LUIZ AILTON DE ARAÚJO SOUZA

FLUXO TRIDIMENSIONAL DE ÁGUA NO SOLO: APLICAÇÃO DE VOLUMES FINITOS NA SIMULAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO SUPERFICIAL

MOSSORÓ - RN
2009

LUIZ AILTON DE ARAÚJO SOUZA

FLUXO TRIDIMENSIONAL DE ÁGUA NO SOLO: APLICAÇÃO DE VOLUMES FINITOS NA SIMULAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO SUPERFICIAL

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural do Semi-Árido, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Irrigação e Drenagem.

ORIENTADOR: D.Sc. Sérgio Luiz Aguilar Levien

MOSSORÓ - RN

2009

Ficha catalográfica preparada pelo setor de classificação e catalogação da Biblioteca "Orlando Teixeira" da UFERSA

S729f Souza, Luiz Ailton de Araújo.

Fluxo tridimensional de água no solo: aplicação de volumes finitos na simulação da irrigação por gotejamento superficial / Luiz Ailton de Araújo Souza. -- Mossoró, 2009.

128f.: il.

Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal Rural do Semi-Árido.

Orientador: Prof. D. Sc. Sérgio Luiz Aguilar Levien.

1. Irrigação por gotejamento. 2.Bulbo molhado. 3.Modelagem. 4.Volumes finitos. I.Título.

CDD: 631.587

Bibliotecária: Keina Cristina Santos Sousa e Silva

CRB15 120

LUIZ AILTON DE ARAÚJO SOUZA

FLUXO TRIDIMENSIONAL DE ÁGUA NO SOLO: APLICAÇÃO DE VOLUMES FINITOS NA SIMULAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO SUPERFICIAL

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural do Semi–Árido, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Irrigação e Drenagem.

Aprovada pela banca examinadora em: 06 / 03 / 2009

BANCA EXAMINADORA

_____

Prof. D.Sc. Sergio Nascimento Duarte - ESALQ/USP
Conselheiro

_____

Prof. D.Sc. Walter Martins Rodrigues - UFERSA
Conselheiro

_____

Prof. D.Sc. Sérgio Luiz Aguilar Levien - UFERSA
Orientador

Com todo amor e carinho, dedico este trabalho aos meus pais, Luiz Baltazar e Djanete, pelo esforço e dedicação imensuráveis; à minha querida esposa Leninha, pelo companheirismo e incentivo; aos meus filhos Luiz Felipe e Ana Beatriz, pelas alegrias que fortalecem nossa vontade; à minha irmã Rosa, pela forma simples de encarar a vida.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus, razão de todas as coisas.

Ao meu pai, Luiz Baltazar, pelo exemplo de grande homem que é, e cujos passos são um caminho a seguir.

À minha mãe, Djanete, pelo apoio indispensável de suas preces, pelo dom da vida e pelo amor e carinho sempre presentes.

À minha esposa Leninha, pela paciência nos dias difíceis, pelo incentivo e apoio constantes.

Ao meu orientador, professor Sérgio Luiz Aguilar Levien, pelos conhecimentos transmitidos, pelo esforço dispendido e pela paciência e dedicação com que sempre me tratou.

Ao professor e coordenador do curso, José Francismar de Medeiros, por acreditar em mim desde o início.

Aos professores Celsemy Eleutério Maia, Francisco de Queiroz Porto Filho, Walter Martins Rodrigues, José Espínola Sobrinho e Roberto Vieira Pordeus, pela atenção durante as aulas.

Aos meus colegas de turma, pela ajuda em todos os momentos necessários.

À Universidade Federal Rural do Semi-Árido, pela oportunidade de realizar o curso.

Ao Centro Federal de Educação Tecnológica do Rio Grande do Norte, por possibilitar minha participação no curso.

A todos os familiares e amigos, pela convivência e ajuda, indispensáveis ao fortalecimento da nossa perseverança.

A todos aqueles que de alguma forma contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

RESUMO

SOUZA, Luiz Ailton de Araújo. Fluxo tridimensional de água no solo: aplicação de volumes finitos na simulação da irrigação por gotejamento superficial. 2009. 128 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal Rural do Semi-Árido, Mossoró, 2009.

Neste trabalho, foi desenvolvido um modelo matemático para a simulação do movimento de água no solo sob irrigação por gotejamento superficial, utilizando-se o método dos volumes finitos para a resolução da equação diferencial parcial de escoamento de água em meios porosos. O fluxo de água no solo foi tratado tridimensionalmente para a determinação do seu movimento nas fases de infiltração e redistribuição. O modelo permite a determinação da forma e das dimensões do bulbo molhado, da dimensão parcial e final do raio do disco saturado e a determinação do volume de solo saturado, quando tratar-se de bulbo isolado. No caso de bulbos sobrepostos, o modelo permite a determinação da largura e profundidade da faixa molhada formada, possibilitando a escolha do espaçamento entre gotejadores que melhor se adeque às condições do projeto e manejo da irrigação. Um programa computacional foi desenvolvido com base no modelo, e os resultados obtidos foram validados a partir de comparações com dados de campo e resultados de simulações de outros modelos. Estas comparações demonstraram que o modelo apresenta resultados confiáveis e pode ser utilizado como ferramenta para o dimensionamento de instalações de irrigação por gotejamento. A análise de sensibilidade realizada a partir da variação de alguns parâmetros do solo e do emissor (umidade inicial, condutividade hidráulica do solo saturado e vazão do gotejador), demonstrou que, com relação à umidade final dentro do bulbo, o modelo é relativamente sensível tanto à variações positivas quanto negativas desses parâmetros.

Palavras-chave: Bulbo molhado. Irrigação localizada. Modelagem computacional. Movimento de água no solo.

ABSTRACT

SOUZA, Luiz Ailton de Araújo. Soil water three-dimensional flow: finite volumes application in the surface drip irrigation simulation. 2009. 128 p. Dissertation ((Master of Science in Irrigation and Drainage) – Universidade Federal Rural do Semi-Árido, Mossoró, 2009.

In this work, a mathematical model was developed for the simulation of soil water movement under surface drip irrigation, being used the method of the finite volumes for the resolution of the partial differential equation of water flow in porous media. The soil water flow was treated three-dimensionally for the determination of your movement in the infiltration and redistribution phases. The model allows the determination dimensions and shape of the wetted bulb, of the partial and final dimension of the saturated disc radius and the determination of the saturated soil volume, when to deal about of isolated bulb. In the case of overlapping bulbs, the model allows the determination of the width and depth of the formed wetted strip, making possible the choice of the drippers spacing that better it is adapted to the conditions of the irrigation project and management. A computational program was developed with base in the model, and the obtained results were validated starting from comparisons with field data and results of simulations of other models. These comparisons demonstrated that the model presents reliable results and it can be used as tool for the designing of drip irrigation installations. The sensibility analysis accomplished starting from the variation of some parameters of the soil and of the emitter (initial moisture, saturated soil hydraulic conductivity and trickle discharge), it demonstrated that, with relationship to the final moisture inside of the bulb, the model is so much relatively sensitive to positive variations as negatives of those parameters.

Keywords: Wetted bulb. Localized irrigation. Computational modeling. Soil water movement.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

A	=	área entre duas células vizinhas	L^2
C	=	capacidade capilar	L^{-1}
d	=	diâmetro lateral do bulbo molhado	L
D	=	difusividade capilar	$L^2 T^{-1}$
d_a	=	densidade da água	$M L^{-3}$
DP	=	desvio padrão	$L^3 L^{-3}$
d_s	=	densidade global do solo	$M L^{-3}$
e_{CM}	=	erro de conservação de massa do modelo	L^3
e_{CM}	=	erro percentual de conservação de massa do modelo	%
FAC	=	coeficiente correspondente à máxima variação da umidade	—
h	=	pressão efetiva	L
h	=	potencial matricial	L
H	=	potencial hidráulico	L
i	=	índice da célula na direção x	—
j	=	índice da célula na direção y	—
k	=	índice da célula na direção z	—
K	=	condutividade hidráulica	$L T^{-1}$
K (h)	=	condutividade hidráulica em função da pressão efetiva	$L T^{-1}$
K (θ)	=	condutividade hidráulica em função da umidade	$L T^{-1}$
K_{MEDx}	=	condutividade hidráulica média entre células vizinhas na direção x	$L T^{-1}$
K_{MEDy}	=	condutividade hidráulica média entre células vizinhas na direção y	$L T^{-1}$
K_{MEDz}	=	condutividade hidráulica média entre células vizinhas na direção z	$L T^{-1}$
K_r	=	condutividade hidráulica relativa	—
K_s	=	condutividade hidráulica do solo saturado	$L T^{-1}$
K_x	=	condutividade hidráulica na direção x	$L T^{-1}$
K_y	=	condutividade hidráulica na direção y	$L T^{-1}$

K_z	=	condutividade hidráulica na direção z	$L\ T^{-1}$
m	=	parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten	—
M	=	quantidade de células na direção x	—
m_s	=	massa do solo seco	M
m_u	=	massa do solo úmido	M
n	=	parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten	—
N	=	quantidade de células na direção y	—
N	=	número de dados	—
N_{sat}	=	número de células saturadas na superfície do solo	—
P	=	quantidade de células na direção z	—
q	=	densidade de fluxo	$L\ T^{-1}$
Q	=	vazão do gotejador	$L^3\ T^{-1}$
Q	=	vazão entre duas células	$L^3\ T^{-1}$
Q_{ASM}	=	vazão infiltrada através da área superficial molhada	$L^3\ T^{-1}$
Q_{DS}	=	vazão que penetra no solo através do disco saturado	$L^3\ T^{-1}$
Q_e	=	vazão do emissor	$L^3\ T^{-1}$
Q_{sat}	=	vazão que penetra no solo através de cada célula do disco saturado	$L^3\ T^{-1}$
q_x	=	densidade de fluxo na direção x	$L\ T^{-1}$
q_{x-}	=	fluxo de água no sentido negativo do eixo x	$L\ T^{-1}$
q_{x+}	=	fluxo de água no sentido positivo do eixo x	$L\ T^{-1}$
q_y	=	densidade de fluxo na direção y	$L\ T^{-1}$
q_{y-}	=	fluxo de água no sentido negativo do eixo y	$L\ T^{-1}$
q_{y+}	=	fluxo de água no sentido positivo do eixo y	$L\ T^{-1}$
q_z	=	densidade de fluxo na direção z	$L\ T^{-1}$
q_{z-}	=	fluxo de água no sentido negativo do eixo z	$L\ T^{-1}$
q_{z+}	=	fluxo de água no sentido positivo do eixo z	$L\ T^{-1}$
$r_{máx}$	=	raio máximo alcançado pelo bulbo	L
r_s	=	raio do bulbo molhado na superfície do solo	L
R_{sat}	=	raio do disco saturado	L
S	=	distância de sobreposição entre dois bulbos adjacentes	L
S_e	=	espaçamento entre emissores	L
S_p	=	sobreposição entre dois bulbos molhados	%

t	=	tempo de aplicação de água	T
t_s	=	tempo de simulação	T
u	=	umidade base massa do solo	$M\ M^{-1}$
V	=	volume de água aplicado pelo gotejador	L^3
V	=	volume da célula	L^3
V_a	=	volume de água contido na amostra de solo	L^3
V_{emis}	=	volume de água fornecido pelo gotejador	L^3
V_{fin}	=	volume final de água contido no solo	L^3
V_{ini}	=	volume inicial de água contido no solo	L^3
$\overline{VP}_i$	=	valor padrão	$L^3\ L^{-3}$
VS_i	=	valor simulado	$L^3\ L^{-3}$
V_t	=	volume total da amostra de solo	L^3
z	=	profundidade vertical do bulbo molhado	L
z	=	profundidade de um ponto no solo	L
α	=	constante característica do solo	L^{-1}
ΔH	=	variação de potencial hidráulico	L
ΔL	=	distância entre duas células	L
ΔQ	=	vazão resultante	$L^3\ T^{-1}$
Δq	=	variação de fluxo	$L\ T^{-1}$
Δs	=	variação de posição	L
Δt	=	incremento de tempo	T
Δx	=	tamanho da célula na direção x	L
Δy	=	tamanho da célula na direção y	L
Δz	=	tamanho da célula na direção z	L
$\Delta\theta$	=	variação de umidade	$L^3\ L^{-3}$
θ	=	umidade volumétrica do solo	$L^3\ L^{-3}$
Θ	=	saturação efetiva	—
θ_0	=	umidade inicial do solo	$L^3\ L^{-3}$
θ_f	=	umidade volumétrica final	$L^3\ L^{-3}$
θ_i	=	umidade volumétrica inicial	$L^3\ L^{-3}$
θ_r	=	umidade residual do solo	$L^3\ L^{-3}$
θ_s	=	umidade de saturação do solo	$L^3\ L^{-3}$
ρ	=	raio do disco saturado	L

ρ_f	=	raio final do disco saturado	L
$\rho_{máx}$	=	raio máximo do disco saturado	L
Ψ	=	potencial total da água no solo	L
Ψ_g	=	potencial gravitacional	L
Ψ_m	=	potencial matricial	L
Ψ_o	=	potencial osmótico	L
Ψ_p	=	potencial de pressão	L
∇H	=	gradiente do potencial hidráulico	$L\ L^{-1}$

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO

A irrigação por gotejamento compreende a aplicação de água em apenas uma fração da área cultivada, em alta freqüência e baixo volume, mantendo o solo na zona radicular das plantas sob alto regime de umidade. A área de solo molhado exposto à atmosfera fica bem reduzida e, conseqüentemente, é menor a perda de água por evaporação direta do solo. A água aplicada por este sistema penetra no solo através de sua superfície e se redistribui formando um bulbo molhado, onde as raízes se desenvolvem.

Por oferecer diversas vantagens em relação aos demais sistemas, como maior produtividade, preservação de um nível de umidade adequado no interior do bulbo, economia de água, adequação a diversos tipos de terreno e culturas, entre outros, a irrigação por gotejamento, desde o início de sua aplicação comercial (na década de sessenta em Israel), expandiu-se rapidamente pelo mundo.

Na irrigação por gotejamento, a água aplicada pelo emissor forma inicialmente na superfície do solo, em torno do gotejador, um pequeno charco por onde acontece a infiltração da água no solo. Com o passar do tempo, decresce o fluxo aumentando gradativamente o tamanho do charco, até que este se estabilize, momento em que temos um equilíbrio entre o fluxo vertical de água na superfície e a vazão do gotejador. No entanto, o fluxo de água no interior do solo, para este tipo de irrigação, é tridimensional, produzindo um bulbo molhado, cuja forma e tamanho dependem principalmente da vazão do gotejador, do tempo de aplicação de água e das características do solo.

Com o avanço dos recursos computacionais, a modelagem matemática surgiu como uma solução alternativa e poderosa na predição do movimento tridimensional de água no solo, podendo-se processar a simulação de modelos complexos em um espaço de tempo aceitável. Ao longo do tempo, diversos modelos foram propostos na tentativa de realizar esta predição.

Além da profundidade molhada e do raio molhado, a modelagem matemática do movimento de água no solo pode realizar a determinação de informações importantes nas fases de elaboração de projetos de irrigação e de manejo, tais como, determinação do padrão de umidade no interior do bulbo, raio do

disco saturado, alcance da frente de molhamento após determinado período de redistribuição, freqüência de irrigação, espaçamento entre gotejadores, entre outros. Portanto, a obtenção destas informações através dos modelos reduz o trabalho e os custos das pesquisas de campo.

Para a resolução da equação diferencial parcial de escoamento de água em meio poroso, tem-se utilizado diversas técnicas numéricas hoje disponíveis, já que tal equação não pode ser resolvida analiticamente, devido a sua alta não linearidade. Essas técnicas consistem em discretizar a equação de escoamento em relação ao tempo e ao espaço, podendo tratar problemas de fluxo tridimensional com relativa facilidade. Dessa forma, os modelos matemáticos simulados por computador usando técnicas numéricas, podem apresentar-se como uma ferramenta útil para o planejamento da irrigação.

Assim, este trabalho teve como objetivo geral, desenvolver um modelo matemático para simular os processos de infiltração e de redistribuição da água no solo, quando esta é aplicada sob a forma de irrigação por gotejamento superficial. Os objetivos específicos do trabalho foram:

a) desenvolver um modelo matemático com base na equação diferencial de escoamento de água em meios porosos;

b) desenvolver um programa computacional para simulação do modelo;

c) testar e validar o modelo por meio de comparação entre os resultados simulados e os obtidos por experimento e por outros modelos;

d) fazer uma análise de sensibilidade do modelo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 IRRIGAÇÃO

A irrigação é uma técnica utilizada na agricultura com o objetivo de fornecer água ao solo sob cultivo, no momento certo e em quantidades adequadas ao crescimento e desenvolvimento das plantas, garantindo sua sobrevivência e produtividade. Em algumas regiões, a irrigação é utilizada como recurso complemetar às necessidades hídricas das plantas, sendo no entanto, a única fonte de aplicação de água em outras regiões, dependendo da estação anual e da cultura envolvida. A água de irrigação serve como meio de transporte de elementos fertilizantes e nutrientes às plantas, levando-os da superfície do solo à região onde se encontra o sistema radicular (MEDINA SAN JUAN, 2000).

Porém, nem sempre a prática da irrigação tem sido feita de forma racional, por não adotar um método de controle adequado. A água é aplicada em excesso levando a um alto consumo deste recurso natural e de energia. Como apresentado por ONS (2003), um estudo que abrangeu 55 Projetos de Irrigação, apontou que, em 82% das avaliações realizadas em propriedades que utilizavam irrigação localizada esta foi deficitária, e em 58% dos casos, foi feita após o momento adequado. Para os sistemas de irrigação por aspersão, 77% das avaliações indicaram irrigações com déficit e 68% das irrigações foram feitas após o momento adequado.

Da água derivada ou captada para irrigação, apenas 50% é efetivamente utilizada pelas culturas, pois existem perdas diversas. Com o crescimento demográfico e a expansão do agronegócio, as necessidades de água para a agricultura devem crescer bastante.

No Brasil, segundo ANA (2007), cerca de 46% da água captada destinada a atender os diversos usos consuntivos, é destinada à irrigação, enquanto o abastecimento humano consome 26% e a indústria 18%. De acordo com estimativas de Conejo (2008), a área irrigada no País em 2006 era de pouco mais de 4,6 milhões de hectares. ONS (2003) estima que para o Brasil suprir suas necessidades

alimentícias, deverá em 2025 ter uma área irrigada de aproximadamente 8 milhões de ha.

De acordo com Conejo (2008), as regiões Sul e Sudeste têm a maior área irrigada do País, com aproximadamente 1,37 milhão de ha cada uma (aproximadamente 60% do total), seguidos da região Nordeste com 1,2 milhão de ha (26%), da região Centro-Oeste com 490 mil ha (10,7%) e da região Norte com 83 mil ha (3,3%).

Dentre os principais métodos de irrigação está a irrigação localizada ou microirrigação. Esta forma de aplicar água às culturas teve sua primeira referência na Alemanha em 1899. Nos Estados Unidos, por volta de 1918, experimentou-se irrigar com tubos perfurados na superfície. Também foram observadas experiências com tubos com aberturas estreitas no Reino Unido por volta de 1940. Na década de 60, o país de Israel tentando alcançar uma agricultura moderna e competitiva, desenvolveu estudos através de pesquisadores como Goldeberg, Karmeli, Schmueli e Gornat (BENAMI; OFEN, 1993; MEDINA SAN JUAN, 2000) . Estes e outros estudos posteriores, aliados ao desenvolvimento de materiais plásticos como o PVC e a produção industrial de equipamentos a preços acessíveis, implementaram a irrigação localizada tal qual a conhecemos hoje.

Na região Nordeste, segundo estimativas de Christofidis (2008), em 2003/2004, a irrigação por superfície era utilizada em 207.359 ha (28,3%), enquanto a irrigação por aspersão convencional ficava com 238.223 ha (32,5%), pivô central com 110.503 ha (15,1%) e a irrigação localizada com 176.755 ha (24,1%). O Rio Grande do Norte tinha, na época, uma área irrigada de aproximadamente 18.220 ha, contando com 1,2% de irrigação por superfície, 15,6% por aspersão convencional, 6,4% por pivô central e 76,8% por irrigação localizada. Segundo dados de FAOAQUASTAT (2000), nos últimos anos as áreas com irrigação superficial no Brasil foram reduzidas e as com irrigação por aspersão para a produção de grãos e irrigação localizada para frutas e verduras foi ampliada.

No método de irrigação localizada, a água é aplicada em apenas uma fração do solo onde se desenvolve o sistema radicular das plantas, empregando-se emissores pontuais (gotejadores), lineares (tubo poroso) ou superficiais (microaspersores). A proporção da área molhada varia de 20% a 90% da área total, o que pode resultar em economia de água. O teor de umidade do solo pode ser

mantido alto através de irrigações freqüentes e em pequenas quantidades, beneficiando culturas que respondem a essa condição. Fertilizantes e alguns defensivos podem ser aplicados via água de irrigação, com potencial aumento de produtividade das culturas, mas com perigo de contaminação do solo e do lençol freático. O custo inicial é relativamente alto, sendo recomendado para culturas de elevado valor econômico e maior espaçamento entre fileiras de plantas. É um método que permite elevado grau de automação, o que requer menor emprego de mão-de-obra na operação. Seu uso cresceu rapidamente em todo o mundo passando a ser um método de irrigação viável para a produção agrícola, por sua tendência a reduzir o consumo de água (BERNARDO; SOARES; MANTOVANI, 2006).

Os principais sistemas de irrigação localizada são a irrigação por gotejamento, podendo ser superficial e subsuperficial, e a microaspersão. No sistema por gotejamento superficial, a água é aplicada de forma pontual na superfície do solo. A vazão dos gotejadores pode variar de 1 a 20 L h^{-1}. De acordo com Pizarro Cabello (1990), vários gotejadores podem ser instalados próximos uns dos outros, junto à planta, para possibilitar o suprimento da quantidade de água necessária, bem como proporcionar o umedecimento da área mínima da superfície do solo.

A irrigação por gotejamento permite um melhor aproveitamento hídrico, pois irriga apenas a área ao redor da planta, diminuindo assim, a evaporação direta da água do solo para a atmosfera. Reduz também perdas por percolação profunda, escoamento superficial e por ventos. Se corretamente manejada, propicia aumento da produtividade, devido ao fato da umidade permanecer razoavelmente constante e da distribuição ao longo da linha de cultivo ser mais uniforme. Tal sistema adapta-se bem a diferentes tipos de solo e topografia, sendo também possível a aplicação de produtos químicos (fertilizantes, inseticidas, fungicidas) via água de irrigação. O controle fitossanitário é facilitado, pois no gotejamento não se molha a parte aérea das plantas. Em contrapartida, apresenta elevado custo inicial quando comparado a outros sistemas e devido ao pequeno diâmetro dos emissores, pode apresentar problemas de entupimento (KELLER; BLIESNER, 2000).

Existem ainda os sistemas de gotejamento do tipo Ultra Baixo Volume, nos quais de 16 a 32 ciclos de irrigação são aplicados por dia, empregando-se

válvulas ou pulsadores. Segundo Andrade (2001), essa estratégia procura oferecer à planta a quantidade de água e nutrientes de forma mais uniforme ao longo do dia e com fluxos não saturados, o que, segundo os idealizadores do sistema, proporciona maior aproveitamento desses recursos, com conseqüente maior produtividade e menor lixiviação.

2.2 FORMAÇÃO DO BULBO MOLHADO

Devido à forma de aplicação da água no sistema por gotejamento (gota a gota), se forma abaixo do gotejador uma zona de solo úmido ao qual se denomina de bulbo molhado ou bulbo úmido (Figura 2.1). Conforme o tipo de solo, o movimento da água assume um determinado comportamento, existindo uma relação entre o raio umedecido (dimensão horizontal) e a profundidade umedecida (dimensão vertical). Essas dimensões determinam o bulbo molhado e o formato deste depende do tipo de solo. O raio molhado é favorecido pela capilaridade do solo, ligado à capacidade de retenção de água. A profundidade molhada é dominada pela força da gravidade, ou seja pela capacidade de drenagem do solo. Dessa forma, tem-se um bulbo mais achatado nos solos argilosos e mais alongado nos solos arenosos (BRESLER, 1978). Os vários formatos do bulbo podem ser vistos na Figura 2.2.

Figura 2.1 – Formação do bulbo molhado na irrigação por gotejamento
Fonte: Souza (2008)

O raio molhado depende também da vazão do gotejador. Uma vazão pequena produzirá um bulbo mais estreito do que para uma vazão maior. Tais conclusões são analisadas em Brandt et al. (1971), Bresler et al. (1971) e Souza e Matsura (2004), entre outros. Se analisarmos este comportamento em relação ao tipo de solo, verificaremos que será necessário regular o gotejador para maiores vazões em solos arenosos. Já para solos argilosos será necessário diminuir a vazão ou aumentar o espaçamento entre gotejadores. Por outro lado, quanto mais prolongado for o período de aplicação de água, maior será o raio molhado, até um determinado limite. Uma vez atingido este limite, começa-se a perder água por lixiviação profunda, diminuindo a eficiência de irrigação.

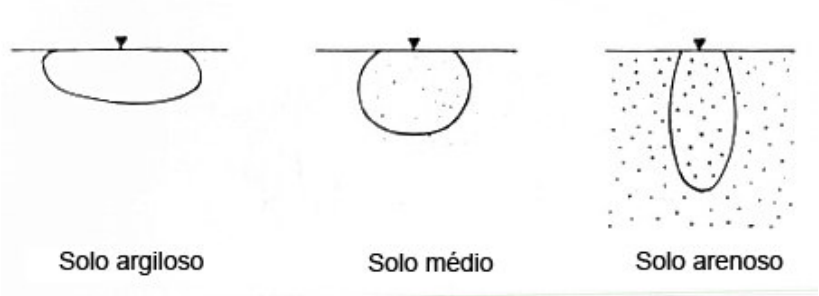

Figura 2.2 – Forma do bulbo molhado para solos homogêneos de diferentes texturas
Fonte: Pizarro Cabello (1990), modificada pelo autor

Com relação à frequência de irrigação, à medida que ocorre o secamento do solo, aumenta sua capacidade de retenção de água. Tensões elevadas reduzem a velocidade do movimento da água no solo, produzindo um bulbo demasiadamente estreito, o que indica a necessidade de se irrigar com maior freqüência (RODRIGO LÓPEZ, 1992).

O bulbo molhado formado no solo será afetado pela umidade inicial do solo, vazão do emissor, freqüência e duração da irrigação, movimento capilar da água e a capacidade de retenção de água pelo solo. Em áreas áridas, o emissor cria padrões de molhamento no solo que determinam o tamanho e forma da zona radicular da cultura (EVANS; WU; SMAJSTRALA, 2007). No interior do bulbo, a água aplicada move-se em grande parte através do solo sob condições de fluxo não saturado. Desta forma, a distribuição de água e a forma do volume molhado podem ser preditas pelas leis físicas de movimento capilar da água no solo para um ponto emissor.

As dimensões do bulbo molhado podem ser determinadas ou estimadas de várias formas, usando métodos analíticos, numéricos, empíricos ou fazendo ensaios de campo (ZAZUETA RANAHAN, 1992). Cada um destes métodos requer uma maior ou menor complexidade de resolução e de obtenção dos dados, conferindo-lhes particularidades que devem ser analisadas antes da escolha de qual utilizar.

Os métodos analíticos estão condicionados às simplificações da equação diferencial de Richards, que é altamente não linear. Isto quer dizer que quanto mais simplificações forem aplicadas, mais fácil será a solução, levando, entretanto, a prejuízos na precisão da solução. Os métodos numéricos utilizam modelos matemáticos para a simulação das dimensões do bulbo utilizando técnicas numéricas aplicadas a uma discretização do volume de solo estudado. Com o avanço da tecnologia dos computadores, estes métodos tem se tornado cada vez mais utilizados.

