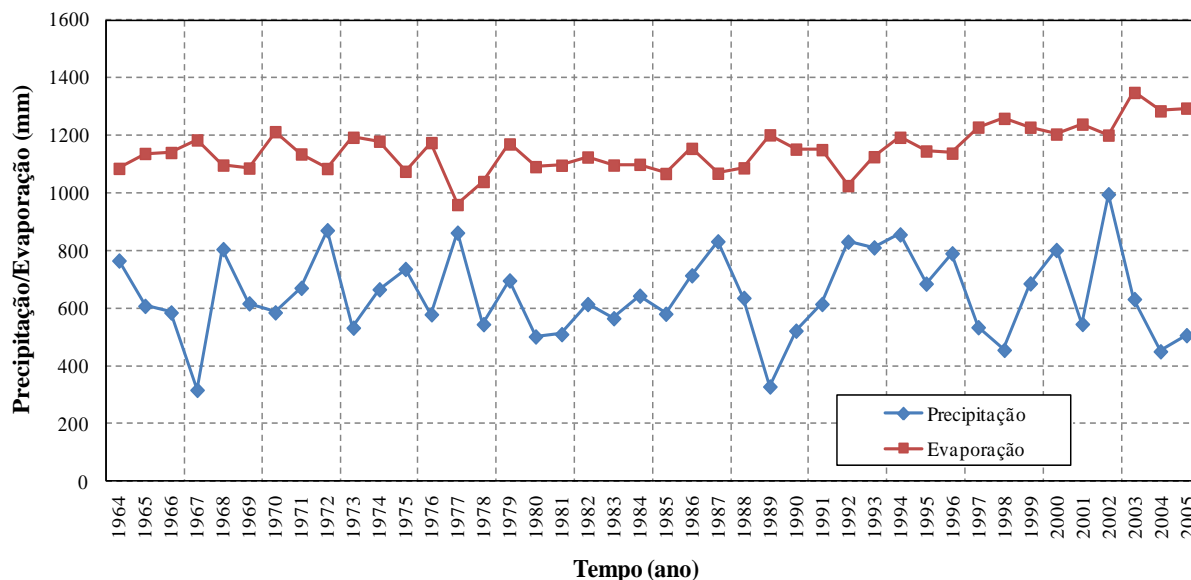
Observa-se que o comportamento do vento é relativamente estável ao longo do ano, na maior parte do período variando entre 2,0 e 10,0 m/s, chegando a picos de 14 m/s. A umidade relativa do ar varia entre 40% e 90% e não necessariamente obedece ao padrão de precipitação. A umidade do ar não depende somente da precipitação, mas também da temperatura do ar e da velocidade do vento (Cui e Zornberg, 2008).

### 5.2.3 Precipitação e evaporação potencial

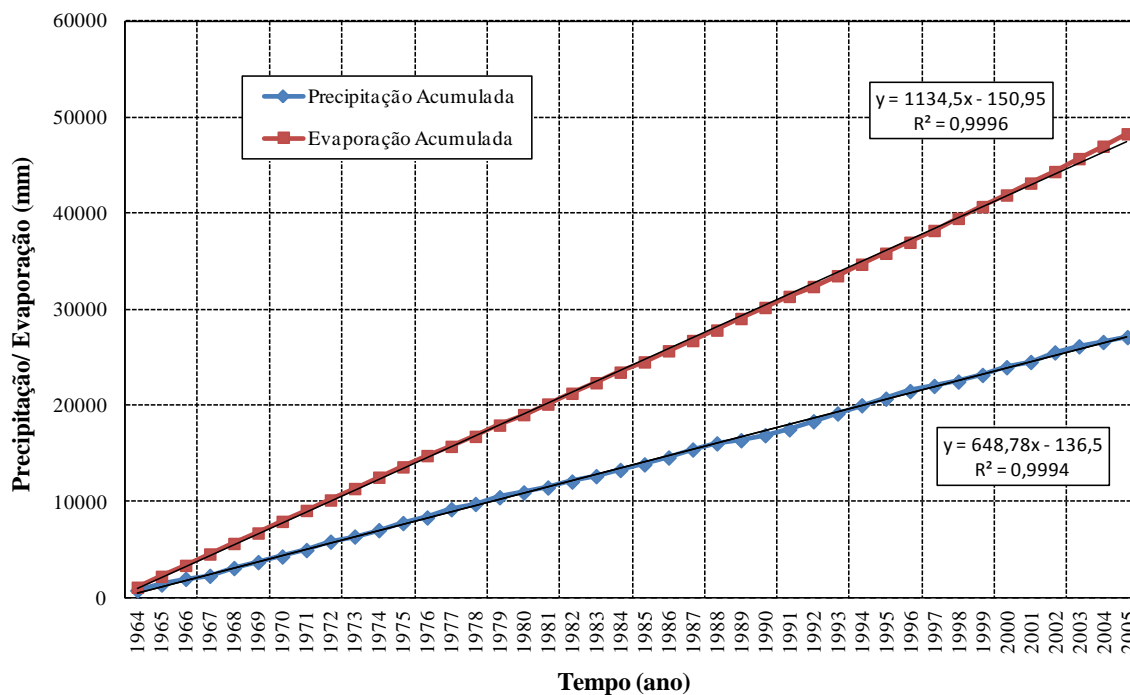
As **Figuras 5.7** e **5.8** apresentam, respectivamente, os totais anuais e os valores acumulados de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) a partir de 1964 até o ano de 2005. Os valores de evaporação disponibilizados pela *Meteo France* foram “calculados” a partir do método empírico de Thornthwaite (1948), que estima a taxa de evaporação potencial mensal a partir de temperaturas médias do ar. Esse método foi apresentado anteriormente no Capítulo 2 deste trabalho, *item 2.5.3*.

A **Figura 5.8** mostra os totais anuais acumulados de precipitação e evaporação potencial desde 1964. As linhas de tendência das duas curvas apresentam um elevado coeficiente de correlação, praticamente igual a 1, sugerindo que o regime anual de chuvas permanece estável desde 1964 até o ano de 2005. A partir da análise do Balanço Hídrico Atmosférico ao longo deste período, verifica-se que, em valores totais anuais, a evaporação sempre supera a

precipitação. Entretanto, isso não significa que não há meses mais chuvosos, nos quais a precipitação supera a evaporação.

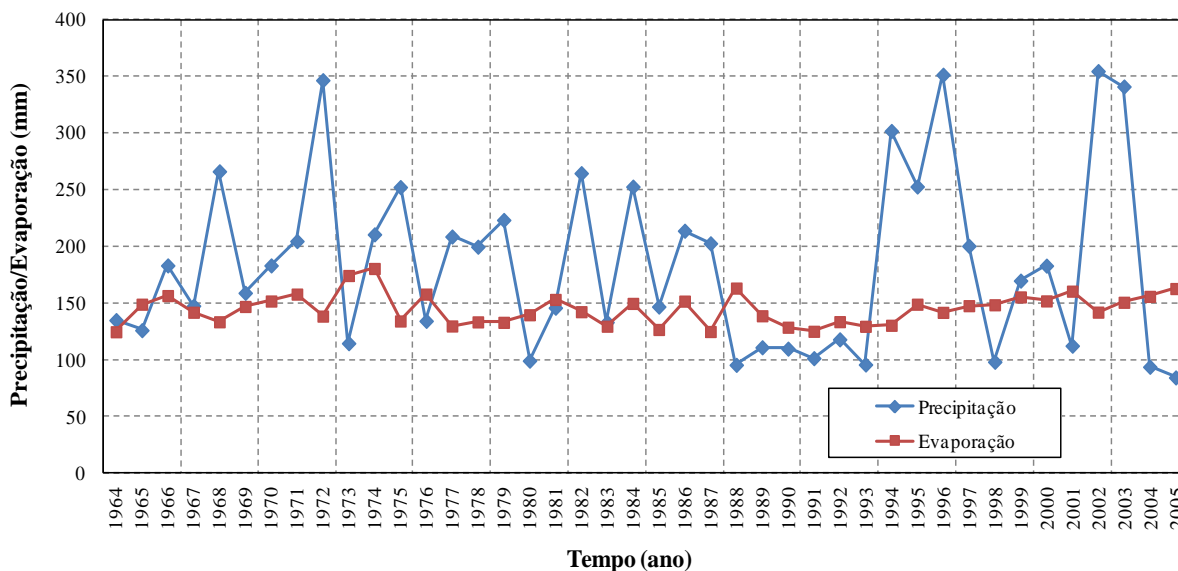


**Figura 5.7:** Totais anuais de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período de 1964 a 2005



**Figura 5.8:** Valores acumulados de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período 1964 a 2005

A **Figura 5.9** apresenta os totais de evaporação potencial e precipitação somente para os meses mais chuvosos, entre Novembro e Fevereiro.

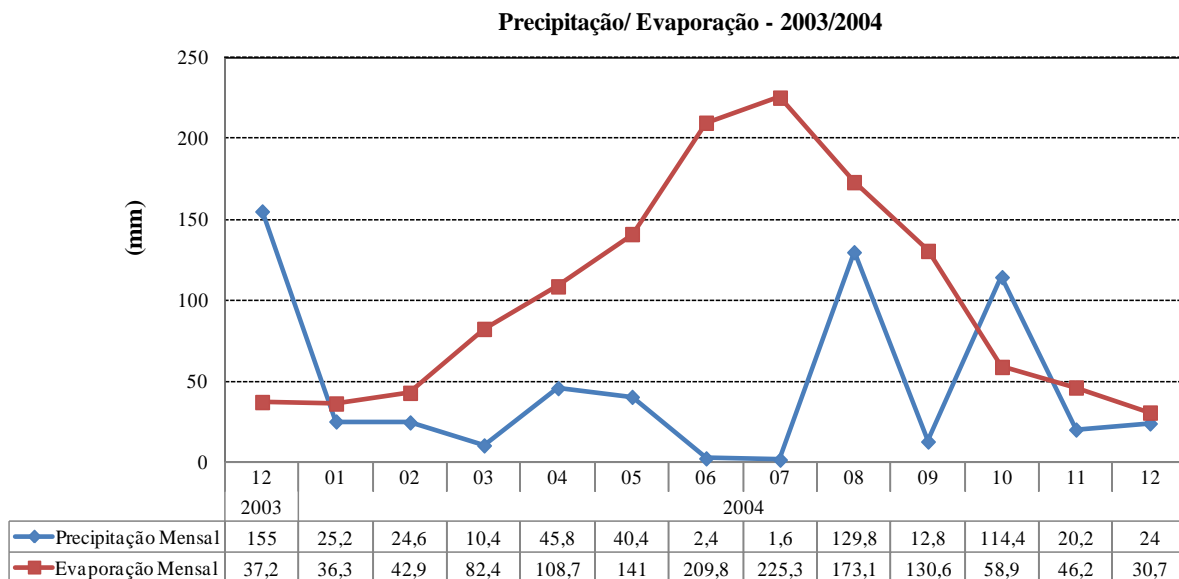


**Figura 5.9:** Totais anuais de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, apenas contabilizados os meses de novembro a fevereiro no período de 1964 a 2005

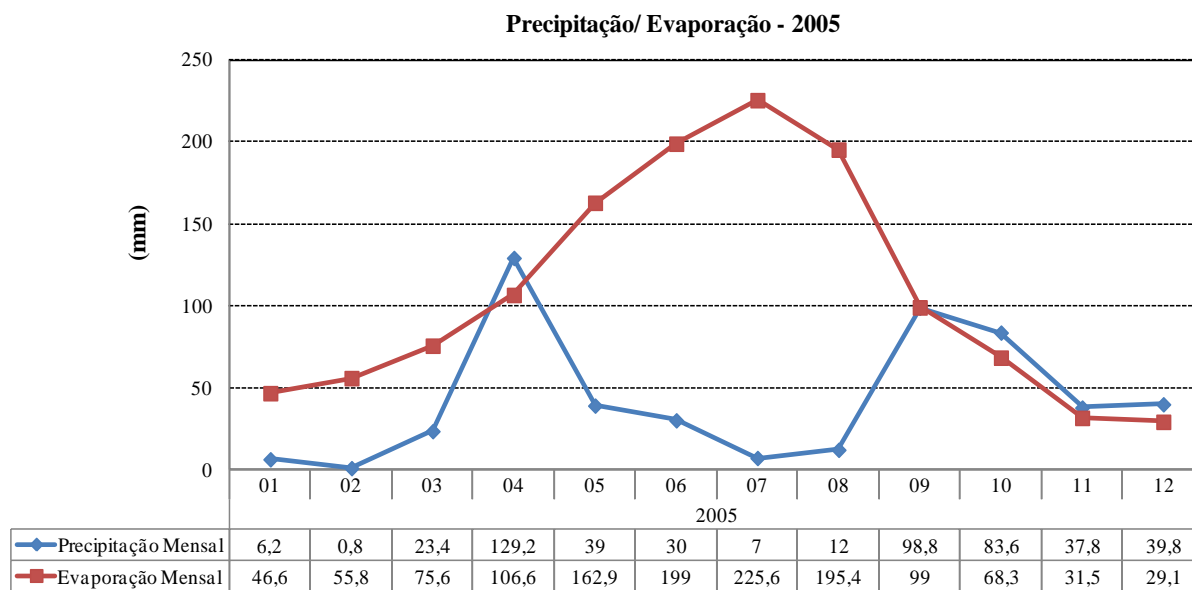
Neste caso, ao contrário da **Figura 5.7**, verifica-se que quando contabilizados somente esses meses, a precipitação frequentemente supera a evaporação, indicando que a região de Mormoiron na França possui uma característica climática que, do ponto de vista do balanço hídrico atmosférico, classifica-a como uma região de regime “excedente/déficit” sazonal de água. Nos períodos de excedente de água, a umidade do solo é reabastecida, e como resultado ocorre recarga das águas subterrâneas. Já nos períodos de déficit de água, opostamente, o solo perde umidade para a atmosfera (Blight, 1997).

As **Figuras 5.10** e **5.11** apresentam as distribuições mensais de precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) do período compreendido entre dezembro de 2003 e dezembro de 2005, cujos dados foram utilizados nas simulações numéricas. Um déficit hídrico é observado na maior parte do período analisado, exceto num breve período em Dezembro de 2003, Outubro de 2004, Abril e Outubro de 2005. Portanto, os meses estudados neste trabalho correspondem a um período seco, em que, na maior parte do tempo, a precipitação superou a evaporação potencial.



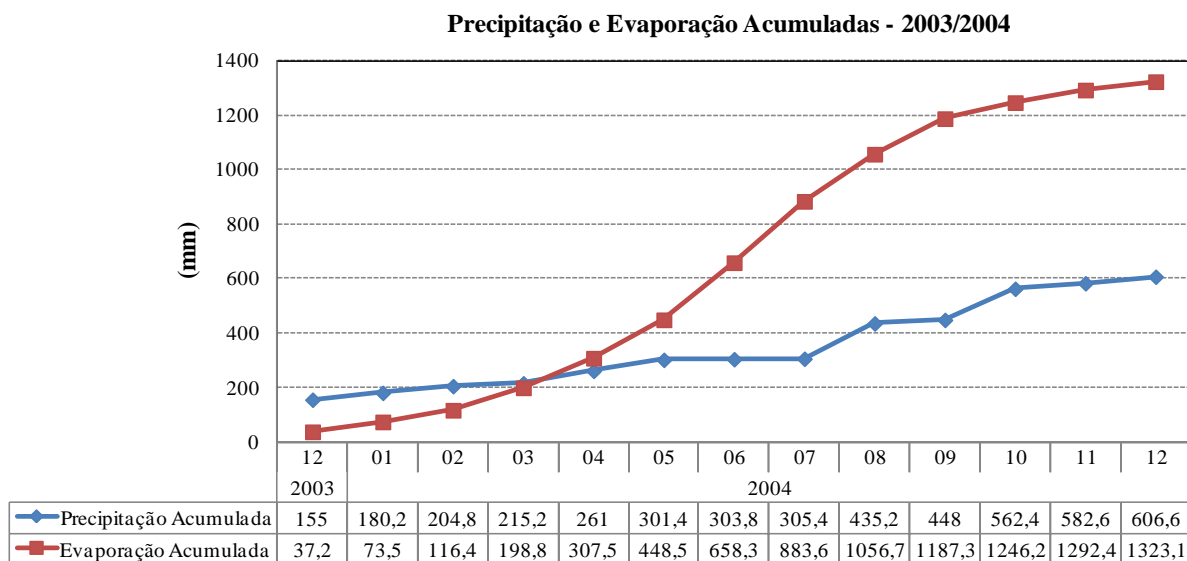


**Figura 5.10:** Distribuição média mensal da precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004

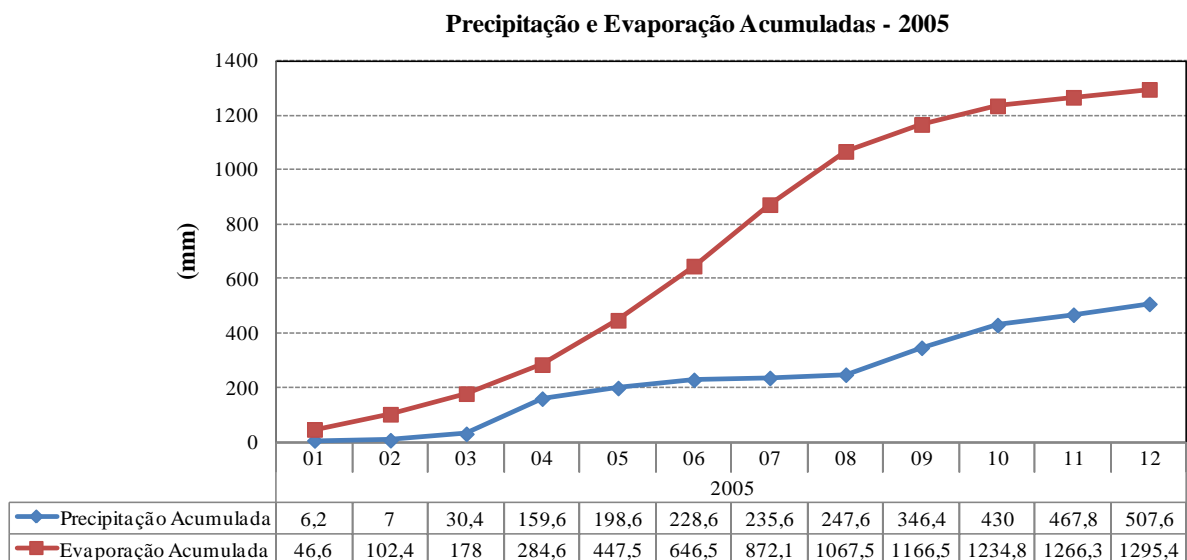


**Figura 5.11:** Distribuição média mensal da precipitação (mm) e evaporação potencial (mm) na região de Mormoiron, no período de Janeiro a Dezembro de 2005

As **Figuras 5.12 e 5.13** confirmam o regime de déficit hídrico, mostrando que, no período analisado, a evaporação potencial acumulada supera a precipitação acumulada.



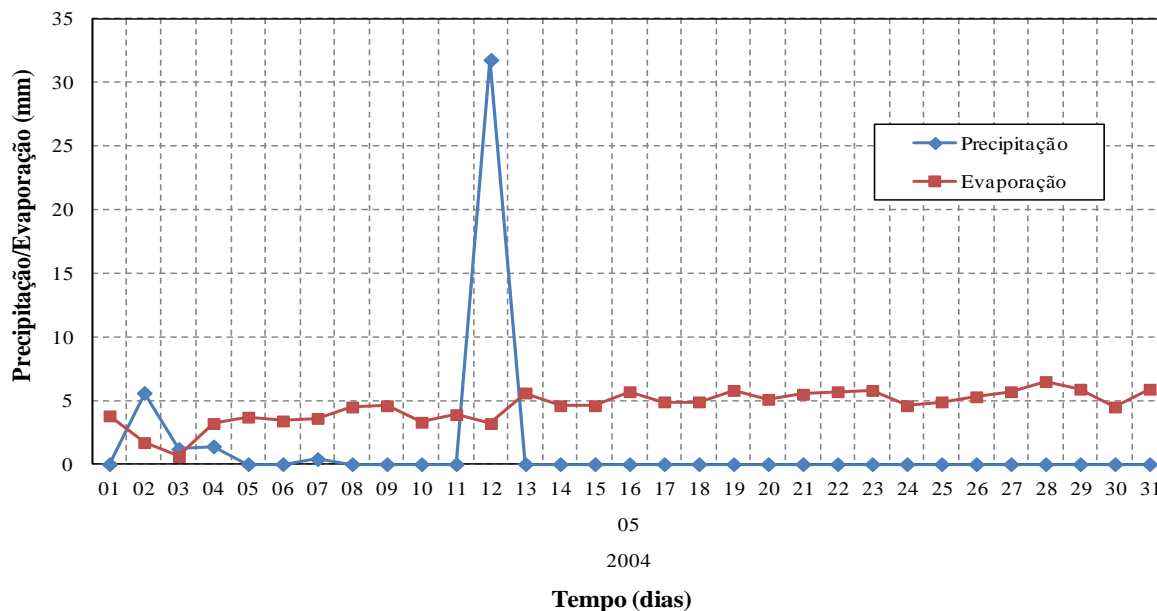
**Figura 5.12:** Precipitação e evaporação potencial acumuladas na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004



**Figura 5.13:** Precipitação e evaporação potencial acumuladas na região de Mormoiron, no período de Janeiro a Dezembro de 2005

Por outro lado, quando os dados climáticos são analisados mais detalhadamente, a partir das medições “diárias” e não de suas “médias”, verificam-se picos de precipitação seguidos por períodos de estiagem, o que pode influenciar diretamente o padrão de percolação e absorção de água pelo solo. Exemplificando esse fenômeno, a **Figura 5.14** apresenta os valores de

precipitação e evaporação para o mês de maio de 2005. No dia 12 foi registrada uma precipitação de 31,8 mm, seguida de estiagem até o final do mês.



**Figura 5.14:** Precipitação e evaporação potencial registradas na região de Mormoiron, no mês de maio de 2005

O impacto no solo de uma chuva intensa concentrada num curto período é bem distinto do impacto causado por uma chuva leve, distribuída por um período extenso. Nas diferentes situações, a absorção de água pelo solo e a percolação superficial poderão ser significativamente diferentes. No presente estudo, esse fenômeno foi avaliado em uma das simulações realizadas, e os seus resultados estão apresentados no Capítulo 6.

*Capítulo 6*

*Análises Numéricas*

---

## 6.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os parâmetros e os resultados das simulações realizadas que tiveram o objetivo de melhor entender como os perfis de temperatura ( $T$ ), umidade volumétrica ( $\theta$ ) e sucção ( $u_a - u_w$ ) do solo são afetados pelas condições climáticas e pelos parâmetros físicos e hidráulicos do solo. Para tanto foram realizadas diversas análises numéricas (algumas delas serão apresentadas neste capítulo), onde os parâmetros e resultados obtidos em cada uma das análises foram comparados com “casos de referência”.

Para o processamento das simulações foi utilizado um computador pessoal portátil (*notebook*), marca HP Compaq, com processador Intel Celeron 540, HD 120GB SATA 5400rpm e memória de 1024MB (2x512MB) DDR2 667 MHz. Para cada “mês” de dados climáticos processados (no qual cada dia do mês representa 01 conjunto de dados de entrada), o tempo médio das simulações variou entre para 1 e 1,5 hora, o que significa que o tempo total de cada simulação variou entre 10 e 15 horas.