Os métodos empíricos representam uma forma aproximada de determinar as dimensões do bulbo, utilizando informações do processo de irrigação, tais como vazão do gotejador e condutividade hidráulica do solo. Como exemplo, pode-se citar o modelo de Schwartzman e Zur (1986), que estabelece equações para a determinação da profundidade vertical e do diâmetro lateral do bulbo molhado, como mostrado a seguir:

$$z = 2{,}54 \,.\, V^{0{,}63} \,.\, \left(\frac{K_s}{Q}\right)^{0{,}45} \qquad (1)$$

$$d = 1{,}82 \,.\, V^{0{,}22} \,.\, \left(\frac{K_s}{Q}\right)^{-0{,}17} \qquad (2)$$

onde z é a profundidade vertical, em metros; d é o diâmetro lateral do bulbo molhado, em metros; V é o volume total aplicado, em m^3; K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, em m s^{-1}; e Q é a vazão do gotejador, em m^3 s^{-1}. Deve-se considerar, entretanto, que este modelo utilizou os resultados de simulações para dois tipos de solo, apresentados em Bresler (1978), sendo recomendação dos próprios autores que se realizem outros testes em campo, visando a adaptação do modelo a outras condições.

Os ensaios de campo normalmente consistem em escavar uma trincheira através do centro do bulbo molhado e medir suas dimensões diretamente com uma régua, conforme apresentado na Figura 2.3. Os gotejadores, sob os quais serão escavadas as trincheiras, devem ser escolhidos de forma a serem representativos de toda a área irrigada. Embora os resultados sejam confiáveis, demandam demasiado tempo, esforço físico e custo.

Figura 2.3 – Trincheira escavada em campo mostrando o bulbo molhado formado após uma irrigação por gotejamento
Fonte: Rodrigo López et al. (1992)

Se os gotejadores em uma linha lateral estiverem espaçados uns dos outros a uma distância que não permita que seus bulbos se encontrem, o que se vê superficialmente são discos umedecidos isolados, conforme apresentado na Figura 2.4. No entanto, por questões agronômicas pode-se ter uma disposição em que o espaçamento reduzido entre os gotejadores permita que os bulbos venham a tocar-se ou mesmo sobrepor-se, formando uma faixa úmida tanto superficialmente como ao longo da profundidade do bulbo. Para Pizarro Cabello (1990) e Rodrigo López et al. (1992), a sobreposição é definida como uma porcentagem do raio molhado do bulbo, devendo estar compreendido entre 15% e 30%.

Figura 2.4 – Irrigação por gotejamento com bulbos úmidos isolados superficialmente
Fonte: Rodrigo López et al. (1992)

Na Figura 2.5 apresenta-se a sobreposição superficial de dois bulbos, onde S representa a distância de sobreposição, S_e é o espaçamento entre emissores, e r_s é o raio superficial do bulbo. A sobreposição, aqui chamada de S_p, será dada então por:

$$S_p = \frac{S}{r_s} . 100 \tag{3}$$

sendo a distância de sobreposição (S) dada por:

$$S = 2. r_s - S_e \tag{4}$$

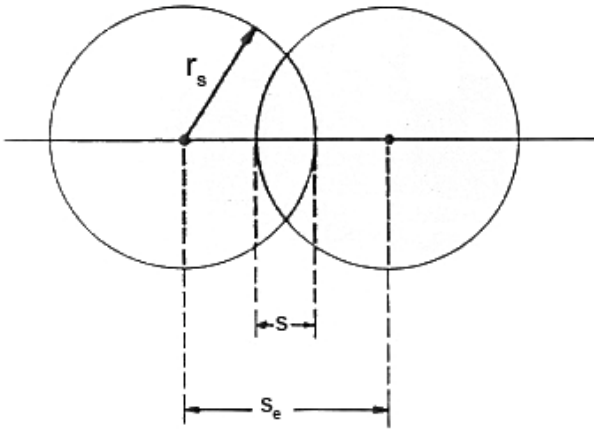

Figura 2.5 – Sobreposição superficial entre bulbos molhados
Fonte: Fonte: Pizarro Cabello (1990)

Dessa forma, conforme Pizarro Cabello (1990), desejando-se que ocorra uma sobreposição entre os bulbos molhados, pode-se calcular o espaçamento entre os emissores por meio de:

$$S_e = r_s \cdot \left(2 - \frac{S_p}{100}\right) \tag{5}$$

2.3 DISCO SATURADO

Durante o processo de infiltração, forma-se na superfície do solo uma pequena poça circular logo abaixo do gotejador, comumente chamada de disco saturado, zona saturada ou charco. Através desse charco, a água infiltra-se no solo (DASBERG; BRESLER, 1985), sendo que a área dessa poça circular, inicialmente muito pequena, cresce com o passar do tempo a uma taxa decrescente, vindo a estabilizar-se posteriormente, após atingir o estado de equilíbrio dinâmico, conforme pode-se observar na Figura 2.6.

De acordo com Wooding (1968) e Bresler (1978), o raio final do disco saturado (ρ_f) pode ser estimado em função da condutividade hidráulica do solo saturado (K_s), uma constante característica do solo (α), usada no modelo exponencial de Gardner (1958), e da vazão do gotejador (Q), conforme a equação a seguir:

$$\rho_f = \left(\frac{4}{\alpha^2 \cdot \pi^2} + \frac{1000 \cdot Q}{\pi \cdot K_s}\right)^{1/2} - \frac{2}{\alpha \cdot \pi} \tag{6}$$

sendo ρ_f dado em cm, K_s dado em cm h^{-1}, α dado em cm^{-1} e Q dado em L h^{-1}. Pode-se perceber que tanto o incremento da condutividade hidráulica do solo saturado como do parâmetro α, reduzem o raio final do charco, e que um acréscimo da vazão do gotejador reflete-se num aumento do raio saturado. Quanto ao parâmetro α, sendo este de maior valor para solos arenosos do que para solos argilosos, pode-se perceber facilmente sua relação com as dimensões e forma do bulbo molhado.

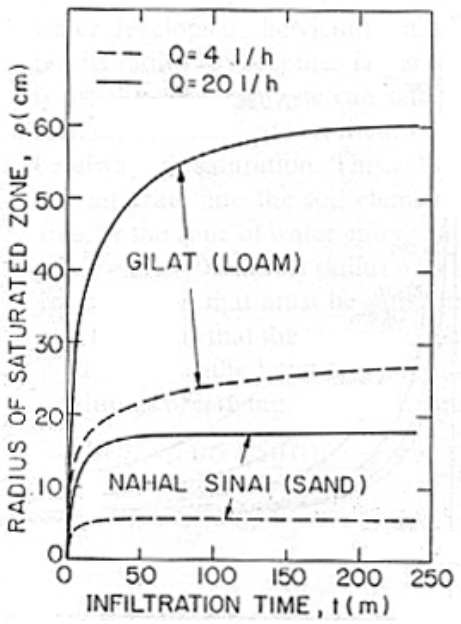

Figura 2.6 – Raio do disco saturado (ρ) em função do tempo de infiltração (t) para dois solos (franco com K_s = 0,84 cm h^{-1}, α = 0,025 cm^{-1}; e arenoso com K_s = 0,84 cm h^{-1}, α = 0,065 cm^{-1}) e duas vazões do gotejador (Q)
Fonte: Bresler (1978)

Assumindo um determinado valor para a vazão do gotejador, o raio máximo do disco saturado é fixo e só depende da condutividade hidráulica do solo saturado (BERGER, 1994). Este raio máximo (ρ_{max}) pode ser determinado por:

$$\rho_{max} = \left(\frac{Q}{\pi \,.\, K_s}\right)^{1/2} \tag{7}$$

Roth (1974 apud LUBANA; NARDA, 2001), apresentou uma equação para estimar o raio do disco molhado (raio do bulbo na superfície do solo), assumindo que o bulbo molhado possui a forma de um hemisfério e que o solo varia de uma umidade volumétrica inicial (θ_i) para uma umidade volumétrica final (θ_f). O raio do bulbo na superfície do solo (r_s), em m, é dado, então, por:

$$r_s = \left[\frac{3\,.Q\,.t}{2\pi\,(\theta_f - \theta_i)}\right]^{1/3} \tag{8}$$

onde Q é a vazão do gotejador, em m^3 h; t é o tempo de aplicação de água, em h.

2.4 TEXTURA E ESTRUTURA DO SOLO

O solo é um material poroso constitudo de 3 fases: sólida, líquida e gasosa. A parte sólida constitui-se de matéria mineral e orgânica, geralmente denominada de matriz do solo, a qual é originada do processo de intemperização das rochas. A parte líquida constitui-se de uma solução que pode conter minerais dissolvidos e componentes orgânicos solúveis, a qual preenche todo ou parte dos vazios existentes na matriz de solo, dependendo da umidade atual deste solo. A fase gasosa constitui-se basicamente de ar e vapor d'água, preenchendo os vazios que não estão ocupados pela solução do solo, compreendendo uma porção importante do sistema solo, pois a maioria das plantas exige certa aeração do sistema radicular.

O solo serve de apoio físico (sustentação), químico e biológico para o crescimento vegetal, funcionando como reservatório de água, essencial para o desenvolvimento vegetal e a produção agrícola. Ele é constituído de partículas classificadas de acordo com o tamanho médio do seus grãos, chamadas de frações texturais. São elas a areia, com diâmetro variando de 2 a 0,02 mm, o silte, com diâmetro variando de 0,02 a 0,002 mm, e a argila, cujo diâmetro é inferior a 0,002 mm. Assim, os solos são classificados de acordo com a sua textura, recebendo uma designação apropriada (SANTOS et al., 2005).

A textura adquire importância nas relações solo-água-planta por interferir na infiltração, na evaporação e no suprimento de nutrientes. Através dela pode-se ter uma idéia a respeito da quantidade de água a ser armazenada no solo. Solos com partículas grosseiras apresentam propriedades ótimas quanto à permeabilidade e arejamento, mas apresentam baixa capacidade de retenção de água. Por outro lado, solos com partículas finas tem satisfatória capacidade de retenção, porém a permeabilidade e o arejamento podem ser reduzidos.

Segundo Brandão, Pruski e Silva (2003), os solos arenosos possuem maior quantidade de macroporos que os solos argilosos, apresentando maiores valores de condutividade hidráulica e taxa de infiltração. No entanto solos argilosos bem estruturados, ou com estrutura estável, podem apresentar maiores taxas de

infiltração do que os solos com estrutura instável, que sofrem dispersão quando umedecidos ou submetidos a algum agente desagregador.

O solo pode ainda ser classificado, segundo sua estrutura, no que diz respeito ao arranjo e à adesão das partículas entre si na formação de agregados. A estrutura pode variar muito com o tempo, em resposta às mudanças nas condições climáticas naturais ou nas práticas de manejo do solo. Na superfície, a estrutura é afetada pelo preparo do solo e, nos horizontes mais profundos, ela é típica para cada tipo de solo. Uma boa estrutura melhora a permeabilidade do solo e dá melhores condições de aeração e penetração de raízes.

De acordo com Santos et al. (2005), os tipos de estrutura normalmente encontrados no solo são:

a) laminar: as partículas do solo estão arranjadas em agregados cujas dimensões horizontais são mais desenvolvidas que a vertical, conferindo aos agregados aspecto de lâminas de espessura variável;

b) prismática: as partículas de solo estão arranjadas em agregados cuja dimensão vertical é mais desenvolvida, sendo as faces verticais relativamente planas;

c) blocos ou poliédrica: as partículas de solo estão arranjadas em agregados no qual suas três dimensões são aproximadamente iguais;

d) Granular ou esferoidal: semelhante à estrutura em blocos, apresentando, no entanto, agregados arredondados sem faces de contato.

Na caracterização da estrutura, definem-se ainda as dimensões das unidades estruturais, que servem para classificá-lo nas seguintes classes: muito pequena, pequena, média, grande e muito grande.

2.5 POTENCIAL DA ÁGUA NO SOLO

A água no solo pode ser caracterizada por seu estado de energia. Os principais tipos de energia são a energia cinética e a potencial. A energia cinética pode ser considerada desprezível, pois o movimento da água no solo é muito lento.

A energia potencial é função da posição e da condição interna da água no ponto considerado.

Dessa forma podemos dizer que a água no solo está sujeita à ação de vários potenciais: potencial gravitacional, potencial matricial, potencial de pressão, potencial osmótico, entre outros.

O potencial total da água no solo (Ψ) é dado então por:

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_p + \Psi_o \qquad (9)$$

onde Ψ_g é o potencial gravitacional; Ψ_m é o potencial matricial; Ψ_p é o potencial de pressão; e Ψ_o é o potencial osmótico.

O potencial gravitacional atua sobre a água com intensidade constante, sendo causado pela presença do campo gravitacional terrestre. É definido como sendo a altura relativa do sistema, tomando normalmente como referência a superfície do solo.

O potencial matricial é o resultado de forças capilares e de adsorção que surgem devido à interação entre a água e as partículas sólidas do solo. Essas forças atraem a água para as partículas sólidas, diminuindo sua energia potencial com relação à água livre (REICHARDT; TIMM, 2004). O potencial matricial ou tensão será, então, negativo tomando como referência o seu estado de energia quando em equilíbrio, que é nulo.

O potencial matricial está associado ao valor da umidade, ou seja, é função deste. A relação entre o potencial matricial e a umidade é uma característica física do solo denominada de curva característica da água no solo ou simplesmente curva de retenção (Figura 2.7).

Quando um solo está saturado, a adsorção é nula e portanto o potencial matricial também. Observando a curva de retenção, pode-se concluir que quanto menor a umidade, mais negativo será o valor do potencial matricial. Com efeito, para solos úmidos é a capilaridade que determina o valor do potencial matricial. Em solos secos seu valor é determinado pela adsorção.

O potencial de pressão é considerado apenas quando a pressão que atua sobre a água é maior que a pressão atmosférica, ou seja, quando existe uma carga hidráulica sobre o solo, ocorrendo normalmente nos casos em que o solo está

saturado. Na irrigação por gotejamento, o potencial de pressão pode ser considerado desprezível.

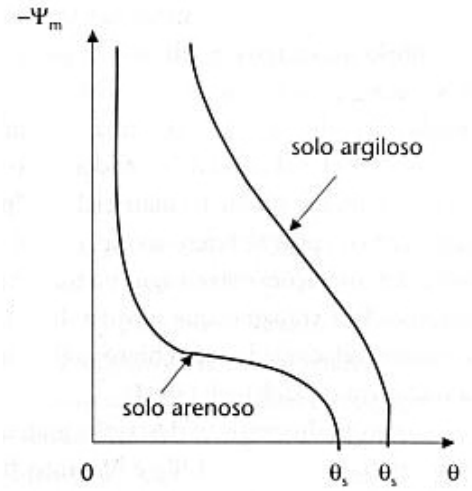

Figura 2.7 – Curvas de retenção de água para solos de diferentes texturas
Fonte: Reichardt e Timm (2004)

Considerando que a água do solo contém íons e outros solutos, esta fica submetida a um potencial osmótico. Tal qual o potencial matricial, o potencial osmótico também é negativo, refletindo que a energia da água na presença de solutos é menor que a energia da água pura, considerada igual a zero. Observa-se então uma tendência dos íons se deslocarem de uma concentração maior para uma menor, tomando a água um sentido contrário, ou seja, de regiões de menor para regiões de maior concentração salina.

Dessa forma, o potencial osmótico pode ser estimado determinando-se a concentração da solução. Segundo Reichardt e Timm (2004), em geral, a concentração salina da água no solo varia pouco de ponto para ponto, podendo-se, na ausência de membranas semi-permeáveis, desprezar o potencial osmótico no cômputo do potencial total.

Como os potenciais matricial e de presão se referem à pressões, costuma-se designá-lo por um único valor simbolizado por h. Então temos que:

$$h = \Psi_m + \Psi_p \qquad (10)$$

onde h é chamado de pressão efetiva. Se o solo não está saturado, a pressão h é negativa, pois nesse caso, a solo exerce uma sucção sobre a água. Como $\Psi_p = 0$, a pressão efetiva h terá o mesmo valor do potencial matricial. Se o solo está saturado, h = 0. Se no entanto, existir uma lâmina de água sobre o ponto considerado, o valor de h será positivo.

Uma vez que não se considere o potencial osmótico, temos que o potencial da água num ponto qualquer do solo resulta da soma de dois componentes: a pressão efetiva e o potencial gravitacional. Este último, se expresso em termos de altura, usando como referência a superfície do solo, será dado pela profundidade z do ponto considerado. Assim temos que:

$$H = h + z \tag{11}$$

onde H é chamado de potencial hidráulico.

2.6 UMIDADE DO SOLO

O teor de umidade do solo determina a quantidade de água presente numa determinada porção do solo. A umidade pode ser expressa em termos de sua massa por:

$$u = \frac{m_u - m_s}{m_s} \tag{12}$$

onde u é a umidade base massa, dada, comumente, em kg kg^{-1} ou g g^{-1}; m_u é a massa das partículas sólidas mais a água; m_s é a massa do solo após secagem.

Mais comumente a umidade é expressa em termos de seu volume por:

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \tag{13}$$

onde θ é a umidade base volume, dada, normalmente, em $cm^3\ cm^{-3}$; V_a é o volume de água contido na amostra de solo; V_t é o volume total da amostra.

Sendo o volume V_t de difícil determinação, normalmente usa-se a expressão a seguir para a determinação da umidade volumétrica:

$$\theta = u \cdot \frac{d_s}{d_a} \tag{14}$$

onde d_s a densidade global do solo e d_a é a densidade da água.

Na prática o valor da umidade do solo varia entre os valores da umidade à saturação (θ_s) e a umidade residual (θ_r), sendo θ_s o limite superior do intervalo de variação de θ, possuindo um valor geralmente menor que a porosidade total porque existe sempre uma quantidade de ar que fica retida na matriz de solo. A umidade residual pode ser entendida como a que o solo atinge após forte secagem natural, onde a água restante não pode ser retirada por sucção (SMITH; WARRICK, 2007).

2.7 FENÔMENO DA HISTERESE

A relação entre a umidade e o potencial matricial pode ser obtida por dois processos: secagem e umedecimento do solo. No processo de secagem, a amostra de solo inicialmente saturada é submetida a sucções sucessivas e gradativas observando-se os valores de umidade resultante. No processo de umedecimento do solo, a amostra inicialmente seca é submetida a umedecimentos sucessivos e graduais, observando-se também a evolução da umidade. Cada método fornece uma curva característica que na maioria dos casos são distintas. Este fenômeno é conhecido por histerese.

Na Figura 2.8 é apresentado o fenômeno da histerese, onde temos os ramos principais de secamento e de molhamento dispostos em posições distintas. Se o solo não estiver completamente seco antes do umedecimento ou não estiver completamente saturado antes da secagem, o resultado observado é que as curvas resultantes recaem entre as curvas principais. A curva AB é um exemplo dessas curvas secundárias, conhecidas como scanning curves.

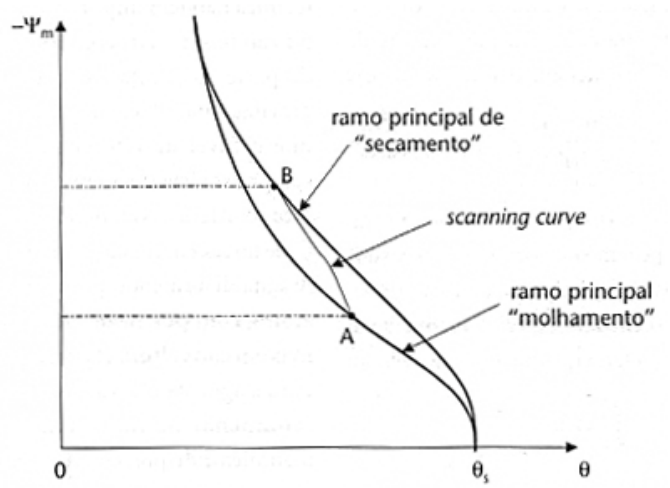

Figura 2.8 – Curvas de retenção obtidas por secagem e molhamento, apresentando o efeito da histerese
Fonte: Reichardt e Timm (2004)

Devido ao fenômeno da histerese, tem-se que para um dado valor do potencial matricial, o teor de umidade da curva de secagem é maior que o da curva de molhamento. Contudo, segundo Smith e Warrick (2007), a quantidade de erros envolvida por histerese é relativamente pequena se comparada com outras incertezas presentes, tais como variabilidade do solo e alterações climáticas.

Então, comumente se admite que a relação entre h e θ é únivoca, considerando que a histerese pode ser desprezada.

2.8 RELAÇÃO ENTRE POTENCIAL MATRICIAL E UMIDADE DO SOLO

Num solo com potencial matricial alto (próximo de zero), a maior parte dos poros estão preenchidos com água, sendo que a porosidade total e a distribuição do tamanho dos poros infuencia muito a retenção de água. Como a porosidade e a distribuição do tamanho dos poros estão relacionados à textura do solo, esta influencia bastante a forma da curva de retenção, como pode ser observado na Figura 2.9. Geralmente com o aumento do teor de argila do solo, aumenta a umidade para um dado potencial matricial.

O solo estando seco, a área superficial das partículas também afeta a retenção de água, sendo que esta quantidade de área superficial também é bastante influenciada pela textura.

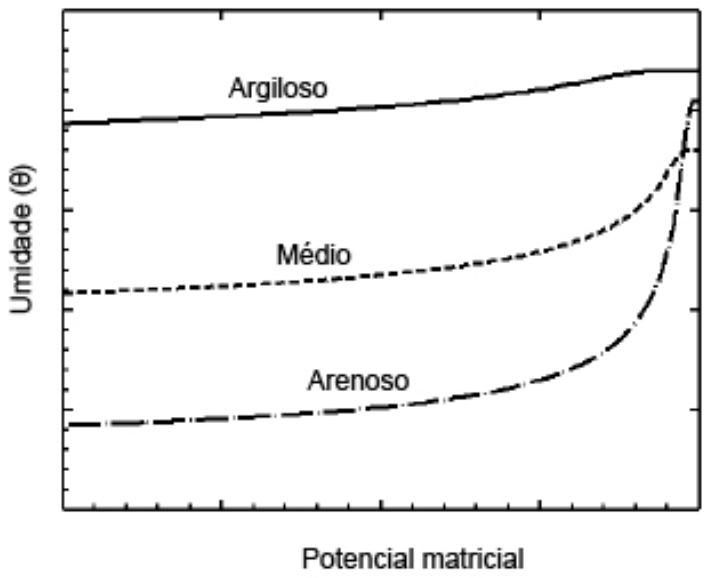

Figura 2.9 – Curva de retenção para solos de diferentes texturas
Fonte: Smith e Warrick (2007) modificada pelo autor

A curva de retenção pode ser construída a partir de vários pares de dados (umidade e potencial matricial) obtidas em campo ou em laboratório. Vários métodos podem ser usados, tais como: funil de placa porosa, placa de pressão de Richards, tensiômetro, psicrômetro de termopar, sonda TDR, sonda de nêutrons, entre outros.

Existem vários modelos empíricos utilizados para predizer o comportamento da curva de retenção através de uma expressão analítica. Entre eles, podem-se citar os modelos de Van Genuchten (1980), Srivastava e Yeh (1991) e Fredlung e Xing (1994) entre outros.

Em Srivastava e Yeh (1991), a relação entre h e θ é dada por:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)e^{\alpha.h} \qquad (15)$$

onde θ_r é umidade residual; θ_s é a umidade do solo saturado; α é um parâmetro que varia com o tipo de solo, representando a taxa de redução do teor de umidade à medida que h diminui. Este modelo é adequado para problemas que envolvam

somente fluxo não saturado e não é capaz de reproduzir a zona de ascensão capilar, caracterizada pela pressão de entrada de ar (QUISPE, 2008). O modelo também não considera a histerese.

No modelo de Fredlung e Xing (1994), a curva característica é expressa por:

$$\theta = \theta_s \left[\frac{1}{\ln \left[e + \left(\frac{h}{\alpha} \right)^n \right]} \right]^m \tag{16}$$

onde α, m e n são parâmetros de ajuste obtidos a partir da curva de retenção de água no solo, tomando-se como referência uma reta tangente ao ponto de inflexão da curva. É possível ainda determinar a umidade residual através de:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{h}{\alpha} \right)^n \right] \right\}^m} \tag{17}$$

O modelo de Van Genuchten (1980) é o mais utilizado para a predição da equação que expressa a curva característica. Ao contrário do modelo de Srivastava e Yeh (1991), este modelo apresenta uma capacidade de retenção nula para a condição de saturação e é capaz de caracterizar a zona de ascensão capilar. Este modelo também não considera a histerese. A equação que relaciona h e θ é dada por:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha . h)^n]^m} \tag{18}$$

onde θ_r é umidade residual; θ_s é a umidade saturada do solo; α, m e n são parâmetros de ajuste da equação de Van Genuchten (1980) com:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \qquad \text{e} \qquad n > 1 \tag{19}$$

Uma revisão sobre vários modelos, mostrando comparações entre os parâmetros de entrada e seus respectivos resultados pode ser encontrada em Leong e Rahardjo (1997).

2.9 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

A relação básica para descrever o movimento de água no solo foi obtida durante experimentos por Darcy em 1856, mostrando que o fluxo em meios porosos é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico. Esta relação ficou conhecida como Lei de Darcy, conforme apresentada a seguir:

$$q = -K \cdot \frac{\Delta H}{\Delta s} \tag{20}$$

em que q é a densidade de fluxo, representando a quantidade de água que se move na direção s, por unidade de área, por unidade de tempo; $\Delta H/\Delta s$ é o gradiente hidráulico na direção s; K é a condutividade hidráulica que depende das propriedades da água e do solo; H é o potencial hidráulico.

O sinal negativo indica que o fluxo ocorre no sentido do decréscimo do gradiente, visto que o sentido do gradiente, por definição, é tomado como aquele em que o potencial cresce. No entanto, sabe-se que a água move-se de um maior valor para um menor valor de H.

A condutividade hidráulica indica o grau de facilidade com que a água se movimenta no solo. Depende do tipo de solo, variando bastante conforme ocorra variação na umidade. Depende também do líquido, onde variáveis como viscosidade e densidade da solução podem modificá-la. No entanto, para fins práticos, assume-se que K varia apenas com a variação da umidade, ou seja, a condutividade hidráulica K é função da umidade θ, $K = K(\theta)$. Num solo saturado, K é constante e chamado de condutividade hidráulica do solo saturado (K_s). A relação entre a condutividade hidráulica K e seus respectivos valores de potencial hidráulico e umidade são apresentados na Figura 2.10.

Dessa forma, quanto mais úmido o solo estiver, maior será o valor de sua condutividade hidráulica. Isto se explica porque, com o aumento da umidade, reduzem-se as descontinuidades da fase líquida e a sucção exercida pelas partículas do solo.

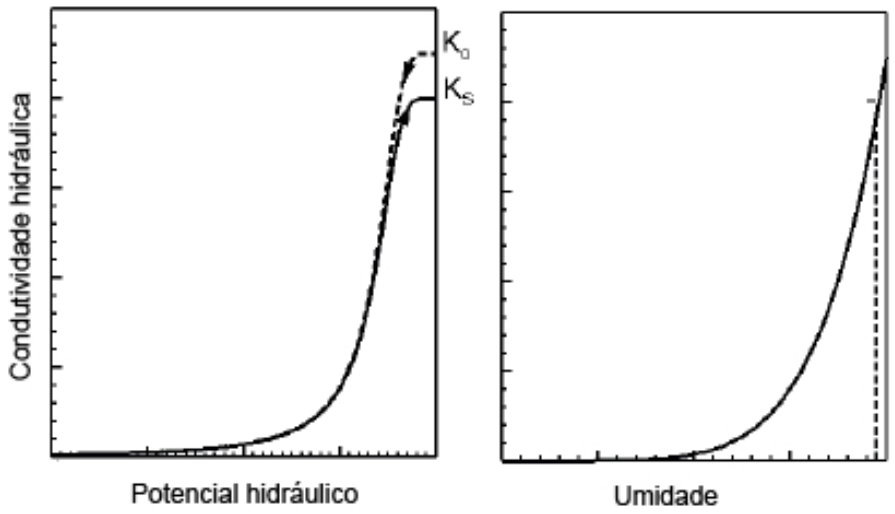

Figura 2.10 – Condutividade hidráulica em função do potencial hidráulico e do teor de umidade, respectivamente
Fonte: Smith e Warrick (2007) modificada pelo autor

Desde que o solo não alcança totalmente a condição de saturação através de crescente umedecimento natural, pois uma pequena parcela de ar sempre fica retida nos poros do solo, o valor de K_s, referente ao valor de θ_s, é sempre inferior à porosidade total do solo (SMITH; WARRICK, 2007). Para fins práticos, no entanto, é comum o uso de K_s para determinações das condições de escoamento.