## 6.2 FERRAMENTA COMPUTACIONAL

### 6.2.1 Informações gerais

O programa computacional utilizado neste trabalho foi desenvolvido por Yan-Bin Gao (Gao, 2006) como resultado de seu Pós-Doutorado na *École Nationale des Ponts et Chaussées* (ENPC/CERMES), Paris, França, cujo trabalho abordou a modelagem da interação solo-atmosfera associada à estabilidade de um talude. No âmbito acadêmico, o programa foi utilizado por Bicalho (2007) durante seu Pós-Doutorado realizado na *École Nationale des Ponts et Chaussées* (ENPC/CERMES), Paris, França, com o financiamento da CAPES. Posteriormente foi cedido gratuitamente ao Mestrado de Engenharia Civil da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), como resultado de uma parceria firmada entre esta Universidade e a ENPC.

O programa chama-se SAIAFDM (*Soil-Atmosphere Interaction Analysis Finite Difference Method*) e foi desenvolvido em linguagem de programação “C”, sendo baseado no método

numérico de resolução de equações diferenciais chamado de Método das Diferenças Finitas (FDM). Como já mencionado anteriormente, o programa computacional foi desenvolvido a partir de um modelo de fluxo unidimensional de massa (água líquida e vapor) e calor proposto por Wilson *et al.* (1994), posteriormente modificado por Cui *et al.* (2005). O programa resolve simultaneamente as equações acopladas de fluxo de massa (água líquida e vapor) e calor, bem como a equação de Balanço de Energia entre o solo e a atmosfera.

Como **dados de entrada** diários (*inputs*), o programa utiliza: tempo (dias), precipitação (mm), *runoff* (mm), velocidade do vento (m/s), temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ), radiação solar ( $\text{kW/m}^2$ ), umidade relativa do ar (%) e temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ). Como **dados de saída** (*outputs*), o programa retorna, entre diversos resultados: umidade volumétrica, sucção mátrica (kPa) e temperatura do solo ( $^{\circ}\text{C}$ ) ao longo do perfil do solo, até a profundidade de 3,0m. Maiores detalhes podem ser obtidos no “*Program User Guide, SAIAFDM*”, contido em Gao (2006).

### 6.2.2 Tratamento dos dados e elaboração de gráficos

O programa SAIAFDM não possui interface gráfica, portanto os dados de saída foram tratados de forma que os gráficos com os resultados das simulações pudessem ser gerados a partir do programa Excel (Microsoft<sup>®</sup>). No tratamento dos dados, os resultados contidos nos “*output files*” foram primeiramente convertidos para valores numéricos, substituindo-se o “ponto” pela “vírgula”. As planilhas que contêm as informações foram então manipuladas de acordo com a necessidade do gráfico que se desejava obter. O processo é manual sendo que cada gráfico foi gerado individualmente para cada simulação.

Cada uma das curvas que está apresentada nos gráficos, seja o perfil de temperatura, o de umidade volumétrica ou o de sucção, foi gerada a partir dos valores obtidos para o primeiro dia de cada mês, sendo representados pelas seguintes “*time (hour)*” dos arquivos de saída do programa Excel<sup>®</sup> (*file 1* e *file 2*): **Jan/04** (hora 720), **Fev/04** (hora 1440), **Mar/04** (hora 2160), **Abr/04** (hora 2880), **Mai/04** (hora 3600), **Jun/04** (hora 4320), **Jul/04** (hora 5040), **Ago/04** (hora 5760) e **Set/04** (hora 6480).

### 6.3 SIMULAÇÕES

As simulações apresentadas nesta seção e seus resultados estão organizados da seguinte forma:

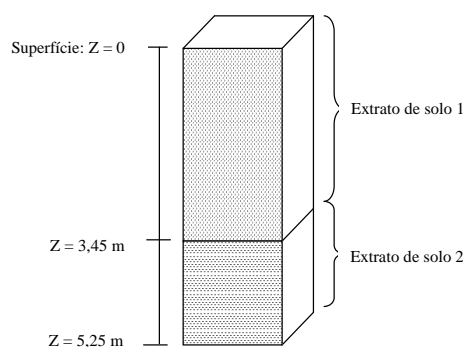
- Caso de referência: **Caso B**
- Influência do perfil inicial de temperatura: **Caso D**
- Influência do parâmetro albedo: **Caso C** e **Caso B10**
- Influência da condutividade hidráulica saturada: **Caso B4**
- Influência da condutividade térmica dos sólidos: **Caso B9**
- Influência da espessura da camada superior: **Caso B5**
- Influência da distribuição média dos *inputs* climáticos: **Caso G**
- Influência da ocorrência e distribuição da precipitação: **Caso G** e **Caso I**
- Análise da extensão da zona ativa

#### 6.3.1 Caso de referência (Caso B)

Uma simulação de referência (Caso B) foi utilizada como um caso “base” de comparação para as demais simulações. Os principais parâmetros do Caso B são apresentados a seguir.

##### *Estratificação do perfil do solo*

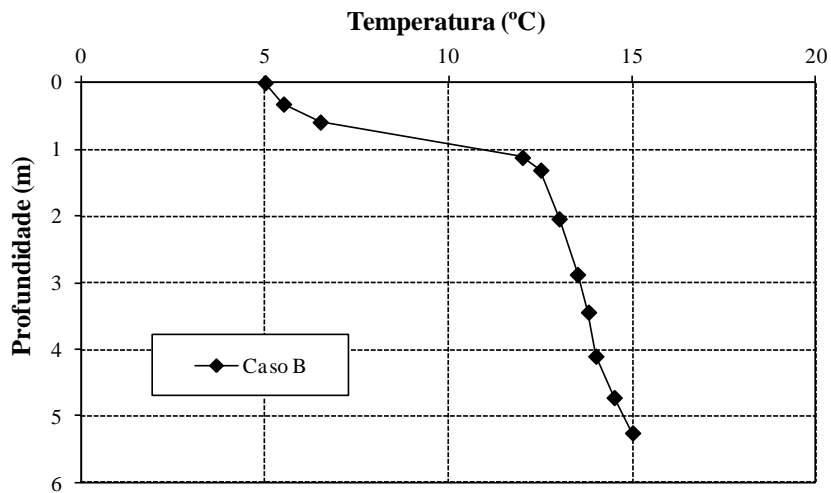
No Caso B, o perfil do solo foi dividido em dois diferentes extratos, com propriedades definidas para cada um deles. De acordo com a **Figura 6.1**, o primeiro extrato varia entre 0 e 345 cm de profundidade ( $Z < 3,45$  m) e o segundo varia entre 345 e 525 cm de profundidade ( $Z > 3,45$  m). As diferenças entre os dois solos foram discutidas no Capítulo 4.



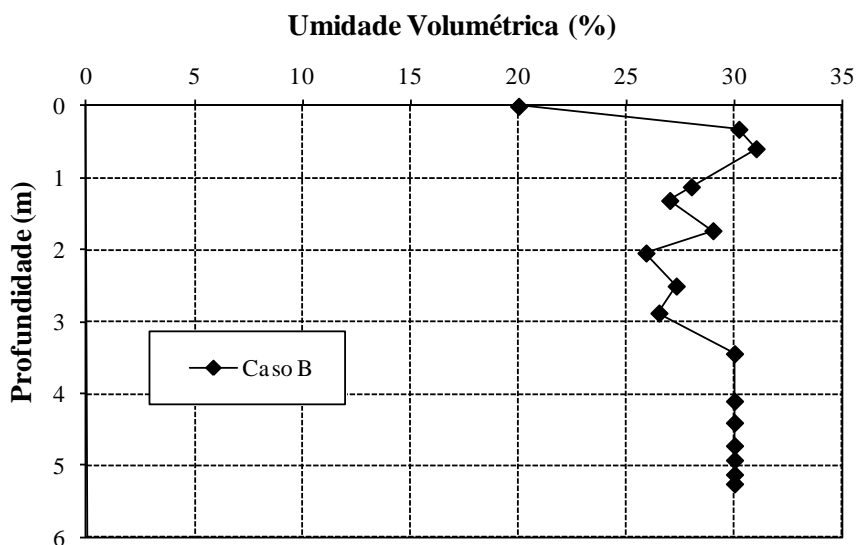
**Figura 6.1:** Esquema de extrato de solo definido para o Caso B

*Perfis iniciais de temperatura (PIT) e umidade volumétrica do solo*

Os perfis iniciais de temperatura (PIT) e umidade volumétrica são utilizados no modelo numérico computacional como uma das condições iniciais (ou valores iniciais) para resolução das equações diferenciais parciais apresentadas no Capítulo 3. As **Figuras 6.2 e 6.3** apresentam os valores iniciais da temperatura e umidade volumétrica do perfil de solo no dia “zero” da simulação, neste caso 01/12/2003. Como os valores eram desconhecidos, os perfis iniciais foram estimados a partir de medições de campo obtidos na mesma região do estudo. A relevância da precisão do PIT foi objeto de uma das simulações realizadas que será apreendida adiante no *item 6.3.2*.



**Figura 6.2:** Perfil Inicial de Temperatura (PIT) do solo – Caso B



**Figura 6.3:** Perfil Inicial de Umidade Volumétrica do solo – Caso B



### Parâmetros da simulação

A **Tabela 6.1** apresenta os parâmetros relacionados ao fluxo de água (líquida) e vapor, que foram objeto de variação durante as simulações. Em cada simulação apresentada nas seções seguintes, os parâmetros “modificados” serão comparados com o Caso B.

**Tabela 6.1:** Parâmetros do Caso B

<b>Parâmetros da curva de Retenção Solo-Água:</b>	<b>(Z &lt; 3,45 m)</b>	<b>(Z &gt; 3,45 m)</b>	<b>Unidade</b>
Umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ )	0,490	0,400	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Sucção $S_I$ (kPa)	700	200	kPa
Umidade volumétrica residual ( $\theta_r$ )	0,080		m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Umidade volumétrica para sucção $S_I$ ( $\theta_{wl}$ )	0,240		m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Parâmetro de ajuste da curva ( $\zeta$ )	1,1		-
<b>Parâmetros da função de Permeabilidade Hidráulica:</b>	<b>(Z &lt; 3,45 m)</b>	<b>(Z &gt; 3,45 m)</b>	<b>Unidade</b>
Condutividade hidráulica saturada ( $K_{sat}$ )	1,20E-11	2,40E-10	m/s
Condutividade hidráulica não saturada para sucção $S_I$ ( $K_{wl}$ )	1,20E-14		m/s
Sucção $S_I$	40		kPa
Parâmetro de ajuste da curva ( $\zeta$ )	1,25		-
<b>Parâmetros da equação de Calor Específico Volumétrico:</b>	<b>(Z &lt; 3,45 m)</b>	<b>(Z &gt; 3,45 m)</b>	<b>Unidade</b>
Calor específico volumétrico dos sólidos ( $C_s$ )	2,24E+06		J/ m <sup>3</sup> °C
Calor específico volumétrico da água ( $C_w$ )	4,15E+06		J/ m <sup>3</sup> °C
Calor específico volumétrico do ar ( $C_a$ )	1,34E+06		J/ m <sup>3</sup> °C
<b>Parâmetros da equação de Condutividade Térmica:</b>	<b>(Z &lt; 3,45 m)</b>	<b>(Z &gt; 3,45 m)</b>	<b>Unidade</b>
Condutividade térmica dos sólidos ( $\lambda_s$ )	3,92		W/ m °C
Condutividade térmica da água ( $\lambda_w$ )	0,57		W/ m °C
Condutividade térmica do ar ( $\lambda_a$ )	0,025+0,608 $\theta_w$		W/ m °C
<b>Parâmetro Albedo:</b>	<b>(Z &lt; 3,45 m)</b>	<b>(Z &gt; 3,45 m)</b>	<b>Unidade</b>
if (0.5*(Vw[1]+Vw[2])>=0.3) Albedo=	0,15		-
else if (0.5*(Vw[1]+Vw[2])>=0.1) Albedo=	0,15		-
else Albedo=	0,15		-

As **Figuras 6.4** e **6.5** apresentam os perfis de temperatura do solo para o Caso B. Os meses de janeiro a março correspondem à estação fria (inverno) na Europa e as temperaturas na superfície do solo variam entre 1°C e 4°C (**Figura 6.4**). Já os meses de abril a setembro

correspondem à estação quente (primavera e verão) e as temperaturas na superfície do solo variam entre 13°C e 28°C (Figura 6.5). No entanto, nas duas figuras pode-se observar que por volta dos 3 metros de profundidade a temperatura do solo tende a se estabilizar em torno de 12°C a 13°C independente da estação do ano. Esse valor aproxima-se do valor do perfil inicial de temperatura (Figura 6.2) e indica que, para o tipo de solo e região estudados, a partir de uma determinada profundidade, a temperatura do solo é estável ao longo do ano, sofrendo pouca ou nenhuma influência das variações de temperatura na superfície.

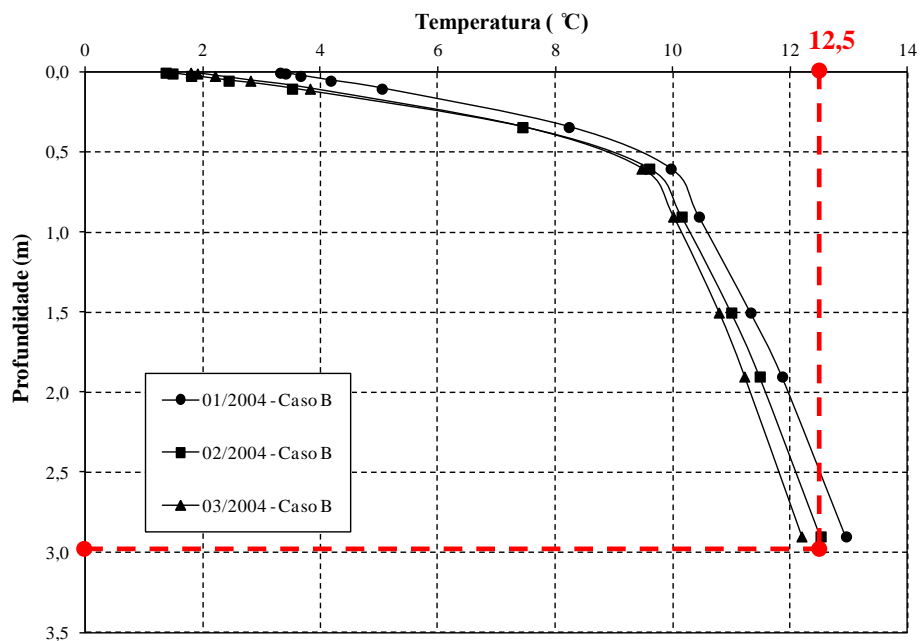


Figura 6.4: Perfil de temperatura do solo (Caso B) – Jan/04 a Mar/04

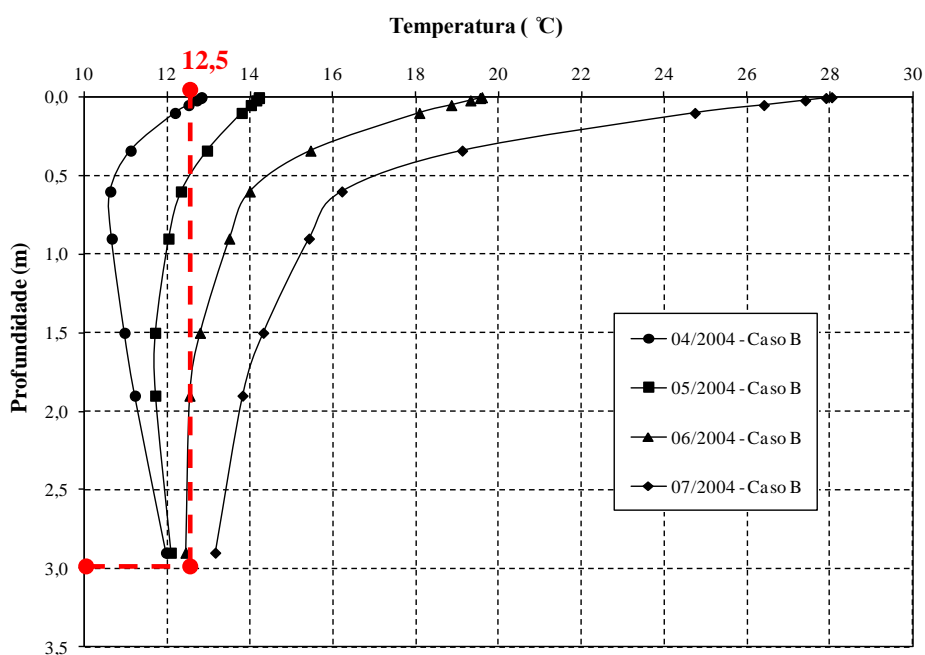


Figura 6.5: Perfil de temperatura do solo (Caso B) – Abr/04 a Jul/04

As Figuras 6.6 e 6.7 apresentam os perfis de umidade volumétrica e sucção do perfil do solo, obtidas nas simulações do Caso B.

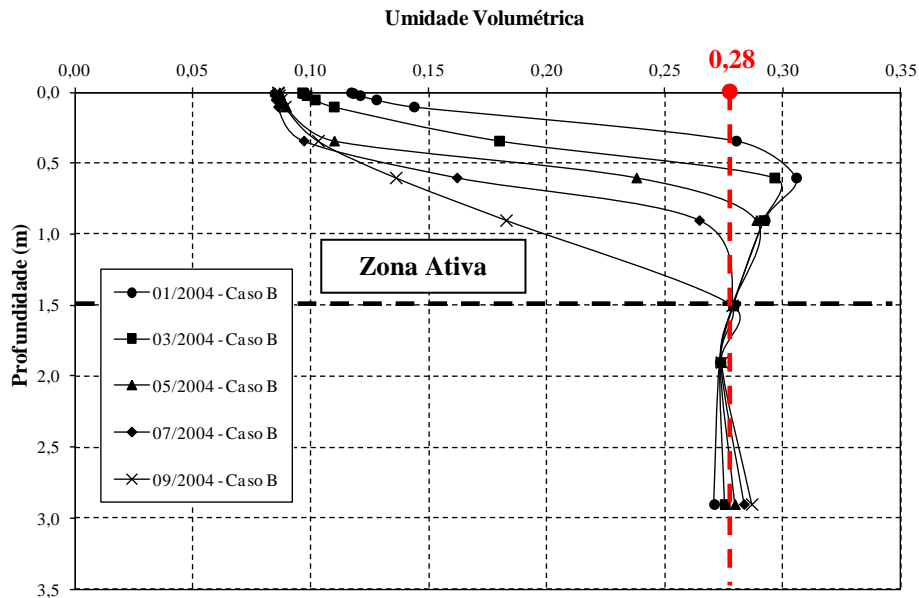


Figura 6.6: Perfil de umidade volumétrica (Caso B) – Jan/04 a Set/04

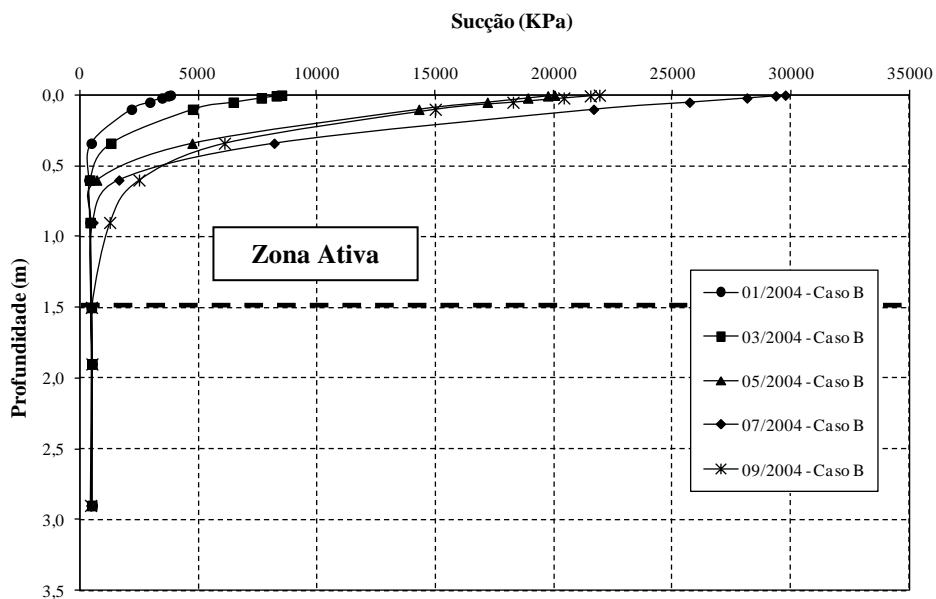


Figura 6.7: Perfil de sucção (Caso B) – Jan/04 a Set/04

Na faixa de superfície do solo (profundidade entre 0-5 cm) os valores de umidade são baixos em decorrência da intensa evaporação (que supera a precipitação na maior parte do ano), variando entre 8% e 12% (Figura 6.6) e situando-se próximos da umidade residual do solo ( $\theta_r = 8\%$ ). Consequentemente, nessa faixa bem superficial são observados valores “altíssimos” de sucção (entre 4.000 e 30.000 kPa) (Figura 6.7) decorrentes dos baixos

percentuais de umidade volumétrica e da forma matemática da curva de retenção solo-água (Equação 3.23). Pode-se observar ainda que, a partir de 1,5 metros de profundidade, o valor da umidade volumétrica se estabiliza entre 27% e 28% ficando próximos dos valores do perfil inicial (Figura 6.3). Em todos os casos, os resultados obtidos sugerem que a zona ativa, onde o perfil de sucção é influenciado pelas mudanças ambientais e climáticas, possui, na região estudada, em torno de 1,5 m de profundidade.

### 6.3.2 Influência do perfil inicial de temperatura (Caso D)

Como os valores do perfil inicial de temperatura (PIT) não eram conhecidos, o objetivo dessa simulação foi investigar como a variação e a precisão do PIT afeta os perfis de temperatura, umidade volumétrica, sucção do solo, e consequentemente avaliar a sua relevância no desenvolvimento das análises. A Figura 6.8 apresenta os perfis iniciais de temperatura para o Caso B e o Caso D. Foram impostos acréscimos lineares de 5°C ao longo de todo o perfil do solo entre os dois Casos. Os demais parâmetros foram mantidos inalterados.

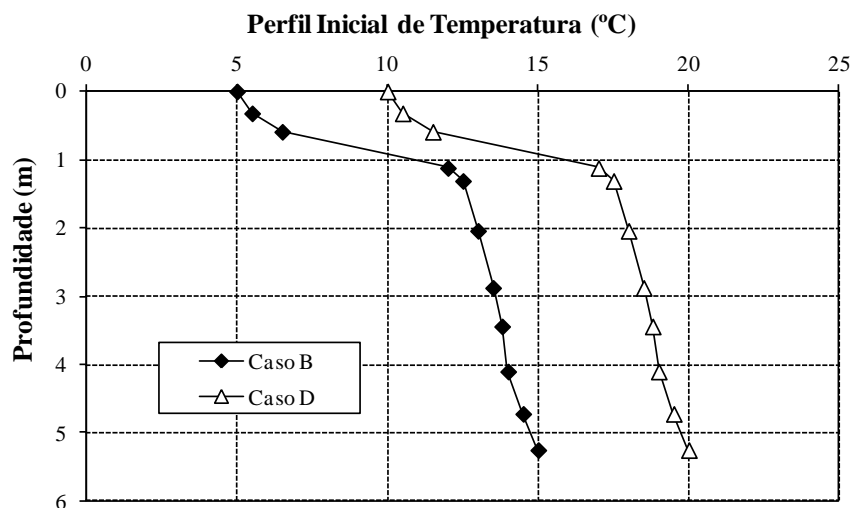


Figura 6.8: Perfis Iniciais de Temperatura (PIT) do solo – Caso B e Caso D

As Figuras 6.9 e 6.10 apresentam os perfis de temperatura resultantes das simulações para os meses de Janeiro a Julho de 2004 para o Caso B e para o Caso D. Como pode ser observado o valor do PIT pode afetar os perfis de temperatura previstos, acentuadamente na faixa mais profunda do solo.