Quanto à histerese, segundo Mualem (1986) e Miyazaki et al. (1993), seus efeitos são desprezíveis quando a condutividade hidráulica não saturada é dada como função da umidade volumétrica, sendo a histerese muito mais significativa quando a função K (h) é usada.

Gardner (1958) propôs um modelo exponencial para a determinação da condutividade hidráulica não saturada, que foi bastante usada para a linearização da equação de escoamento da água, conforme mostrado a seguir:

$$K(h) = K_s \cdot e^{\alpha \cdot h} \quad (21)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, h é o potencial matricial, e α é uma constante característica do solo.

Entretanto, Coelho, Or e Sousa (1999) avaliaram o comportamento do parâmetro α da equação de Gardner (1958) e a condutividade hidráulica K em diferentes posições do bulbo molhado durante os processos de infiltração e redistribuição, concluindo que tanto α como K variaram nessas posições, de acordo com a umidade a que cada ponto estava submetido. Dessa forma, eles alertaram para o fato de que os valores de α não devem ser fundamentados, exclusivamente, em características texturais.

Vários outros modelos foram propostos na tentativa da predição da condutividade hidráulica não saturada, podendo-se citar os trabalhos de Mualem (1976), Ahuja et al. (1980), Van Genuchten (1980), Menegais (2005), entre outros.

Uma equação parametrizada que usa valores de umidade do solo e seu respectivo potencial matricial foi apresentada por Reichardt et al. (2004). Trata-se de modelos logarítmicos para a umidade, armazenamento de água e potencial total aplicados à equação de Richards, apresentando uma estimativa de condutividade hidráulica mais rigorosa quando comparado com métodos que assumem o gradiente unitário.

Dourado-Neto et al. (2007) apresentaram um software para o cálculo da condutividade hidráulica não saturada utilizando os principais métodos de determinação. Mualem (1986) apresentou uma revisão sobre o assunto, apontando vários métodos e aproximações usadas para determinar a relação K(θ) ou K(h) e fornece orientações a respeito da escolha dos procedimentos apropriados em função das características do solo e dos dados disponíveis.

A condutividade hidráulica não saturada, K(θ), como mencionado em Mualem (1976) é dada por:

$$K(\theta) = K_s \cdot K_r \quad (22)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado e K_r é a condutividade hidráulica relativa, sendo dada, segundo Van Genuchten (1980), por:

$$K_r = \Theta^{1/2} \cdot \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m\right]^2 \quad (23)$$

A saturação efetiva Θ reflete de forma relativa a umidade do solo, sendo dada por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (24)$$

indicando que, quando a umidade do solo tende à saturação, seu valor se aproxima da unidade.

Quanto ao uso da condutividade hidráulica nos modelos de simulação, Prevedello (1996), comenta que os métodos numéricos podem ser usados com grandes vantagens através da adoção de intervalos temporais e incrementos espaciais suficientemente pequenos, de forma que a condutividade hidráulica seja tratada como uma constante dentro do intervalo de tempo considerado.

2.10 INFILTRAÇÃO E REDISTRIBUIÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

A infiltração é definida como o processo em que a água entra no perfil de solo, sendo um processo de grande importância para a prática da irrigação. Considerações inadequadas deste processo podem resultar em distribuição não uniforme da água de irrigação bem como provocar perdas consideráveis por percolação profunda ou escoamento superficial.

A infiltração ocorre em todas as direções, porém, no sentido vertical é mais pronunciada quando o solo apresenta características arenosas. A infiltração determina o balanço de água na zona radicular, sendo, portanto, importante o conhecimento de seu processo. De acordo com Brandão, Pruski e Silva (2003), a infiltração depende de diversos fatores, dentre eles a textura e a estrutura, tipo de cobertura e tipo de manejo do solo.

A taxa de infiltração, que é variável em função do solo e da sua condição de umidade, é o volume de água que atravessa a unidade de área da superfície do

solo por unidade de tempo. Segundo Brandão, Pruski e Silva (2003), a taxa de infiltração é bastante influenciada tanto pelas condições de superfície, tais como encrostamento superficial, presença de cobertura vegetal e características do solo, como pelo teor de umidade inicial do solo.

Durante o processo de infiltração num perfil de solo homogêneo inicialmente seco, a taxa de infiltração tende a decrescer com o tempo, atingindo um valor final constante (LIBARDI, 2005). Este valor final é denominado de capacidade de infiltração ou velocidade básica de infiltração. Um gráfico, mostrando a relação entre a taxa de infiltração e o tempo decorrido, é apresentado na Figura 2.11, onde se pode perceber a tendência da taxa de infiltração em permanecer praticamente constante com o avanço do tempo. Segundo Bernardo, Soares e Mantovani (2006), há uma grande variação na taxa de infiltração da primeira para a segunda irrigação, diminuindo da segunda para a terceira, tornando-se praticamente desprezível a partir de então.

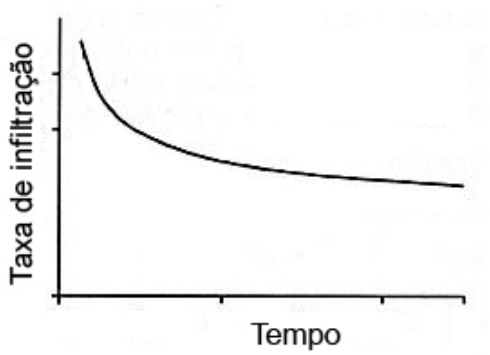

Figura 2.11 – Variação da taxa de infiltração em função do tempo
Fonte: Bernardo, Soares e Mantovani (2006) modificada pelo autor

Para solos homogêneos, a velocidade básica de infiltração é para fins práticos igual a K_s, que é a condutividade hidráulica do solo saturado com uma pequena quantidade de ar residual (LUBANA; NARDA, 2001). Para solos não homogêneos, esta consideração não pode ser utilizada.

A taxa de infiltração pode ser determinada por métodos de campo, como por exemplo, o infiltrômetro de anel e os simuladores de chuva, que tentam reproduzir ao máximo as condições a que o solo está submetido durante tal processo, ou por modelos matemáticos, que utilizam os conceitos da física do solo e/ou da observação do comportamento do solo durante a infiltração. Assim, diversas

equações foram propostas com a finalidade de expressar a lei de infiltração da água no solo. A maioria destas equações considera que o solo é homogêneo, permanecendo assim até o final do processo.

Em 1911, Green e Ampt apresentaram um modelo baseado em experimentos de laboratório com colunas de solo, mas que tinha também uma base teórica de natureza geral. Tal modelo, que tinha como referência a equação de Darcy, considerava a existência de uma carga hidráulica constante na superfície do solo; existência de uma frente de umedecimento abrupta (o que normalmente acontece em solos de textura grossa e com baixa umidade); e que a pressão da água no solo na frente de umedecimento é constante. Segundo Lubana e Narda (2001), esta é uma das mais antigas equações de infiltração conhecidas na literatura, não apresentando problemas de estabilidade, podendo a taxa de infiltração ser obtida mesmo quando o gradiente hidráulico estiver muito elevado.

Kostiakov, em 1932, apresentou uma equação empírica que foi bastante utilizada e que relaciona a taxa de infiltração com alguns parâmetros de ajuste obtidos a partir de dados experimentais para determinado tipo de solo. Estes parâmetros podem ser obtidos pela técnica dos mínimos quadrados ou por regressão linear. Para Prevedello (1996) e Libardi (2005), no entanto, esta equação não se ajusta para longos tempos de infiltração, pois neste caso a taxa de infiltração tende para zero. A equação de Kostiakov-Lewis, proposta logo depois eliminou esta dificuldade, acrescentando à equação de Kostiakov o valor da velocidade básica de infiltração.

Horton, em 1940, apresentou um modelo que considerava que a taxa de infiltração é bastante alterada por fatores que operam na superfície do solo, tais como encrostamento superficial e fenômenos de expansão e contração do solo. Neste modelo, a taxa de infiltração final se aproxima de um valor constante.

Diversos modelos foram posteriormente apresentados como o de Philip, em 1957, o de Holtan, em 1967 e o de Moore e Eigel, em 1981, para solos estratificados, entre outros.

Depois que a infiltração cessa (após o término da chuva ou de uma irrigação), a água infiltrada continua a movimentar-se no perfil do solo. A camada de solo quase ou totalmente saturada não retém toda a água, sendo que parte dela se move para baixo, isto é, para camadas mais profundas, sobretudo sob influência do

potencial gravitacional. Este processo recebe o nome de redistribuição da água, caracterizando-se por aumentar a umidade das camadas mais profundas com a água percolada das camadas mais superficiais inicialmente umedecidas. A redistribuição determina a quantidade de água retida no solo em função do tempo e da profundidade, sendo importante na determinação da quantidade de água disponível ao sistema radicular. Um exemplo deste processo pode ser observado na Figura 2.12 para um perfil de solo uniforme não saturado.

Na irrigação por gotejamento, de acordo com Reichardt e Timm (2004), a velocidade inicial de redistribuição depende da profundidade da camada molhada na infiltração, da umidade do solo nas proximidades do bulbo molhado e da condutividade hidráulica na camada de solo. Se a camada inicialmente molhada for pouco profunda e o solo próximo ao bulbo estiver bem seco, o gradiente hidráulico será elevado, concorrendo para uma grande velocidade de redistribuição. Se a camada molhada for mais profunda e o solo próximo ao bulbo estiver relativamente úmido, o gradiente hidráulico terá um valor pequeno e a velocidade de redistribuição será bem reduzida.

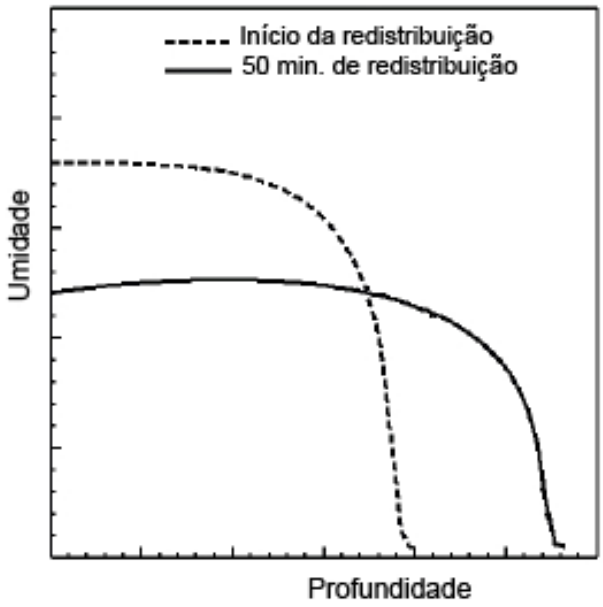

Figura 2.12 – Perfis de solo após um processo de infiltração uniforme e um período de redistribuição
Fonte: Smith e Warrick (2007) modificada pelo autor

A velocidade de redistribuição reduz-se bastante com o passar do tempo, pois o gradiente hidráulico entre as regiões úmidas e secas decresce gradativamente e a condutividade hidráulica diminui bruscamente nas regiões úmidas que estão perdendo água. Nos solos de textura grossa, nos quais a condutividade hidráulica decresce rapidamente com a diminuição da umidade do solo, o fluxo rapidamente se torna estável. No caso de solos de textura média e fina, o processo de redistribuição pode durar vários dias.

No processo de redistribuição, enquanto uma parte do solo encontra-se em fase de secagem, outra parte está aumentando sua umidade. O fenômeno de histerese estará então presente, pois a relação entre o potencial matricial (h) e a umidade volumétrica (θ) não será unívoca nas diferentes profundidades do perfil de solo.

O entendimento do processo de redistribuição da água no solo é de grande utilidade no correto dimensionamento de projetos de irrigação. No entanto, segundo Loyola e Prevedello (2003), a avaliação do processo de redistribuição é onerosa e demanda tempo, já que as propriedades hidráulicas do solo apresentam grande variabilidade espacial e estão sujeitas a frequentes alterações no tempo.

2.11 EQUAÇÕES DE GOVERNO DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO

A lei de Darcy, apresentada na equação (20), é válida apenas quando se trabalha sob condições de saturação. Sob condições de não saturação do solo, segundo Libardi (2005), o primeiro trabalho foi apresentado por Buckingham em 1907, que demonstrou que os vazios do solo ocupados pelo ar reduzem a área efetiva ao fluxo e conseqüentemente diminuem a condutividade hidráulica do solo. Esta equação ficou conhecida como equação de Darcy-Buckingham, sendo dada por:

$$q = -K(\theta) \cdot \nabla H \qquad (25)$$

onde ∇H é o gradiente do potencial hidráulico.

Em estudos da dinâmica da água no solo interessa-nos conhecer qual o valor da umidade em qualquer posição (x, y, z) em qualquer tempo (t). Através da equação da continuidade pode-se estabelecer uma equação diferencial de θ em função das variáveis de posição x, y e z e do tempo t, descrevendo a variação da umidade com o tempo nas respectivas direções. Esta equação pode ser aplicada para os casos em que o fluxo é transiente, conforme mostrada a seguir:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) \tag{26}$$

onde q_x, q_y e q_z são as densidades de fluxo nas direções x, y e z, respectivamente.

Substituindo as densidades de fluxo q_x, q_y e q_z pela equação de Darcy-Buckingham para as respectivas direções, obtemos uma equação diferencial mais geral, válida para o regime transiente, e que é conhecida como equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(k_x(\theta).\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y(\theta).\frac{\partial H}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z(\theta).\frac{\partial H}{\partial z}\right) \tag{27}$$

onde K_x, K_y e K_z representam as condutividades hidráulicas nas direções x, y e z, respectivamente.

A equação de Richards apresenta a vantagem de poder ser aplicada qualquer que seja o estado hídrico do solo, estando este saturado ou não. Dependendo das considerações de restrição envolvidas ou da direção de fluxo em estudo, esta equação pode ser simplificada para um fluxo bidimensional ou unidimensional da seguinte maneira:

- Radial e vertical:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(k_x(\theta).\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z(\theta).\frac{\partial H}{\partial z}\right) \tag{28}$$

- Apenas vertical:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) . \frac{\partial H}{\partial z}\right) \quad (29)$$

2.12 USO DE MODELOS

Um modelo é um instrumento que representa uma aproximação de uma situação de campo. É uma ferramenta fundamental para o planejamento e a previsão de situações reais. Estes podem ser físicos ou matemáticos.

Os modelos físicos, tais como colunas de solo em laboratório, simulam o fluxo de água diretamente, não sendo o processo descrito matematicamente. Os modelos matemáticos simulam o fluxo (situação real) indiretamente através das equações de governo do escoamento, para representar os processos físicos que ocorrem no sistema, juntamente com equações que descrevem as condições ao longo dos contornos do modelo (condições de contorno). Para problemas dependentes do tempo, é também necessário uma ou mais equações para descrever as condições iniciais do sistema (JANZEN, 2001).

Os modelos matemáticos podem ser resolvidos analiticamente ou numericamente. Nos analíticos, as soluções matemáticas são deduzidas para situações simplificadas. Nas soluções numéricas, as equações diferenciais do fluxo são resolvidas utilizando-se técnicas de aproximação numérica obtidas através da discretização do domínio de estudo e da solução de um sistema de equações com as incógnitas obtidas na discretização (MALISKA, 2004). Seja qual for o tipo de modelo, quanto menos se utilizar suposições simplificadoras para formular o modelo, mais complexo ele será.

Compreende-se que a abordagem utilizando as medidas de campo é a mais direta e a mais precisa, sendo entretanto pouco interessante devido aos seus altos custos e aos longos prazos que necessita para caracterizar o seu comportamento, o que torna os modelos, segundo estes aspectos, mais vantajosos.

2.13 MÉTODO DOS VOLUMES FINITOS

Os métodos numéricos tradicionais para a solução numérica de equações diferenciais são os métodos de diferenças finitas, volumes finitos e de elementos finitos. Os métodos das diferenças finitas e dos elementos finitos trabalham com pontos da malha, enquanto o método dos volumes finitos (MVF), que é uma evolução do método das diferenças finitas, trabalha com volumes de controle. De acordo com Maliska (2004), o método das diferenças finitas realiza simplesmente a substituição do operador diferencial pelo seu correspondente numérico não sendo conservativo em nível discreto, enquanto o MVF realiza um balanço de conservação da propriedade para cada volume elementar.

Ao utilizar o MVF, o domínio que se pretende estudar é subdividido numa série de volumes de controle de dimensões finitas de forma arbitrária. Dessa forma, as leis que regem os processos que se pretende simular são aplicadas diretamente sobre os volumes de controle. Estes volumes de controle ou células são representados por pontos situados no centro do volume de controle, denominados de pontos nodais ou simplesmente nós.

No MVF, a variável em estudo não aparece como um valor num ponto no interior do domínio, mas como um valor médio no interior do volume de controle. Permite também a introdução natural de condições de contorno, podendo-se definir inicialmente os nós e construir volumes de controle em sua volta, de forma que as faces do volume de controle estejam eqüidistantes dos nós.

Segundo Neves, Chambel-Leitão e Leitão (2000), o uso dessa metolodogia origina modelos de cálculo rápidos e simplifica a definição da malha de cálculo e a visualização dos resultados. Diferentemente de outros métodos, ele fundamenta-se em uma abordagem física do problema representado pela equação diferencial parcial. O seu desenvolvimento está intrinsecamente ligado ao conceito de fluxo entre regiões, ou volumes adjacentes, onde o fluxo de uma grandeza, como massa ou energia, é a quantidade dessa grandeza que atravessa a área de uma fronteira por unidade de tempo (RABELO, 2001). Sobre essas fronteiras, obtêm-se as diferenças entre os fluxos que entram e os que saem do volume de controle, não apresentando assim, problemas de instabilidade ou convergência, por garantir que,

em cada volume discretizado, a propriedade em questão (por exemplo, a massa) obedece à lei da conservação. Na Figura 2.13 é apresentado um volume de controle genérico A e as possíveis direções e sentidos do fluxo, considerando um sistema bidimensional.

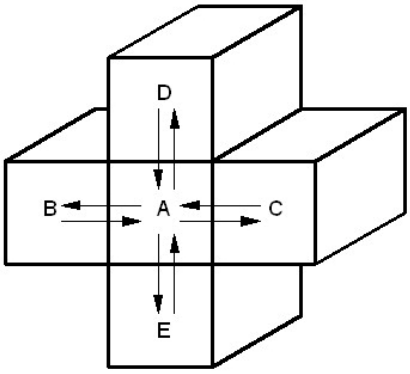

Figura 2.13 – Direções de fluxo entre um volume de controle genérico A e seus vizinhos B, C, D e E, considerando um sistema bidimensional
Fonte: elaboração própria

Assumindo perfis para a variação das variáveis entre pontos nodais, obtêm-se as equações discretizadas. Assim, as equações discretizadas expressam o princípio de conservação da mesma forma que a equação diferencial faz para volumes infinitesimais, garantindo desta forma a conservação integral das grandezas envolvidas. O princípio de conservação de massa é, então, válido para qualquer volume de controle como também para o domínio computacional inteiro e para qualquer número de volumes de controle.

O MVF pode ser usado tanto na transferência de fluxos difusivos como advectivos. O modelo MOHID, descrito em Neves, Chambel-Leitão e Leitão (2000), é um exemplo de solução que usa o MVF como base para discretização espacial e temporal da equação de Richards, resolvendo-a por processos iterativos simples. Em Oliveira e Lima (2003), o MVF foi usado para simular numericamente problemas unidimensionais não lineares de infiltração de água para solos homogêneos não saturados, demonstrando ao final que o esquema utilizado foi satisfatório. Também em Campos (2007), encontra-se uma aplicação do MVF para simular um modelo de infiltração de água e soluto em solo não saturado, mostrando a diversidade de problemas em que o método pode ser utilizado.

2.14 MODELOS DE SIMULAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO

O conhecimento da distribuição de água no volume de solo molhado sob gotejamento é essencial na determinação do quanto irrigar e do momento da irrigação. O uso de modelos para descrever ou estimar a distribuição de água no bulbo molhado pode ser uma boa alternativa na definição do manejo da irrigação, permitindo antecipar resultados de produção para diferentes opções de manejo (COELHO; OR; SOUSA, 1999). Assim, diversos trabalhos surgiram ao longo do tempo, na tentativa de predizer a formação do bulbo molhado nas fases de infiltração e redistribuição de água, em face dos diversos parâmetros envolvidos no processo da irrigação por gotejamento, entre eles, a vazão do gotejador, o tempo de aplicação de água, e as características físicas e hidrodinâmicas do solo.

Wooding (1968) propôs uma solução analítica da equação de escoamento considerando que o fluxo de água através de uma cavidade circular de dimensões fixas seguia o regime permanente. O caráter deste estudo se aproxima da irrigação por gotejamento, já que após a estabilização do charco, pode-se considerar que o fluxo nessa zona de entrada de água é praticamente estacionário.

Brandt et al. (1971) desenvolveram várias considerações teóricas e ferramentas matemáticas para análise da infiltração transiente a partir da irrigação por gotejamento. Consideraram um modelo de fluxo plano envolvendo as coordenadas cartesianas X e Z, ou seja, uma série de gotejadores próximos uns dos outros dispostos ao longo do eixo Y, formando uma faixa molhada de largura variável com o tempo. Consideraram ainda um modelo de fluxo cilíndrico, descrito pelas coordenadas r e Z, utilizado para gotejadores isolados ao longo de uma linha lateral. Os resultados foram comparados com a solução de Wooding (1968). Em Bresler et al. (1971), os resultados destes modelos foram comparados com dados obtidos durante experimentos de campo e de laboratório. Raats (1971) propôs soluções analíticas para os casos de infiltração a partir de pontos de emissão de água enterrados e na superfície do solo, considerando fluxo em regime estacionário e uma simetria axial a partir do ponto de emissão.

Parlange (1972) analisou o caso de infiltração tridimensional de água no solo em regime transiente a partir de cavidades esféricas, usando um sistema de coordenadas esféricas para determinação da posição dos pontos.

Na tentativa de comparar e validar modelos, Ben-Asher, Lomen e Warrick (1978) avaliaram um modelo analítico para fluxo transiente desenvolvido por Warrick (1974), o qual utilizou uma linearização da equação de escoamento através do uso da função exponencial para condutividade hidráulica do solo não saturado, conforme proposto em Gardner (1958). O modelo foi então comparado com a solução numérica apresentada por Brandt et al. (1971). Em Sen et al. (1992), o modelo de Warrick (1974) foi comparado com os perfis de umidade obtidos em laboratório usando colunas de solo com quatro diferentes texturas.

Em seu trabalho, Botrel (1988) utilizou a equação de Darcy-Buckingham em conjunto com a equação da continuidade, sendo a condutividade hidráulica determinada a partir da curva de retenção e da condutividade hidráulica do solo saturado, usando a metodologia descrita por Van Genuchten (1980). O modelo foi testado em condições de campo, apresentando resultados semelhantes aos observados.

Berger (1994) utilizou a equação de Richards que foi resolvida pelo método das diferenças finitas com um esquema implícito, recorrendo a uma linearização explícita e uma ponderação por média aritmética e geométrica para o cálculo da condutividade hidráulica. O modelo simula ainda a extração radicular e a absorção de nitratos pela planta e foi validado a partir de dados de campo. O mesmo método foi usado por Cartagena Bisbe (1995), que apresentou um modelo de simulação da dinâmica da água no solo com a finalidade de servir de ferramenta para o dimensionamento do projeto de irrigação por gotejamento, podendo ou não considerar a extração de água pelas plantas. O modelo baseia-se na discretização de um volume de solo cilíndrico e subseqüente obtenção das umidades do solo a partir das umidades iniciais.

Tabuada e Berger (1998) desenvolveram modelos para simular situações de irrigação por gotejadores isolados, tubos porosos ou perfurados, semelhante à condição de Brandt et al. (1971), e microaspersores, resolvidos através da discretização das equações de escoamento da água no solo, usando um esquema implícito. Os autores consideraram ainda a extração de água pelo sistema radicular.

Em Nogueira (1998), encontra-se uma aplicação da dinâmica da água no solo sob irrigação por gotejamento superficial e subsuperficial para obtenção da forma e dimensões do bulbo molhado, comparando-os com os modelos de Warrick (1974), Ben-Asher, Charach e Zemel (1986) e Schwartzman e Zur (1986).

Coelho e Or (1999) propuseram um modelo semi-analítico para distribuição bidimensional da umidade no bulbo molhado, usando a solução analítica de Warrick (1974) e um modelo paramétrico de extração de água pelas raízes, sendo os resultados obtidos comparados com dados experimentais de uma cultura de milho.

Souza et al. (2001), avaliaram três modelos matemáticos de predição do movimento da água no solo na irrigação por gotejamento. Os modelos foram Schwartman e Zur (1986), Healy e Warrick (1988), e o Hydrus-2D, descrito em Simunek, Sejna e Van Genuchten (1996). Os resultados foram comparados com medições de umidade feitas em colunas de solo usando sondas de TDR.

Vasconcellos e Amorim (2001) utilizaram o método das diferenças finitas para resolver numericamente a equação de Richards, considerando a infiltração de água apenas no sentido vertical. Foram usadas três formas para a solução da equação:

i) base h, usando a capacidade capilar $C(h) = {d\theta}/{dh}$ e a função K (h);

ii) base θ, usando a difusividade $D(\theta) = {K(\theta)}/{C(\theta)}$, o gradiente de umidade e a função K (θ);

iii) forma mista, usando o gradiente de potencial e a função K (θ).

Miranda e Duarte (2002) desenvolveram e avaliaram um modelo unidimensional para determinação da distribuição de água e solutos no solo usando um esquema explícito de discretização, comparando seus resultados com as umidades obtidas a partir de colunas de solo segmentadas. Já Oliveira e Lima (2003), aplicaram o método dos volumes finitos através de um esquema de discretização chamado de Flux-Spline, para resolver problemas de fluxo de água em solo não saturado tanto para o regime permanente quanto para o transiente.

Loyola e Prevedello (2003) apresentaram dois modelos analíticos para estimar o processo de redistribuição de água no solo para a profundidade de interesse, para um dado tempo. O primeiro modelo estima a umidade do solo e o

segundo a densidade de fluxo. Ambos os modelos necessitam como dados de entrada apenas a condutividade hidráulica do solo saturado e os parâmetros de ajuste da equação de Van Genuchten.

A modelagem de Rivera (2004) utilizou uma solução numérica para as equações que regem o movimento de água e transporte de solutos a partir de uma fonte pontual. Estas equações foram resolvidas considerando um sistema de volumes de controle, caracterizado pelas dimensões radial e vertical. A validação do modelo foi feita em laboratório e em uma estufa plástica.

Cook et al. (2006) compararam um modelo analítico de simulação da frente de molhamento para irrigação por gotejamento superficial e subsuperficial, denominado WetUp, descrito em Cook et al. (2003) e Thorburn, Cook e Bristow (2003), com o Hydrus-2D (SIMUNEK; SEJNA; VAN GENUCHTEN, 1996), sendo este último também usado por Fernández-Galvez e Simmonds (2006) para validar dados de campo obtidos a partir de um grid de sensores colocados nas proximidades dos gotejadores, obtendo um padrão tridimensional para a forma do bulbo molhado.