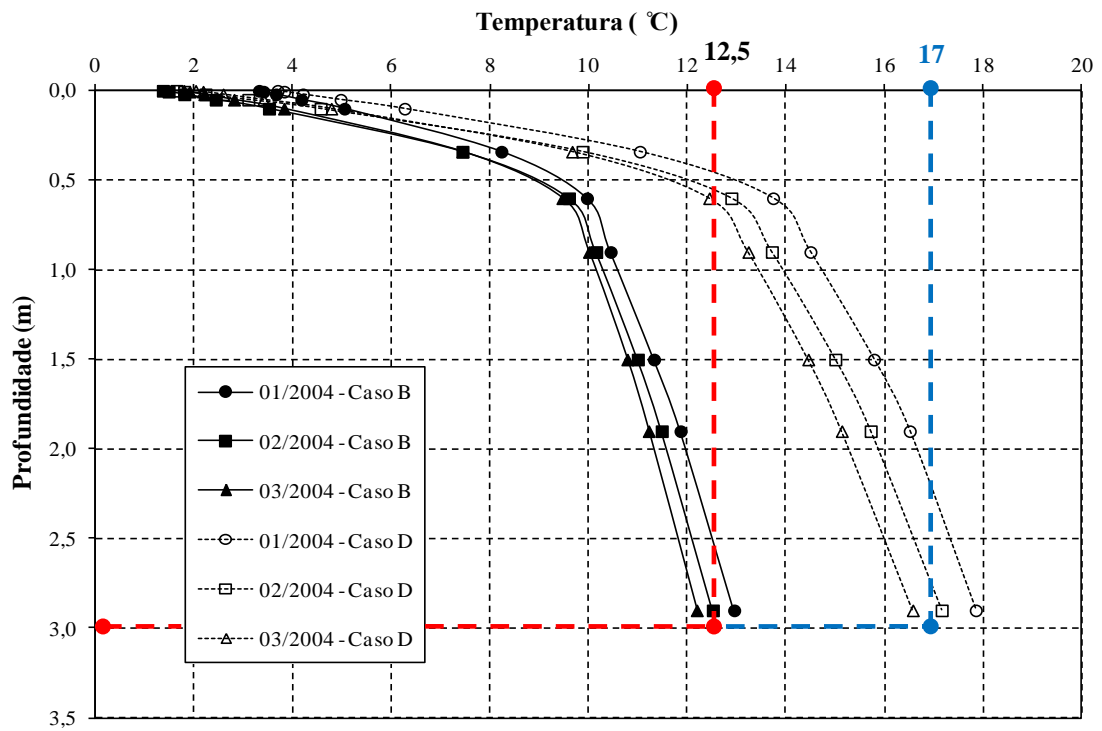


Figura 6.9: Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso D) – Jan/04 a Mar/04

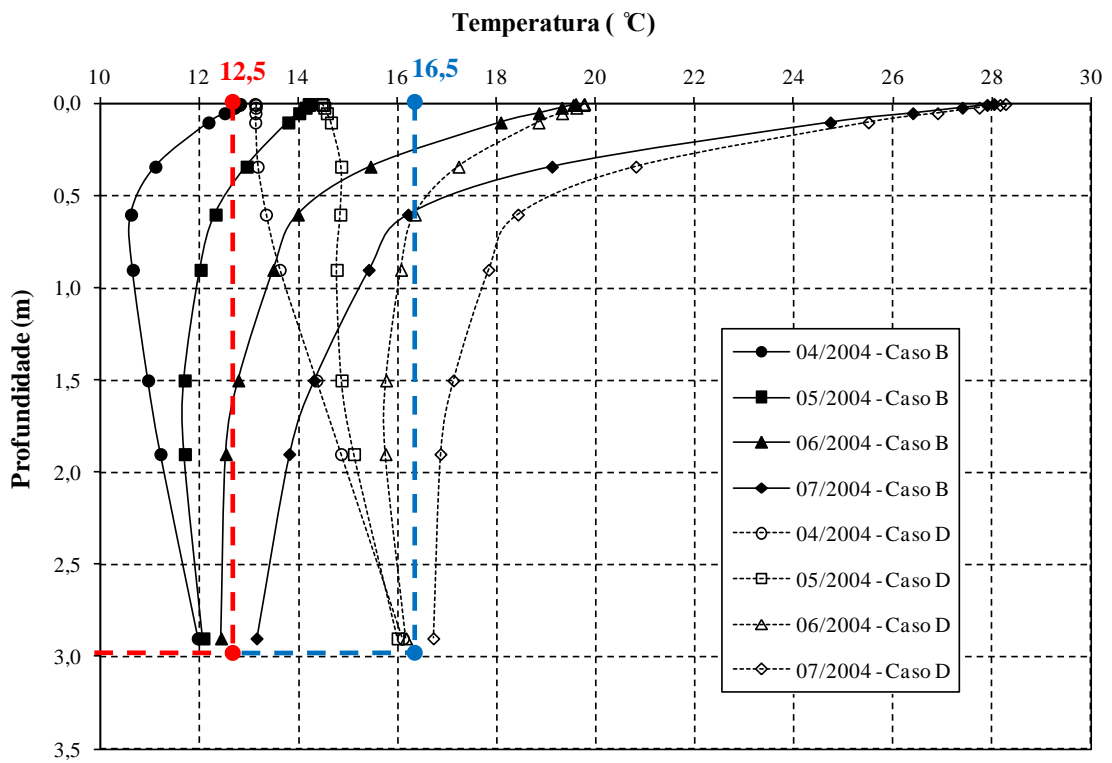
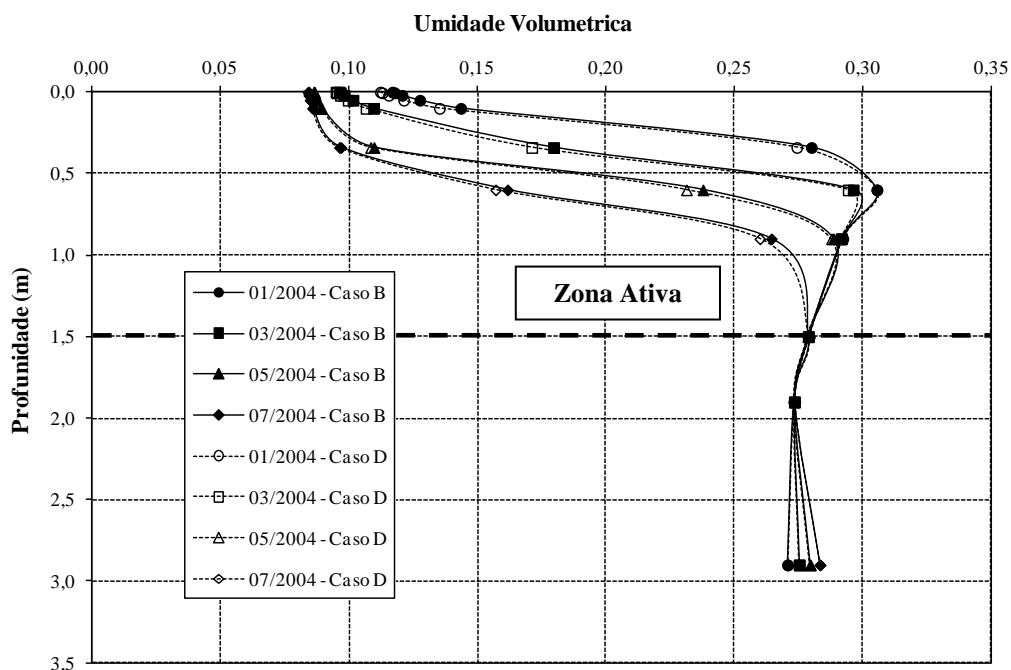


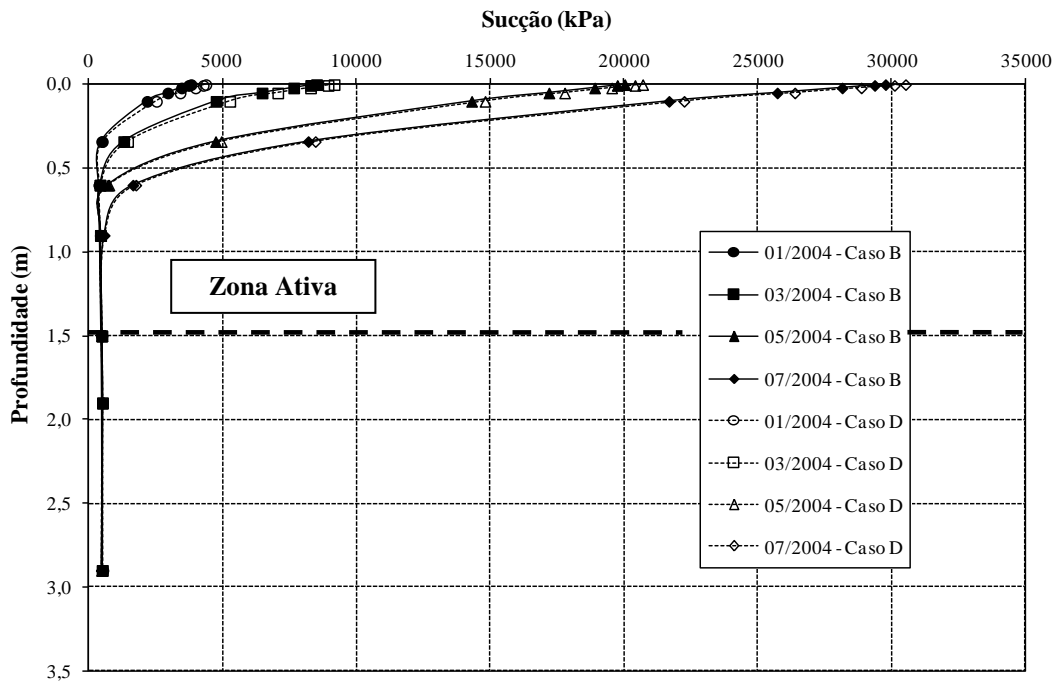
Figura 6.10: Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso D) – Abr/04 a Jul/04

Observa-se que, na faixa mais superficial (entre 0-10 cm), as temperaturas do solo são pouco influenciadas pelo PIT, pois se ajustam rapidamente acompanhando a temperaturas do ar. Nessa faixa superficial, observam-se diferenças menores entre os dois casos, da ordem de 1°C a 2°C. Por outro lado, na região mais profunda, já a partir de 1,5m, as temperaturas do solo tendem a ser estáveis ao longo do ano, preservando, desse modo, a diferença inicial de 5°C que foi imposta entre os dois casos. Conseqüentemente, a partir do 3,0m de profundidade, a temperatura do solo aproxima-se da temperatura do PIT: 12°C a 13°C para o Caso B e 16°C a 18°C para o Caso D. Os resultados sugerem que, para as camadas do solo muito próximas à superfície, valores iniciais de temperatura precisos têm pouca relevância nas análises. Entretanto, erros na estimativa do PIT inicial para as camadas mais profundas podem ter significativa influência nas análises seguintes. Novas análises, impondo-se variações não lineares no PIT (decrecentes com o aumento da profundidade), são justificadas em função da estabilidade dos valores de temperatura observados para as regiões mais profundas do solo.

Com relação aos valores dos perfis de umidade volumétrica e sucção, as **Figuras 6.11 e 6.12** indicam a insensibilidade dos valores em função da alteração do PIT sugerindo que, para as condições climáticas locais e para as características do solo estudado, os valores de temperatura absoluta do solo têm influência limitada no comportamento desses perfis, uma vez que, “isoladamente”, os resultados obtidos não indicaram sua influência na taxa de evaporação na superfície entre os dois casos.



**Figura 6.11:** Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso D) – Jan/04 a Jul/04

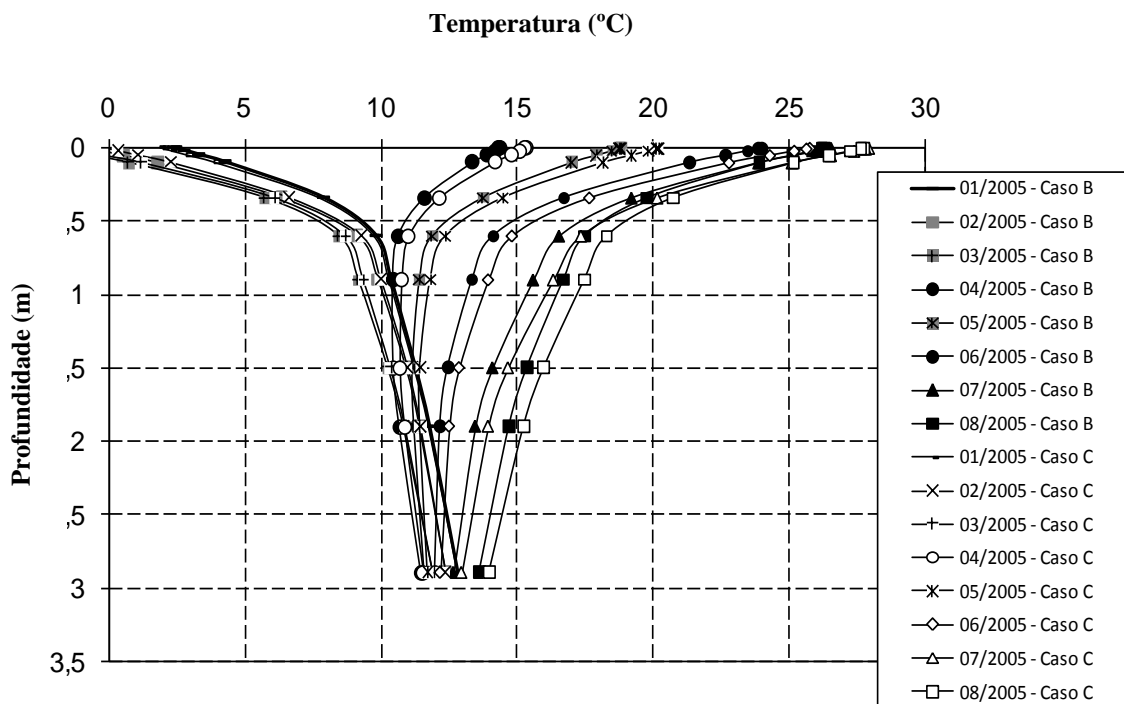


**Figura 6.12:** Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso D) – Jan/04 a Jul/04

### 6.3.3 Influência do parâmetro albedo (Caso C e Caso B10)

O objetivo dessa simulação foi verificar como a taxa de reflexão da radiação solar que incide sobre a superfície do solo, neste caso, representada pelo parâmetro albedo, pode alterar o perfil de temperatura do solo. Conforme já descrito anteriormente, o valor albedo é função de uma série de outros parâmetros. Seu valor varia entre 0 e 1, sendo que o valor 0 refere-se a um corpo absolutamente negro, um tipo de superfície teórica que absorve 100% da radiação solar incidente, e o valor 1 refere-se a um superfície reflexiva ideal (superfície absolutamente branca) em que toda a energia incidente é refletida.

A **Figura 6.13** mostra a insensibilidade do perfil de temperatura do solo em relação à variação do valor albedo do solo, onde no Caso B, o albedo é igual a 0,15 e no Caso C, o albedo é igual a 0,05 (superfície menos reflexiva). Percebe-se que a insensibilidade dos resultados é mais evidente durante a estação fria (janeiro a março de 2005) em função da menor incidência de radiação solar. Durante a estação quente (abril a agosto de 2005) são observados “pequenos” acréscimos nos valores da temperatura para o Caso C, da ordem de 1°C, provavelmente em função da maior incidência solar quando a influência do parâmetro albedo torna-se então mais relevante.



**Figura 6.13:** Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso C) – Jan/05 a Ago/05

Por outro lado, quando se impõe uma variação “mais significativa” no parâmetro albedo, a sua influência nos perfis de temperatura é mais claramente percebida. As **Figuras 6.14 e 6.15** mostram os perfis de temperatura do solo para o Caso B e para o Caso B10 entre os meses de janeiro a julho 2004. No Caso B, o valor do parâmetro albedo é igual a 0,15 e no Caso B10 o valor é igual a 0,50, ou seja, no primeiro caso, a superfície é mais escura e absorve mais radiação solar. Por outro lado, no Caso B10 a superfície é mais clara e reflete mais a radiação solar. Os demais parâmetros foram mantidos inalterados durante a simulação.

A partir da **Figura 6.14**, verifica-se que nos meses mais frios na Europa (janeiro a março de 2004), quando a temperatura do ar é mais baixa e a radiação solar é menos intensa, a influência do parâmetro albedo é reduzida, embora perceba-se claramente temperaturas mais reduzidas nos perfis do Caso B10 (albedo = 0,50, mais reflexiva). Por outro lado, nos meses mais quentes (abril a julho de 2004) onde as temperaturas são mais elevadas e a radiação solar é intensa, a influência do parâmetro albedo é marcante. A partir da **Figura 6.15** verifica-se uma redução média de temperatura de aproximadamente  $1^{\circ}\text{C}$  a  $1,5^{\circ}\text{C}$  ao longo do perfil do Caso B10 em comparação com o Caso B (albedo = 0,15, menos reflexiva), chegando, em alguns casos, a  $3^{\circ}\text{C}$  nas camadas mais próximas da superfície.



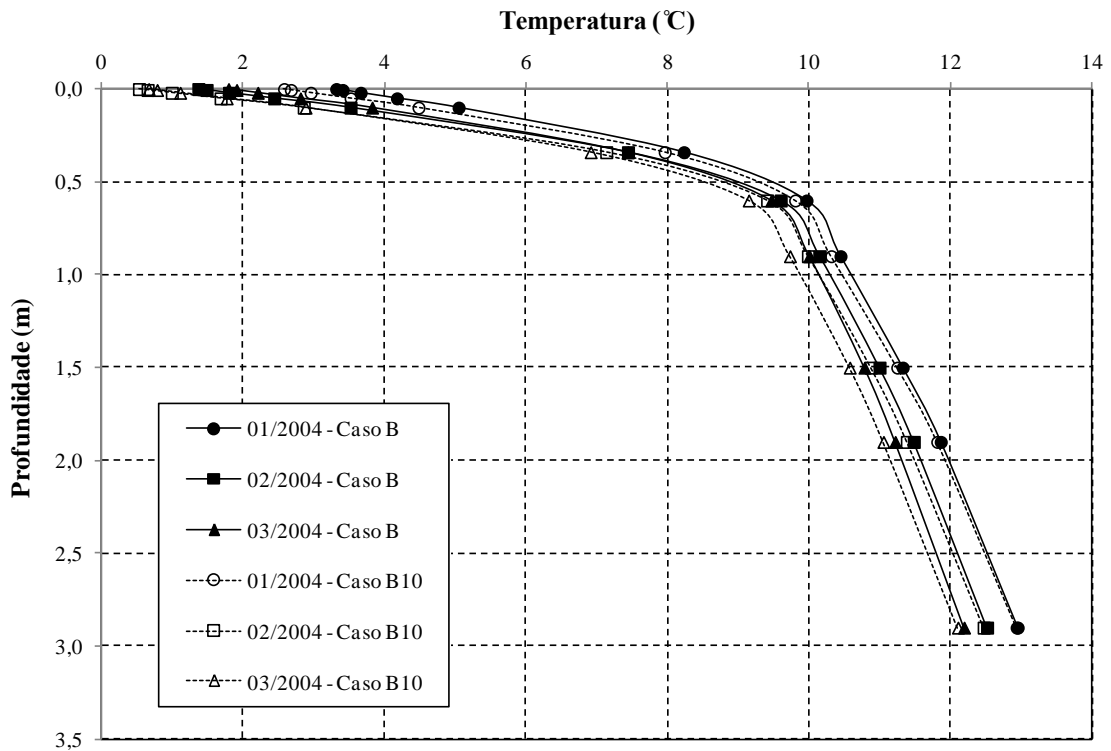


Figura 6.14: Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso B10) – Jan/04 a Mar/04

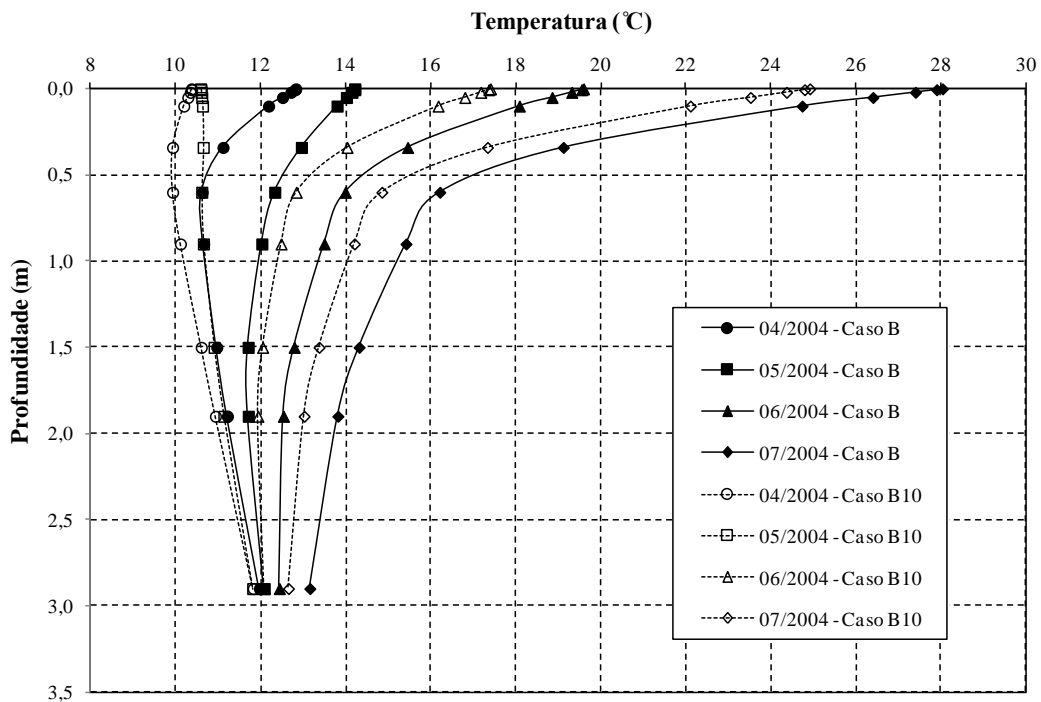


Figura 6.15: Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso B10) – Abr/04 a Jul/04

A partir da **Figura 6.16** pode-se observar a elevação da umidade volumétrica ao longo do perfil de solo para o Caso B10, justificada pela influência não somente da redução da

temperatura do solo, mas principalmente devido à significativa redução observada na taxa de evaporação do Caso B10, de aproximadamente 17% entre os meses de dezembro de 2003 a março de 2004 (menor radiação solar), chegando a 26% de redução entre os meses de maio a agosto de 2004 (maior radiação solar).