Elmaloglou e Malamos (2007), usaram um modelo em coordenadas cilíndricas para estimar o raio superficial e a profundidade vertical do bulbo molhado, após e durante o processo de aplicação de água na irrigação por gotejamento. O modelo foi validado a partir de dados obtidos para dois tipos de solo: uma areia franca e um solo franco siltoso, prevendo ainda a perda de água por evaporação e extração radicular.

Bhatnagar e Chauhan (2008) desenvolveram um modelo numérico baseado num sistema de coordenadas esferoidal achatada, semelhante ao usado por Philip (1985) para problemas de fluxo permanente. O modelo foi usado para a predição da evolução do raio do disco saturado em função do tempo, para um fluxo em regime transiente, sendo validado a partir de comparação com os resultados experimentais de Taghavi, Marino e Rolston (1984) e o modelo numérico de Bresler (1978).

3 METODOLOGIA

3.1 DESENVOLVIMENTO DO MODELO

O movimento de água no solo a partir da emissão de um gotejador, posicionado em sua superfície, pode ser estudado a partir de uma simulação em computador, através da resolução da equação de escoamento da água em um meio poroso, característica esta intrínseca ao solo. A simulação tem por objetivo reduzir o trabalho de campo na determinação de parâmetros de projeto e de manejo, obtendo a umidade do perfil de solo para cada ponto do volume molhado durante as fases de infiltração e redistribuição.

Sendo o domínio de estudo (região onde está concentrado o bulbo molhado) de dimensões relativamente pequenas, neste trabalho optou-se por usar um método conhecido como método dos volumes finitos (MVF), aplicado sobre uma malha de volumes inteiros ao longo de todo o domínio, ou seja, é a própria malha escolhida que definirá os volumes de controle.

Segundo Maliska (2004), a adoção do procedimento de volumes inteiros facilita a generalização do cálculo quando todos os volumes tiverem as mesmas características, garantindo a conservação para todo o domínio mesmo diante das condições de contorno.

Outro ponto importante é a escolha sobre o comportamento do fluxo de água nas faces do volume de controle durante um intervalo de tempo qualquer. Optou-se, então, pela utilização de uma formulação explícita, na qual os parâmetros necessários ao cálculo do fluxo são determinados no início, para todos os volumes de controle. Neste tipo de formulação, todas as umidades das células vizinhas ao volume de controle considerado são avaliadas no instante anterior e, portanto, já são conhecidas. É então possível explicitar a incógnita da equação em função destas células vizinhas, todas com umidades conhecidas.

Como temos uma equação para cada ponto discreto e em cada uma dessas equações as umidades das células vizinhas são sempre do tempo anterior, a formulação explícita origina um conjunto de equações algébricas que podem ser

resolvidas uma a uma, obtendo-se a umidade em cada ponto do domínio para o novo nível de tempo. Maliska (2004) denomina este esquema de conjunto de equações e não de sistema de equações, pelo fato das equações não serem acopladas, não havendo a necessidade da resolução de sistemas lineares, como acontece nas formulações implícitas.

A equação de Richards foi, então, discretizada e resolvida para cada volume de controle pertencente ao domínio definido, obtendo-se, para cada tempo, a evolução espacial da umidade do solo, e, conseqüentemente, acompanhando a formação do bulbo molhado.

A discretização temporal é a mais delicada nos modelos de circulação de água no solo em regime de não saturação devido a não linearidade das propriedades hidráulicas do solo. Este problema é particularmente importante no caso de regime transiente, onde todos os parâmetros têm que ser recalculados em todos os passos de tempo.

3.2 DEFINIÇÃO DO DOMÍNIO

O domínio D foi, conforme definição do MVF, discretizado em volumes de controle com a forma de pequenos cubos, formando uma malha de elementos contíguos, denominados aqui de células. Cada célula é representada por um nó, definido no centróide do volume de controle. Na Figura 3.1 é apresentado um esquema da definição do domínio e sua discretização em células.

A posição do emissor de água coincide com a origem dos eixos cartesianos X, Y e Z. O eixo Z, perpendicular à superfície do solo, tem direção tomada como positiva no sentido do aumento da profundidade. Os eixos X e Y, posicionados na superfície do solo, representam o comprimento e a largura do volume de controle, respectivamente. Com vistas a reduzir o tempo computacional, o domínio foi reduzido a um quarto do volume total, não trazendo isto nenhum prejuízo à interpretação dos resultados se considerarmos que há uma simetria de distribuição das umidades em relação aos demais quadrantes do domínio.

Cada volume de controle tem então comprimento, largura e altura definidos por Δx, Δy e Δz, respectivamente, obtendo-se uma quantidade fixa de elementos em cada direção. Tem-se, dessa forma, uma matriz de M x N x P elementos, onde M, N e P representam a quantidade de elementos na direções X, Y e Z, respectivamente. O ponto p representa o centróide de cada volume, sendo representativo da umidade em toda a célula.

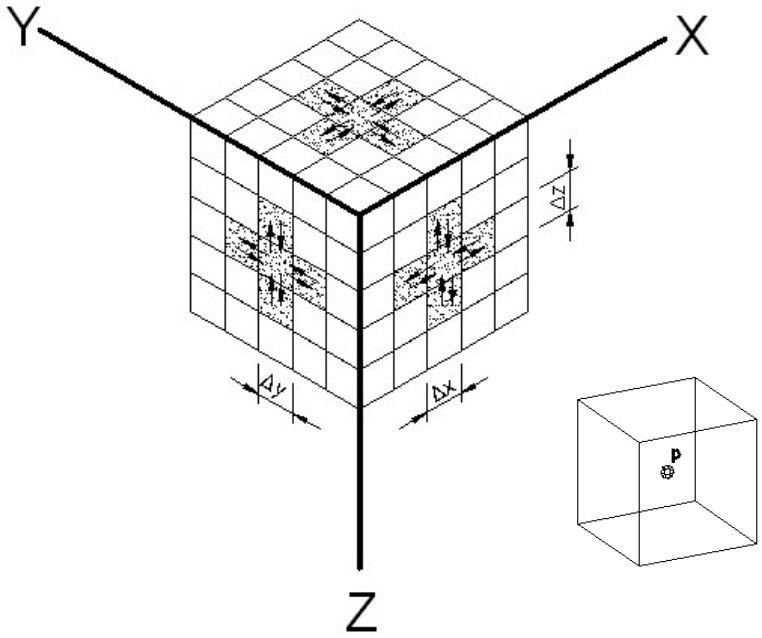

Figura 3.1 – Esquema do domínio dividido em volumes de controle; à direita, o ponto P localizado no centróide de cada volume de controle
Fonte: elaboração própria

3.3 DISCRETIZAÇÃO DO DOMÍNIO

Conforme mostrado na Figura 3.1, o domínio de cálculo foi discretizado, passando agora a ser representado por um conjunto de nós que formam a malha do modelo. Cada célula tem dimensões Δx, Δy e Δz, sendo os valores de condutividade hidráulica, potencial total e umidade, representados em cada célula por uma seqüência de índices i, j, k, relativos às direções X, Y e Z, respectivamente. Assim, $\theta_{i,j,k}$ é a umidade de um nó genérico i (i=0, 1, 2, ..., M-1), j (j=0, 1, 2, ..., N-1) e k (k=0,

1, 2, ..., P-1), onde M, N e P representam o número de células nas respectivas direções (Figura 3.2).

O fluxo de água ocorre entre uma célula do domínio e as suas vizinhas, excetuando-se as células na superfície do solo e nas fronteiras laterais e inferior, que foram tratadas de forma adequada na definição das condições de contorno do domínio, mais adiante.

Da mesma maneira, o tempo também necessitou ser discretizado em intervalos convenientes de forma a se adequar à discretização da equação de escoamento. Para permitir um controle mais adequado do processo durante a utilização do modelo, optou-se por duas formas de escolha do incremento de tempo. Na primeira, o incremento de tempo é fixo e definido no início da simulação. Este valor escolhido deve ser adequado à vazão do gotejador e às dimensões das células.

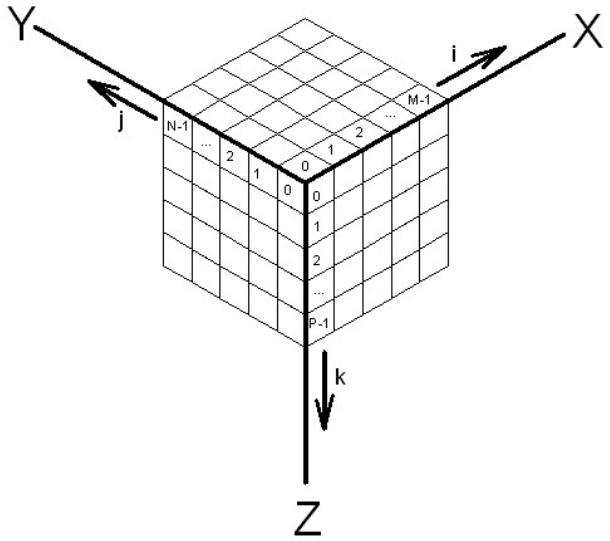

Figura 3.2 – Distribuição dos índices i, j, k nas direções dos eixos X, Y e Z, respectivamente
Fonte: elaboração própria

Na segunda forma, o tempo é variável e escolhe-se apenas o primeiro intervalo. Os incrementos de tempo seguintes são determinados usando uma equação proposta por Zaradny (1978):

$$\Delta t^{i} \leq \frac{FAC \,.\, \Delta x}{q(L,t^{i-1})} \tag{30}$$

onde Δt^{i} é o intervalo de tempo calculado, Δx é o tamanho da célula numa determinada direção (ou a distância entre nós adjacentes) e q é o fluxo ocorrido na célula no instante de tempo anterior.

Embora a equação tenha sido proposta para uma simulação unidimensional, é possível adequá-la para o caso tridimensional, observando o fluxo de água e o intervalo de tempo correspondente para cada direção separadamente. Dessa forma, determina-se Δt para todas as direções de fluxo possível em cada uma das células do domínio, prevalecendo aquele com o menor valor encontrado. Neste caso, Δx na equação (30) seria substituído por Δy ou Δz e q seria o fluxo entre as células vizinhas correspondentes.

O coeficiente FAC corresponde à máxima variação do teor de umidade permitida entre qualquer célula da malha. Pode variar de 0,015 a 0,035 $cm^3\ cm^{-3}$, sendo o menor valor usado para os períodos de movimento rápido (infiltração e início da redistribuição) e o maior valor para períodos de movimento lento, como por exemplo, durante longos períodos de redistribuição.

Esta forma de cálculo do intervalo de tempo permite uma maior adequação do tempo utilizado, podendo, porém, levar a um consumo de tempo computacional maior que na forma de incremento fixo.

3.4 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

Considerando o solo um meio poroso estável, homogêneo e isotrópico, temos que a equação (27) fica:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K(\theta).\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K(\theta).\frac{\partial H}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta).\frac{\partial H}{\partial z}\right) \tag{31}$$

Dada a discretização do domínio em volumes de controle e usando uma célula genérica de coordenadas (i, j, k), a equação (31) toma a seguinte forma:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = K_{MED_x}(\theta).\frac{\Delta H_x}{(\Delta x)^2} + K_{MED_y}(\theta).\frac{\Delta H_y}{(\Delta y)^2} + K_{MED_z}(\theta).\frac{\Delta H_z}{(\Delta z)^2} \quad (32)$$

onde K_{MED_x}, K_{MED_y}e K_{MED_z} são as condutividades hidráulicas médias entre células adjacentes nas direções X, Y e Z, respectivamente. Sua forma de cálculo será mostrada adiante.

3.5 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO

Como condição inicial optou-se por considerar duas situações para o perfil hídrico inicial. Na primeira, o solo apresenta umidade volumétrica ou potencial matricial constante ao longo de todo o domínio. Na outra condição, o perfil hídrico inicial é resultante de uma irrigação anterior, após as fases de infiltração e redistribuição. Neste caso, cada célula do domínio tem seu próprio valor de umidade, aproximando o perfil de solo de uma situação mais realista.

Para a primeira situação temos:

$$\theta(i, j, k) = \theta_0; \quad t=0; \; 0 \le i \le M-1; \; 0 \le j \le N-1; \; 0 \le k \le P-1 \quad (33)$$

Para a segunda situação temos:

$$\theta(i, j, k) = \theta_0(i, j, k); \quad t>0; \; 0 \le i \le M-1; \; 0 \le j \le N-1; \; 0 \le k \le P-1 \quad (34)$$

onde θ_0 é a umidade inicial do solo em cada célula. O tempo t com valor superior a zero, na equação (34), indica que a umidade inicial é proveniente de uma irrigação anterior e, portanto, não devendo ser tratado, para fins práticos, como o instante inicial.

Em relação às condições de contorno, o domínio é um prisma retangular de seis faces, os quais constituem as suas fronteiras, conforme apresentado na Figura 3.3. Considerou-se, dessa forma, um sistema de coordenadas cartesianas no qual foram estabelecidas as direções de fluxo X, Y e Z.

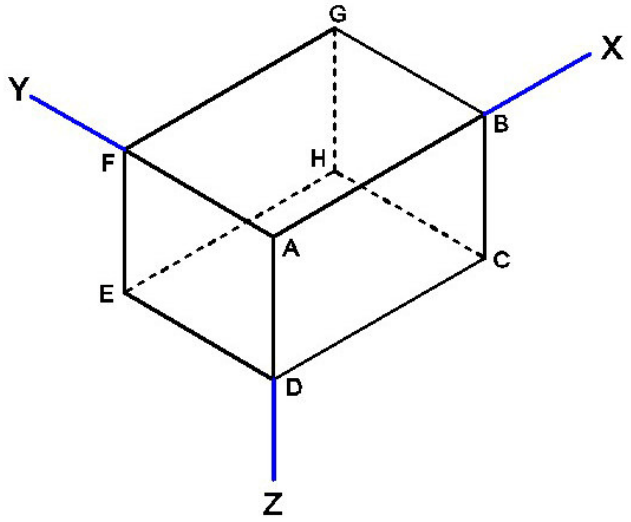

Figura 3.3 – Prisma retangular mostrando as fronteiras do domínio reduzido, considerando-se o gotejador posicionado no ponto A
Fonte: elaboração própria

Dessa forma, temos as seguintes condições de contorno:

a) Fronteira ABCD

Por se tratar de uma fronteira do domínio onde suas células vizinhas no sentido negativo do eixo Y pertencem a um dos quadrantes do volume de solo total, dada a simetria, estabelece-se, então, uma condição de fluxo nulo.

$$q_{y-} = K_{MED_y} \cdot \frac{\Delta H_y}{\Delta y} = 0; \quad t \geq 0;\ 0 \leq i \leq M-1;\ j=0;\ 0 \leq k \leq P-1 \qquad (35)$$

onde q_{y-} é o fluxo de água no sentido negativo do eixo Y.

b) Fronteira ADEF

Condição semelhante à anterior, onde as células vizinhas no sentido negativo do eixo X pertencem a um dos quadrantes do volume de solo total, estabelecendo-se, também, uma condição de fluxo nulo.

$$q_{x-} = K_{MED_x} \cdot \frac{\Delta H_x}{\Delta x} = 0; \quad t \geq 0;\ i=0;\ 0 \leq j \leq N-1;\ 0 \leq k \leq P-1 \tag{36}$$

onde q_{x-} é o fluxo de água no sentido negativo do eixo X.

c) Fronteira EFGH

Considerando que as dimensões do domínio são definidas de tal forma que a frente de umedecimento não atinja esta fronteira, temos aqui, também, uma condição de fluxo nulo.

$$\theta(i, j, k) = \theta_0; \quad t \geq 0;\ 0 \leq i \leq M-1;\ j=N-1;\ 0 \leq k \leq P-1 \tag{37}$$

Ou, de outra forma,

$$q_{y+} = K_{MED_y} \cdot \frac{\Delta H_y}{\Delta y} = 0; \quad t \geq 0;\ 0 \leq i \leq M-1;\ j=N-1;\ 0 \leq k \leq P-1 \tag{38}$$

onde q_{y+} é o fluxo de água no sentido positivo do eixo Y.

d) Fronteira BCHG

Condição semelhante à anterior, resultando, novamente, em uma condição de fluxo nulo.

$$\theta(i, j, k) = \theta_0; \quad t \geq 0;\ i=M-1;\ 0 \leq j \leq N-1;\ 0 \leq k \leq P-1 \tag{39}$$

Ou, de outra forma,

$$q_{x+} = K_{MED_x} \cdot \frac{\Delta H_x}{\Delta x} = 0; \quad t \geq 0;\ i=M-1;\ 0 \leq j \leq N-1;\ 0 \leq k \leq P-1 \tag{40}$$

onde q_{x+} é o fluxo de água no sentido positivo do eixo X.

e) Fronteira CDEH

Condição semelhante à anterior, resultando novamente em uma condição de fluxo nulo.

$$\theta(i, j, k) = \theta_0; \quad t \geq 0;\ 0 \leq i \leq M-1;\ 0 \leq j \leq N-1;\ k=P-1 \tag{41}$$

Ou, de outra forma,

$$q_{z+} = K_{MED_z} \cdot \frac{\Delta H_z}{\Delta z} = 0; \quad t \geq 0;\ 0 \leq i \leq M-1;\ 0 \leq j \leq N-1;\ k=P-1 \tag{42}$$

onde q_{z+} é o fluxo de água no sentido positivo do eixo Z.

f) Fronteira AFGB

Nesta fronteira, temos duas situações que ocorrem em momentos distintos: a infiltração de água e a redistribuição.

Ao término da fase de infiltração, ou seja, durante a redistribuição, considerando não haver acúmulo de água na superfície do solo e desprezando o efeito evaporativo, tem-se, então, uma condição de fluxo nulo.

$$q_{z+} = K_{MED_z} \cdot \frac{\Delta H_z}{\Delta z} = 0; \quad t > 0;\ 0 \leq i \leq M-1;\ 0 \leq j \leq N-1;\ k=0 \tag{43}$$

Durante a infiltração, temos que, inicialmente, toda a água fornecida pelo gotejador adentra no solo através da célula i=0, j=0, k=0. Com o passar do tempo, esta célula alcança a condição de saturação, podendo-se concluir que sobre ela formou-se um zona de empoçamento, já que a taxa de infiltração torna-se inferior à vazão do emissor. Dessa forma, também as células vizinhas tenderão à condição de saturação, aumentando, conseqüentemente e continuamente, a área do disco saturado, porção da fronteira por onde se infiltra grande parte da água do emissor. Este processo continua até que o raio do disco saturado se estabilize.

A infiltração de água nessa fronteira acontece pelo disco saturado, formando-se em sua volta uma região denominada de área superficial molhada, conforme apresentado por Souza et al. (2006).

Portanto, durante a infiltração e fora da área superficial molhada, temos uma condição semelhante à que se dá na fase de redistribuição, apresentada anteriormente pela equação (43).

Na zona saturada temos a seguinte condição:

$$\theta(i, j, k) = \theta_s; \quad t>0;\ 0 \leq i \leq R_{sat};\ 0 \leq j \leq R_{sat};\ k=0 \tag{44}$$

onde θ_s é a umidade volumétrica do solo no estado de saturação e R_{sat} é o raio do disco saturado no intervalo de tempo considerado, tendo em vista que a área saturada é crescente até o momento da sua estabilização.

Para determinar a vazão que penetra no solo através do disco saturado, recorreu-se à forma usada por Ragab, Feyen e Hillel (1984), que permite calcular o gradiente hidráulico à superfície do solo, conhecendo-se o potencial matricial no primeiro e segundo níveis de células do domínio considerado.

$$Q_{sat} = K_s \cdot \left(\frac{h_{i,j,1} - h_{i,j,0}}{\Delta z} + 1 \right) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \tag{45}$$

onde Q_{sat} é a vazão que penetra no solo através de cada célula do disco saturado; K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado; $h_{i,j,0}$ e $h_{i,j,1}$ são os potenciais matriciais das células localizadas, respectivamente, à superfície e imediatamente abaixo dela. Compreende-se que, à medida que estas células tendem à saturação, o gradiente torna-se nulo e, portanto, o fluxo e Q_{sat} tendem a um valor mínimo e estável até o final da infiltração.

A vazão que penetra no solo por toda a zona saturada é dada por:

$$Q_{DS} = Q_{sat} \cdot N_{sat} \tag{46}$$

onde Q_{DS} é a vazão que infiltra no solo através do disco saturado; N_{sat} é o número de células saturadas à superfície do solo.

Até a estabilização do disco saturado, e dada a discretização do domínio, pode acontecer, no entanto, que nem toda a água se infiltre através da zona saturada, ocorrendo que parte da vazão lançada pelo gotejador venha a infiltrar-se na área superficial molhada. Assim, temos que:

$$Q_{ASM} = \frac{1}{4} \cdot Q_e - Q_{DS} \tag{47}$$

onde Q_{ASM} é a vazão infiltrada através da área superficial molhada e Q_e é a vazão do emissor. A redução da vazão do gotejador a um quarto da vazão total deve-se ao fato do domínio estar limitado a um único quadrante do volume de solo total. Uma consideração semelhante foi usada por Brandt et al. (1971).

Com base no número de células saturadas à superfície do solo, contadas numa determinada direção a partir do ponto i=0, j=0, k=0, montou-se um esquema de cálculo com vistas a determinar o valor aproximado do raio saturado e o respectivo tempo de sua estabilização, bem como os raios e tempos intermediários relativos à sua evolução espacial. A precisão destes resultados está condicionada às dimensões das células adotadas na simulação.

3.6 VAZÃO ENTRE CÉLULAS

A vazão entre células vizinhas, de uma forma geral, dá-se por:

$$Q = q \cdot A \tag{48}$$

onde Q é a vazão entre células; q é a densidade de fluxo; e A é a área disponível ao fluxo entre células vizinhas.

Discretizando a equação (25) e substituindo-a na equação (48), temos:

$$Q = K(\theta) \cdot \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot A \tag{49}$$

onde ΔL é a distância entre células.

Considerando, então, a discretização do domínio, as vazões entre uma célula genérica i, j, k e suas vizinhas são dadas por:

$$Q^{i,j,k}_{i+1,j,k} = K^{i,j,k}_{i+1,j,k} \cdot \frac{H_{i,j,k} - H_{i+1,j,k}}{\Delta x} \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad (50)$$

$$Q^{i,j,k}_{i-1,j,k} = K^{i,j,k}_{i-1,j,k} \cdot \frac{H_{i,j,k} - H_{i-1,j,k}}{\Delta x} \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad (51)$$

$$Q^{i,j,k}_{i,j+1,k} = K^{i,j,k}_{i,j+1,k} \cdot \frac{H_{i,j,k} - H_{i,j+1,k}}{\Delta y} \cdot \Delta x \cdot \Delta z \quad (52)$$

$$Q^{i,j,k}_{i,j-1,k} = K^{i,j,k}_{i,j-1,k} \cdot \frac{H_{i,j,k} - H_{i,j-1,k}}{\Delta y} \cdot \Delta x \cdot \Delta z \quad (53)$$

$$Q^{i,j,k}_{i,j,k+1} = K^{i,j,k}_{i,j,k+1} \cdot \frac{H_{i,j,k} - H_{i,j,k+1}}{\Delta z} \cdot \Delta x \cdot \Delta y \quad (54)$$

$$Q^{i,j,k}_{i,j,k-1} = K^{i,j,k}_{i,j,k-1} \cdot \frac{H_{i,j,k} - H_{i,j,k-1}}{\Delta z} \cdot \Delta x \cdot \Delta y \quad (55)$$

onde os sobrescritos e subscritos colocados após a vazão do gotejador Q e da condutividade hidráulica K, representam, respectivamente, a posição da célula considerada e da sua vizinha. Logo, $Q^{i,j,k}_{i,j,k+1}$ representa a vazão transportada entre a célula i, j, k e a célula i, j, k+1, posicionada logo abaixo dela.

Nas equações acima, a condutividade hidráulica é um valor médio entre as condutividades hidráulicas das células consideradas. O potencial hidráulico, H, foi obtido conforme a equação (11), sendo o potencial gravitacional, z, tomado a partir da superfície do solo e usando como ponto de referência o centro da célula considerada.

O potencial matricial foi, então, determinado a partir dos parâmetros de ajuste da curva de retenção apresentados por Van Genuchten (1980), em função da umidade volumétrica para o tempo considerado:

$$h = \frac{\left[\dfrac{1}{\left(\dfrac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/m}} - 1\right]^{1/n}}{\alpha} \tag{56}$$

3.7 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

A condutividade hidráulica K(θ) foi determinada usando o modelo de Van Genuchten (1980), dada por:

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/2} \cdot \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/m}\right)^{m}\right]^2 \tag{57}$$

Como a condutividade hidráulica é uma função dependente da umidade do solo que, por sua vez, é uma função do tempo, cada célula do domínio tem valores de umidade e de condutividade hidráulica diferentes umas das outras. Dessa forma, a condutividade hidráulica média destas células seria o valor mais adequado na determinação da vazão em trânsito.

Neste trabalho, optou-se por usar duas formas de cálculo para a condutividade hidráulica média: média aritmética e média ponderada, adotando-se como peso para a ponderação, as umidades volumétricas das células. Vale salientar a importância deste valor médio, principalmente na vizinhança da frente de molhamento, onde a variação da condutividade hidráulica entre células vizinhas resulta em um valor muito elevado.

Considerando a condutividade hidráulica entre uma célula genérica i, j, k e suas vizinhas, temos para a média aritmética:

$$K_{i+1,j,k}^{i,j,k} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i+1,j,k}}{2} \tag{58}$$

$$K^{i,j,k}_{i-1,j,k} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i-1,j,k}}{2} \tag{59}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j+1,k} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i,j+1,k}}{2} \tag{60}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j-1,k} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i,j-1,k}}{2} \tag{61}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j,k+1} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i,j,k+1}}{2} \tag{62}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j,k-1} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i,j,k-1}}{2} \tag{63}$$

Para a média ponderada temos:

$$K^{i,j,k}_{i+1,j,k} = \frac{K_{i,j,k} \cdot \theta_{i,j,k} + K_{i+1,j,k} \cdot \theta_{i+1,j,k}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i+1,j,k}} \tag{64}$$

$$K^{i,j,k}_{i-1,j,k} = \frac{K_{i,j,k} \cdot \theta_{i,j,k} + K_{i-1,j,k} \cdot \theta_{i-1,j,k}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i-1,j,k}} \tag{65}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j+1,k} = \frac{K_{i,j,k} \cdot \theta_{i,j,k} + K_{i,j+1,k} \cdot \theta_{i,j+1,k}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i,j+1,k}} \tag{66}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j-1,k} = \frac{K_{i,j,k} \cdot \theta_{i,j,k} + K_{i,j-1,k} \cdot \theta_{i,j-1,k}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i,j-1,k}} \tag{67}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j,k+1} = \frac{K_{i,j,k} \cdot \theta_{i,j,k} + K_{i,j,k+1} \cdot \theta_{i,j,k+1}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i,j,k+1}} \tag{68}$$

$$K^{i,j,k}_{i,j,k-1} = \frac{K_{i,j,k} \cdot \theta_{i,j,k} + K_{i,j,k-1} \cdot \theta_{i,j,k-1}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i,j,k-1}} \tag{69}$$

3.8 VAZÃO RESULTANTE

A vazão resultante (ΔQ) em cada célula foi obtida pelo somatório das vazões que entram e que saem, representando o resultado das interações entre uma célula genérica i, j, k e suas células vizinhas.

$$\Delta Q_{i,j,k} = Q^{i,j,k}_{i+1,j,k} + Q^{i,j,k}_{i-1,j,k} + Q^{i,j,k}_{i,j+1,k} + Q^{i,j,k}_{i,j-1,k} + Q^{i,j,k}_{i,j,k+1} + Q^{i,j,k}_{i,j,k-1} \quad (70)$$

O valor da vazão resultante pode ser positivo ou negativo, conforme a célula em questão esteja ganhando ou perdendo água, respectivamente. Pode ainda ser nulo, caso em que a célula está em equilíbrio dinâmico com suas vizinhas, ou quando não há fluxo.