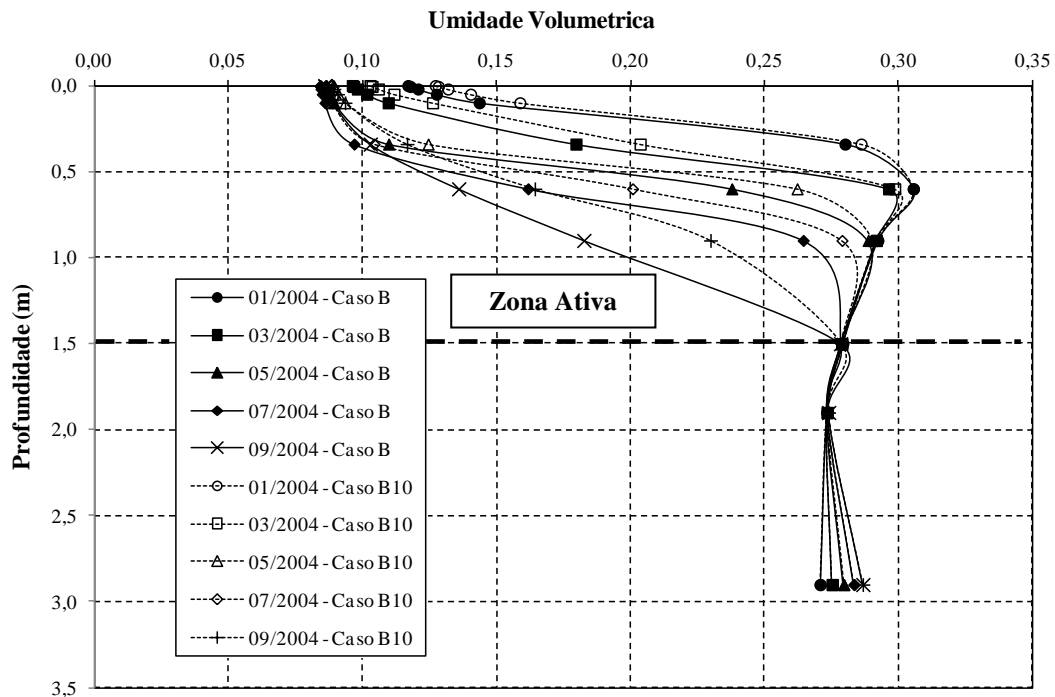


Figura 6.16: Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso B10) – Jan/04 a Set/04

### 6.3.4 Influência da condutividade hidráulica saturada (Caso B9)

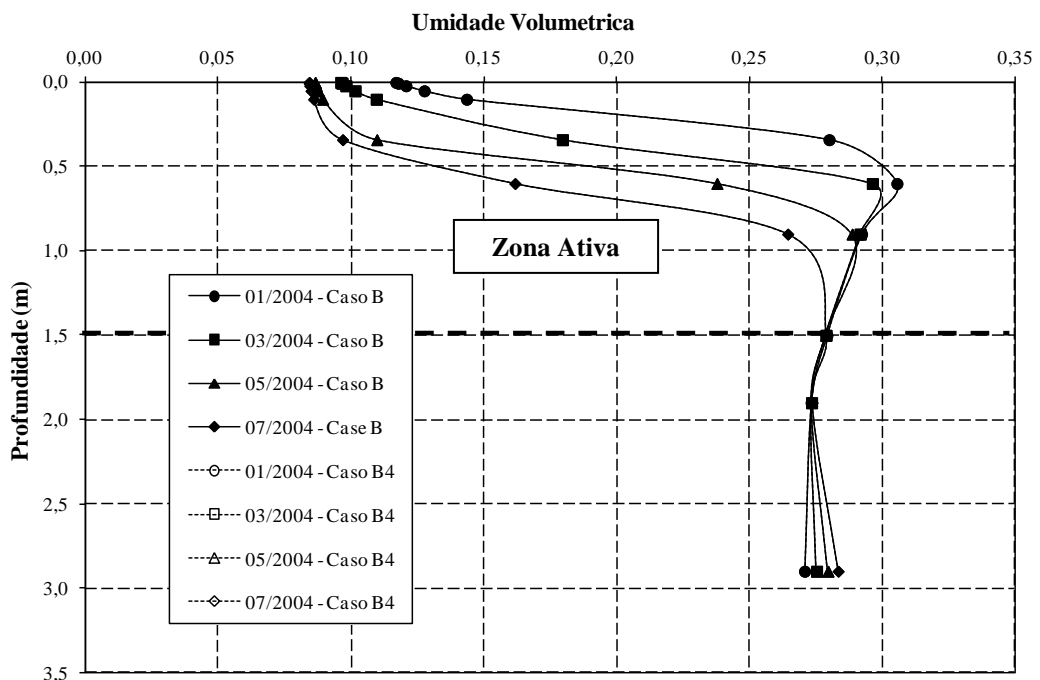
Nessa simulação, somente o valor da condutividade hidráulica saturada ( $k_{sat}$ ) foi alterado com a finalidade de avaliar sua influência nos perfis de umidade volumétrica e sucção. No Caso B (caso de referência), o valor de  $k_{sat}$  é igual a  $1,2 \times 10^{-11}$  m/s para  $Z < 3,5$ m e  $2,4 \times 10^{-10}$  m/s para  $Z > 3,5$ m. No Caso B4 os valores foram alterados, sendo  $k_{sat} = 1,2 \times 10^{-9}$  m/s para  $Z < 3,5$ m e  $2,4 \times 10^{-8}$  m/s para  $Z > 3,5$ m (Figura 6.1).

A Tabela 6.2 apresenta os diferentes níveis de permeabilidade ou condutividade hidráulica saturada (m/s) conforme classificação proposta por Terzaghi e Peck (1967). De acordo com esta tabela, verifica-se que valores de  $k_{sat}$  utilizados no Caso B enquadram o solo como sendo um solo de permeabilidade “muito baixa”. No Caso B4, a condutividade hidráulica saturada foi aumentada em 100 vezes, passando o solo de permeabilidade “muito baixa” para um solo com permeabilidade “baixa”.

**Tabela 6.2:** Níveis de permeabilidade hidráulica (Terzaghi e Peck, 1967, citados por Lambe e Whitman, 1969)

Níveis de Permeabilidade	Valor de $k_{sat}$ (m/s)
Alta	Maior que $1,0E-05$
Média	$1,0E-05$ a $1,0E-07$
Baixa	$1,0E-07$ a $1,0E-09$
Muita Baixa	$1,0E-09$ a $1,0E-11$
Praticamente Impermeável	Menor que $1,0E-11$

As **Figuras 6.17** e **6.18** apresentam os resultados das simulações numéricas para o Caso B e para o Caso B4. A insensibilidade dos resultados nos perfis de umidade e sucção é visível. Conforme já relatado, os anos de 2004 e 2005 correspondem a um período de condições secas, conseqüentemente com altos valores de sucção. Verifica-se que nessas condições, alterações do  $k_{sat}$ , mesmo nesta magnitude (100 vezes), não afetam a relação “sucção- $k_{sat}$ ” que foi considerada, uma vez que as funções de permeabilidade nessa faixa de sucção são funções coincidentes, conforme mostrado na **Figura 4.8**. No entanto, é importante observar, que alterações nos parâmetros de condutividade hidráulica do solo podem, em alguns casos, modificar significativamente o comportamento da curva de retenção solo-água. Torna-se necessário, portanto, avaliar não somente a variação “independente” do  $k_{sat}$ , mas também considerar sua eventual influência na curva de retenção solo-água.



**Figura 6.17:** Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso B4) – Jan/04 a Jul/04

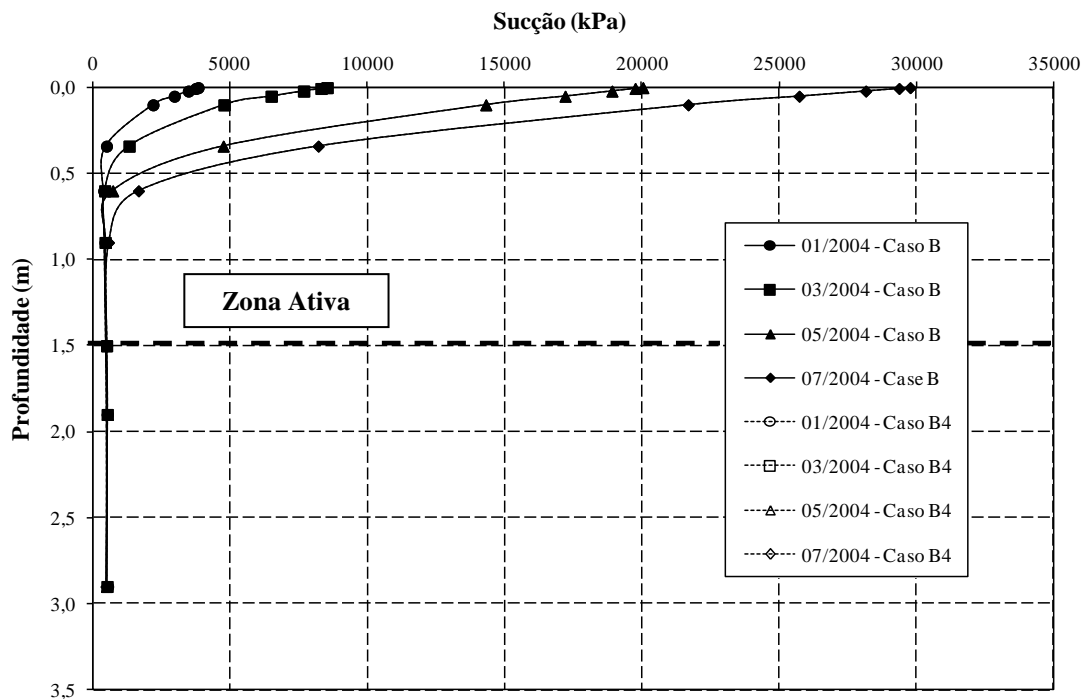


Figura 6.18: Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso B4) – Jan/04 a Jul/04

### 6.3.5 Influência da condutividade térmica dos sólidos ( $\lambda_s$ )

Essa simulação teve como objetivo avaliar a influência da condutividade térmica dos sólidos ( $\lambda_s$ ) no perfil de temperatura do solo. Conforme demonstrado no Capítulo 3 (Modelo Numérico) a condutividade térmica dos sólidos ( $\lambda_s$ ) é utilizada para determinar a condutividade térmica do solo ( $\lambda$ ), que por sua vez é utilizada como parâmetro fundamental na equação diferencial parcial de fluxo de calor (Equação 3.46) para determinar o perfil de temperatura do solo. Johansen (1975) propôs a seguinte equação para estimar a condutividade térmica dos sólidos a partir da fração de quartzo nos sólidos totais do solo:

$$\lambda_s = \lambda_q^{(q)} \cdot \lambda_o^{(1-q)} \quad (6.1)$$

onde:

$\lambda_s$  condutividade térmica dos sólidos (W/m.K)

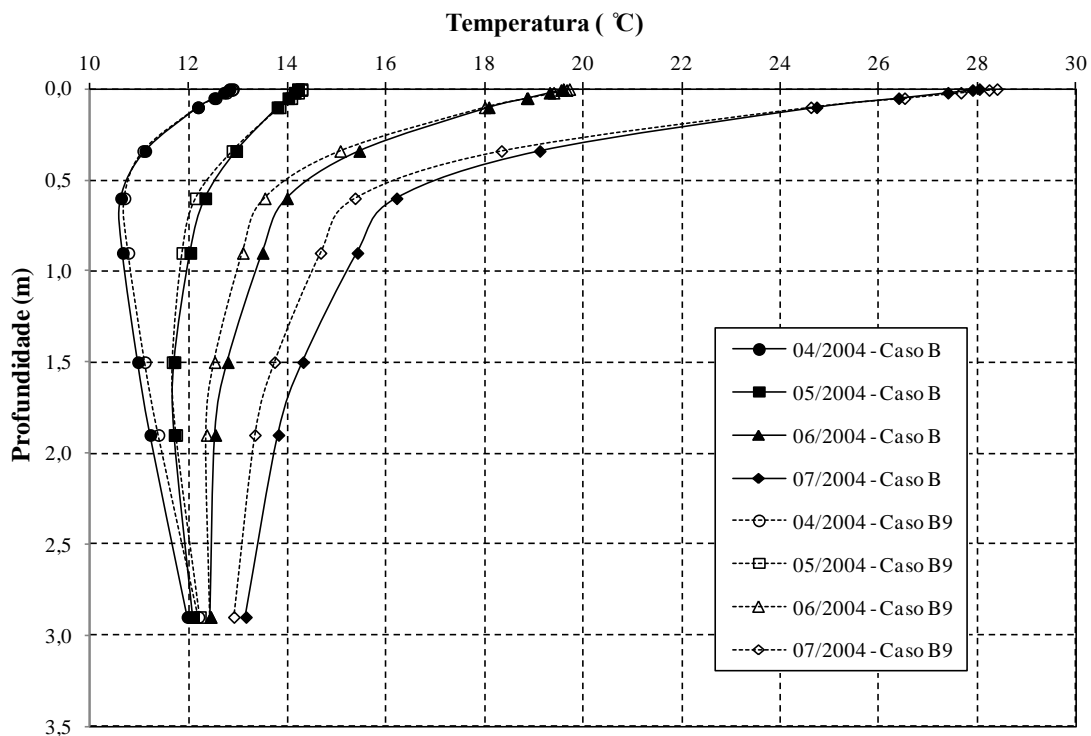
$\lambda_q$  condutividade térmica do quartzo ( $\lambda_q = 7,7$  W/m.K)

$q$  teor de quartzo (varia de 0 a 1)

$\lambda_o$  condutividade térmica dos outros minerais (W/m.K), proposto pelo autor como sendo igual a 2,0 W/m.K para solos granulares, quando o teor de quartzo é zero

De acordo com a **Equação 6.1**, quando  $q = 0$ ,  $\lambda_s = 2,0$  W/m.K e quando  $q = 1$ ,  $\lambda_s = 7,7$  W/m.K. No Caso B (caso de referência) o valor utilizado foi de 3,92 W/m.K, o que conduz a um teor de quartzo em torno de 46%. No caso de comparação, Caso B9, o valor utilizado para  $\lambda_s$  foi de 2,0 W/m.K, assumido-se teor de quartzo nulo.

A **Figura 6.19** apresenta o perfil de temperatura para o Caso B e para o Caso B9 nos meses de abril de 2004 a julho de 2004. Os resultados mostram uma pequena diferença entre os dois casos, com temperaturas levemente reduzidas para o Caso B9 (menor valor de  $\lambda_s$ ), sugerindo limitada influência da condutividade térmica dos sólidos para o tipo de solo e dados climáticos da região estudada. Não foi observada variação significativa nos perfis de umidade volumétrica e sucção do solo.

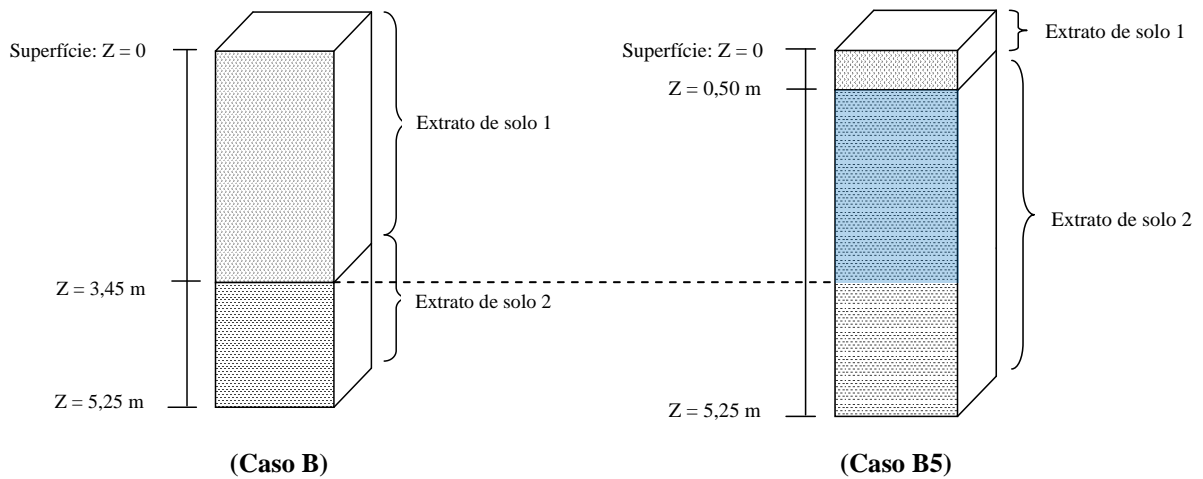


**Figura 6.19:** Perfis de temperatura (Caso B e Caso B9) – Abr/04 a Jul/04

### 6.3.6 Influência da espessura da camada superior (Caso B5)

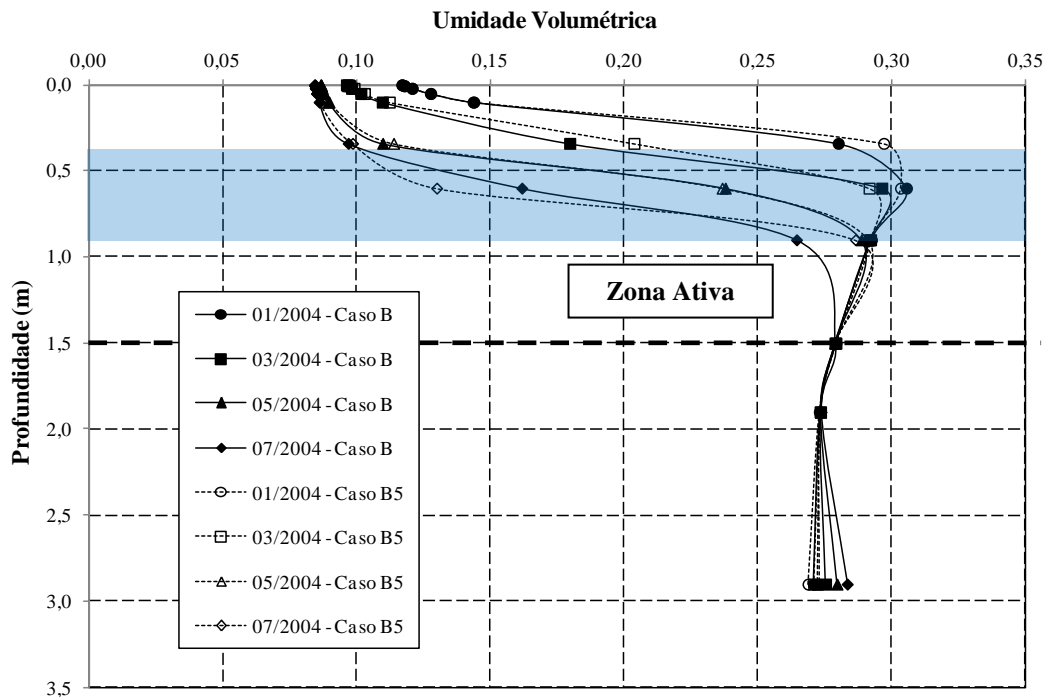
Com o objetivo de investigar os efeitos da espessura da camada superior ( $Z$ ) da coluna de solo no perfil de umidade volumétrica, foi realizada uma simulação considerando  $Z = 0,5$  m (Caso B5) para ser comparado com o caso de referência (Caso B), onde  $Z = 3,45$  m.

A **Figura 6.20** mostra os extratos de solo para os dois casos. A região em “azul”, entre 0,5m e 3,45m, é a região do solo que de fato teve suas propriedades físicas alteradas. Ao se alterarem as funções de propriedade do solo nessa faixa, essa simulação de busca de certo modo avaliar o fenômeno de “histerese” observado em vários tipos de solos, com curvas de retenção solo-água distintas entre os processos de secagem e umedecimento.



**Figura 6.20:** Esquema de extratos de solo

No **Caso B5**, todos os demais parâmetros foram mantidos inalterados para cada um das camadas (**Tabela 6.1**). A **Figura 6.21** mostra os resultados obtidos nessas simulações.



**Figura 6.21:** Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso B5) – Jan/04 a Jul/04

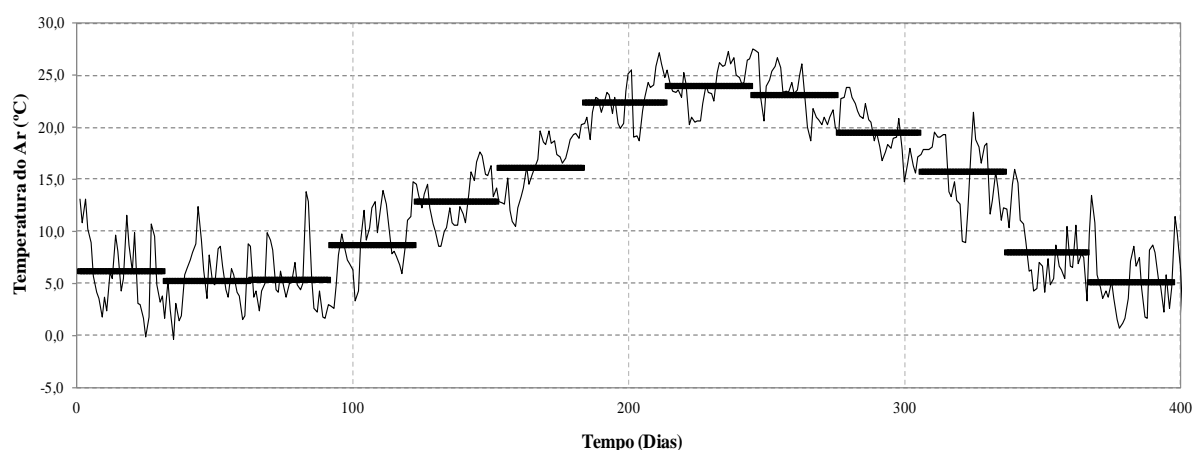
Alterações mais significativas podem ser observadas na faixa de solo até 1 metro de profundidade (faixa “azul”), região de fato mais afetada pelas variáveis climáticas. No entanto, de um modo geral, os resultados sugerem diferenças bem pequenas entre os dois casos estudados.

### 6.3.7 Influência da distribuição média dos valores de entrada de dados (*inputs*) climáticos (Caso G)

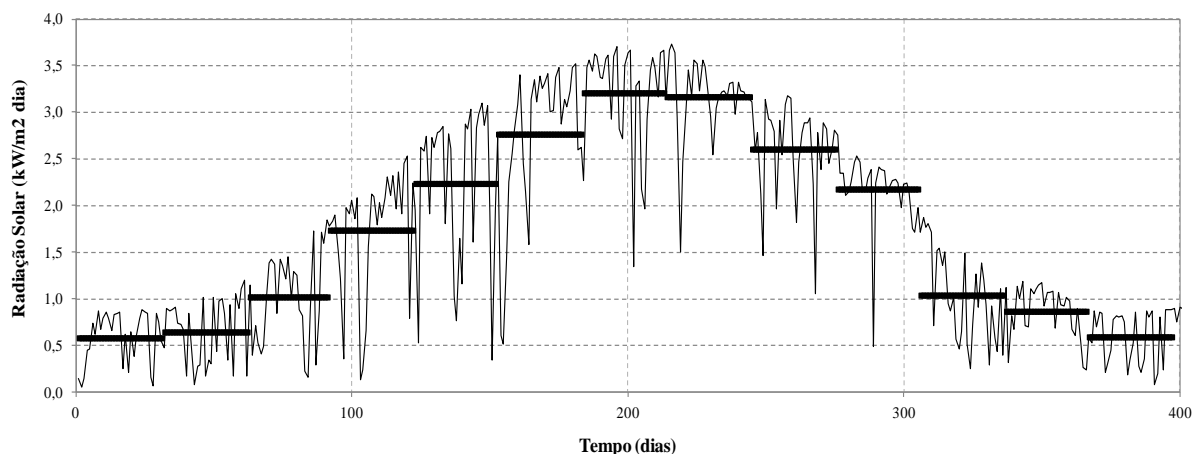
Todos os resultados das simulações anteriores sugerem que a zona ativa (região influenciada pelas variações sazonais) situa-se numa profundidade de até aproximadamente 1,5 metros. Para melhor avaliar essa questão, foi realizada uma simulação utilizando-se as médias mensais dos dados climáticos com *input* diário.

No Caso B (referência) cada dia corresponde a um conjunto de entrada de dados climáticos reais, conforme apresentado no Capítulo 5. No Caso G, ao invés de serem utilizados os *inputs* diários reais, foram utilizadas as médias mensais como entrada para todos os dias do mês.

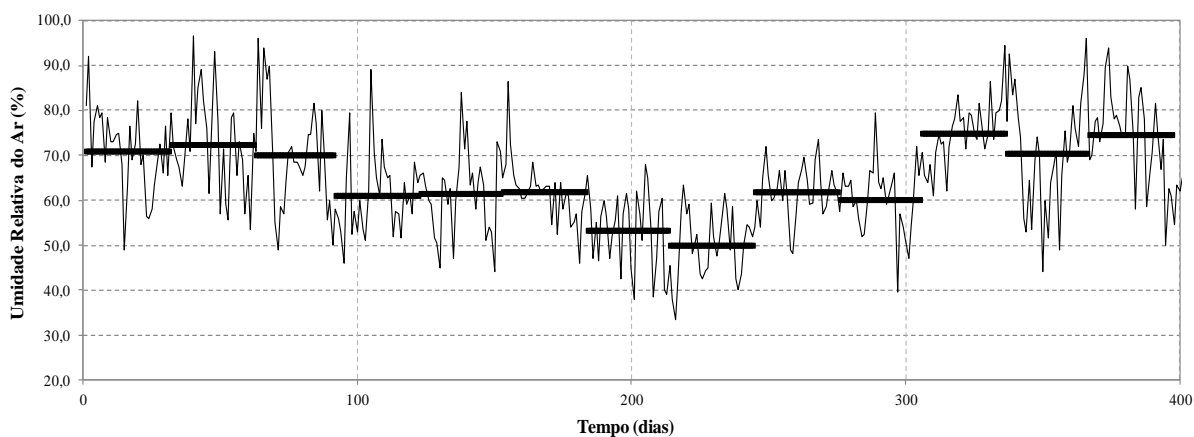
As Figuras 6.22, 6.23, 6.24, 6.25 e 6.26 apresentam as medições diárias dos dados climáticos da região de Mormoiron, bem como as suas médias mensais (barras contínuas) que serviram de *input* para a simulação do Caso G.



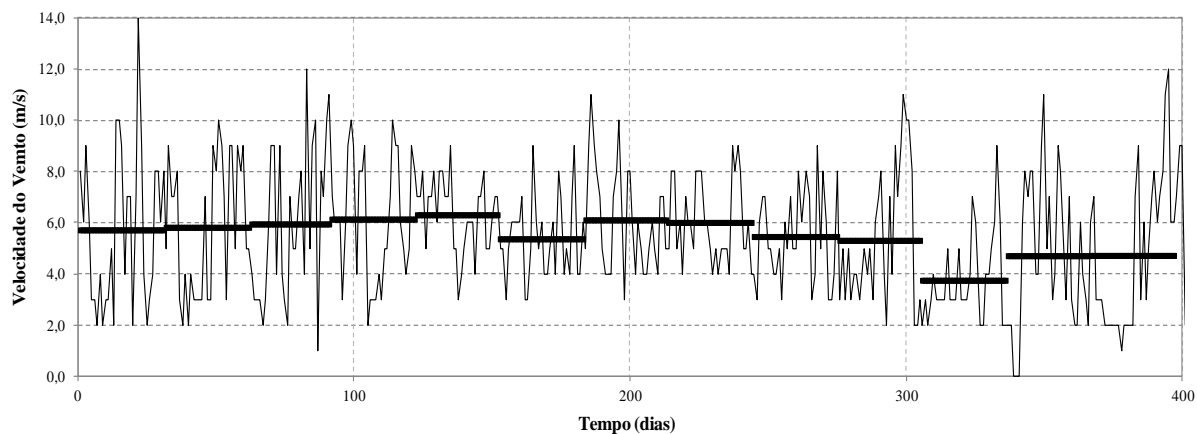
**Figura 6.22:** Medições diárias e médias mensais de temperatura (°C) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004



**Figura 6.23:** Medições diárias e médias mensais de radiação solar (kW/m²/dia) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004

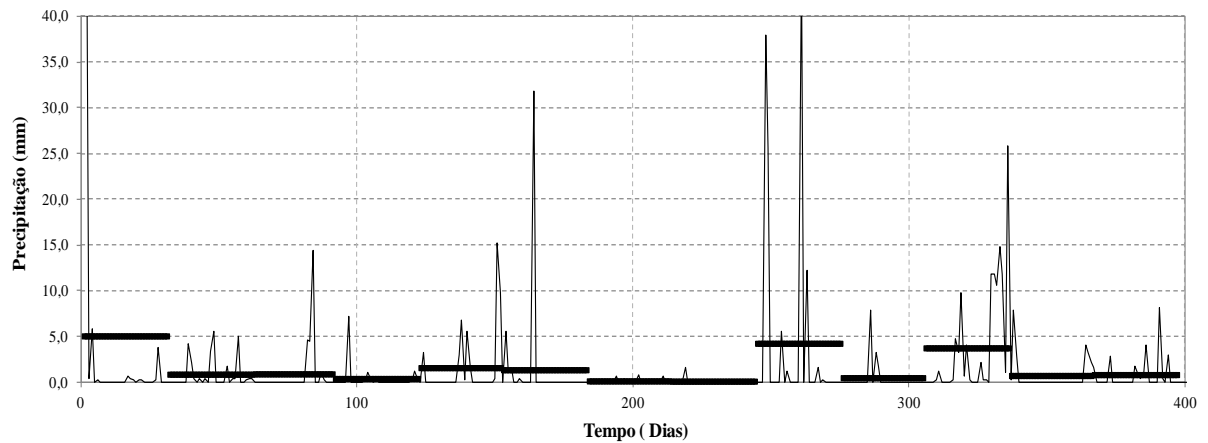


**Figura 6.24:** Medições diárias e médias mensais de umidade relativa do ar (%) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004



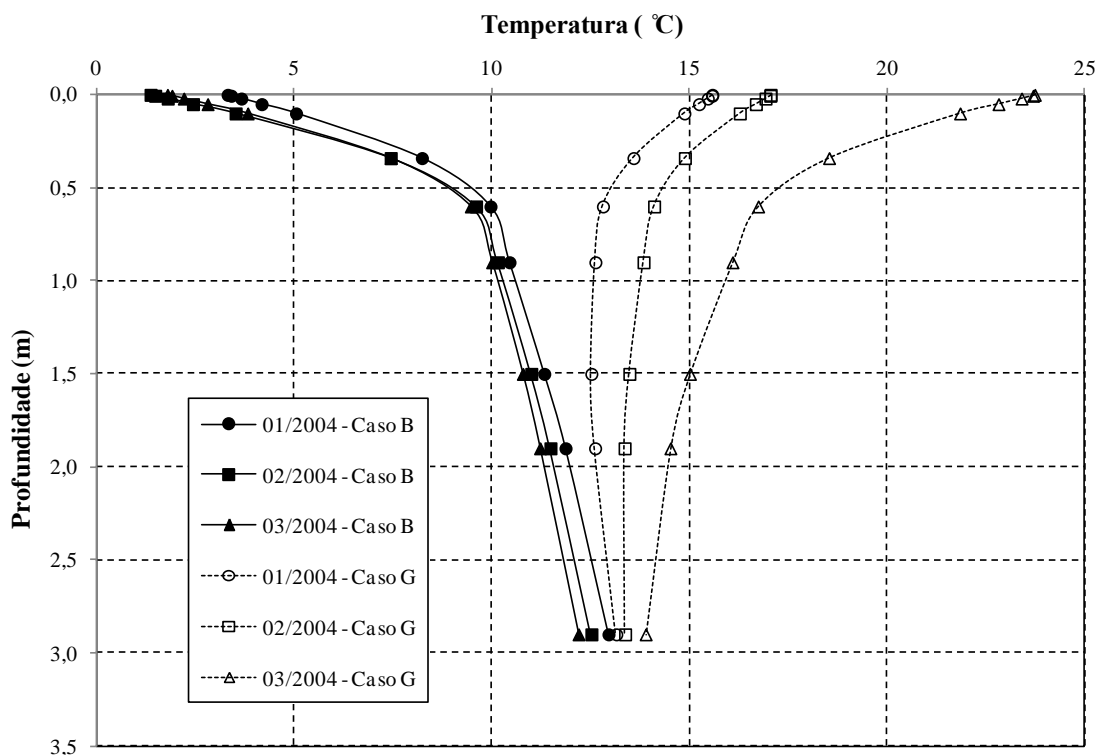
**Figura 6.25:** Medições diárias e médias mensais de velocidade do vento (m/s) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004





**Figura 6.26:** Medições diárias e médias mensais de precipitação (mm) na região de Mormoiron, no período de Dezembro de 2003 a Dezembro de 2004

As **Figuras 6.27 e 6.28** apresentam os perfis de temperatura do solo para o Caso B e para o Caso G, e as **Figuras 6.29 e 6.30** apresentam respectivamente os perfis de umidade volumétrica e sucção do solo para o Caso B e para o Caso G.



**Figura 6.27:** Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso G) – Jan/04 a Mar/04

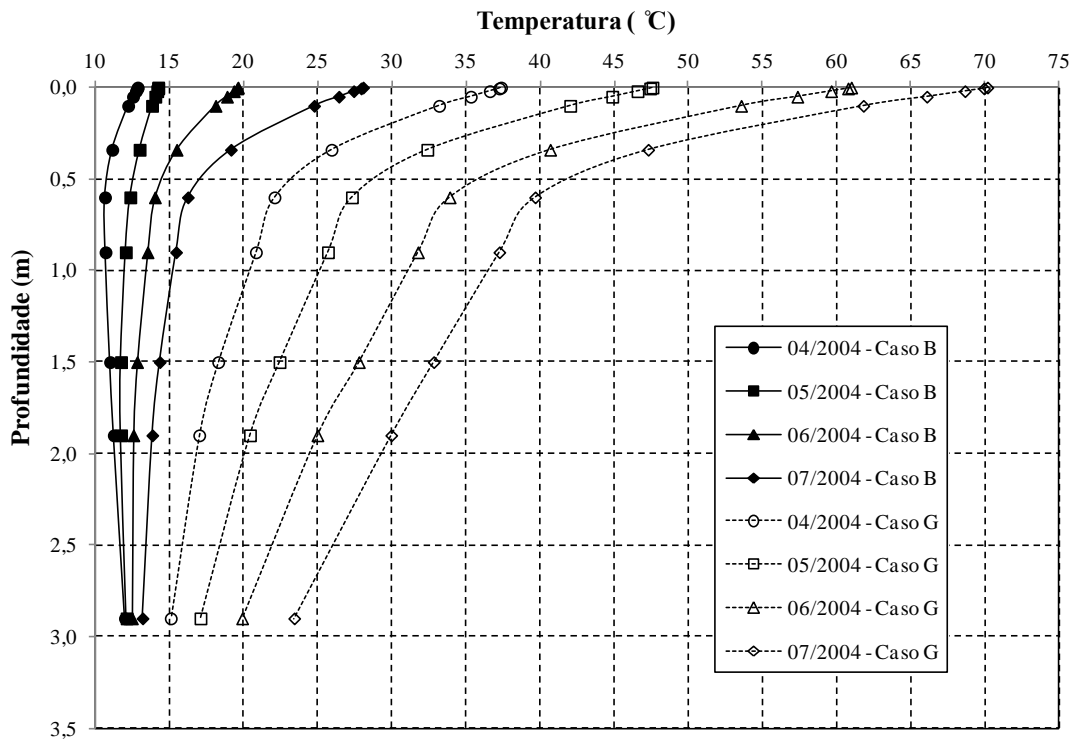


Figura 6.28: Perfis de temperatura do solo (Caso B e Caso G) – Abr/04 a Jul/04

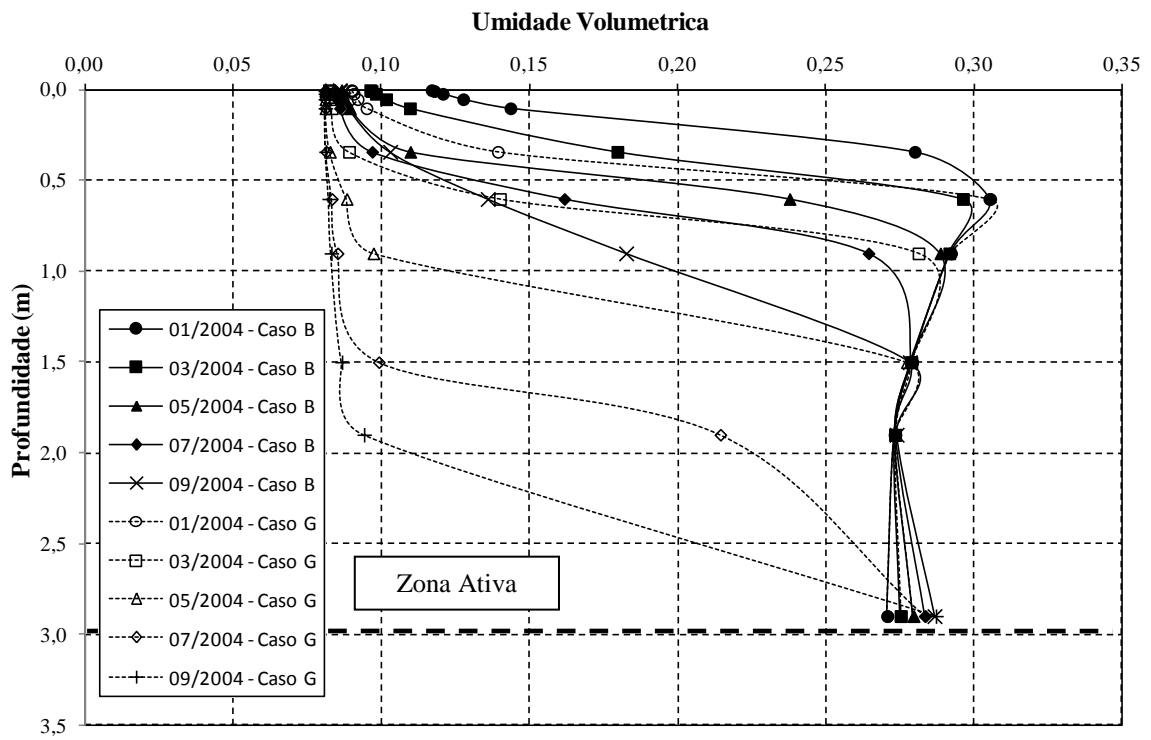
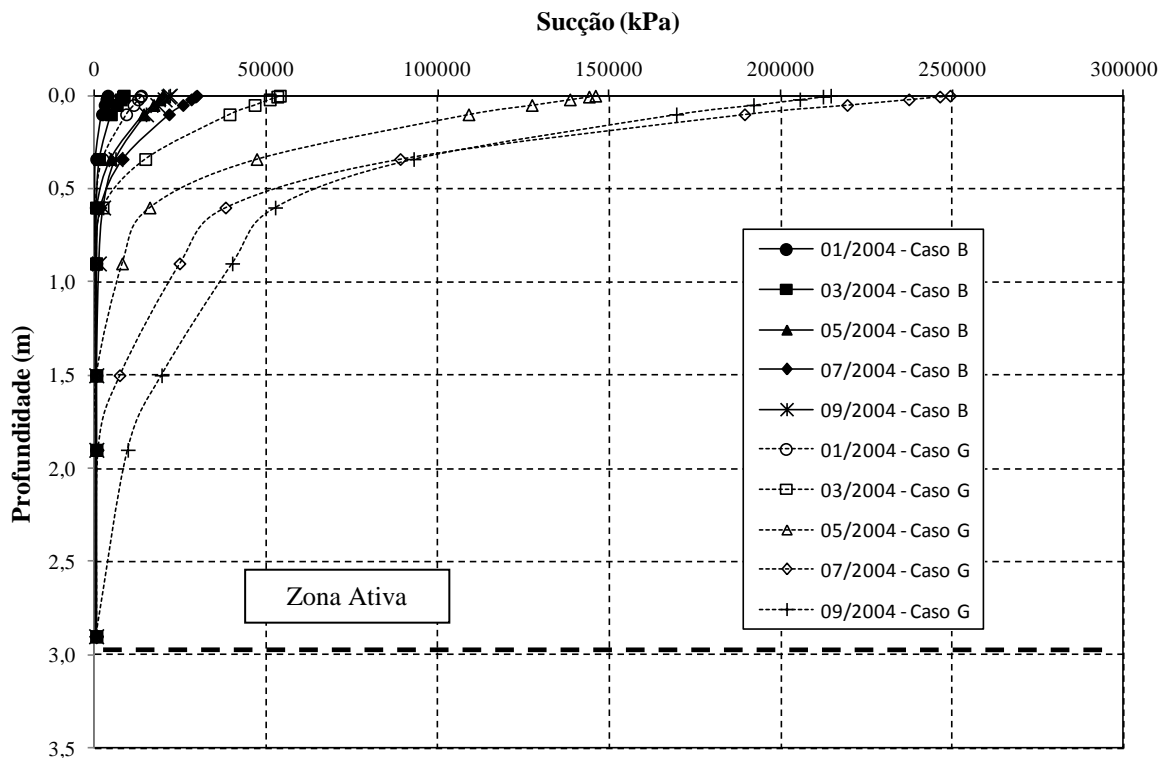


Figura 6.29: Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso G) – Jan/04 a Set/04



**Figura 6.30:** Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso G) – Jan/04 a Set/04

Os resultados sugerem que a utilização das médias mensais como *inputs* diários (linha tracejada, caso G) eleva a temperatura do solo e os valores de sucção, e aumentam a extensão da zona ativa para aproximadamente 3 metros de profundidade.

No caso B, como trabalhou-se com *inputs* diários reais, naturalmente valores altos e baixos ocorrem para todos os dados climáticos, fazendo com que uma determinada condição de temperatura ou de umidade do solo possa, por exemplo, ser amenizada ou aumentada em cada nova entrada diária. Por outro lado, quando se trabalha com médias mensais, uma determinada situação é “artificialmente” mantida ao longo do tempo, por exemplo, situação de déficit hídrico constante, quando a evaporação diária é sempre maior que a precipitação diária, acarretando na elevação da temperatura do solo, na diminuição da umidade volumétrica e conseqüentemente no aumento dos valores de sucção do solo.

Embora a condição climática de “médias” seja “artificial”, de qualquer modo essa simulação sugere que, para um mesmo tipo de solo, porém com uma condição climática adversa, a profundidade da zona ativa pode ser modificada. É importante ressaltar que um maior número de dados deve ser investigado e outras simulações devem ser realizadas para que se possa

dizer algo conclusivo sobre esse assunto. Blight (1997) comenta que a zona ativa pode se estender até profundidades de 20 metros ou mais, dependendo da superfície do solo, do clima e da vegetação. A extensão da zona ativa será abordada novamente no *item 6.3.9*.

### 6.3.8 Influência da ocorrência e distribuição da precipitação (Caso G e Caso I)

Conforme comentado no Capítulo 5, outro ponto de interesse durante as análises foi avaliar o impacto no perfil de umidade e sucção do solo, da ocorrência de precipitações intensas e concentradas num curto espaço de tempo em comparação com precipitações leves e constantes, distribuídas ao longo do mês.

As **Figuras 6.31** e **6.32** apresentam respectivamente os perfis de umidade volumétrica e sucção do solo para o Caso B e para o Caso G, dos cinco dias subsequentes à ocorrência de uma precipitação real intensa na região de estudo (Mormoiron, França). No mês de dezembro/2003 a precipitação total acumulada foi de 155 mm, com a ocorrência de basicamente de dois grandes eventos de precipitação, e a média diária calculada foi de 5 mm/dia. A **Tabela 6.3** apresenta os valores de precipitação que foram considerados nos dois casos, para os cinco primeiros dias de dezembro de 2003.

**Tabela 6.3:** Precipitação diária (mm) – Caso B e Caso G

<b>Data</b>	<b>Caso B (mm) Valores reais</b>	<b>Caso G (mm) Média Mensal</b>
01/12/2003	94,20	5,00
02/12/2003	48,80	5,00
03/12/2003	0,40	5,00
04/12/2003	5,80	5,00
05/12/2003	0,00	5,00

A partir da **Figura 6.31** pode se observar claramente a diferença entre os dois casos. No caso B, verifica-se que nos dias onde ocorrem as duas precipitações intensas, o solo superficial fica saturado ( $S = 1$ ) e a umidade volumétrica ( $\theta$ ) iguala-se a umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ ), igual a 0,49 para o Caso B. No entanto essa condição modifica-se rapidamente nos dias subsequentes. No dia 03/12/03 a umidade volumétrica na superfície diminui para 0,23, retorna para 0,49 no dia 04/12/03 e atinge 0,30 no dia 05/12/03. No Caso G a situação observada é

bem distinta. A umidade volumétrica do solo permanece praticamente constante, ficando entre 0,10 e 0,12.