Conforme a posição da célula no domínio, algumas das parcelas que compõem a vazão resultante podem não existir. Dessa forma, observadas as condições de contorno já definidas, a vazão resultante foi calculada, conforme apresentado na Tabela 3.1. Na coluna referente à vazão do emissor (Q_e), o símbolo Δ indica que estas células podem ou não receber água proveniente do gotejador, dependendo da dimensão do raio saturado no intervalo de tempo considerado.

Tabela 3.1 – Parcelas da vazão resultante em função da posição da célula no domínio

Células	Q_e	$Q_{i+1,j,k}^{i,j,k}$	$Q_{i-1,j,k}^{i,j,k}$	$Q_{i,j+1,k}^{i,j,k}$	$Q_{i,j-1,k}^{i,j,k}$	$Q_{i,j,k+1}^{i,j,k}$	$Q_{i,j,k-1}^{i,j,k}$
i=0; j=0; k=0	x	x		x		x	
0<i<M-1; j=0; k=0	Δ	x	x	x		x	
i=M-1; j=0; k=0			x	x		x	
i=0; 0<j<N-1; k=0	Δ	x		x	x	x	
i=0; j=N-1; k=0		x			x	x	
0<i<M-1; j=N-1; k=0		x	x		x	x	
i=M-1; j=N-1; k=0			x		x	x	
i=M-1; 0<j<N-1; k=0			x	x	x	x	
0<i<M-1; 0<j<N-1; k=0	Δ	x	x	x	x	x	
i=0; j=0; 0<k<P-1		x		x		x	x
0<i<M-1; j=0; 0<k<P-1		x	x	x		x	x
i=M-1; j=0; 0<k<P-1			x	x		x	x
i=0; 0<j<N-1; 0<k<P-1		x		x	x	x	x
i=0; j=N-1; 0<k<P-1		x			x	x	x
0<i<M-1; j=N-1; 0<k<P-1		x	x		x	x	x
i=M-1; j=N-1; 0<k<P-1			x		x	x	x
i=M-1; 0<j<N-1; 0<k<P-1			x	x	x	x	x
0<i<M-1; 0<j<N-1; 0<k<P-1		x	x	x	x	x	x
i=0; j=0; k=P-1		x		x			x
0<i<M-1; j=0; k=P-1		x	x	x			x
i=M-1; j=0; k=P-1			x	x			x
i=0; 0<j<N-1; k=P-1		x		x	x		x
i=0; j=N-1; k=P-1		x			x		x
0<i<M-1; j=N-1; k=P-1		x	x		x		x
i=M-1; j=N-1; k=P-1			x		x		x
i=M-1; 0<j<N-1; k=P-1			x	x	x		x
0<i<M-1; 0<j<N-1; k=P-1		x	x	x	x		x

Fonte: elaboração própria

3.9 UMIDADE FINAL

Considerando a equação (32), temos, para uma célula genérica i, j, k do domínio considerado e para um intervalo de tempo qualquer, a seguinte representação:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta q}{\Delta L} = \frac{\Delta Q}{A \,.\, \Delta L} = \frac{\Delta Q}{V} \tag{71}$$

onde $\Delta\theta$ é a variação de umidade na célula; Δt é o intervalo de tempo considerado; Δq representa o fluxo resultante para uma dada célula; ΔL é a coordenada de posição; A é a área disponível ao fluxo; V é o volume de solo (no caso, o volume de cada célula).

Logo, a variação de umidade foi obtida por:

$$\Delta\theta_{i,j,k} = \frac{\Delta Q_{i,j,k}}{V_{i,j,k}} \,.\, \Delta t \tag{72}$$

sendo:

$$V_{i,j,k} = \Delta x \,.\, \Delta y \,.\, \Delta z \tag{73}$$

A umidade final da célula foi calculada por:

$$\theta^{t+\Delta t}_{i,j,k} = \theta^{t}_{i,j,k} + \Delta\theta_{i,j,k} \tag{74}$$

onde os índices t e $t+\Delta t$ representam, respectivamente, o tempo atual e o tempo seguinte.

3.10 SOBREPOSIÇÃO DE BULBOS

Para a situação em que os bulbos molhados podem vir a se encontrar, foi usada uma forma de cálculo semelhante à do bulbo isolado, fazendo-se as devidas adaptações nas condições de contorno da fronteira onde acontece a sobreposição.

Neste caso, considerou-se que a linha lateral encontra-se na direção do eixo X e que os gotejadores estão igualmente espaçados, conforme mostrado na Figura 3.4. A linha de encontro dos bulbos coincide com a fronteira BCHG, anteriormente definida, que tem sua nova condição de contorno dada, simplesmente, por:

$$q_{x+} = K_{MED_x} \cdot \frac{\Delta H_x}{\Delta x} = 0; \quad t>0;\ i=M-1;\ 0 \le j \le N-1;\ 0 \le k \le P-1 \qquad (75)$$

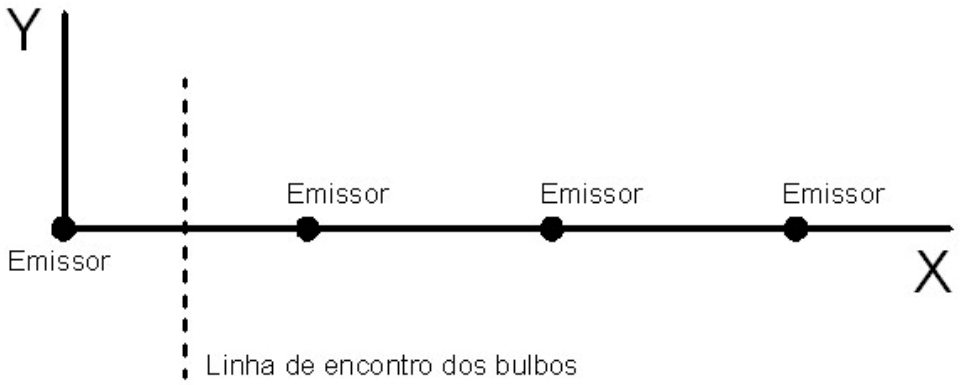

Figura 3.4 – Vista em planta da linha lateral de gotejadores distribuídos ao longo do eixo X
Fonte: elaboração própria

Todas as demais condições de fronteira mantiveram-se inalteradas.

Conhecido o espaçamento entre os gotejadores, a linha de encontro dos bulbos está a meio caminho entre eles. Dessa forma, quando a frente de molhamento atinge esta linha de encontro, temos um movimento de água, preponderantemente, nas direções Y e Z, dada às condições de simetria do perfil de solo em torno dos emissores, formando, então, uma faixa úmida ao longo da linha lateral.

Como forma de subsidiar o projeto e/ou o manejo de irrigação, foi computado o tempo em que se iniciou a sobreposição, bem como os tempos seguintes relativos à formação da faixa molhada.

3.11 CONSERVAÇÃO DE MASSA

Um balanço de volume foi realizado com o propósito de validar o modelo em termos do princípio de conservação de massa, comparando-se o volume de água armazenado no solo antes e após a aplicação de água pelo gotejador. Vale salientar que o efeito evaporativo não foi aqui considerado. Dessa forma, determinou-se os seguintes volumes:

$$V_{emis} = Q_e \cdot t \tag{76}$$

No caso de umidade inicial constante em todo o domínio, temos:

$$V_{ini} = \theta_0 \cdot V_{i,j,k} \cdot M \cdot N \cdot P \tag{77}$$

Se a umidade inicial é dada por uma matriz de umidades, anteriormente simulada, temos:

$$V_{ini} = V_{i,\,j,\,k} \cdot \sum_{\substack{i=0\\ j=0\\ k=0}}^{\substack{i=M-1\\ j=N-1\\ k=P-1}} \theta_{0_{i,\,j,\,k}} \tag{78}$$

Para o volume final armazenado, temos:

$$V_{fin}=V_{i,j,k} \cdot \sum_{\substack{i=0\\j=0\\k=0}}^{\substack{i=M-1\\j=N-1\\k=P-1}} \theta_{i,j,k} \qquad (79)$$

onde V_{emis} é a volume de água fornecido pelo gotejador; t é o tempo de aplicação de água; V_{ini} e V_{fin} são, respectivamente, os volumes de água inicial e após a irrigação armazenados no volume de solo; θ_0 é umidade inicial do solo; $V_{i,j,k}$ é o volume de solo representado por uma célula; M, N e P representam a quantidade de elementos nas direções X, Y e Z, respectivamente.

A conservação de massa pode ser verificada calculando-se o valor do erro de conservação de massa do modelo (e_{CM}), decorrente da simulação realizada pelo programa computacional, utilizando-se a seguinte expressão:

$$e_{CM}= V_{emis}-(V_{fin}-V_{ini}) \qquad (80)$$

onde e_{CM} deve ser igual ou muito próximo de zero.

Em termos percentuais, o valor de e_{CM} é dado por:

$$e_{CM}= \frac{V_{emis} - (V_{fin} - V_{ini})}{V_{emis}} .100 \qquad (81)$$

3.12 PROGRAMA COMPUTACIONAL

Baseado na formulação matemática proposta, elaborou-se um programa computacional denominado PSIGS (Programa de Simulação da Irrigação por Gotejamento Superficial), para simular o processo de movimento de água no solo após sua aplicação pelo método de irrigação por gotejamento. Utilizou-se a

linguagem de programação Visual Basic, que é parte integrante do pacote Microsoft® Visual Studio® 2005, produzido pela empresa Microsoft.

Optou-se por esta linguagem por ela possuir um ambiente de desenvolvimento integrado totalmente gráfico, ser orientada a objetos, permitir facilidade na manipulação de matrizes e acesso a banco de dados, e principalmente, por possibilitar a criação de arquivos executáveis em qualquer computador pessoal, através de um pacote de instalação.

A simulação inicia-se com a aplicação de água por determinado período de tempo, podendo prolongar-se pelo tempo de redistribuição desejado. São permitidas até quatro aplicações de água intercaladas por intervalos de tempo de redistribuição predefinidos. Tanto a vazão do gotejador quanto o tempo de aplicação podem assumir valores distintos para cada irrigação planejada. O mesmo acontece com o tempo de redistribuição entre irrigações.

É possível, ainda, armazenar em disco os resultados parciais e finais da simulação. Para isso, o programa permite definir os intervalos de tempo entre gravações. Os dados são gravados em tabelas de um banco de dados criado a partir do SQL Server®. Estas tabelas, além de conterem todos os dados de entrada do modelo, guardam, ainda, para cada célula do domínio considerado, o tempo de gravação, sua posição, condutividade hidráulica, potencial matricial e potencial total.

Os dados de entrada do modelo são:

a) umidade inicial ou potencial matricial inicial;

b) umidade à saturação;

c) umidade residual;

d) condutividade hidráulica do solo saturado;

e) parâmetros de ajuste da equação de Van Genuchten;

f) vazão do gotejador;

g) tempo de aplicação de água;

h) tempo de simulação;

i) dimensões do domínio de cálculo;

j) dimensões do volume de controle (célula);

k) incremento de tempo inicial;

l) espaçamento entre emissores;

m) intervalo de tempo entre gravações.

Os dados de saída são:

a) banco de dados com informações relativas à umidade, condutividade hidráulica, e potencial matricial e total, para cada tempo desejado, para todas as células do domínio. Também são armazenadas todas as informações de entrada, permitindo que novas simulações sejam rapidamente iniciadas;

b) relatório contendo todas as informações do item anterior, que poderão ser simplesmente visualizadas ou enviadas para uma impressora;

c) visualização gráfica do perfil de umidade, através de suas isolinhas, para qualquer tempo desejado. Pode-se, também, visualizar um gráfico de avanço da umidade para qualquer profundidade desejada;

d) arquivos de texto no padrão ASCII, que podem ser lidos pela maioria dos programas geradores de gráficos. Isto permite, por exemplo, a construção dos perfis de umidade em outro ambiente de desenvolvimento mais apropriado. Em um dos arquivos são gravadas informações para a visualização do perfil ao longo do plano formado pelos eixos XZ; em outro, informações mostrando a evolução das isolinhas de umidade à superfície do solo;

e) relatório com informações relativas ao balanço de volume e a evolução do raio saturado. Apresenta, ainda, o andamento da faixa molhada no caso de considerada a sobreposição de bulbos molhados.

A estrutura geral do programa, mostrada na Figura 3.5, apresenta a forma desenvolvida para a resolução do modelo.

O programa dispõe de quatro telas para entrada de dados. Na primeira tela, mostrada na Figura 3.6, informa-se os valores iniciais de umidade ou potencial matricial, umidade residual e à saturação, condutividade hidráulica do solo saturado e os parâmetros de ajuste da equação de Van Genuchten (1980). Na segunda tela, mostrada na Figura 3.7, informa-se a taxa de aplicação de água e os tempos de aplicação e de simulação. Na terceira tela, mostrada na Figura 3.8, informa-se as dimensões da malha e das células, forma de cálculo da condutividade hidráulica e o incremento de tempo. Na quarta tela, mostrada na Figura 3.9, informa-se o tempo de gravação dos resultados no banco de dados e o espaçamento entre emissores caso seja considerada a possibilidade de sobreposição entre os bulbos molhados.

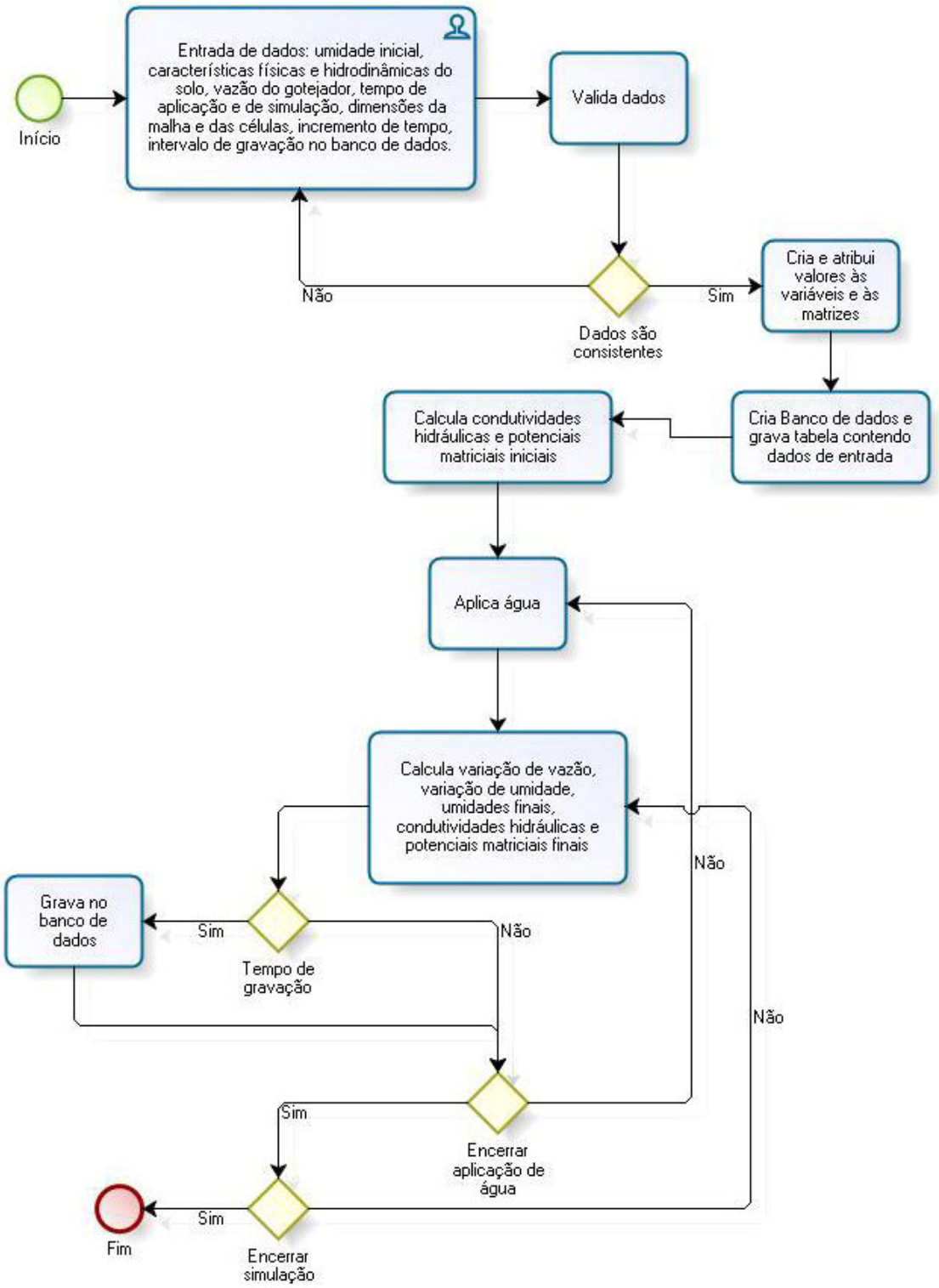

Figura 3.5 – Estrutura geral do programa computacional referente ao modelo desenvolvido
Fonte: elaboração própria

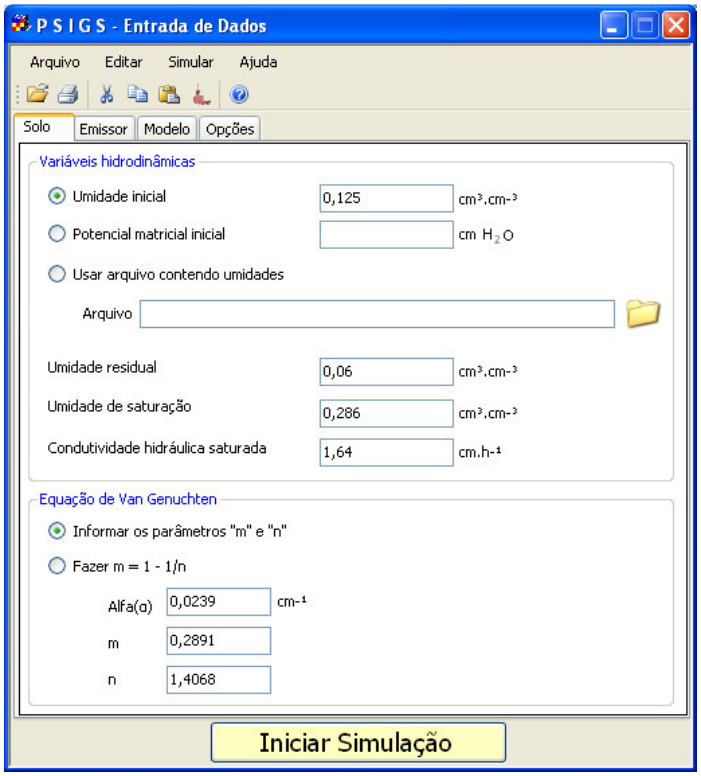

Figura 3.6 – Tela de entrada de dados referente às propriedades do solo

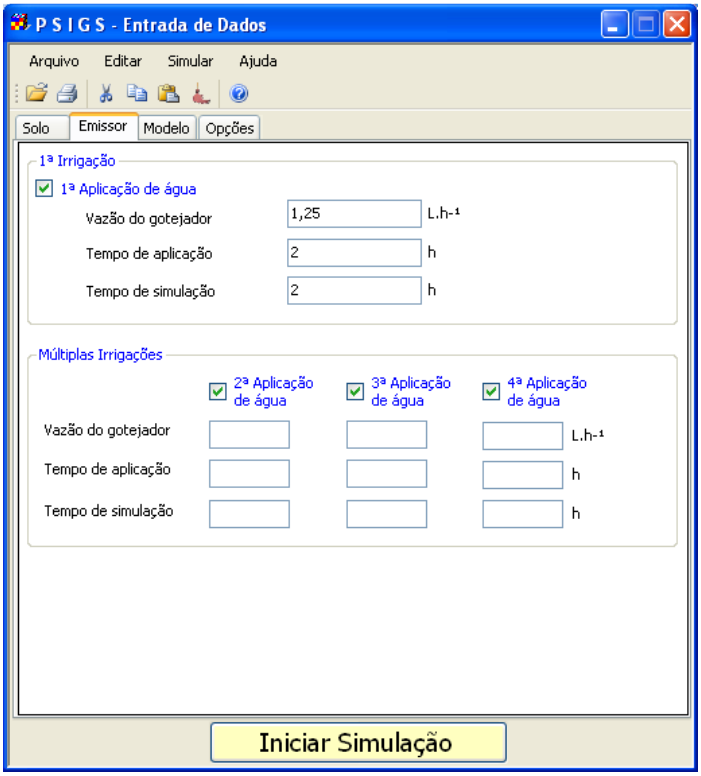

Figura 3.7 – Tela de entrada de dados referente às características do emissor

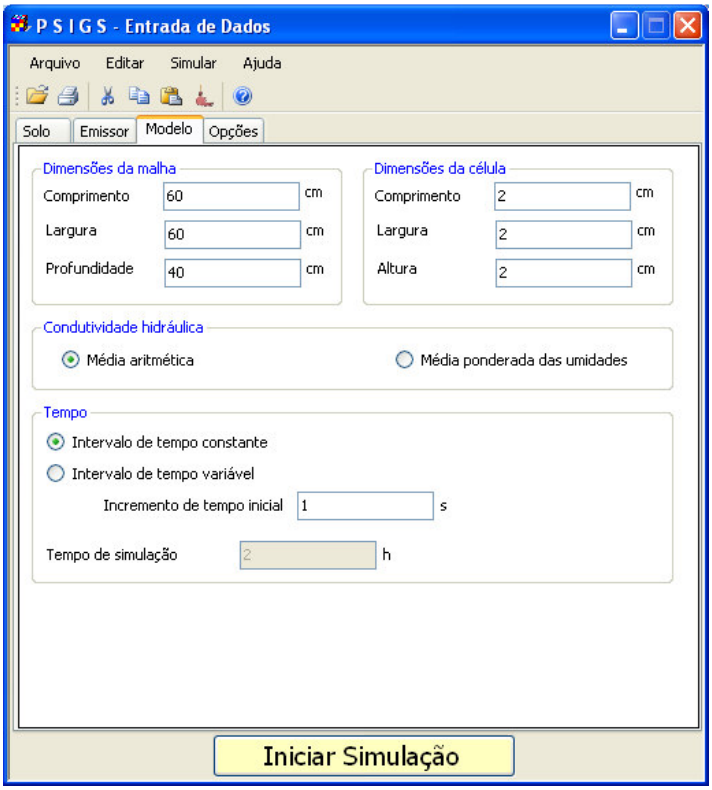

Figura 3.8 – Tela de entrada de dados referente às características do modelo

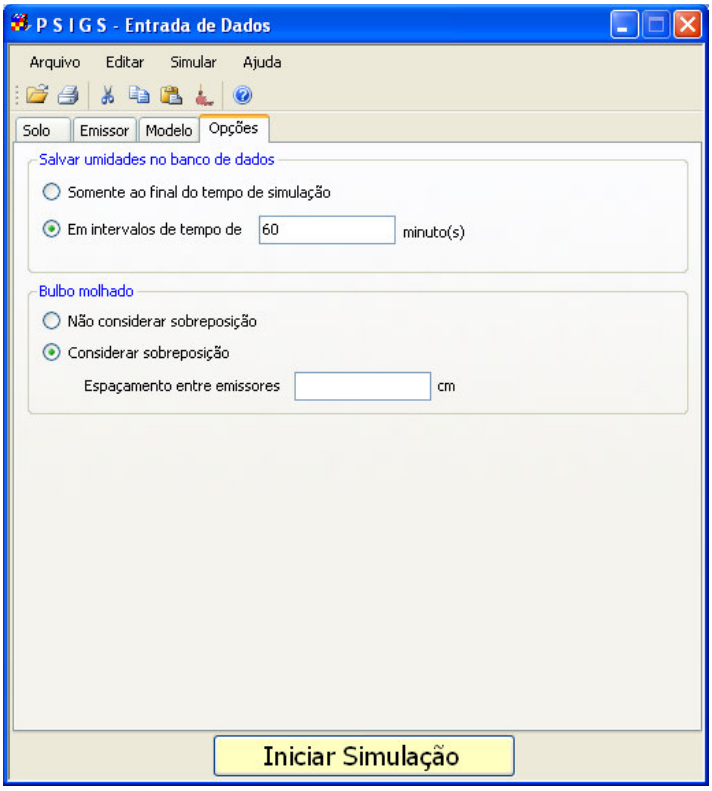

Figura 3.9 – Tela de entrada de dados referente a outras opções

Na Figura 3.10 apresenta-se uma tela de visualização dos resultados, onde se mostra para cada tempo gravado e para cada posição de coordenadas X, Y e Z, o valor da umidade, da condutividade hidráulica, do potencial matricial e do potencial total do solo.

Resultados de d:\arquivos salvos\projeto mestrado\soloteste.mdf

Tempo(s)	Posição X(cm)	Posição Y(cm)	Posição Z(cm)	Umidade (cm3/cm3)	Cond Hid (cm/h)	Pot Mat (cm H2O)	Pot Tot (cm H2O)
3600	1,0	1,0	1,0	0,56200	16,18000	0,00000	1,00000
3600	3,0	1,0	1,0	0,55826	14,91667	2,64592	3,64592
3600	5,0	1,0	1,0	0,53908	11,47912	4,22813	5,22813
3600	7,0	1,0	1,0	0,47100	5,14364	6,33763	7,33763
3600	9,0	1,0	1,0	0,39678	1,93265	7,99417	8,99417
3600	11,0	1,0	1,0	0,33468	0,68103	9,51535	10,51535
3600	13,0	1,0	1,0	0,28667	0,23071	11,05356	12,05356
3600	15,0	1,0	1,0	0,25072	0,07520	12,70513	13,70513
3600	17,0	1,0	1,0	0,23330	0,03661	13,82650	14,82650
3600	19,0	1,0	1,0	0,22988	0,03113	14,08718	15,08718
3600	21,0	1,0	1,0	0,22949	0,03055	14,11806	15,11806
3600	23,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12094	15,12094
3600	25,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12117	15,12117
3600	27,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	29,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	31,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	33,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	35,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	37,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	39,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	41,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	43,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	45,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	47,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119

Figura 3.10 – Tela de visualização dos resultados da simulação

Na Figura 3.11 apresenta-se um relatório contendo os resultados obtidos após a simulação. As informações apresentadas são as mesmas contidas na tela de visualização de resultados, conforme Figura 3.10. Este relatório, no entanto, além de poder ser impresso ou exportado, apresenta também todos os dados de entrada no programa.