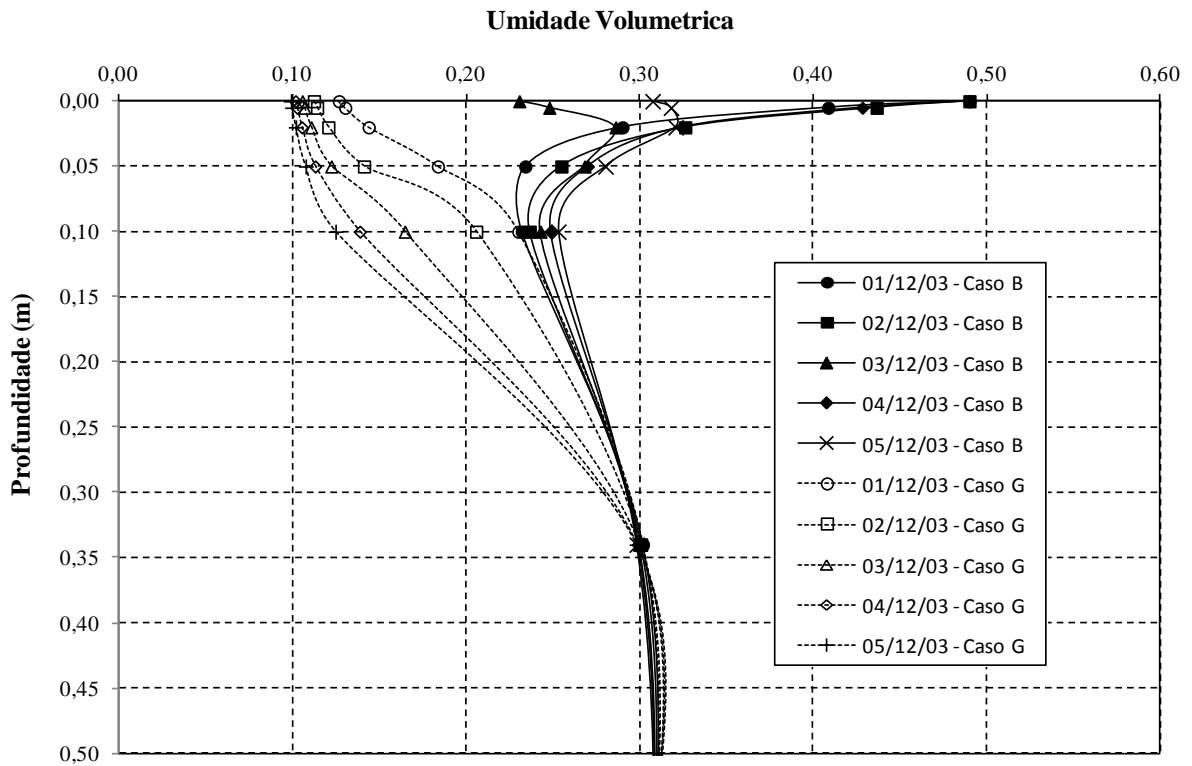


Figura 6.31: Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso G) – 01/12/03 a 05/12/03

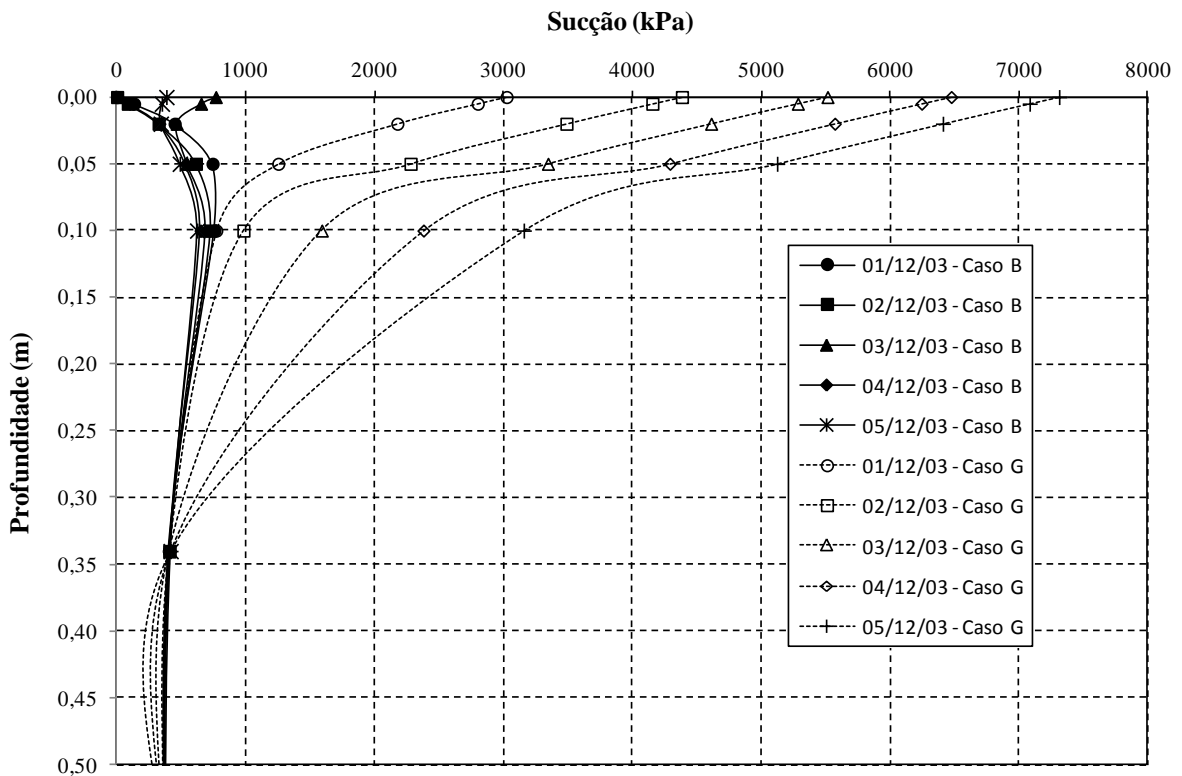


Figura 6.32: Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso G) – 01/12/03 a 05/12/03

É importante ressaltar que as alterações entre os dois casos são mais claramente observadas na faixa de solo próximo à superfície (0-40cm), o que indica que fenômenos pontuais de precipitação intensa afetam especialmente essa região e não se propagam para as camadas mais profundas do solo. É justamente também nessa faixa superficial que se observam as maiores diferenças entre os perfis de sucção dos dois casos, com sucções iguais à zero, na cota 0,0 m (Caso B), até altos valores de sucção na mesma região para o Caso G (**Figura 6.32**).

Com o objetivo de aprofundar a análise sobre a influência da precipitação no perfil de umidade volumétrica e sucção do solo, foi realizada a simulação do Caso I. Diferente da simulação do Caso G, onde foram utilizadas as médias de todos os *inputs* climáticos, no Caso I, somente os dois valores extremos de precipitação registrados no início de dezembro de 2003 foram “zerados”. Todos os demais dados climáticos mensais do Caso B foram mantidos inalterados. A **Tabela 6.4** mostra o comparativo da precipitação entre os dois casos (apenas para os cinco primeiros dias).

**Tabela 6.4:** Precipitação diária (mm) – Caso B e Caso I

<b>Data</b>	<b>Caso B (mm) Valores reais</b>	<b>Caso I (mm)</b>
01/12/2003	94,20	0,00
02/12/2003	48,80	0,00
03/12/2003	0,40	0,40
04/12/2003	5,80	5,80
05/12/2003	0,00	0,00

As **Figuras 6.33** e **6.34** apresentam os resultados da simulação do Caso B e do Caso I, mostrando os perfis de umidade volumétrica e sucção do solo nos dias 01/12/03, 05/12/03, 10/05/03, 20/12/03 e 30/12/03. Como na simulação do Caso G, os resultados do Caso I também sugerem uma influência mais acentuada da precipitação na camada mais superior do solo (0-40cm) principalmente logo após os eventos de precipitação. Já a partir do dia 05/12/03 percebe-se uma redução na diferença entre os perfis de umidade volumétrica e sucção dos dois casos. Essa diferença permanece se dissipando ao longo do mês, já se mostrando bem reduzida oito dias após os eventos de precipitação (10/12/03), ficando praticamente imperceptível no final do período (30/12/03) (**Figura 6.33**).

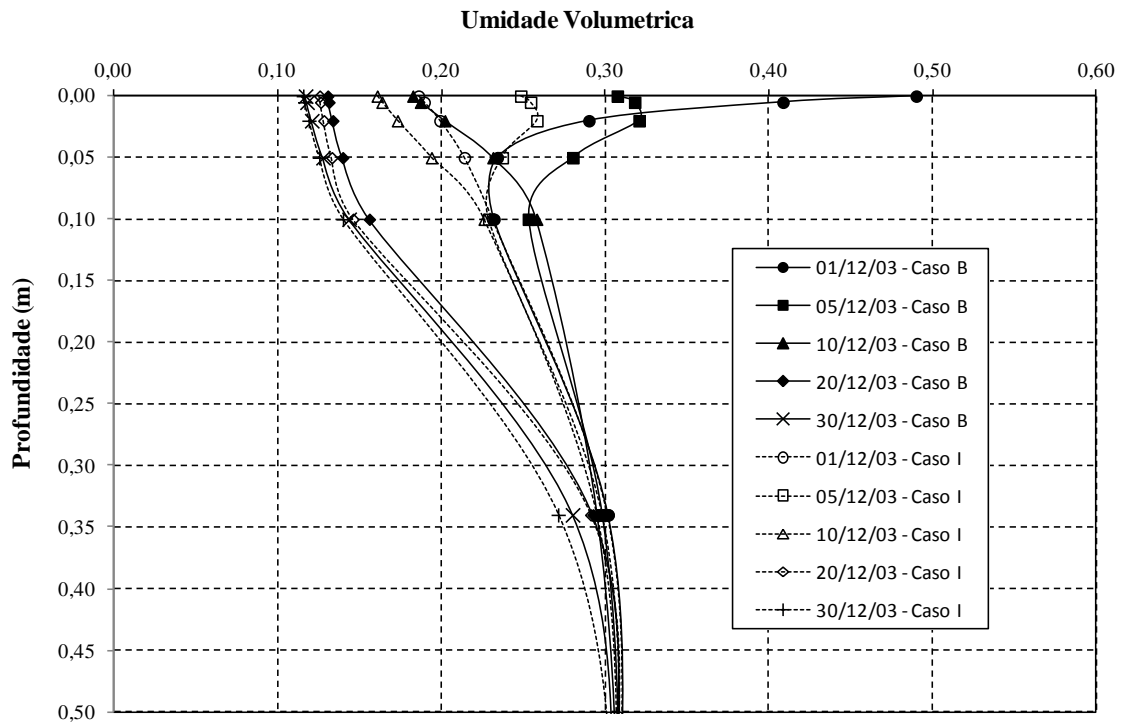


Figura 6.33: Perfis de umidade volumétrica do solo (Caso B e Caso I) – Dez/03

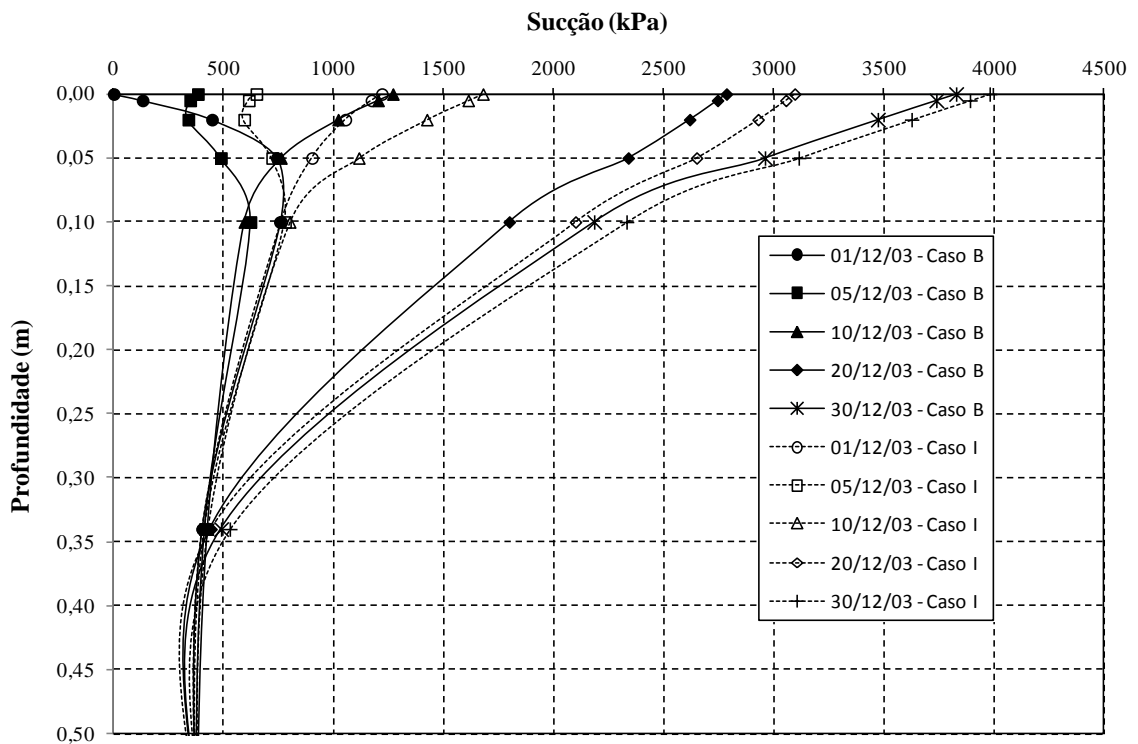
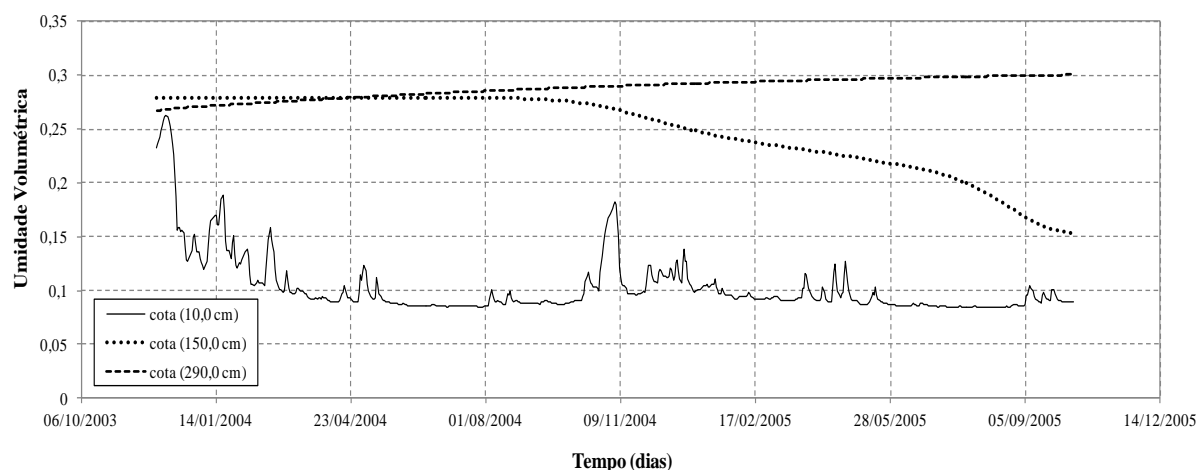


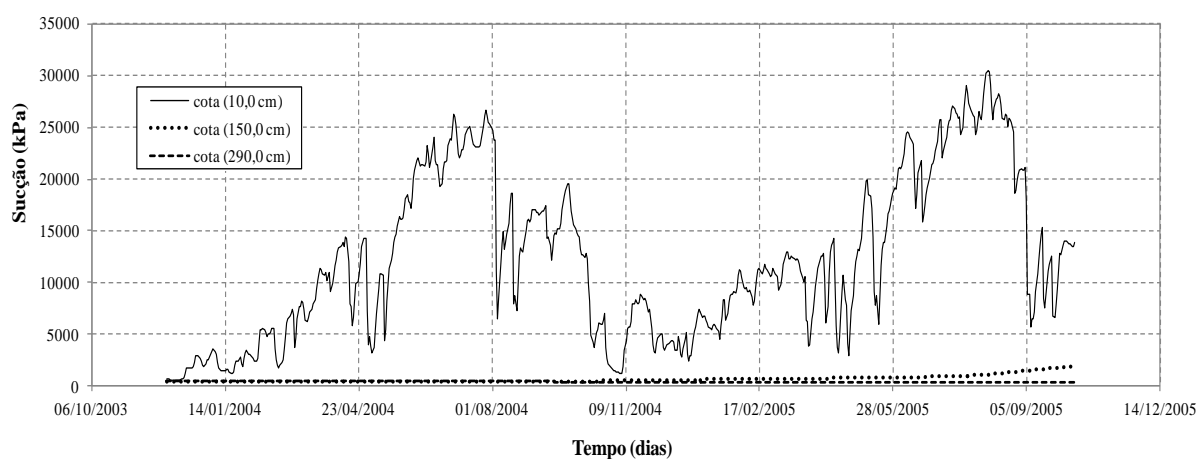
Figura 6.34: Perfis de sucção do solo (Caso B e Caso I) – Dez/03

### 6.3.9 Análise da extensão da zona ativa

As **Figuras 6.35** e **6.36** apresentam respectivamente as curvas de umidade volumétrica e sucção do solo para o caso de referência (Caso B), em três diferentes profundidades (10 cm, 150 cm e 290 cm) ao longo do período analisado.



**Figura 6.35:** Umidade volumétrica do solo nas cotas 10, 150, e 290 cm – Dez/03 a Out/05



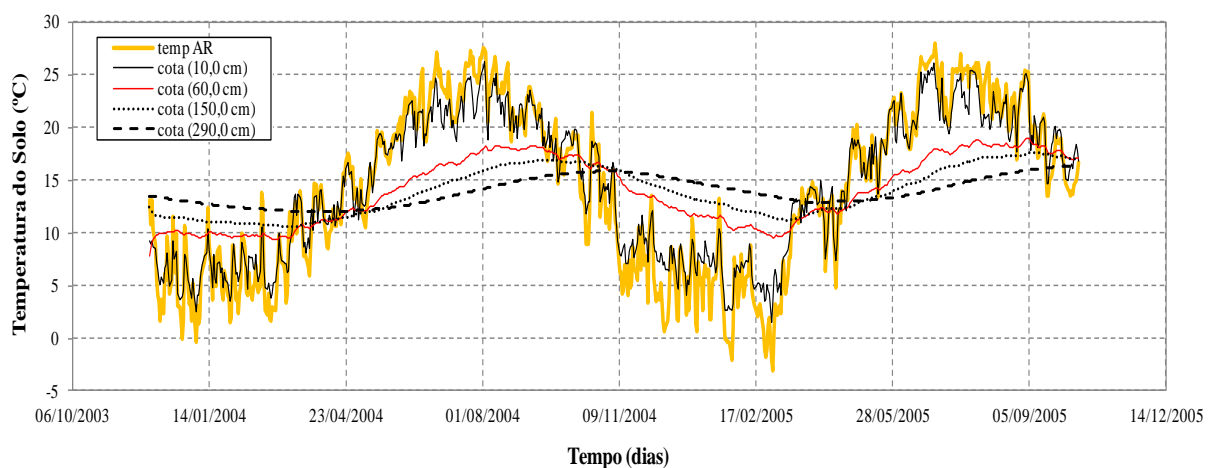
**Figura 6.36:** Sucção mátrica nas cotas 10, 150, e 290 cm (Caso B) – Dez/03 a Out/05

A partir das **Figuras 6.35** e **6.36**, observa-se uma correlação direta entre valores de umidade volumétrica “elevados” com valores de sucção “reduzidos”. No mês de dezembro de 2003, por exemplo, à profundidade de 10,0 cm, observa-se uma elevada umidade volumétrica e uma sucção praticamente nula. Esse fato pode ser explicado pela ocorrência de intensas chuvas em dezembro de 2003, com registros de precipitação de até 94,2 mm em um único dia. O mesmo



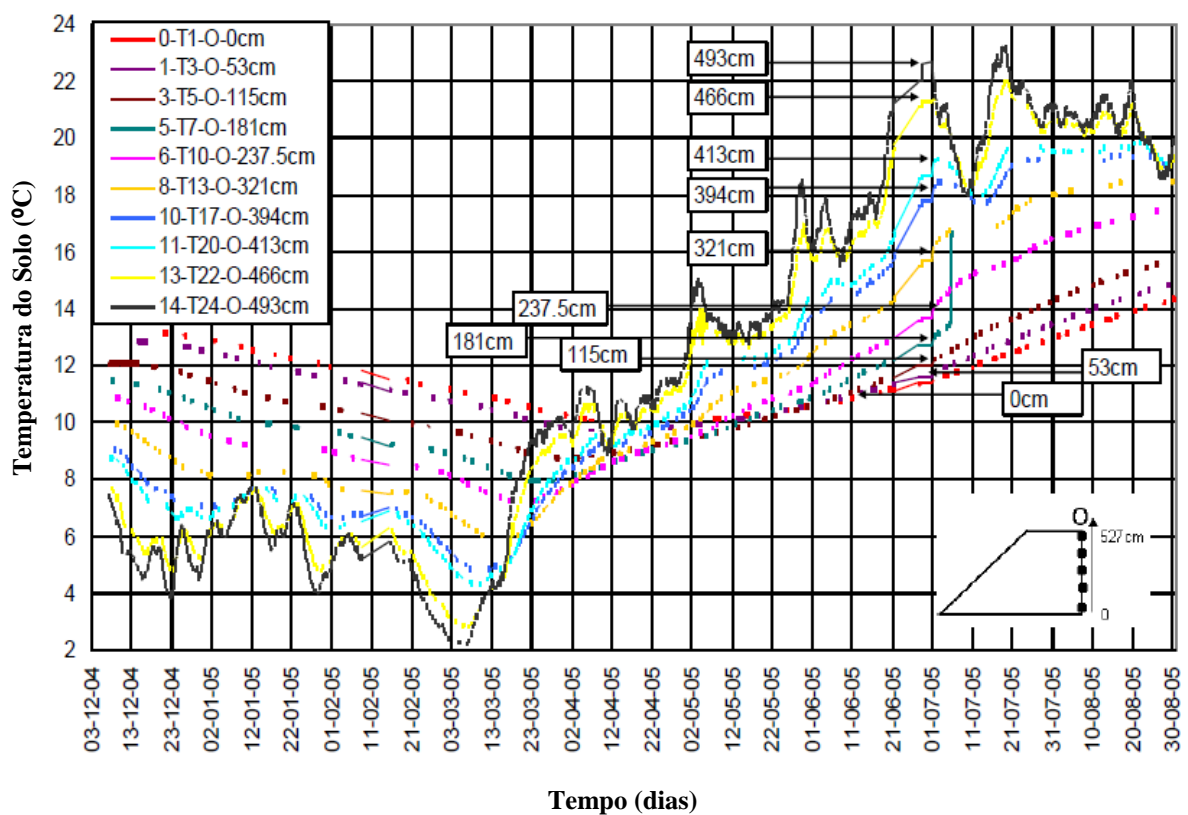
pode ser observado no início do mês de novembro de 2004, quando a ocorrência de chuvas prolongadas na última semana de outubro de 2004 elevou o teor de umidade do solo e reduziu a sucção mátrica no início de novembro. Opostamente, valores elevados de sucção entre maio e julho de 2004 e maio a julho de 2005 coincidem com baixos valores de umidade volumétrica no mesmo período, fato justificado por se tratar de um período de estiagem. Pontualmente observam-se “picos” e “vales” diretamente relacionados entre curvas de umidade volumétrica e sucção mátrica, fato explicado pela ocorrência de chuvas pontuais. Para as profundidades mais elevadas não observa-se variação relevante nos perfis de umidade volumétrica e sucção mostrados nas **Figuras 6.35 e 6.36**, confirmando que, para o tipo de solo e as condições climáticas estudadas, a zona ativa localiza-se até a profundidade de 1,5m.

Com relação à **Figura 6.37** observa-se que na profundidade de 10,0 cm a temperatura do solo acompanha o mesmo perfil senoidal da temperatura do ar apresentado na **Figura 5.3**. Ressalta-se também o fato de que variações de temperatura na superfície ao longo do ano, da ordem de 20°C, induzem variações na temperatura do solo bem menores a partir de 1,5 metros de profundidade, da ordem somente de 5°C. Esse resultado está em consonância com Demillo (1998), citado por Marinho (2005), que afirma que em geral a profundidade de transferência de energia para dentro do solo é de apenas 1,0 metro, independentemente da estação do ano, *“sendo este um dos motivos pelo qual a energia térmica interna da Terra não foi significativamente reduzida ao longo de 4.5 bilhões de anos”*.