P S I G S - Simulação da Irrigação por Gotejamento

Relatório extraído de d:\arquivos salvos\projeto mestrado\soloteste.mdf

Umid. Inicial: 0,25	Pot. Mat. Inicial: 12,74595551		
Umid. Inicial proveniente de:	xxx		
Umid. Residual: 0,164	Umid. Saturação: 0,562	Cond. Hid. Satur.: 16,18	
Alfa(cm-1): 0,1265	m: 0,749360870219059	n: 3,9898	
Vazão(L/h): 3	Tempo Aplicação(h): 2	Tempo Simulação(h): 2	(1ª aplicação)
Vazão(L/h): xxx	Tempo Aplicação(h): xxx	Tempo Simulação(h): xxx	(2ª aplicação)
Vazão(L/h): xxx	Tempo Aplicação(h): xxx	Tempo Simulação(h): xxx	(3ª aplicação)
Vazão(L/h): xxx	Tempo Aplicação(h): xxx	Tempo Simulação(h): xxx	(4ª aplicação)
Malha X(cm): 100	Malha Y(cm): 100	Malha Z(cm): 80	
Célula X(cm): 2	Célula Y(cm): 2	Célula Z(cm): 2	
Cond. Hid: Méd. Aritmética	Increm. Tempo: Constante	Increm.Tempo Inicial(s): 1	
Tempo Total Simul.(h): 2	Intervalo Gravação(min): 60		
Sobreposição Bulbos: Não	Espaçam. Emissores(cm): xxx		

Tempo (s)	Posição X (cm)	Posição Y (cm)	Posição Z (cm)	Umidade (cm3/cm3)	Cond Hid (cm/h)	Pot Mat (cm H2O)	Pot Tot (cm H2O)
3600	1,0	1,0	1,0	0,56200	16,18000	0,00000	1,00000
3600	3,0	1,0	1,0	0,55826	14,91667	2,64592	3,64592
3600	5,0	1,0	1,0	0,53908	11,47912	4,22813	5,22813
3600	7,0	1,0	1,0	0,47100	5,14364	6,33763	7,33763
3600	9,0	1,0	1,0	0,39678	1,93265	7,99417	8,99417
3600	11,0	1,0	1,0	0,33468	0,68103	9,51535	10,51535
3600	13,0	1,0	1,0	0,28667	0,23071	11,05356	12,05356
3600	15,0	1,0	1,0	0,25072	0,07520	12,70513	13,70513
3600	17,0	1,0	1,0	0,23330	0,03661	13,82650	14,82650
3600	19,0	1,0	1,0	0,22938	0,03113	14,08718	15,08718
3600	21,0	1,0	1,0	0,22949	0,03055	14,11806	15,11806
3600	23,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12094	15,12094
3600	25,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12117	15,12117
3600	27,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	29,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	31,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	33,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	35,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	37,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	39,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	41,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	43,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	45,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	47,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	49,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	51,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	53,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	55,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	57,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	59,0	1,0	1,0	0,22945	0,03049	14,12119	15,12119
3600	1,0	3,0	1,0	0,55826	14,91667	2,64592	3,64592
3600	3,0	3,0	1,0	0,55480	14,12802	3,12581	4,12581
3600	5,0	3,0	1,0	0,51129	8,26084	5,27744	6,27744
3600	7,0	3,0	1,0	0,44457	3,70936	6,93923	7,93923
3600	9,0	3,0	1,0	0,37783	1,44735	8,42802	9,42802
3600	11,0	3,0	1,0	0,32219	0,53001	9,87076	10,87076
3600	13,0	3,0	1,0	0,27833	0,18356	11,38325	12,38325
3600	15,0	3,0	1,0	0,24584	0,06242	12,98994	13,98994

16/02/2009 22:54:55 Página: 1

Figura 3.11 – Relatório contendo os resultados da simulação

4 VALIDAÇÃO E APLICAÇÃO DO MODELO

4.1 INTRODUÇÃO

A validação do modelo desenvolvido foi realizada comparando-se os seus resultados com os obtidos a partir de outro modelo de simulação da irrigação por gotejamento e de dados experimentais obtidos em campo. Para essa comparação, utilizou-se os resultados do modelo denominado SIMGOTA, descrito em Berger (1994) e Tabuada e Berger (1998), e os dados experimentais disponíveis em Rivera (2004).

Avaliou-se, também, a capacidade do modelo de simular a formação de bulbos molhados sobrepostos e a determinação do raio do disco saturado durante a aplicação de água.

Por fim, verificou-se o comportamento do modelo em termos da conservação de massa para os vários testes e aplicações propostos.

4.2 TESTES DE VALIDAÇÃO

4.2.1 Teste 1: fase de infiltração

Neste teste, avaliou-se a formação dos bulbos molhados obtidos pelo modelo, utilizando-se o PSIGS, para oito intervalos de tempo, e comparando com os resultados apresentados em Berger (1994).

Trata-se de um solo com as seguintes frações texturais: 89,3% de areia, 6,4% de silte e 4,3% de argila, sendo classificado de acordo com o triângulo de classificação textural, apresentado em Santos et al. (2005), como areia.

Na primeira simulação, considerou-se as seguintes condições:

a) umidade inicial: 0,05 $cm^3\ cm^{-3}$;

b) umidade residual: 0,03 cm^3 cm^{-3};

c) umidade saturada: 0,28 cm^3 cm^{-3};

d) condutividade hidráulica saturada: 12,99 cm h^{-1};

e) α: 0,16574 cm^{-1};

f) n: 1,54724;

g) vazão do gotejador: 3,645 L h^{-1};

h) tempo de aplicação de água: 90 min;

i) tempos de simulação: 5, 20, 40, 60 e 90 min.

Nas Figuras 4.1 a 4.10 apresentam-se as isolinhas de umidade do bulbo molhado para os tempos de 5, 20, 40, 60 e 90 min.

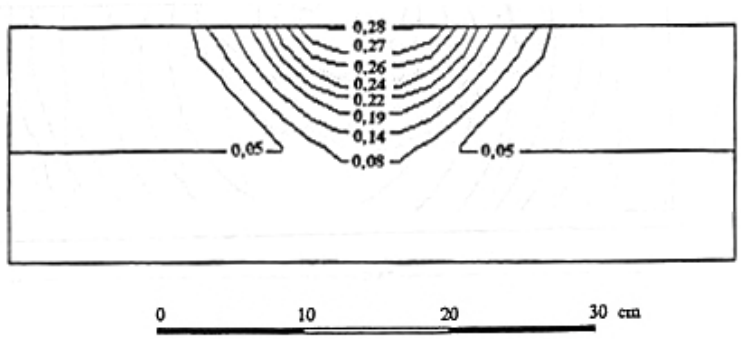

Figura 4.1 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 5,0 min

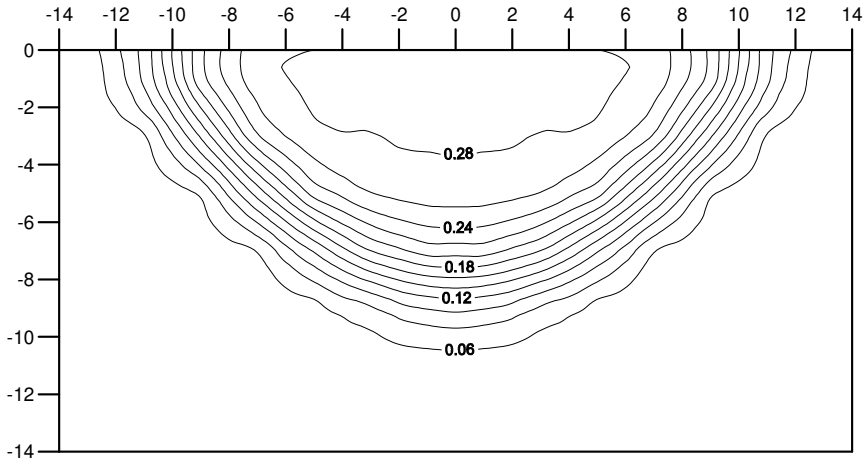

Figura 4.2 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 5,0 min

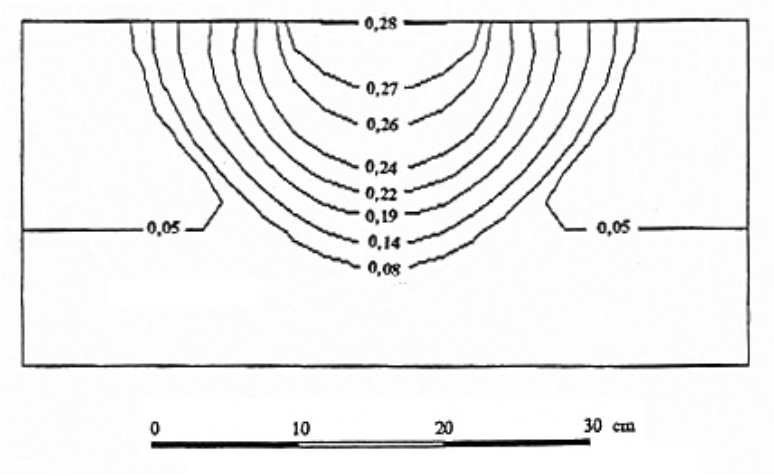

Figura 4.3 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 20,0 min

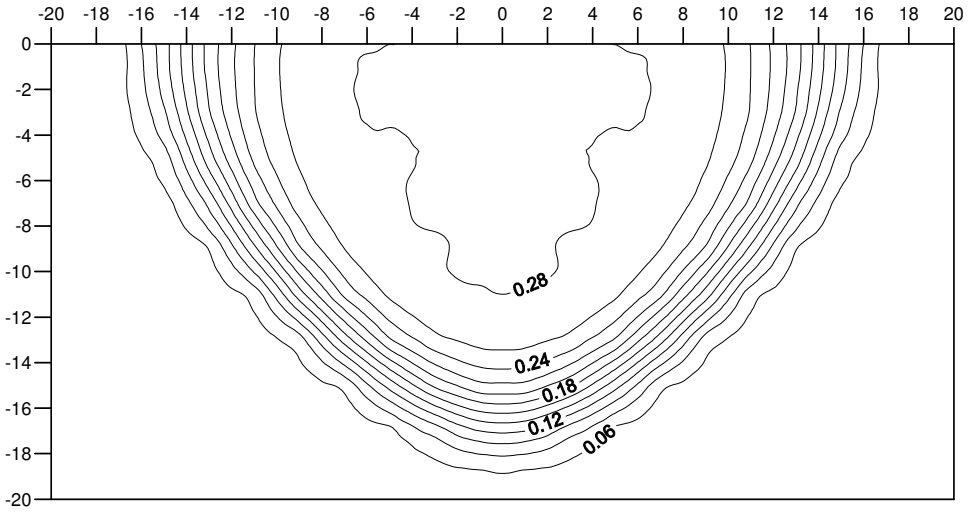

Figura 4.4 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 20,0 min

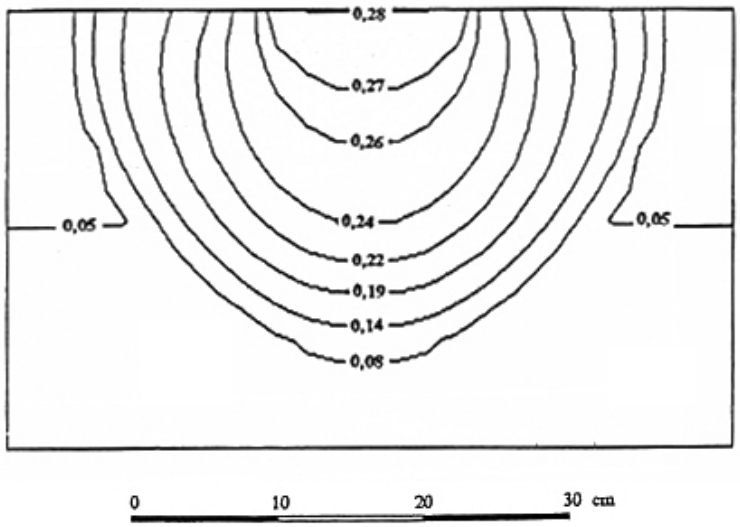

Figura 4.5 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 40,0 min

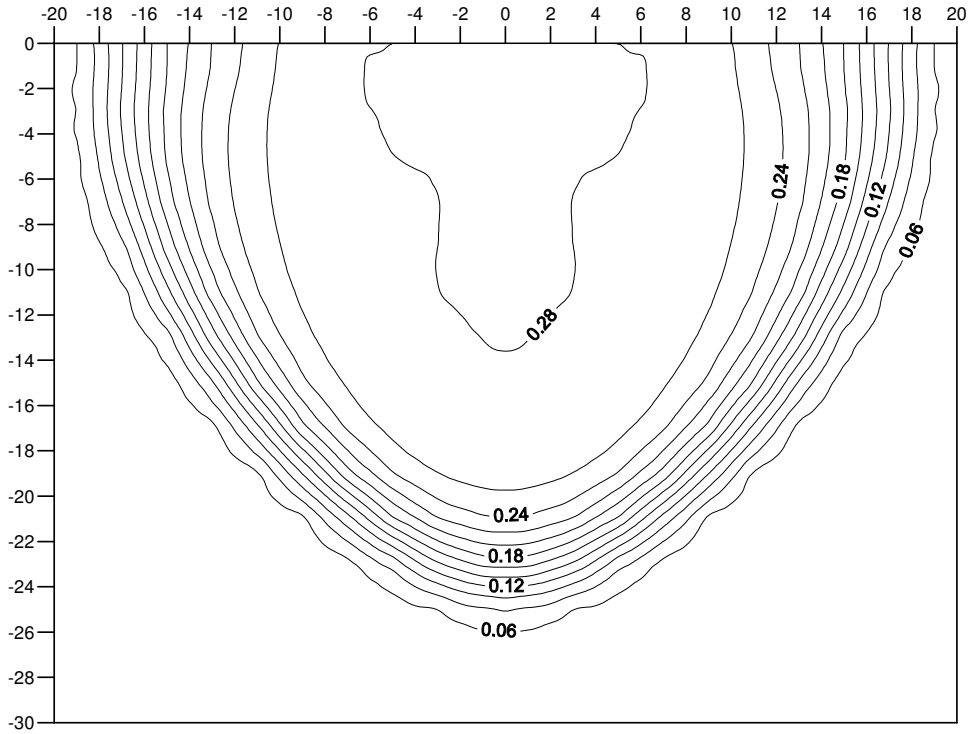

Figura 4.6 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 40,0 min

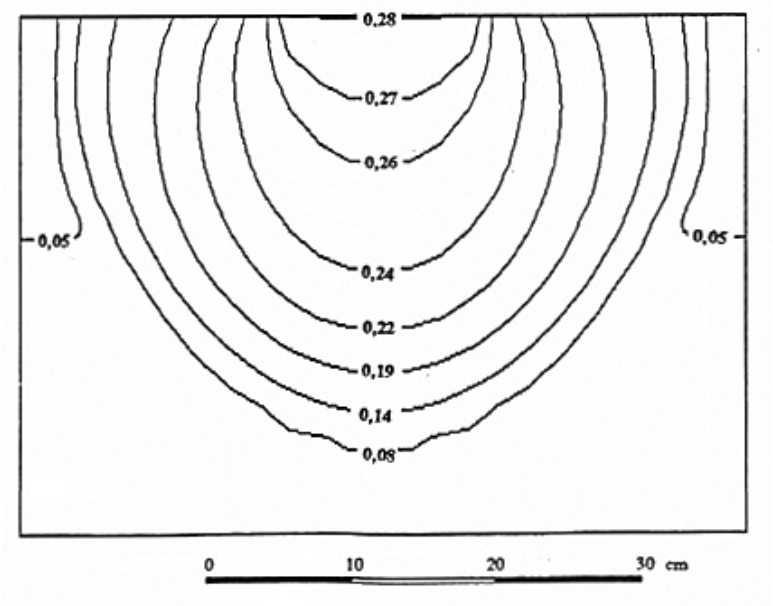

Figura 4.7 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 60,0 min

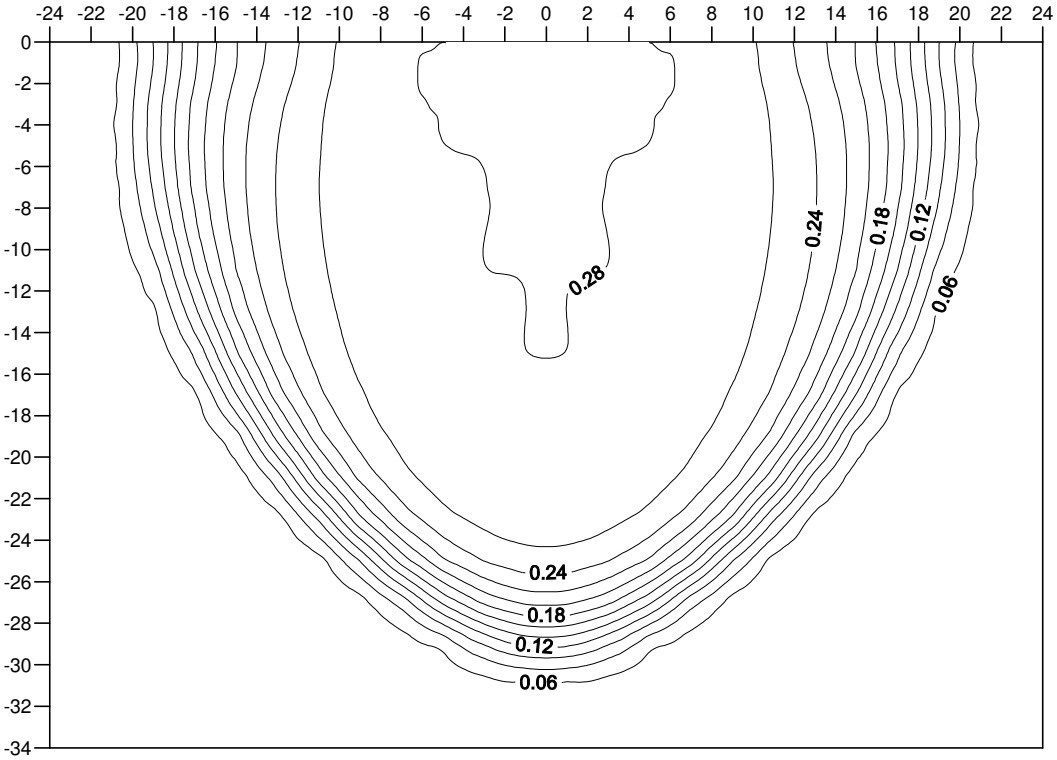

Figura 4.8 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 60,0 min

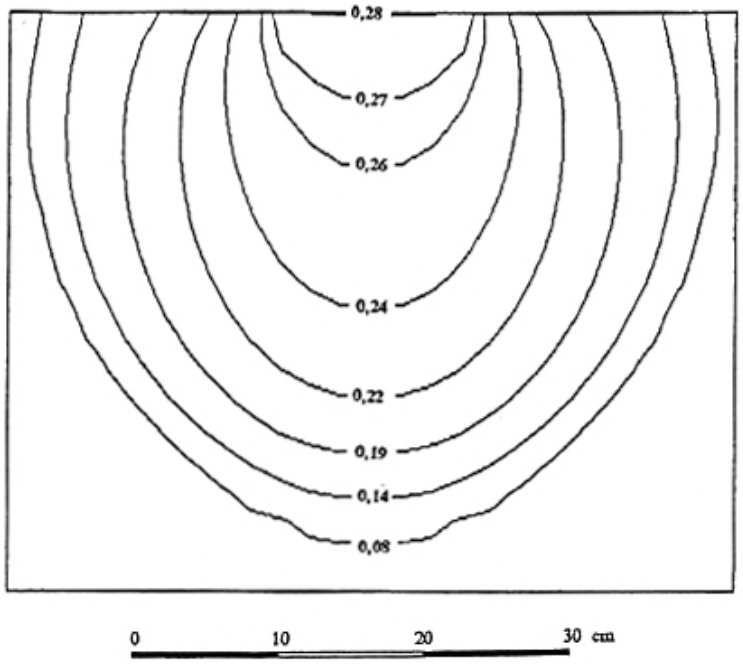

Figura 4.9 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 90,0 min

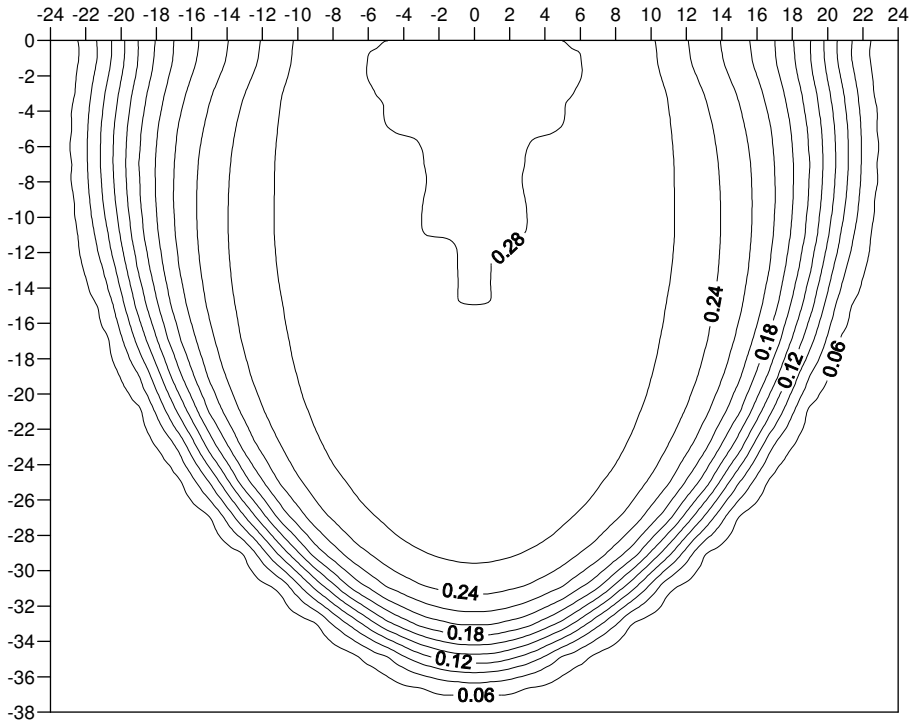

Figura 4.10 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 90,0 min

Para o tempo de simulação (t_s) igual a 5 min, a isolinha de umidade θ = 0,08 cm^3 cm^{-3}, alcançou um raio horizontal na superfície (r_s) igual a 12 cm e profundidade na vertical do gotejador (z), igual a 9,8 cm, enquanto o modelo SIMGOTA apresentou r_s = 11,5 cm e z = 10 cm. Considerando-se a mesma umidade, para t_s = 20 min, tivemos para o modelo desenvolvido, r_s = 16 cm e z = 18 cm, contra r_s = 16,25 cm e z = 17,5 cm do modelo SIMGOTA. Os valores para todos os tempos considerados são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Valores de raio e profundidade do bulbo molhado para a isolinha de umidade 0,08 cm^3 cm^{-3}, para vários tempos de simulação, obtidos pelos modelos

Tempo	Modelo		SIMGOTA	
(min)	r_s (cm)	z (cm)	r_s (cm)	z (cm)
5	12,0	9,8	11,5	10,0
20	16,0	18,0	16,2	17,5
40	18,2	25,0	19,2	24,5
60	20,0	30,3	21,2	31,0
90	21,5	36,4	23,2	37,0

A região do bulbo compreendida entre a superfície do solo e a isolinha de umidade θ = 0,28 cm^3 cm^{-3}, observada nas Figuras 4.2, 4.4, 4.6, 4.8 e 4.10, refere-se à zona saturada formada durante o período de infiltração de água. Esta conformação reflete as considerações adotadas pelo modelo em relação à evolução do disco saturado apresentadas anteriormente nas condições de fronteira. Observa-se que para os tempos de 20, 40, 60 e 90 min, praticamente não há variação no raio superficial da zona saturada, ou seja, o raio do disco saturado permanece estabilizado, indicando que o tempo necessário para essa estabilização foi inferior a 20 min. Este intervalo de tempo computado pelo modelo desenvolvido foi de aproximadamente 12 min, estando de acordo com os resultados apresentados.

Observa-se, também, a evolução da região saturada na direção vertical, onde a porção de solo sob o gotejador é mais afetada pela umidade que as regiões laterais. Isto se deve ao fato de que o solo próximo ao gotejador, à superfície, atinge a condição de saturação primeiro, passando a ter um fluxo de água mais expressivo que a porção de solo ao seu redor.

Na segunda simulação, os dados considerados são os mesmos da anterior, com exceção dos seguintes valores:

a) umidade inicial: 0,035 cm^3 cm^{-3};

b) vazão do gotejador: 3,54 L h^{-1};

c) tempo de aplicação de água: 60 min;

d) tempos de simulação: 15, 40, e 60 min.

Nas Figuras 4.11 a 4.16 apresentam-se as isolinhas de umidade do bulbo molhado para os tempos de 15, 40 e 60 min.