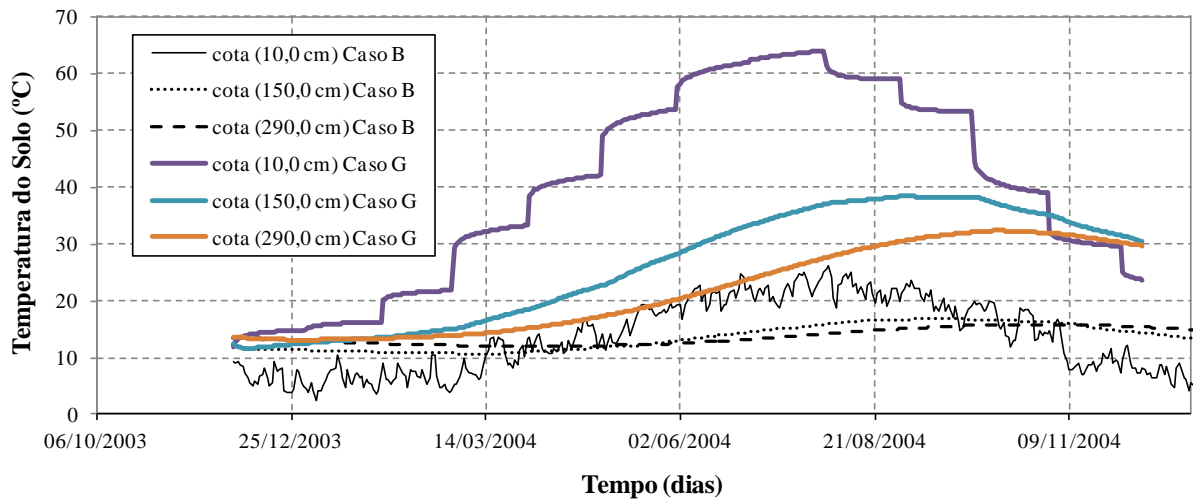
**Figura 6.37:** Temperatura do ar e temperatura do solo nas cotas 10, 60, 150, e 290 cm (Caso B) – Dez/03 a Out/05

O comportamento da temperatura do solo mostrado na **Figura 6.37** é coincidente com os resultados obtidos por Gao (2006). A **Figura 6.38** apresenta os perfis de temperatura do solo que foram obtidos a partir de medições reais em um talude instrumentado que foi objeto de pesquisa entre dezembro de 2004 e agosto de 2005, em Rouen, França. Os perfis “medidos” também indicam variações acentuadas na temperatura do solo nas camadas mais próximas da superfície (cotas 466cm e 493cm), da ordem de 20°C. Por outro lado, observa-se uma estabilidade ao longo do tempo na temperatura do solo nas camadas mais profundas (cotas 0 e 53cm), resultado coincidente com os valores obtidos nas simulações deste trabalho.



**Figura 6.38:** Temperatura do solo medida em diferentes profundidades em talude artificial “instrumentado” (Gao, 2006)

A **Figura 6.39** apresenta um comparativo entre as curvas de temperatura do solo para o Caso B (que utiliza *inputs* diários reais) e para o Caso G (que utiliza médias mensais como *inputs* diários). Como mencionado no *item 6.3.7*, quando se trabalha com médias mensais em vez de entradas reais para os dados climáticos, observa-se que condições extremas se acentuam e se prolongam, acarretando, para o exemplo em questão, na elevação artificial da temperatura do solo (temperaturas elevadas e em forma de “degraus”, observadas na cota mais próxima à superfície no perfil do Caso G).



**Figura 6.39:** Temperatura do solo nas cotas 10, 150, e 290 cm (Caso B e Caso G) – Dez/03 a Dez/04

De um modo geral, os perfis apresentados nas **Figuras 6.35, 6.36 e 6.37** indicam a estabilidade dos valores ao longo do tempo nas regiões mais profundas do solo, confirmando que para o tipo de solo e para as condições climáticas estudados neste trabalho a zona ativa situa-se aproximadamente até 1,5 m de profundidade.

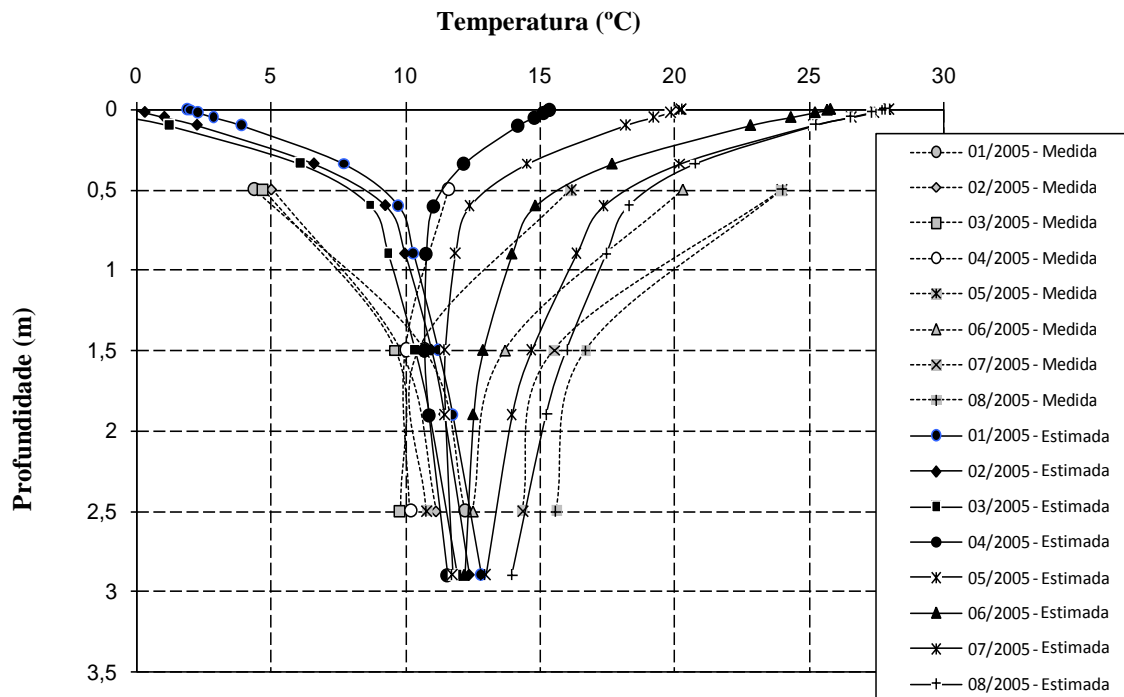
#### 6.4 OBSERVAÇÕES COMPLEMENTARES

É importante ressaltar que os gráficos e valores apresentados neste capítulo foram resultados de simulações numéricas realizadas a partir de um modelo teórico de interação solo-atmosfera (Capítulo 3). Como todo modelo teórico, algumas simplificações são adotadas (ex.: análise unidimensional, esqueleto rígido e solo sem cobertura vegetal), ou premissas são assumidas por falta ou dificuldade na obtenção de alguns parâmetros.

Por exemplo, os parâmetros da curva de retenção solo-água (SWCC) que foram utilizados nas simulações (**Figura 4.11**) foram obtidos a partir de aproximações com valores reais de campo. Conforme explicado no Capítulo 4, Bicalho (2007) utilizou curvas de secagem e drenagem obtidas em laboratório para ajustar os parâmetros físicos das equações constitutivas (curvas de retenção solo-água e de condutividade hidráulica) do modelo de interação solo-atmosfera proposto por Cui *et al.* (2005) e Cui *et al.* (2010).

Entretanto, o modelo computacional de interação solo-atmosfera desenvolvido por Gao (2006) que foi utilizado neste trabalho foi validado em Cui *et al.* (2010) a partir da comparação entre simulações realizadas e dados obtidos em campo, mostrando que o modelo adotado pode ser usado para calcular a umidade volumétrica, a temperatura e a sucção do solo, em qualquer tempo, obtendo-se bons resultados.

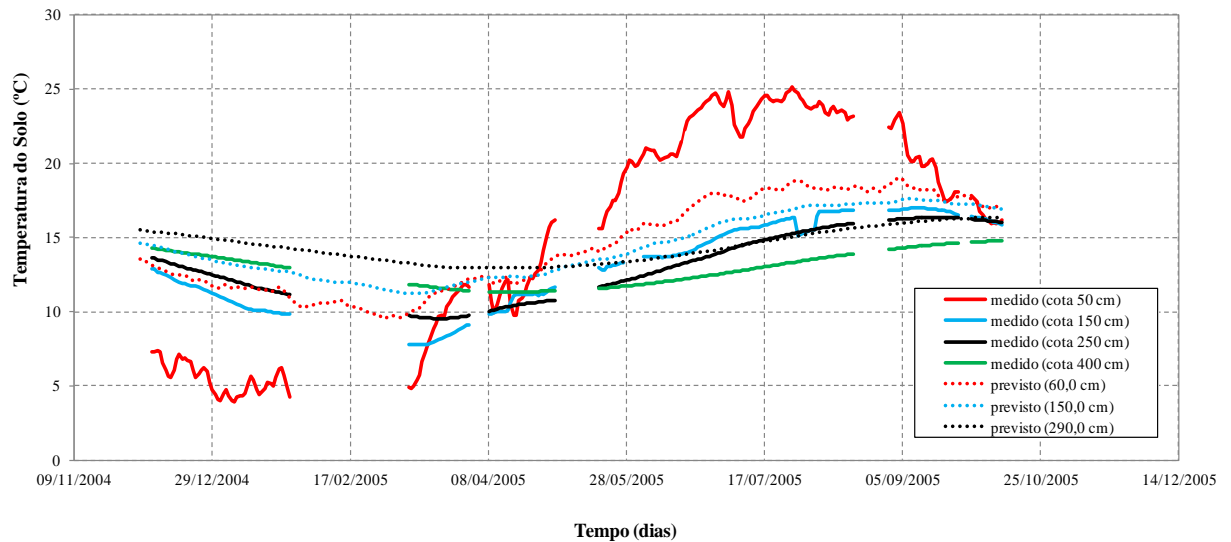
Nesse sentido, a **Figura 6.40** apresenta uma comparação entre temperaturas “medidas” e “estimadas” em três diferentes profundidades (0,5 m, 1,5 m, e 2,5 m) durante o ano de 2005 na região de Mormoiron, na França. Os resultados sugerem que, quando comparados com medições reais, os valores obtidos para as camadas mais próximas à superfície são menos satisfatórios.



**Figura 6.40:** Comparação entre valores medidos e estimados para o perfil de temperatura do solo – Jan/05 a Ago/05

A **Figura 6.41** apresenta outro comparativo entre temperaturas “medidas” e “estimadas” em três diferentes profundidades ao longo do tempo. Os resultados também indicam que os valores obtidos para as camadas mais próximas à superfície (linha vermelha) são menos satisfatórios. Em ambas as figuras, essa diferença observada se deve provavelmente ao efeito da vegetação ou de outro fenômeno mecânico (por exemplo, trincas nos solos) não considerado no modelo teórico de interação solo-atmosfera. Cui *et al.* (2005) propuseram

inclusive considerar a zona superficial do solo como sendo “independente”, utilizando-se diferentes valores para os parâmetros do solo. Por esta razão, a variação dos perfis de temperatura, umidade volumétrica e sucção do solo, em função da alteração de outros parâmetros desconhecidos, também deve ser investigada.



**Figura 6.41:** Comparação entre valores medidos e estimados para a temperatura do solo ao longo do tempo – Dez/04 a Out/05

*Capítulo 7*

*Conclusões e Sugestões para  
Pesquisas Futuras*

---

## 7.1 CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo contribuir para o entendimento sobre como a interação do solo com a atmosfera e as variações climáticas afetam o comportamento dos perfis de temperatura, umidade volumétrica e sucção de um determinado subsolo não saturado ao longo do tempo. Foi também objeto de interesse deste estudo a análise da variação da espessura ou profundidade da zona ativa devido a alterações climáticas.

Para tanto foram realizadas diversas análises onde parâmetros foram alterados e dados climáticos simulados, sendo que os resultados obtidos em cada um dos “casos” foram comparados com um determinado caso de referência (Caso B). A partir dos resultados obtidos durante as análises realizadas, para a região e condições climáticas avaliados neste trabalho, podemos concluir que:

- A variação do **perfil inicial de temperatura do solo (PIT)** pode afetar os perfis de temperatura, especialmente na região mais profunda, a partir de 1,5 metros de profundidade, onde as temperaturas se mantêm praticamente estáveis ao longo de todo o ano. Na região próxima à superfície o PIT não tem grande influência no longo prazo, uma vez que nessa faixa a temperatura do solo tende a acompanhar as temperaturas atmosféricas. Verificou-se também, que a taxa de evaporação do solo não foi modificada entre os dois diferentes casos considerados, resultando em pouca ou nenhuma variação nos perfis umidade volumétrica e sucção do subsolo;
- O **parâmetro Albedo** pode afetar o perfil de temperatura do solo, porém durante a estação fria, a sua influência não é tão relevante para influenciar o perfil de umidade volumétrica. Por outro lado, nos meses mais quentes onde as temperaturas são mais elevadas e a radiação solar é intensa, a influência do parâmetro albedo é marcante, podendo para os casos estudados, ocasionar uma variação de temperatura de até 3,0 °C nas camadas mais próximas da superfície, influenciar significativamente a taxa de evaporação e alterar os perfis de umidade e sucção do solo;
- A variação da **condutividade hidráulica saturada ( $k_{sat}$ )** da ordem de 100 vezes praticamente não tem influência no solo da região estudada no período analisada. Esta variação no  $k_{sat}$  não afetou os perfis de temperatura, umidade volumétrica e sucção do subsolo

estudado neste trabalho. Isso provavelmente deve-se ao fato de que os anos de 2004 e 2005 correspondem a períodos de secas, com elevados valores de sucção, sendo que nessa faixa, as funções de permeabilidade dos dois solos são coincidentes. Entretanto, torna-se necessário avaliar não somente a variação “independente” do  $k_{sat}$ , mas também considerar sua eventual influência na curva de retenção solo-água;

- A variação da **condutividade térmica dos sólidos** ( $\lambda_s$ ) da ordem de 2 vezes tem limitada influência para o tipo de solo e dados climáticos da região estudada. Os resultados obtidos a partir da variação do teor de quartzo no solo (de 46% para 0%) sugerem que esse parâmetro tem pouca influência no perfil de temperatura do solo, não tendo sido observada variação significativa nos perfis de umidade volumétrica e sucção do solo;

- Considerando os parâmetros do solo 1 e do solo 2 que foram utilizados nas simulações, a variação da **espessura da camada superior** do solo tem pouca influência nos perfis de temperatura, umidade volumétrica e sucção. Os resultados sugerem diferenças bem pequenas entre os dois casos estudados. Entretanto alterações mais significativas podem ser observadas na faixa de solo até 1 metro de profundidade, região de fato mais afetada pelos variáveis climáticas;

- A **zona ativa** na região do estudo (onde o perfil de sucção é influenciado pelas alterações ambientais e climáticas) possui cerca de 1,5 m de profundidade. A partir dessa profundidade os valores de sucção se tornam praticamente constantes. As **Figuras 6.35, 6.36 e 6.37** confirmam a estabilidade dos valores temperatura, umidade volumétrica e sucção do solo ao longo do tempo nas regiões mais profundas do solo, mais acentuadamente a partir de 1,5 m de profundidade;

- A utilização de **médias para os inputs diários** modifica a profundidade da zona ativa, que passou de 1,5 m para 3,0 m. Embora a utilização de médias como dados diários seja artificial, os resultados sugerem que sob condições adversas a profundidade da zona ativa pode ser alterada. Estes resultados estão de acordo com pesquisas de monitoramento de sucção realizadas por Vieira e Marinho (2001), que mostram que a extensão zona ativa pode atingir profundidades significativas, e que a variação do perfil de sucção não é função somente das variações climáticas e do tipo de solo, mas também da geometria do elemento estudado;



- A intensidade e a distribuição da **precipitação** afetam os perfis de umidade volumétrica e sucção do solo. Eventos de precipitação intensos afetam o perfil de umidade volumétrica do solo por um curto período, porém não têm influência prolongada. Para o tipo de solo e dados climáticos estudados (mês de dezembro de 2003), a partir do décimo dia após o evento de precipitação, a diferença entre os perfis não é mais perceptível;

- Por último, uma comparação entre os **valores estimados e medidos** do perfil de temperatura sugere que na faixa de solo próxima à superfície, os resultados da simulação não são tão satisfatórios, provavelmente em função dos efeitos da vegetação, de outro fenômeno mecânico (por exemplo, trincas nos solos) não considerado no modelo teórico de interação solo-atmosfera, ou até de condições iniciais adotadas como, por exemplo, os perfis iniciais de temperatura e umidade volumétrica.

Podemos concluir ainda que:

- A disponibilidade de ampla e rica base de dados climáticos foi de fundamental importância para a flexibilidade e desenvolvimento das análises, sem a qual a pesquisa não seria possível.

- O programa computacional SAIAFDM mostrou-se capaz de realizar as simulações sem apresentar falhas ou problemas de instabilidade, e embora não possua interface gráfica, os *outputs* como arquivos em extensão “xls” permitem que os gráficos sejam gerados a partir do programa Excel (Microsoft®).

Finalmente é importante ressaltar que embora os resultados do estudo sejam capazes de fornecer uma indicação sobre o comportamento do solo, são resultados obtidos a partir de um modelo “teórico” unidimensional de interação solo-atmosfera e, portanto, as conclusões apresentadas nesta seção estão restritas ao escopo deste trabalho.

Torna-se necessário, portanto, um maior número de simulações e análises de outros parâmetros, tais como os parâmetros das curvas de retenção solo-água, para que se possa estender esse conhecimento e aplicá-lo na prática dos projetos e obras de engenharia.

## 7.2 SUGESTÕES PARA PERSPECTIVAS FUTURAS

Como sugestão para trabalhos futuros, que irão dar prosseguimento ao estudo realizado nesta dissertação, pode-se citar:

- Avaliar o impacto nos perfis de temperatura, umidade volumétrica e sucção, a partir da utilização de diferentes equações para a Curva de Retenção Solo-Água (SWCC). A equação da curva de retenção é um resultado experimental e diversos pesquisadores ao longo do tempo vêm propondo diferentes equações para simular o comportamento do solo, entre eles Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980);
- Avaliar a influência da utilização da equação proposta por Choudhury *et al.* (1986) para determinar a resistência aerodinâmica do ar ( $r_a$ ) ao invés da equação proposta por Xu e Qiu (1997) que foi utilizada nas simulações. A resistência aerodinâmica do ar ( $r_a$ ) é um parâmetro utilizado nas **Equações 2.42 e 2.43** para determinar o valor do fluxo de calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $LE$ );
- Considerar no modelo de interação solo-atmosfera os efeitos da vegetação no solo, o que significa levar em consideração os efeitos da “transpiração”. De acordo com Fredlund *et al.* (2010), em face à dificuldade em se modelar esse fenômeno, diversos pesquisadores se vêm obrigados à trabalhar com hipóteses e simplificações com relação aos efeitos da vegetação, o que pode ter um efeito significativo sobre o resultado das análises. Hemmati *et al.* (2012) pesquisaram a influência da vegetação no modelo de interação solo-atmosfera, e os resultados por eles obtidos mostraram uma boa correlação entre os valores calculados a partir do modelo matemático e os valores medidos *in situ*, indicando a pertinência da consideração dos efeitos da vegetação nos estudos de interação solo-atmosfera;
- Avaliar a influência de outros parâmetros do solo que não foram abordados neste trabalho, tais como a variação de outros parâmetros da curva de retenção solo-água e das funções de permeabilidade;
- Acoplar as análises de interação solo-atmosfera com a análise do comportamento de recalques, resistência ao cisalhamento do solo e estabilidade de taludes, com o objetivo de

investigar como a variação no perfil de sucção afeta o comportamento mecânico de um determinado solo;

- Utilizar o modelo de interação proposto para estudar o comportamento de solos brasileiros, utilizando dados geológicos e climáticos regionais;

- Aprimorar o programa computacional para permitir uma análise bi-dimensional da interação solo-atmosfera que permitam análises, ao longo do tempo, do efeito da variação das condições climáticas e da interação solo-atmosfera na estabilidade de taludes. De um modo geral as condições da superfície do solo podem variar significativamente de um local para outro, o que torna mais difícil executar simulações realistas de fluxo de massa somente a partir de um modelo unidimensional. Embora vários problemas de engenharia geotécnica possam ser resolvidos a partir de análises unidimensionais, existem, no entanto, situações em que análises em duas ou três dimensões devem ser consideradas. O engenheiro geotécnico precisa estar ciente, por exemplo, que a superfície do solo pode não ser nivelada e que existe um potencial para escoamento ou alagamento, que afetam diretamente a percolação de água e consequentemente o perfil de umidade e sucção (Fredlund *et al.*, 2010).

## *Referências*

---

- ALDRICH, H. P. (1956). **Frost penetration below highway and airfield pavements.** *Highway Research Board Bulletin 135*, Highway Research Board, Washington, D.C., pp. 124–144.
- ARAÚJO FILHO, J. C. e RIBEIRO, M. R. (1996). **Infiltração de água em Cambissolos do Baixo Irecê (Ba).** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Piracicaba, v.20, pp. 263-370.
- ASCE-EWRI (2005). **The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation.** Allen, R.G., I.A. Walter, R.L. Elliott, T.A. Howell, D. Itenfsu, M.E. Jensen, and R.L. Snyder.(eds). *American Society of Civil Engineers*, 69 p.
- BARBOUR, S. L. (1998). Nineteenth Canadian Geotechnical Colloquium: **The soil-water characteristic curve: a historical perspective.** *Canadian Geotechnical Journal*, 35, pp. 873-894.
- BERNARDO, S. (1995). **Manual de irrigação. 6. Ed.** Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 675 p.
- BICALHO, K. V. (2007). **Simulations of Water Content and Temperature Changes due to Ground Atmospheric Interactions.** *Relatório Final Pós Doutorado na ECP/ENP*, bolsista CAPES.
- BICALHO, K. V., VIVACQUA, G. P. D. and CUI, I. J. (2010). **Simulações de variações de temperatura, umidade e sucção em solos não saturados devido a interações solo-atmosfera.** *XII Congresso Nacional de Geotecnia – 12CNG*, Guimarães, Portugal.
- BICALHO, K. V., VIVACQUA, G. P. D. and CUI, I. J. (2010). **Simulações de variações de temperatura, umidade e sucção em solos não saturados devido a interações solo-atmosfera.** *Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica – COBRAMSEG 2010*, Gramado-RS, Brasil.
- BICALHO, K. V., VIVACQUA, G. P. D. and CUI, I. J. (2010). **Influences of the soil-atmosphere interface interactions on the soil water content and temperature profiles.** *5<sup>a</sup> Conferência Internacional de Solos Não Saturados – UNSAT 2010*, Barcelona, Espanha.
- BICALHO, K. V., VIVACQUA, G. P. D., CUI, I. J. e ROMANEL, C. (2011). **Modelagem e simulação numérica do fluxo de água e calor com interação solo-atmosfera.** *VII Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados – NSAT 2011*, Pirenópolis-GO, Brasil.
- BICALHO, K. V., VIVACQUA, G. P. D., ROMANEL, C. and CUI, I. J. (2011). **Climatic effects on the soil temperature and water content changes.** *14<sup>th</sup> Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering – Pan-Am CGS 2011*, Toronto, Ontario, Canada.
- BICALHO, K. V., VIVACQUA, G. P. D. and CUI, I. J. (2013). **Study the influence of climatic effects on the soil temperature and water content changes.** *First Pan-American Conference on Unsaturated Soils*, Cartagena de Indias, Colombia. Trabalho aceito.