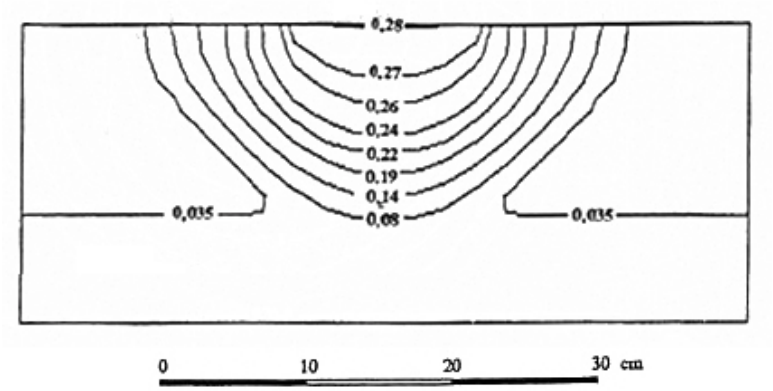

Figura 4.11 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 15,0 min

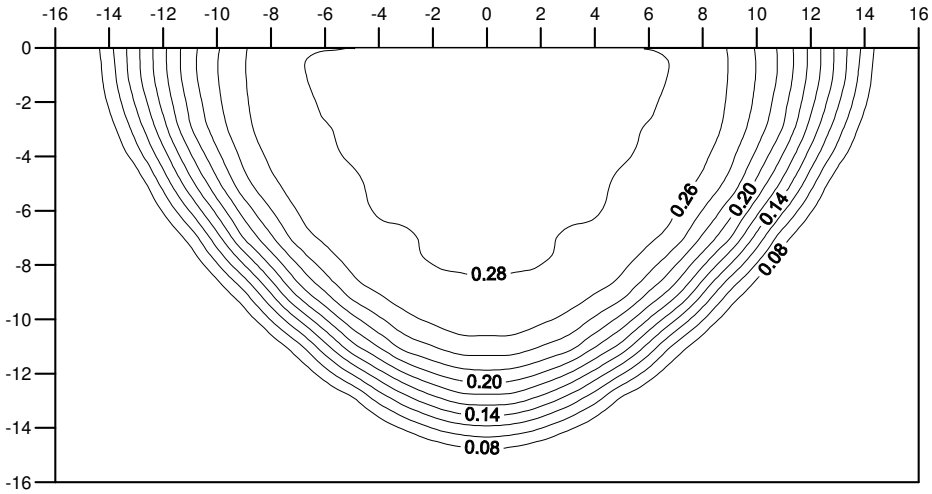

Figura 4.12 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 15,0 min

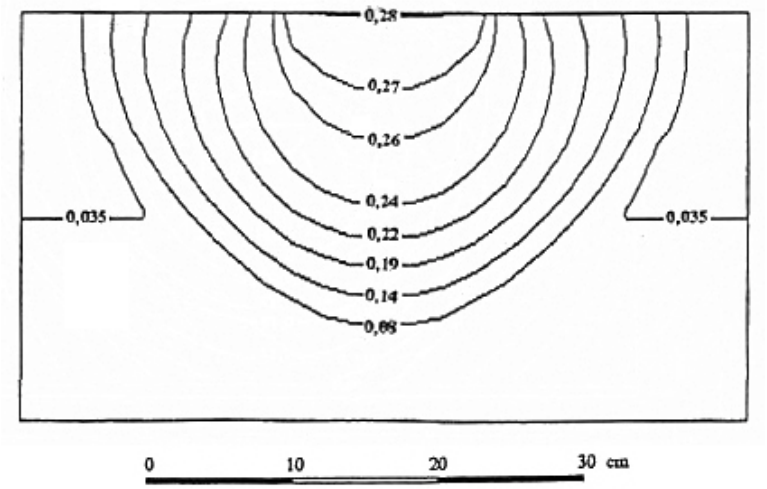

Figura 4.13 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 40,0 min

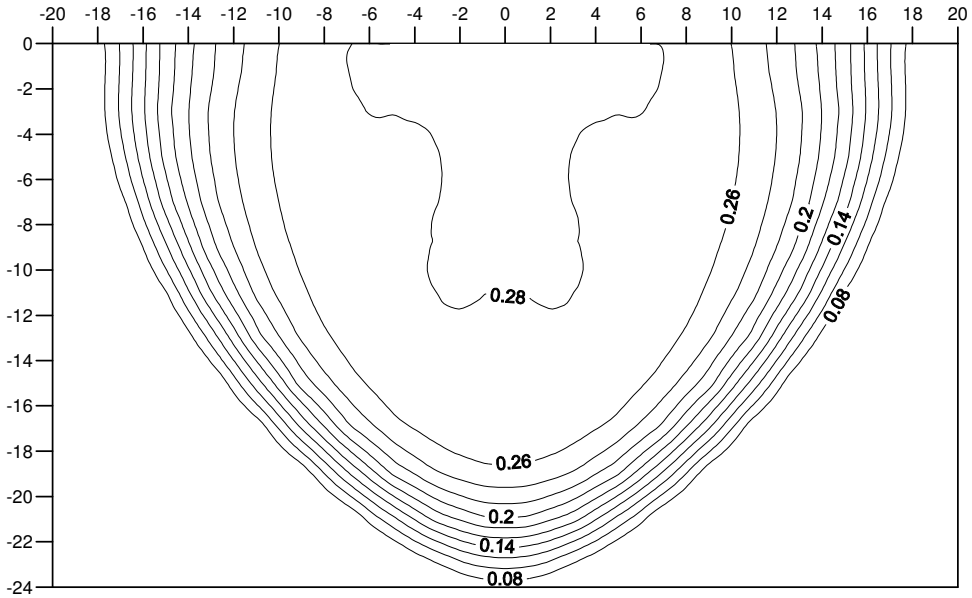

Figura 4.14 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 40,0 min

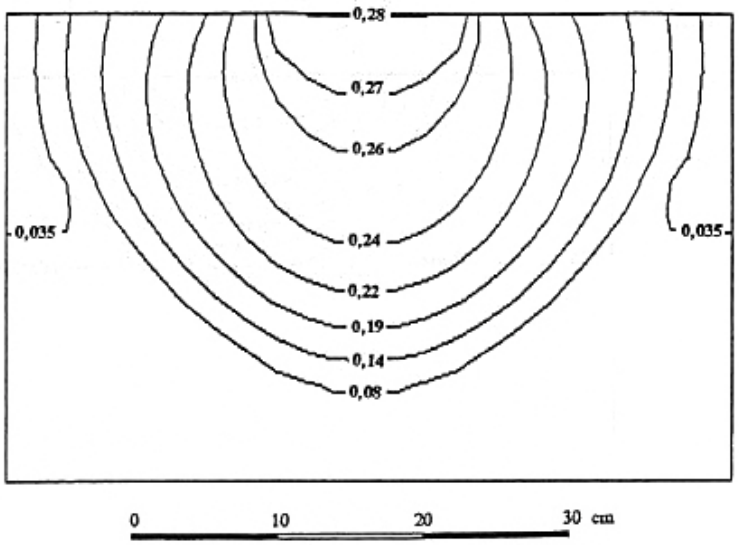

Figura 4.15 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo SIMGOTA, em Berger (1994), para o tempo de simulação de 60,0 min

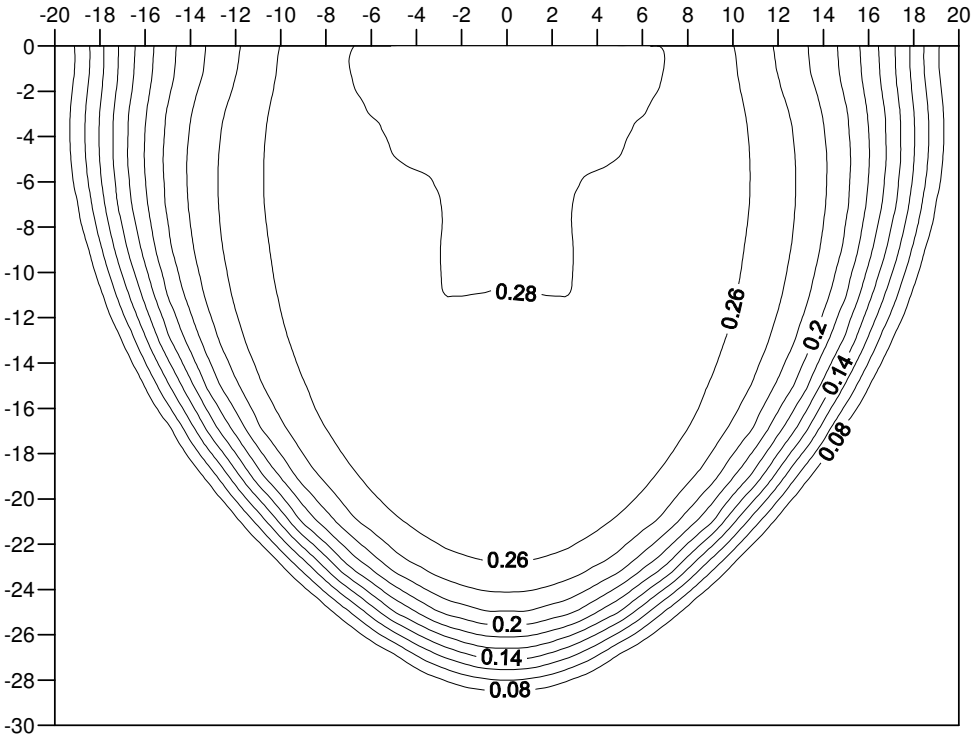

Figura 4.16 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 60,0 min

Para t_s igual a 15 min, na isolinha de umidade θ = 0,08 cm^3 cm^{-3}, obtivemos r_s = 14,5 cm e z = 14,9 cm, enquanto o modelo SIMGOTA apresentou r_s = 15,0 cm e z = 14,0 cm. Considerando-se a mesma umidade, para t_s = 40 min, tivemos para o modelo desenvolvido, r_s = 17,8 cm e z = 23,8 cm, contra r_s = 19,0 cm e z = 22,0 cm do modelo SIMGOTA. Os valores para todos os tempos considerados são apresentados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Valores de raio e profundidade do bulbo molhado para a isolinha de umidade 0,08 cm^3 cm^{-3}, para vários tempos de simulação, obtidos pelos modelos

Tempo	Modelo		SIMGOTA	
(min)	r_s (cm)	z (cm)	r_s (cm)	z (cm)
15	14,5	14,8	15,0	14,0
40	17,8	23,7	19,0	22,0
60	19,0	28,5	21,0	27,0

Comparando-se as zonas saturadas dos bulbos molhados referente às Figuras 4.6 e 4.14, para o tempo de 40 min, percebe-se um maior alcance vertical na primeira simulação que na segunda. A mesma tendência pode observada comparando-se as Figuras 4.8 e 4.16, para o tempo de 60 min. Certamente este comportamento pode ser atribuído à redução da vazão do gotejador e da umidade inicial do solo na segunda simulação, visto que os demais parâmetros permaneceram constantes.

4.2.2 Teste 2: fase de redistribuição

Neste teste, avaliou-se as dimensões dos bulbos molhados na fase de redistribuição, obtidos pelo modelo para dois intervalos de tempos, comparando-os com os resultados experimentais e simulados apresentados em Rivera (2004).

Trata-se de um solo com as seguintes frações texturais: 67,0% de areia, 6,0% de silte e 27,0% de argila, sendo classificado de acordo com o triângulo de classificação textural, apresentado em Santos et al. (2005), como franco argilo-arenoso.

Para a simulação, considerou-se as seguintes condições:

a) umidade inicial: 0,1231 cm^3 cm^{-3};

b) umidade residual: 0,113 cm^3 cm^{-3};

c) umidade saturada: 0,482 cm^3 cm^{-3};

d) condutividade hidráulica saturada: 10,221 cm h^{-1};

e) α: 0,029428 cm^{-1};

f) n: 1,828069;

g) vazão do gotejador: 3,0 L h^{-1};

h) tempo de aplicação de água: 2 h;

i) tempos de simulação: 26 e 50 h.

Nas Figuras 4.17 e 4.18 apresentam-se as isolinhas de umidade do bulbo molhado para o tempo de 26 h de simulação.

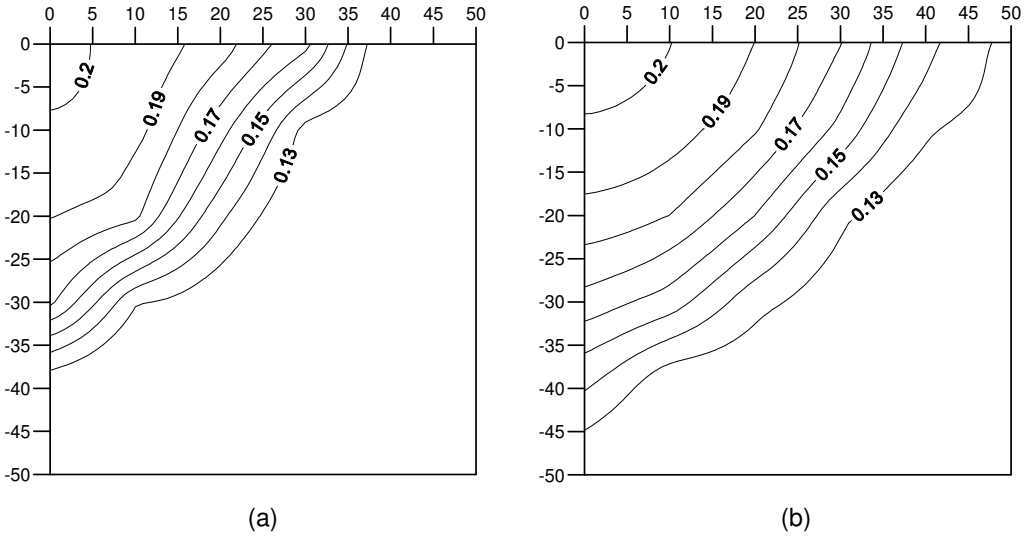

Figura 4.17– Isolinhas de umidade para o tempo de simulação de 26,0 h, obtidas: a) experimentalmente por Rivera (2004); b) pelo modelo PTASIG, em Rivera (2004)

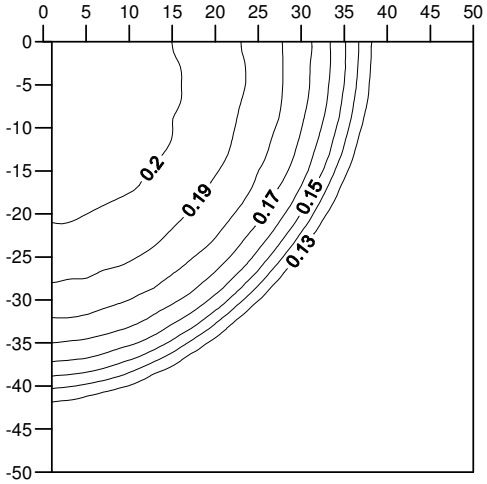

Figura 4.18 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 26,0 h

Para t_s = 26 h, na isolinha de umidade θ = 0,13 cm^3 cm^{-3}, obtivemos r_s = 38,2 cm e z = 42,0 cm no modelo, enquanto os dados experimentais apresentaram r_s = 37,2 cm e z = 37,6 cm. Os resultados obtidos pelo modelo de Rivera (2004), para a mesma umidade foram de r_s = 48,0 cm e z = 44,0 cm.

Nas Figuras 4.19 e 4.20 apresentam-se as isolinhas de umidade do bulbo molhado para o tempo de 50 h de simulação.

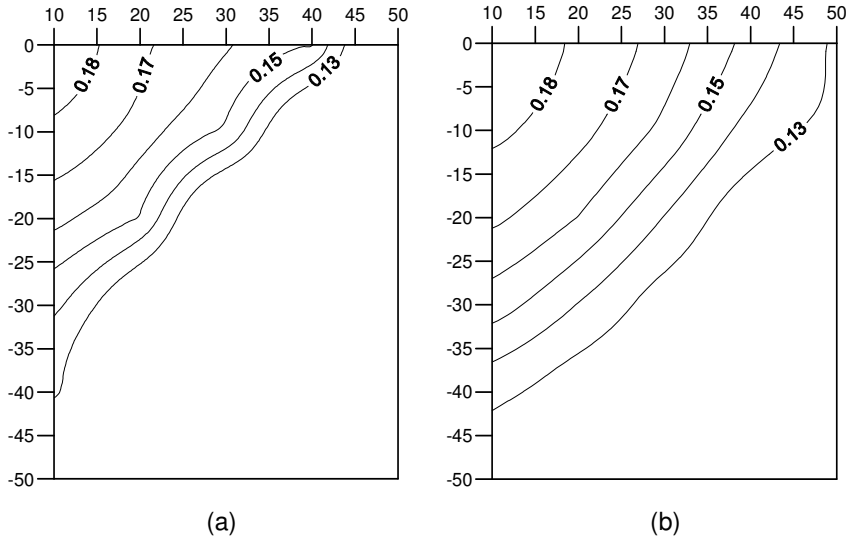

Figura 4.19 – Isolinhas de umidade para o tempo de simulação de 50,0 h, obtidas: a) experimentalmente por Rivera (2004); b) pelo modelo PTASIG, em Rivera (2004)

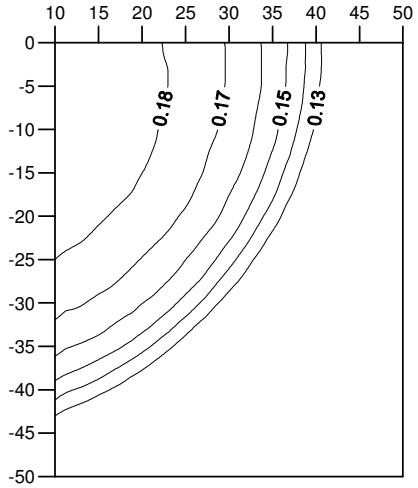

Figura 4.20 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para o tempo de simulação de 50,0 h

Para t_s = 50 h, na isolinha de umidade θ = 0,13 cm^3 cm^{-3}, obtivemos r_s = 40,8 cm e z = 43,0 cm no modelo, enquanto os dados experimentais apresentaram r_s = 44,0 cm e z = 40,8 cm. Os resultados obtidos pelo modelo de Rivera (2004), para a mesma umidade foram de r_s = 49,0 cm e z = 42,2 cm.

4.3 APLICAÇÕES DO MODELO

4.3.1 Aplicação 1: solos com diferentes texturas

Nesta aplicação, avaliou-se a formação dos bulbos molhados na fase de infiltração, obtidos pelo modelo para dois intervalos de tempo, usando-se três solos com diferentes texturas, comparando-se a forma e as dimensões dos bulbos. Esta comparação teve como propósito avaliar a capacidade do modelo de simular o processo de infiltração na irrigação por gotejamento para diferentes tipos de solo.

Para a simulação, considerou-se as seguintes condições para os três solos:

a) umidade inicial: 0,25 cm^3 cm^{-3};

b) vazão do gotejador: 3,0 L h^{-1};

c) tempo de aplicação de água: 2,0 h;

d) tempo de simulação: 2,0 h.

Nas Tabelas 4.3 e 4.4 apresentam-se as características físico-hídricas dos solos utilizados nas simulações e os seus respectivos parâmetros de ajuste, cujas informações foram obtidas de Miranda e Duarte (2002). Os parâmetros utilizados foram ajustados pela equação de Van Genuchten (1980) baseado nas condições do modelo de Mualem (1976). De acordo com o triângulo de classificação textural, apresentado em Santos et al. (2005), os solos 1, 2 e 3, são respectivamente classificados em franco arenoso (sandy loam), argilo-arenoso (sandy clay) e argiloso (clay).

Tabela 4.3 – Características físico-hídricas dos solos usados na simulação

Tipo de solo	Textura			Densidade		Porosidade	K_s
	Areia	Silte	Argila	Solo	Partículas		
		%		Kg dm^{-3}		%	cm h^{-1}
Solo 1	69,5	12,0	18,5	1,560	2,575	39,41	18,19
Solo 2	55,0	7,0	38,0	1,260	2,515	49,90	16,18
Solo 3	12,0	25,0	63,0	1,330	2,580	48,44	8,73

Tabela 4.4 – Parâmetros de ajuste usando o modelo de Van Genuchten (1980)

Tipo de solo	Parâmetros hidrodinâmicos do solo			
	θ_r	θ_s	α	n
	cm^3 cm^{-3}		cm^{-1}	
Solo 1	0,162	0,443	0,0449	3,6732
Solo 2	0,164	0,562	0,1265	3,9898
Solo 3	0,207	0,645	0,0429	1,4250

Nas Figuras 4.21 a 4.23 apresentam-se as isolinhas de umidade do bulbo molhado para os tempos de 60 e 120 min de simulação, usando os solos 1, 2 e 3, respectivamente.

A forma e as dimensões dos bulbos molhados formados apresentaram-se de acordo com o esperado. No solo 1, o mais arenoso de todos, o bulbo molhado teve o maior alcance vertical, z = 41,3 cm e z = 59,9 cm para os tempos de 60 min e 120 min, respectivamente. Estes valores foram maiores que duas vezes as profundidades alcançadas pelo solo 3, o mais argiloso, que teve z = 20,4 cm e z = 25,7 cm, para os mesmos tempos considerados.

Com relação aos raios dos bulbos na superfície do solo, pode-se perceber que para os solos 1 e 2, seus valores praticamente não diferiram para os tempos de 60 min e 120 min, indicando que seus raios superficiais se estabilizaram antes de 60 min. No caso do solo 3, o raio do bulbo na superfície continuou a crescer após o tempo de 60 min. Este comportamento se deve certamente ao elevado teor de argila do solo, corroborando também a condutividade hidráulica do solo saturado, cujo valor é o menor entre os três solos. Os valores dos raios e das profundidades do bulbo molhado para todos os solos e todos os tempos são mostrados na Tabela 4.5.

De uma forma geral, os bulbos molhados avançaram mais na vertical para solos com maior capacidade de drenagem, e mais na horizontal para solos com maior capacidade de retenção.

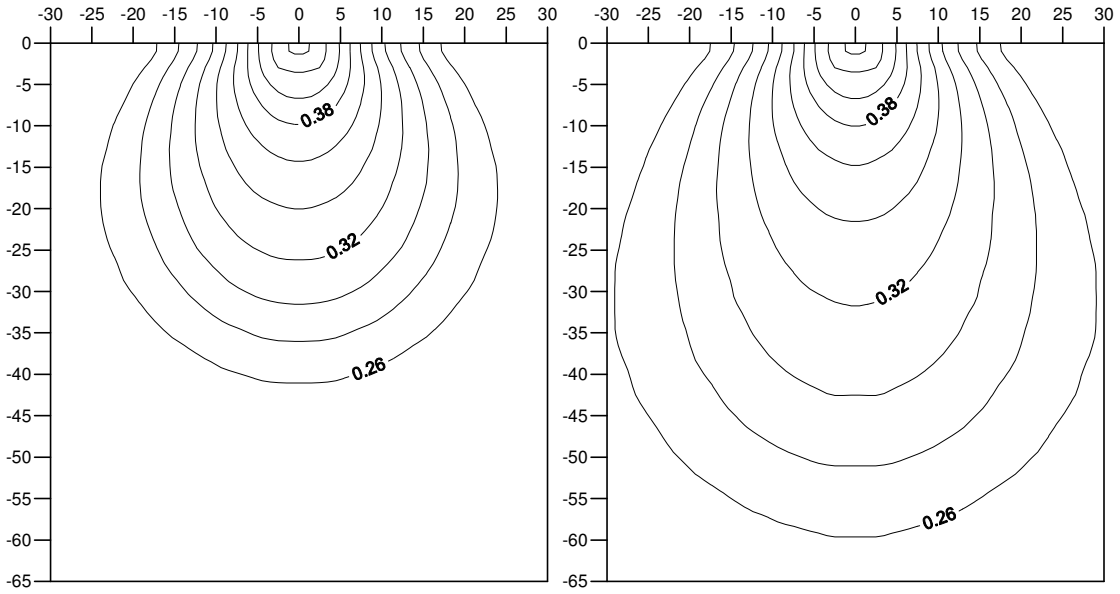

Figura 4.21 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para os tempos de simulação de 60 e 120 min, usando um solo franco arenoso (sandy loam)

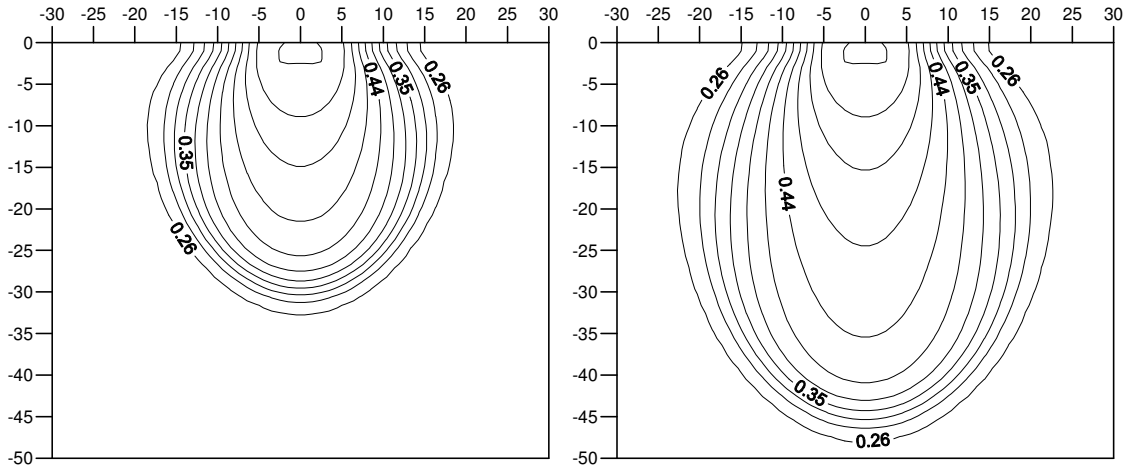

Figura 4.22 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para os tempos de simulação de 60 e 120 min, usando um solo argilo-arenoso (sandy clay)

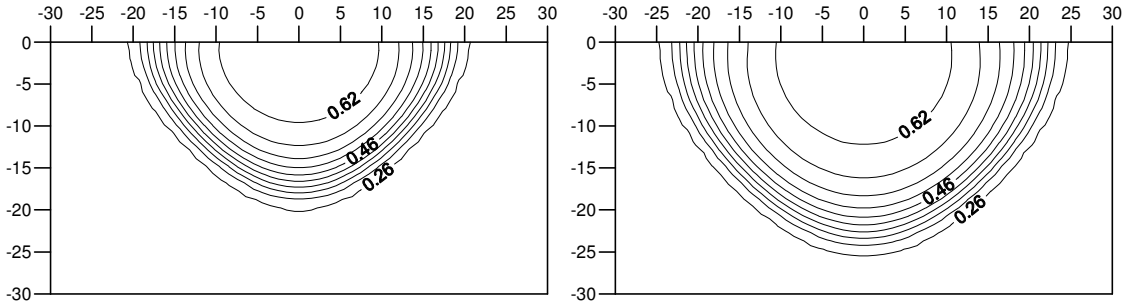

Figura 4.23 – Isolinhas de umidade obtidas pelo modelo para os tempos de simulação de 60 e 120 min, usando um solo argiloso (clay)

Tabela 4.5 – Valores do raio na superfície (r_s), raio máximo ($r_{máx}$) e profundidade (z) alcançados pelo bulbo molhado para os tempos de simulação de 60 e 120 min, obtidos pelo modelo para solos de diferentes texturas

Tempo	Franco arenoso			Argilo-arenoso			Argiloso		
	r_s	$r_{máx}$	z	r_s	$r_{máx}$	z	r_s	$r_{máx}$	z
min		cm			cm			cm	
60	17,0	24,2	41,3	14,4	18,6	32,9	20,8	21,0	20,4
120	17,5	29,4	59,9	15,0	22,8	48,5	24,9	25,0	25,7

4.3.2 Aplicação 2: sobreposição de bulbos

Nesta aplicação, avaliou-se a formação dos bulbos molhados na fase de infiltração, obtidos pelo modelo para dois intervalos de tempo, observando-se desde a formação do bulbo isolado até a sua sobreposição (S_p) com o bulbo vizinho, a partir da redução do espaçamento entre os gotejadores (S_e). Este procedimento teve o propósito de avaliar a capacidade do modelo de simular a sobreposição de bulbos molhados e a conseqüente formação de uma faixa molhada na superfície do solo.

Para a simulação, considerou-se as seguintes condições:

a) umidade inicial: 0,25 cm^3 cm^{-3};

b) vazão do gotejador: 2,3 L h^{-1};

c) tempo de aplicação de água: 1,0 h;

d) tempos de simulação: 1,0 h.

Os demais parâmetros de entrada do modelo são os dados do solo 2, descritos na seção 4.2.3, cujos valores estão apresentados nas Tabelas 4.3 e 4.4.

Nas Figuras 4.24 a 4.31 são apresentadas, em seqüência, os bulbos molhados formados para os espaçamentos entre os gotejadores de 40, 30, 25 e 20 cm, após decorridos os tempos de 30 e 60 min de simulação.

Observa-se que, para os tempos utilizados na simulação, a formação da faixa contínua na superfície do solo iniciou-se para valores de S_e inferiores a 30 cm. Para S_e = 25 cm, de acordo com as equações (3) e (4), temos r_s = 12,7 cm e S = 0,4 cm, o que nos leva a um valor de S_p = 3,1% para o tempo de 30 min. Para o tempo de 60 min, temos r_s = 13,7 cm e S = 2,4 cm, resultando S_p = 17,5%. Para S_e = 20 cm, obtivemos S_p igual a 42,5% e 54,0%, respectivamente para os tempos de 30 e 60 min. Este último espaçamento acabou por alargar substancialmente a faixa molhada.