- BISHOP, A. W. (1959). **The principle of effective stress.** *Teknisk Ukeblad*, 106(39), pp. 859–863.
- BISHOP, A. W., ALPAN, I., BLIGHT, E. E. and DONALD, I. B. (1960). **Factors Controlling the Strength of Partly Saturated Cohesive Soils.** *Proceedings: ASCE Research Conference on Shear Strength of Cohesive Soils*, Boulder, Col., pp. 859–863.
- BISHOP, A. W. and ELDIN, A. K. G. (1950). **Undrained triaxial tests on saturated sands and their significance in the general theory of shear strength.** *Geotechnique*, 2(1), pp. 13-32.
- BLANEY, H. F. and CRIDDLE, W. D. (1945). **Determining water requirements in irrigated areas from climatological data.** Processed, 17 p.
- BLANEY, H. F. and CRIDDLE, W. D. (1950). **Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data.** *Technical Publication 96*. Washington, DC: US Soil Conservation Service.
- BLANEY, H. F., RICH, L.R., CRIDDLE, W. D. and others (1952). **Consumptive use of water.** *Trans. Am. Soc. Civ. Engr.*, 117, pp. 948-1023.
- BLANEY, H. F. and MORIN, K.V. (1942). **Evaporation and consumptive use of water formulas.** *Am. Geophys. Union Trans.*, 1, pp. 76-82.
- BLIGHT, G. E. (1997). **Interactions between the atmosphere and the earth.** *Geotechnique*, 47(4), pp. 715-767.
- BLIGHT, G. E. (2009). **Solar heating of the soil and evaporation from soil surface.** *Geotechnique*, 59(4), pp. 355-363.
- BLIGHT, G. E. (2011). **Soil heat and evaporation from soil.** *Unsaturated Soils, Alonso & Gens Editors*.
- BOWEN, I. S. (1926). **The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface.** *Physics Review*, v.27, n.6, pp. 779–787.
- BROOKS, R. H. and COREY, A. T. (1964). **Hydraulic properties of porous media,** Colorado State University, Hydrology Paper No. 3, March.
- BUCKINGHAM, E. (1907). **Studies on the movement of soil moisture.** *U.S. Dept. Agric. Bur. Soils Bull.* 38. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- CAHILL, A.T. and PARLANGE, M.B. (1998). **On water vapor transport in field soils.** *Water Resources Research*, 34, pp. 731-739.
- CAMARGO, A. P. e CAMARGO, M. B. P. (2000). **Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial.** *Instituto Agrônômico*. Bragantina, Campinas, 59(2), pp. 125-137.

- CAMILLO, P. J., GURNEY, R. J. and SCHMUGGE, T. J. (1983). **A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies.** *Water Resources Research*, 19(2), pp. 371-380.
- CARVALHO, D. F., MONTEBELLER, C. A., CRUZ, E. S., CEDDIA, M. B. e LANA, A. M. Q. (2002). **Perda de solo e água em um Argissolo Vermelho Amarelo, submetido a diferentes intensidades de chuva simulada.** *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e ambiental. Campina Grande*, v.6, n.3, pp. 385-389.
- CARVALLO, H.O.G. (2000). **Física dos solos.** 1 ed. Campina Grande. UFPB, 173 p.
- CASTELLO, R. R. (1998). **Notas de Aula de Geotécnica.** Centro Tecnológico, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Espírito Santo, 133 p.
- CASTRO, L. C. A. e SOUZA, F. (1999). **Análise dos parâmetros da equação de infiltração de Kostiakov-Lewis na irrigação por sulcos.** *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.3, n.2, 167-172.
- CELIA, M. A. and BOULOUTAS, E. T. (1990). **A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation.** *Water Resources Research*, v.26, n.7, pp. 1483-1496.
- CHAVES, H. M. L., ORLOWISK, W.E e ROLOFF, G. (1993). **Previsão da infiltração sob condições dinâmicas de selamento superficial.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo. Campinas*, v.17, pp. 141-147.
- CHOUDHURY B. J., REGIANATO, R. J. and IDSO, S. B. (1986). **An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux.** *Agric. For. Meteorol.*, 37, pp. 75-88.
- CHOUDHURY B. J. and MONTEITH, J. L. (1988). **A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 114, 373-398.
- CUI, Y. J., GAO, Y. B. and FERBER, V. (2010). **Simulating the water content and temperature changes in an experimental embankment using meteorological data.** *Engineering Geology*, 114, pp. 456-471.
- CUI, Y. J., LU, Y. F., DELAGE, P. and RIFFARD, M. (2005). **Field simulation of in site water content and temperature changes due to ground-atmospheric interactions.** *Geotechnique*, 55(7), pp. 557-567.
- CUI, Y. J., TA, A. N., HEMMATI, S., TANG, A. M and GATMIRI, B. (2012). **Experimental and numerical investigation of soil-atmosphere interaction.** *Engineering Geology*, 9 p.
- CUI, Y. J. and ZORNBERG, J. (2008). **Water Balance and Evapotranspiration Monitoring in Geotechnical and Geoenvironmental Engineering.** *Geotech. Geol. Eng.* DOI 10.1007/s10706-008-9198-z.

- DAKSHANAMURTHY, V. and FREDLUND, D. G. (1980). **Moisture and air flow in an unsaturated soil**. *Proceedings: 4<sup>th</sup> International Conference on Expansive Soils*. American Society of Civil Engineers, Denver, CO, USA, 1, pp. 514-532.
- DAKSHANAMURTHY, V. and FREDLUND, D. G. (1981a). **A mathematical model for predicting moisture flow in an unsaturated soil under hydraulics and temperature gradients**. *Water Resources Research*, 17(3), pp. 714-722.
- DAKSHANAMURTHY, V. and FREDLUND, D. G. (1981b). **Predicting of moisture flow and related heaving and shrinking in unsaturated soil continua**. *Proceedings of the Eight Canadian Congress of Applied Mechanics*, Monoton, 2, pp. 281-282.
- DARCY, H. (1856). **Histoire des Fontaines Publique de Dijon**. Paris: Dalmont, pp. 590-594.
- DE VRIES, D. A. (1963). **Thermal properties of soils**. In *physics of plant environment*. Edited by W. R. Van Wijk, North Holland Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, pp. 210-235.
- DE VRIES, D. A. (1975). **Heat transfer in soil**. In *Heat and mass transfer in the biosphere*. Edited by D. A. de Vries and N. H. Afgan. Scripta Book Company, Washington, D. C., pp. 5-28.
- DE VRIES, D. A. (1987). **Heat theory of heat and moisture transfer in porous media revisited**. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 30(7), pp. 1343-1350.
- DEMILLO, R. (1998). **Como funciona o clima**. Editora Quark do Brasil Ltda, 226 p.
- DOORENBOS, J. and PRUITT, W.O. (1975). **Guidelines for predicting crop water requirements**. *FAO Irrigation and Drain*. Paper No. 24, FAO, Rome, 179 p.
- DOORENBOS, J. and PRUITT, W.O. (1977). **Guidelines for predicting crop water requirements**. *FAO Irrigation and Drain*. Paper No. 24 (revised), FAO, Rome, 179 p.
- ENTEKHABI, D., ITURBE, I. R., and BRAS, R. L. (1992). **Variability in Large-Scale Water Balance with Land Surface-Atmosphere Interaction**. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, vol. 5, pp. 798-812.
- ESCARIO, V. (1980). **Suction-controlled penetration and shear tests**. *Proceedings of the 4th International Conference on Expansive Soils*, Denver, CO, pp. 781-787.
- FREDLUND, D. G. (2005). **Unsaturated Soil Mechanics in Engineering Practice**. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental*. ASCE, v.132, n.3.
- FREDLUND, D. G. and DAKSHANAMURTHY, V. (1982a). **Prediction of moisture flow and related swelling or shrinking in unsaturated soils**. *Geotechnical Engineering*, 13, pp. 15-49.
- FREDLUND, D. G. and DAKSHANAMURTHY, V. (1982b). **Transient flow process in unsaturated soils under flux boundary conditions**. *Proceedings of the 4th*



*International Conference on Numerical Methods in Geomechanics*, Edmonton, Canada, pp. 307-317.

FREDLUND, D. G. and MORGENSTERN, N. R. (1976). **Constitutive relations for volume change in unsaturated soils**. *Canadian Geotechnical Journal*, 13(3), pp. 261-176.

FREDLUND, D. G. and MORGENSTERN, N. R. (1977). **Stress state variables for unsaturated soils**. *Journal of Geotechnical Engineering Division*, Proceedings, American Society of Civil Engineers, GT5, 103, pp. 447-466.

FREDLUND, D. G., MORGENSTERN, N. R., and WIDGER, R. A. (1978). **Shear strength of unsaturated soils**. *Canadian Geotechnical Journal*, 15, No. 3, pp. 313–321.

FREDLUND, D. G. and RAHARDJO, H. (1993). **The role of unsaturated soil behaviour in geotechnical practice**. *Proceedings: 11th Southeast Asian Geotechnical Conference*, Invited Keynote Address, Singapore, pp. 37–49.

FREDLUND, D. G., VU, H.Q., and STIANSON, J. (2010). **Engineering Protocols for the Assessment of the Net Moisture Flux at the Ground Surface**. *Geotechnical Engineering Journal of the SEAGS & AGSSEA*, v.41, n.4, 11 p.

FREDLUND, D. G., Xing, A., (1994). **Equations for the soil-water characteristic curve**. *Canadian Geotechnical Journal*, 31, PP. 521-532.

FRIZZONE, J.A. (1993). **Irrigação por superfície**. São Paulo: ESALQ/USP, 183 p.

GAO, Y. B. (2006). **From Meteorological data to the predication of embankment stability**. *Technical Report, CERMES-ENPC*, Paris, France.

GEORGETTI, G. B. (2010). **Resistência de um solo não saturado a partir de ensaios com teor de umidade constante**. *Dissertação de Mestrado em Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos – Universidade de São Paulo*, 108 p.

GRANGER, R. J. (1989). **An examination of the concept of potential evaporation**. *Journal of Hydrology*, 111, pp. 9-10.

GRAY, D. M. (1970). **Handbook on the Principals of Hydrology**. *Canadian National Committee for the International Hydrological Decade*, National Research Council of Canada, Ottawa.

HEMMATI, S., GATMIRI, B., CUI, Y. J., and VINCENT, M. (2012). **Thermo-hydro-Mechanical modelling of soil settlements induced by soil-vegetation-atmosphere interactions**. *Engineering Geology*, 139–140 (2012) 1–16.

HALLIDAY, D. e RESNICK, R. (1994). **Fundamentos de Física 2: Gravitação, Ondas e Termodinâmica**. Editora LCT, Rio de Janeiro, Brasil, 280 p.

HARGREAVES, G. L., HARGREAVES, G. H. and RILEY, J. P. (1985). **Irrigation water requirements for Senegal River Basin**. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 111(3), pp. 265-275.

- HILLEL, D. (1980). **Applications of soil physics**. New York: Academic Press.
- HORTON, R. E. (1940). **An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity**. *Proc. Soil Science Society of America Journal*, 5, pp. 399-417.
- JACKSON, R. D. (1973). **Diurnal changes in soil water content during drying**. In: Bruce, R.R. et al. (Eds.), *Field Soil Water Regime*. Special Pub. 5, Soil Sci. Soc. Am. Proc., pp. 37-55.
- JACKSON, R. D., REGIANATO, R. J., KIMBALL, B. A. and NAKAYAMA, F. S. (1974). **Diurnal soil-water evaporation: comparison of measured and calculated soil-water fluxes**. *Soil Science Society of America Journal*, 38, pp. 861-866.
- JAME, Y. W. (1977). **Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil**. *PhD dissertation*, University of Saskatchewan, Saskatoon.
- JENSEN, M. E. (2010). **Historical Evolution of ET Estimating Methods**. CSU/ARS *Evapotranspiration Workshop*, Fort Collins, CO.
- JENNINGS, J. E. B. and BURLAND, J. B. (1962). **Limitations to the use of effective stresses in partly saturated soils**. *Geotechnique*, v.12, n.2, pp. 125-144.
- JOHANSEN, O. (1975). **Thermal conductivity of soils**. *Ph.D. thesis*, Trondheim, Norway. (CRREL Draft Translation 637, 1977). ADA 044002.
- JUAREZ-BADILLO, E. (1992). **Leyes naturales en geomecánica**. *Volumen Raul J. Marsal 31*. Mexico: SMMS.
- KIMBALL, B. A., JACKSON, R. D., REGIANATO, R. J., NAKAYAMA, F. S. and IDSO, S. B. (1976). **Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes**. *Soil Science Society of America Proceedings*, 40(1), pp. 18-25.
- KOSTIAKOV, A. N. (1932). **On the dynamics of the coefficient of water - percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of ameliation**. *Trans. 6<sup>th</sup> comm. Intern. Soc. Soil Sci.*, Moscou, Part A., pp. 17-21.
- LAMBE, T. W. and WHITMAN, R. (1969). **Soil Mechanics**. Massachusetts Institute of Technology, John Wiley & Sons, Inc., 553 p.
- LIBARDI, P. L. (1995). **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: Ed. do Autor, 497p.
- LU, N. and LIKOS, W. J. (2004). **Unsaturated Soil Mechanics**. Editor John Wiley & Sons, Inc., 556 p.
- MARINHO, F. A. M. (1977). **Estado da Arte - Medição de Sucção Em Solos**. In: *Volume especial - 3o Seminário Brasileiro sobre Solos Não Saturados*. Rio de Janeiro. v. 2.
- MARINHO, F. A. M. (2005). **Os solos não saturados: Aspectos teóricos, experimentais e aplicados**. *Texto apresentado à Escola Politécnica da Universidade de São Paulo para*

*o Concurso de Livre-Docência na especialidade "Geomecânica" do Departamento de Engenharia de Estruturas e Fundações, 200 p.*

- MARVIN, C. F. (1905). **Sunshine Tables**. *U.S. Weather Bur. Bull.* 805, (Reprinted 1944).
- MILLY, P. C. D. (1982). **Moisture and heat transfer in hysteretic inhomogeneous porous media: A matrix head-based formulation and a numerical model**. *Water Resources Research*, 18(3): pp. 489-498.
- MILLY, P. C. D. (1984a). **A linear analysis of thermal effects on evaporation from soil**. *Water Resources Research*, 20(8), pp. 1075-1085.
- MILLY, P. C. D. (1984b). **A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil**. *Water Resources Research*, 20(8), pp. 1087-1098.
- MONJI, N., HAMOTANI, K. and OMOTO, Y. (1990). **Dynamic behavior of the moisture near the soil-atmosphere boundary**. *Bull. U. Osaka. Pref.* 42, pp. 61-69.
- MONTEITH, J. L. (1965). **Evaporation and environment. In The State and Movement of Water in Living Organisms**. *Symposium: Society of Experimental Biology*. Vol.19, Edited by G. E. Fogg. Academic Press, San Diego, California, pp. 205-234.
- MONTEITH, J. L. (1980). **The development and extension of Penman's evaporation formula**. *In Applications of soil physics*. Ed. D. Hillel, New York: Academic Press, pp. 265-275.
- OLIVEIRA, D. R. (2003). **Análise da interação solo-atmosfera durante a secagem para a argila porosa de Brasília**. *Dissertação de Mestrado em Geotecnia – Universidade Federal de Brasília*, 168 p.
- OTTERMAN, J. (1974). **Baring high-albedo soils by overgrazing: a hypothesized desertification mechanism**. *Science*. 186, pp. 531-533.
- PAIXÃO, F. J. R. et al. (2004). **Estimativa da infiltração da água através de modelos empíricos e funções não lineares**. *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, v.5, n.1.
- PANACHUKI, E. (2003). **Infiltração de água no solo e erosão hídrica, sob chuva simulada, em sistema de integração agricultura-pecuária**. *Dissertação de Mestrado em Agronomia – Universidade Federal do Mato Grosso do Sul*, 67 p.
- PARLANGE, M. B., CAHILL, A. T., NIELSEN, D. R., HOPMANS, J. W. and WENDROTH, O. (1998). **Review of heat and water movement in field soils**. *Soil & Tillage Research*, 47, pp. 5-10.
- PASSERAT DE SILANS, A., BRUCKLER, L., THORY, J. L. and VAUCLIN, M. (1989). **Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil – comparison with field observations**. *Journal of Hydrology*, 105: pp. 109-138.

- PENMAN, H. L. (1948). **Natural evaporation from open water, bare soil and Grass.** *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 193, pp. 120-145.
- PENMAN, H. L. (1952). **The physical bases of irrigation control.** *Proceedings: 13th Int. Horticult. Cong.*, London, 2, pp. 913-914.
- PENMAN, H. L. (1956). **Estimating evaporation.** *Trans. Am. Geophys. Union* 37, 43-50.
- PENMAN, H. L. (1963). **Vegetation and hydrology.** *Technical Communication No. 53. Harpenden: Commonwealth Agricultural Bureaux.*
- PHILIP, J. R. (1957). **The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations.** *Soil Science*. 84, pp. 257-264.
- PRIESTLEY, C. H. B. and TAYLOR, R. J. (1972). **On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters.** *Monthly Weather Review*, 100, pp. 81-92.
- RAPPORT FINAL BRGM/RP-54862-FR (2006). **Étude des mécanismes de déclenchement du phénomène de retrait-gonflement des sols argileux et de ses interactions avec le bâti.** *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Octobre, 2006, 144 p.
- REICHERT, J. M., VEIGA, M. e CABEDA, M. S. V. (1992). **Selamento superficial e infiltração de água em solos do Rio Grande do Sul.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.16, pp. 289-298.
- RENDULIC, L. (1936). **Relation between void ratio and effective principal stresses for a remoulded silty clay.** *In: International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 1.* Cambridge, Massachusetts, USA. Harvard University, v.3, pp. 48-51.
- RICHARDS, L. A. (1931). **Capillary conduction of liquids through porous medium.** *Journal of Physics*, pp. 318-333.
- ROSE, C. W. (1968a). **Water transport in soil with a daily temperature wave I. theory and experiment.** *Aust. J. Soil Res.* 6, pp. 31-44.
- ROSE, C. W. (1968b). **Water transport in soil with a daily temperature wave II. analysis.** *Aust. J. Soil Res.* 6, pp. 45-57.
- ROSENBERG, N. J., BLAD, B. L. and BERMA, S. B. (1983). **Microclimate.** *The Biological Environment.* John Wiley & Sons, Inc. pp. 209-287.
- SANTOS, C. R. (2004). **Análise Paramétrica da Infiltração e sua Influência da Estabilidade de Taludes em Solo Não Saturado.** *Dissertação de Mestrado em Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos – Universidade de São Paulo*, 104 p.
- SATTLER, P. J. (1989). **Numerical modelling of vertical ground movements.** *M.Sc. Thesis*, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.

- SCHULZ, E. F. (1974). **Problems in applied hydrology**. New York: Water Resource Publications.
- SCHIELDGE, J. P., KAHLE, A. B. and ALLEY, R. E. (1982). **An numerical simulation of soil temperature and moisture variation for a bare field**. *Soil Science*, 133, pp. 197-207.
- SHUTTLEWORTH, W. J. and WALLACE, J. S. (1985). **Evaporation from sparse crops – an energy combination theory**. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 111, pp. 839-855.
- SKEMPTOM, A. W. (1953). **The colloidal activity of clays**. *Proceedings: III International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 1: pp. 57-61.
- SOPHOCLEOUS, M. A. (1979). **Analysis of water and heat flow in unsaturated-saturated porous media**. *Water Resources Research*, 15(5): pp. 1195-1206.
- SWANSON, D. A., BARBOUR, S. L. and WILSON, G. W. (1994). **The Modeling of moisture Movement in Engineered Soil Covers for Mine Waste Rock Dumps**. *Proceedings of the 18th Annual British Columbia Mine Reclamation Symposium in Vermon, B.C.*
- TANNER, C. B. (1960). **Energy balance approach to evapotranspiration from crops**. *Proc. Soil Science Society of America Journal*. 24, pp. 1-9.
- TERZAGUI, K. (1936). **The shearing resistance of saturated soils and the angle between the planes of shear**. *International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. Proceedings: Cambridge: University Printing Office, v.1, pp. 54-56.
- TERZAGUI, K. and PECK, R. B. (1967). **Soil Mechanics in Engineering Practice**, 2<sup>nd</sup> ed. *John Wiley & Sons, New York*. The first edition was published in 1948.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948). **An approach toward a rational classification of climate**. *Geographical Review*, 38: pp. 55-94.
- THORNTHWAITE, C. W. (1954). **A re-examination of the concept and measurement of potential transpiration**. In *The measurement of potential evapo-transpiration*. Ed. J. R. Mather, pp. 200-209. Seabrook, NJ: Publications in Climatology.
- TURC, L. (1954). **Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement**. *Ann. Agron.*, 5, pp. 491-596.
- TURC, L. (1955). **Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement**. *Ann. Agron.*, 6, pp. 5-131.
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980). **A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils**. *Soil Science Society of America Journal*, 44, pp. 892-898.

- VANAPALLI, S. K. and FREDLUND, D. G. (1999). **Empirical procedures to predict the shear strength of unsaturated soils.** *11<sup>th</sup> Asian Regional Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering.*
- VIEIRA, A. M. e MARINHO, F. A. M. (2001). **Variação Sazonal de Sucção em um Talude de Solo Residual em São Paulo.** *III. COBRAE - Rio de Janeiro – RJ,* pp. 287-295.
- WALKER, W. R. and SKOGERBOE, G. V. (1987). **Surface irrigation: Theory and practice.** New Jersey: Prentice-Hall, 386p.
- WESTCOT, D. W. and WIERENGA, P. J. (1974). **Transfer of heat by conduction and vapor movement in a closed soil system.** *Soil Science Society of America Journal,* 38, pp. 9-14.
- WILSON, G. W. (1990). **Evaporation from Bare Soil Surfaces,** *PhD. Thesis,* University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- WILSON, G. W., FREDLUND, D. G. and BARBOUR, S. L. (1991). **The Evaluation of Evaporative Fluxes form Soil Surfaces for Problems in Geotechnical Engineering.** *Proceedings of the 44th Canadian Geotechnical Conferece.* pp 68-61 to 68-69.
- WILSON, G. W., FREDLUND, D. G. and BARBOUR, S. L. (1994). **Coupled soil-atmosphere modeling for soil evaporation.** *Canadian Geotechnical Journal.* 31(2), pp. 151-161.
- WILSON, G. W., FREDLUND, D. G. and BARBOUR, S. L. (1997). **The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surface.** *Canadian Geotechnical Journal,* 34(4), pp. 145-155.
- WITONO, H. and BRUCKLER, L. (1989). **Use of remote sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling 1.** *Field validation of a water flow model. Water Resources Research,* 25(12), pp. 2423-2435.
- WRIGHT, J. L. (1982). **New evapotranspiration crop coefficients.** *J. Irrig. and Drain. Div.,* 108 (IR1), pp. 57-74.
- QIN, X., ZHOU, B., BURK, S. D., and BARKER, E. H. (1999). **An air-soil layer coupled scheme for computing surface heat fluxes.** *J. of Applied Meteorology,* 38, pp. 211-223.
- QIN, X. and CHONG-JIAN, Q. (1997). **A variational method for computing surface heat fluxes from ARM surface energy and radiation balance system.** *J. of App. Meteorology,* 36 (1), pp. 3-11.