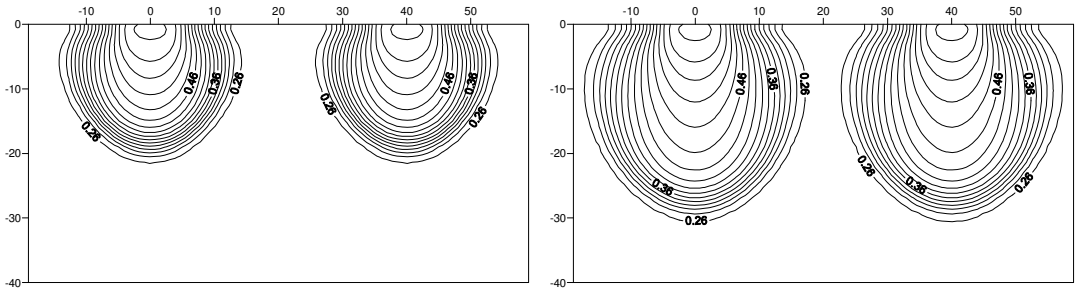

Figura 4.24 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 40 cm (corte vertical)

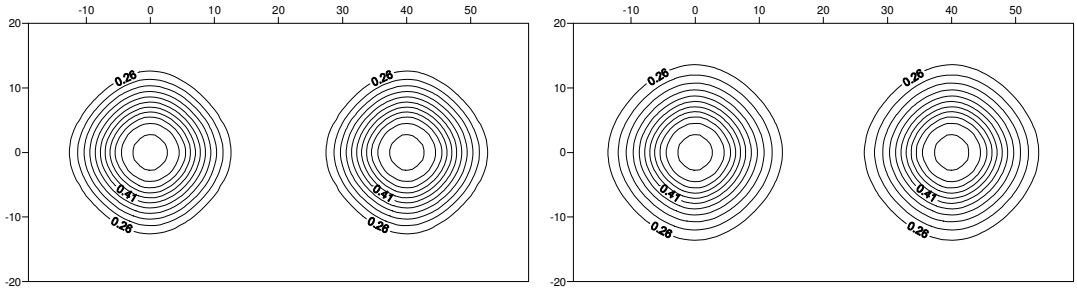

Figura 4.25 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 40 cm (vista em planta)

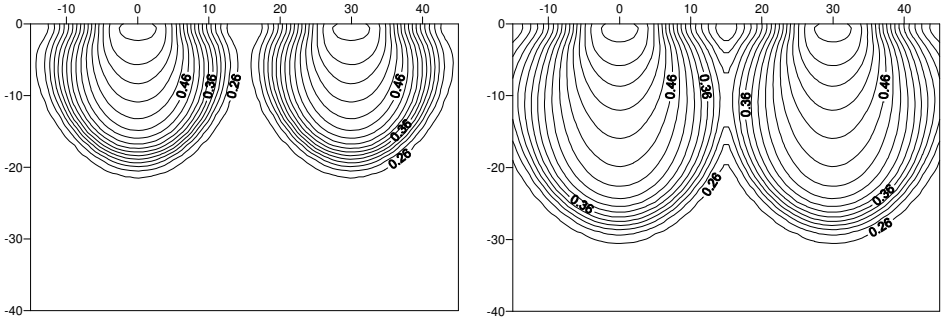

Figura 4.26 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 30 cm (corte vertical)

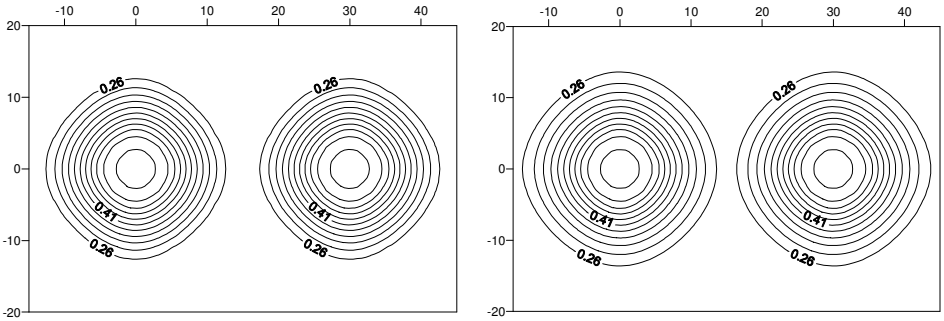

Figura 4.27 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 30 cm (vista em planta)

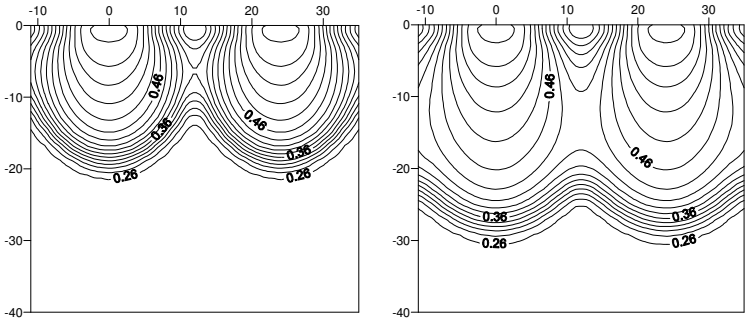

Figura 4.28 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 25 cm (corte vertical)

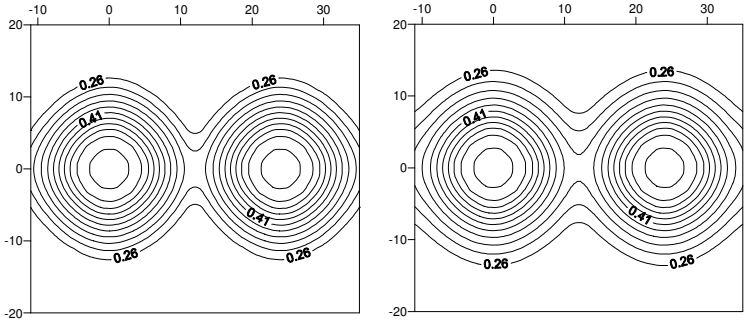

Figura 4.29 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 25 cm (vista em planta)

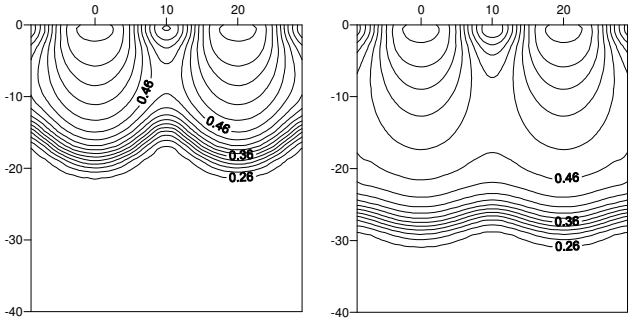

Figura 4.30 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 20 cm (corte vertical)

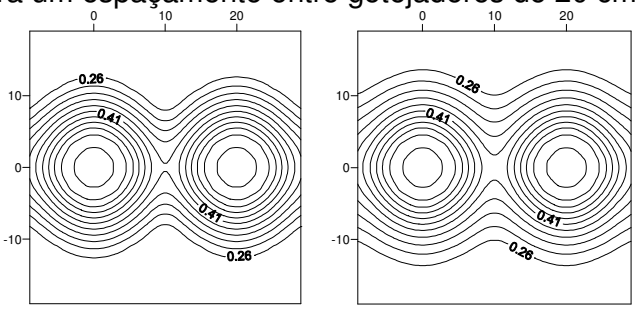

Figura 4.31 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 30 e 60 min, para um espaçamento entre gotejadores de 20 cm (vista em planta)

No entanto, devido ao formato assumido pelo bulbo, a sobreposição se iniciou a uma profundidade de aproximadamente 10 cm, como visto na Figura 4.28, para o espaçamento de 30 cm. Na superfície do solo, a sobreposição não ocorreu antes de decorrido o tempo de 60 min.

Nas Figuras 4.32 e 4.33 são apresentadas os bulbos molhados formados para o espaçamento entre os gotejadores de 30 cm, após decorridos 90 e 120 min de simulação. Desta maneira, pode-se avaliar a evolução do bulbo em condições de redistribuição.

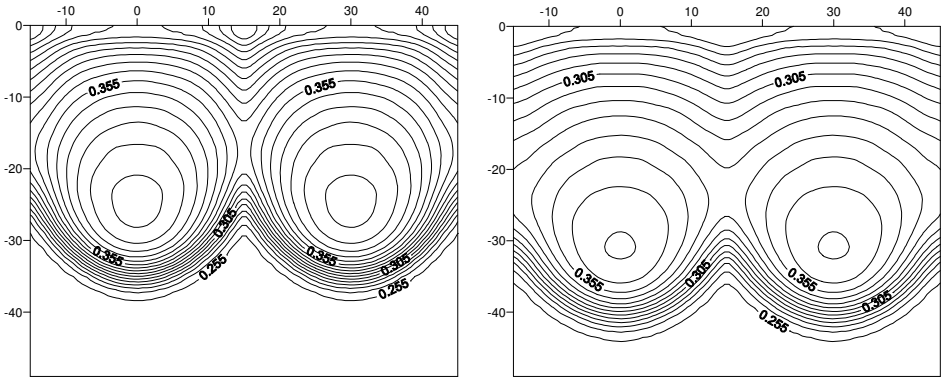

Figura 4.32 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 90 e 120 min, para um espaçamento entre gotejadores de 30 cm (corte vertical)

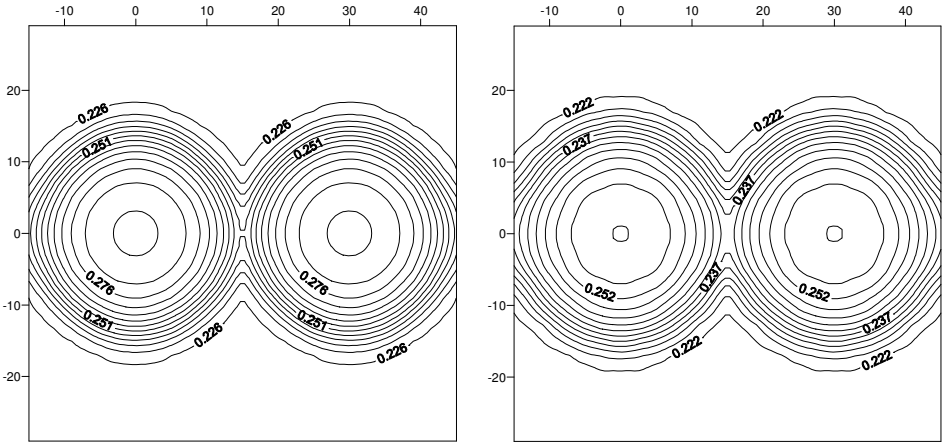

Figura 4.33 – Bulbos molhados obtidos pelo modelo para os tempos de simulação de 90 e 120 min, para um espaçamento entre gotejadores de 30 cm (vista em planta)

A análise das figuras acima demonstra a aplicabilidade do modelo como ferramenta a ser utilizada no dimensionamento do espaçamento entre gotejadores na linha lateral, durante a fase de desenvolvimento de projetos de irrigação.

Fixando-se um valor para a vazão do gotejador, pode-se simular a formação do bulbo molhado para diversos espaçamentos, adotando-se aquele que melhor atenda o sistema radicular das plantas, evitando-se, por exemplo, uma faixa molhada muita larga ou perda de água por percolação profunda.

4.3.3 Aplicação 3: raio do disco saturado

Conforme dito anteriormente, após o início da irrigação por gotejamento, forma-se em torno do ponto de emissão de água uma zona saturada denominada de disco saturado ou charco. Esta zona saturada é pequena no início, vindo a crescer e estabilizar-se rapidamente, sendo esta velocidade de estabilização função de algumas condições tais como a textura e a estrutura do solo e a vazão do gotejador.

O disco saturado pode alcançar um raio máximo, sendo este valor dependente da vazão aplicada e da condutividade hidráulica do solo, como descrito pela equação (7). No modelo, de acordo com o esquema montado para acompanhar a evolução do disco saturado, comprovou-se que em nenhuma das simulações, os raios saturados alcançados, apresentados na Tabela 4.7, superaram os valores máximos respectivos.

Tabela 4.6 – Valores de raios dos discos saturados: a) determinados pelo modelo, acompanhados dos respectivos tempos de estabilização; b) obtidos por experimento; c) máximos, determinados pela equação (7)

Simulação	Modelo		Raio	
	Raio cm	Tempo min	Experimento cm	Máximo cm
Teste 1 (t_s = 90 min)	8,0	11,5	9,0	9,4
Teste 1 (t_s = 60 min)	8,0	18,0	8,0	9,3
Teste 2	4,0	16,0	-	9,7
Aplicação 1 (solo 1)	2,0	1,2	-	7,2
Aplicação 1 (solo 2)	4,0	2,4	-	7,7
Aplicação 1 (solo 3)	8,0	102,5	-	10,4

Com relação aos resultados do teste 1, os quais se dispõe de dados experimentais, observou-se uma boa correlação destes com os valores simulados pelo modelo. Para o teste 2 e a aplicação 1, embora não se disponha dos dados de campo, pode-se verificar uma boa adequação dos resultados. Como exemplo, pode-

se verificar que os solos 1, 2 e 3 da aplicação 1, tem valores crescentes do raio saturado a medida que os teores de argila no solo aumentam, embora este fato não deva ser o único critério utilizado para explicar as diferenças no processo de evolução do charco.

O esquema montado para acompanhar a evolução do disco saturado funcionou satisfatoriamente, embora um aperfeiçoamento deste esquema seja possível, como forma de melhorar a precisão dos resultados. Tal imprecisão advém da complexidade da fronteira superior do volume de solo considerado e da forma como a lâmina de água sobre o solo evolui. Para fins práticos, no entanto, compreende-se que a precisão alcançada é suficiente.

4.4 BALANÇO DE MASSA

Para avaliar o modelo em termos da conservação de massa, determinou-se os volumes iniciais e finais obtidos em cada simulação, bem como os volumes de água aplicados pelos gotejadores e os respectivos indicadores de conservação de massa, definidos pelas equações (80) e (81), cujos valores são apresentados na Tabela 4.7.

Tabela 4.7 – Indicadores da conservação de massa do modelo para várias situações simuladas

Simulação	**Volume**			**Erro de conservação de massa do modelo**	
	Inicial	**Final**	**Emissor**		
		cm^3		**cm^3**	**%**
Teste 1 (t_s = 90 min)	1 800,000	3 166,874	1 366,875	0,001	0,000073
Teste 1 (t_s = 60 min)	1 260,000	2 145,001	885,000	-0,001	-0,000073
Teste 2 (t_s = 50 h)	26 589,600	28 089,591	1 500,000	0,009	0,000600
Aplicação 1 (solo 2)	50 000,000	51 499,943	1 500,000	0,057	0,003800
Aplicação 2 (S_e = 30 cm)	6 000,000	6 575,004	575,000	-0,004	-0,000696
Aplicação 2 (S_e = 20 cm)	2 500,000	3 075,001	575,000	-0,001	-0,000174

O erro de conservação de massa determinado pelo programa computacional PSIGS, ao simular o modelo desenvolvido, foi praticamente desprezível, seja para bulbo molhado isolado ou com sobreposição. Este comportamento é característico do método dos volumes finitos aplicado ao modelo,

por garantir a determinação da diferença dos fluxos de água entre um volume de controle e os seus volumes adjacentes.

A resolução da equação de escoamento de forma não acoplada, ou seja, independente da resolução da equação em outra célula, tornou os resultados finais bastante confiáveis, não apresentando perdas ou ganhos excessivos de massa durante o processamento computacional.

5 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO

5.1 DESCRIÇÃO DA ANÁLISE

Como forma de avaliar o comportamento do modelo em relação à variação dos parâmetros de entrada, foi feita uma análise de sensibilidade do mesmo. Os parâmetros de entrada utilizados, para esta análise, foram umidade inicial, condutividade hidráulica do solo saturado, vazão do gotejador, incremento do tempo usado na simulação e dimensões das células (volumes de controle integrantes do domínio). Estes parâmetros foram, então, incrementados e decrementados em relação ao seu valor padrão, mantendo-se todos os outros dados de entrada fixos, observando-se a sensibilidade do modelo a estas alterações.

Assim, para medir esta sensibilidade, três aspectos foram observados:

a) determinação do desvio padrão das umidades finais obtidas em cada simulação, em relação às umidades finais obtidas para o valor padrão. Para isso, aplicou-se a seguinte expressão:

$$DP = \left(\frac{\sum_{i=1}^{N} (\overline{VP}_i - VS_i)^2}{N} \right)^{1/2} \tag{82}$$

onde DP é o desvio padrão, $\overline{VP}_i$ é o valor padrão, obtido a partir do valor do parâmetro de entrada padrão considerado, VS_i é o valor simulado, obtido a partir do parâmetro de entrada incrementado ou decrementado, e N é o número de dados simulados;

b) determinação das dimensões do bulbo molhado em cada simulação. Estas dimensões são: raio do bulbo na superfície (r_s), raio máximo do bulbo ($r_{máx}$) e profundidade alcançada pelo bulbo (z);

c) determinação do erro de conservação de massa do modelo em cada simulação.

Para a análise de sensibilidade do modelo, foram usados os parâmetros de entrada referente ao solo 2, descrito na seção 4.3.1, os quais foram obtidos em

experimentos de campo e de laboratório, sendo portanto, representativos de uma situação real. Estes dados foram, então, tomados como padrão nas simulações. Em todos os testes foi usado o tempo de aplicação de água e de simulação de 60 min.

5.2 INFLUÊNCIA DA UMIDADE INICIAL

A umidade inicial do solo usada nas simulações sofreu variações para mais e para menos, recebendo incrementos de 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80%, 90% e 100%, e decrementos de 10%, 20% e 30%. Uma redução superior a 30% submeteria o solo a uma umidade inicial inferior à umidade residual.

O valor considerado padrão da umidade inicial foi 0,25 cm^3 cm^{-3}. Na Figura 5.1 são apresentados os valores do desvio padrão sofridos pelos valores da umidade final após o processamento da simulação. O desvio padrão foi calculado usando-se todos os valores de umidade final obtidos para cada variação da umidade inicial. Na Figura 5.2 são apresentadas as dimensões do bulbo molhado obtidas a partir da variação da umidade inicial e na Figura 5.3 são apresentados os valores do erro de conservação de massa do modelo após processamento da simulação, obtidas a partir da variação da umidade inicial.

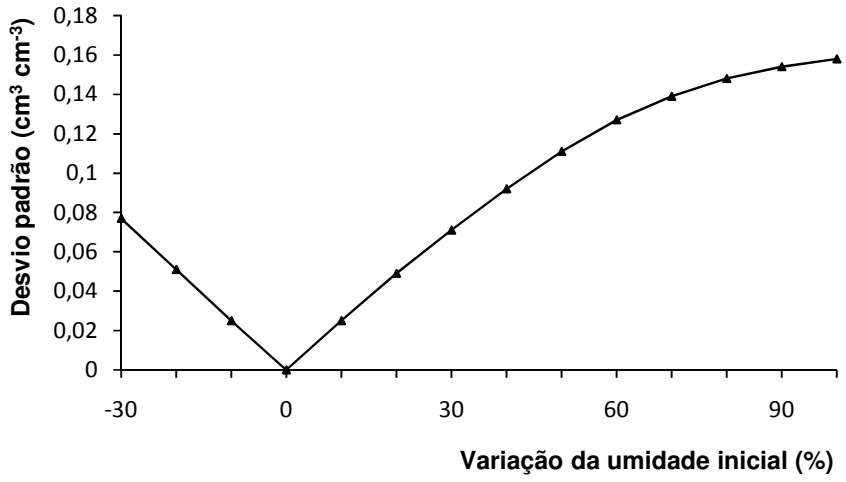

Figura 5.1 – Sensibilidade das umidades finais obtidas pelo modelo, em função da variação da umidade inicial de -30% a +90% do valor padrão

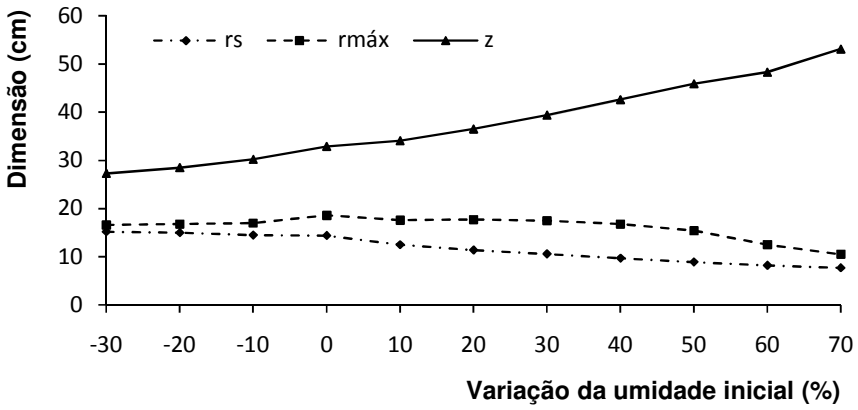

Figura 5.2 – Sensibilidade do raio superficial, do raio máximo e da profundidade do bulbo molhado, em função da variação da umidade inicial de -30% a +70% do valor padrão

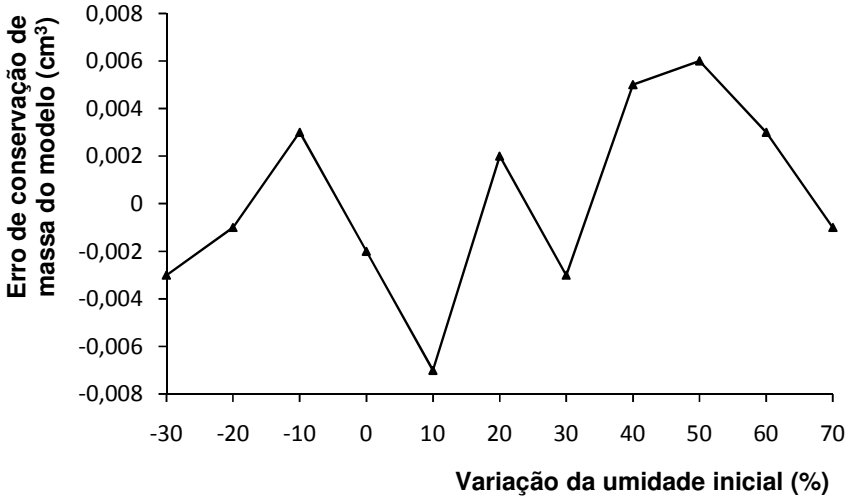

Figura 5.3 – Erro de conservação de massa do modelo, em função da variação da umidade inicial de -30% a 70% do valor padrão

Observa-se que o modelo é relativamente sensível à variações da umidade inicial, apresentando variações do desvio padrão semelhantes tanto para decrementos como para incrementos deste parâmetro. No caso das variações negativas, a redução é limitada pelo valor da umidade residual, enquanto para as variações positivas, o limitante é a umidade de saturação do solo.

Em relação aos valores de r_s e $r_{máx}$, o modelo apresenta pouca sensibilidade à variação da umidade inicial, o mesmo não acontecendo com a profundidade z alcançada pelo bulbo, que mostra-se bastante alterada. A partir do

incremento de 70% na umidade inicial, torna-se praticamente impossível identificar o bulbo molhado no volume de solo considerado, razão pela qual suas dimensões não puderam ser determinadas. Esta ocorrência pode ser explicada pelo fato do volume de solo estar próximo da saturação, conduzindo a taxa de infiltração a um valor mínimo em toda a superfície do solo.

O erro de conservação de massa do modelo, calculado para as variações da umidade inicial, não obedece a nenhum padrão, podendo ser atribuído meramente a erros de truncamento durante o processamento computacional, podendo ser considerado desprezível em razão de sua pequena magnitude.

5.3 INFLUÊNCIA DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO SATURADO

A condutividade hidráulica do solo saturado usada nas simulações sofreu variações para mais e para menos, recebendo incrementos e decrementos de 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80% e 90%.

O valor considerado padrão da condutividade hidráulica do solo saturado foi 16,18 cm h^{-1}. Na Figura 5.4 apresenta-se os valores do desvio padrão sofridos pelos valores da umidade final após o processamento da simulação; nas Figuras 5.5 e 5.6 são apresentadas, respectivamente, as dimensões do bulbo molhado e os valores do erro de conservação de massa do modelo após processamento da simulação, ambos obtidos a partir da variação da condutividade hidráulica do solo saturado.

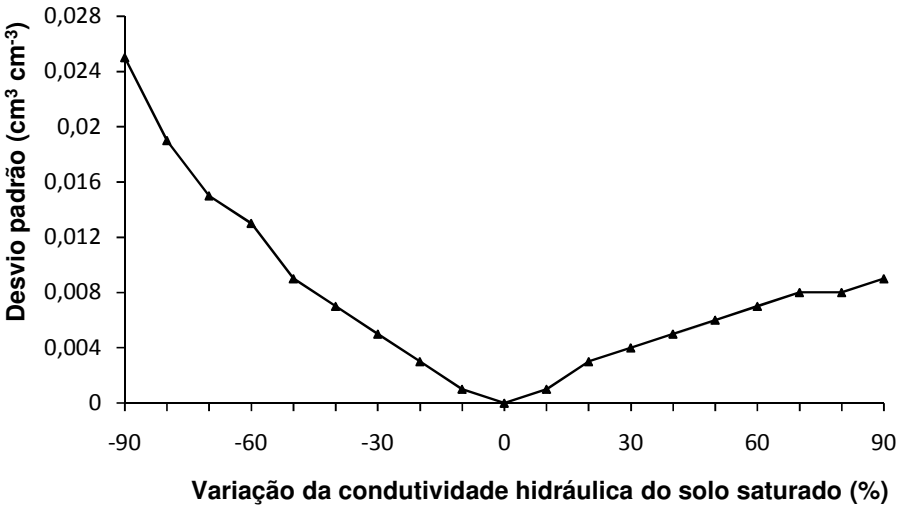

Figura 5.4 – Sensibilidade das umidades finais obtidas pelo modelo, em função da variação da condutividade hidráulica do solo saturado de -90% a +90% do valor padrão

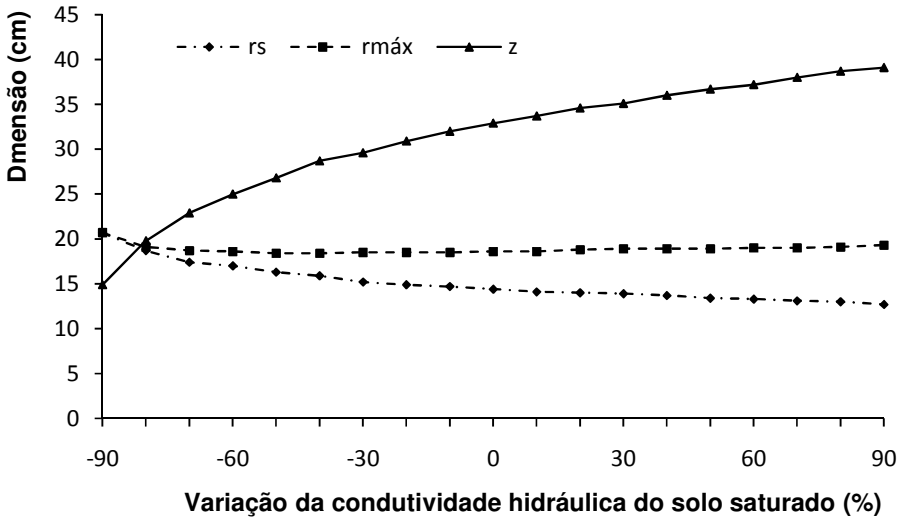

Figura 5.5 – Sensibilidade do raio superficial, raio máximo e da profundidade do bulbo molhado, em função da variação da condutividade hidráulica do solo saturado de -90% a +90% do valor padrão

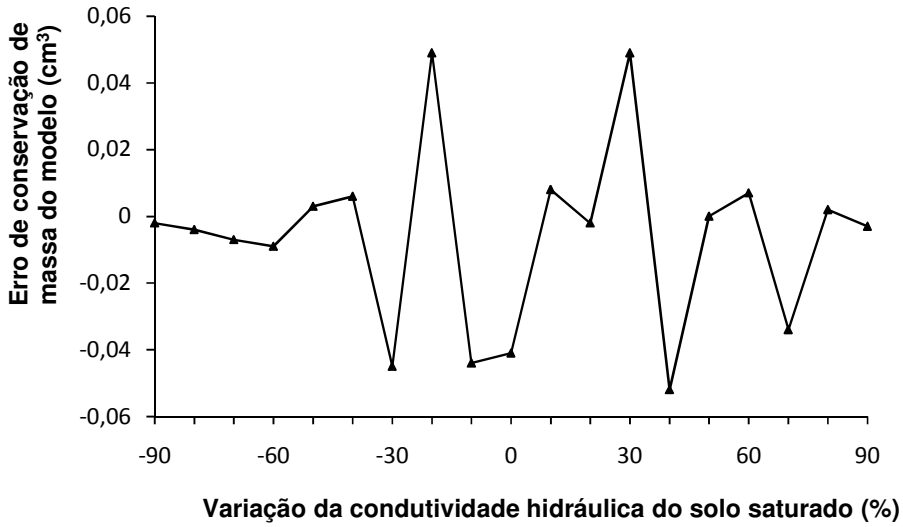

Figura 5.6 – Erro de conservação de massa do modelo, em função da variação da condutividade hidráulica do solo saturado de -90% a 90% do valor padrão

O modelo mostra-se bastante sensível às variações no valor da condutividade hidráulica do solo saturado, apresentando desvio padrão da umidade final mais acentuado para variações negativas que para as positivas. Resultados semelhantes a estes foram encontrados por Rivera (2004), na análise de sensibilidade do modelo PTASIG. As medidas de $r_{máx}$ foram praticamente inalteradas, o mesmo não acontecendo com r_s e z, que apresentam alterações, demonstrando uma moderada sensibilidade do modelo ao parâmetro considerado. Observa-se que à medida que aumenta o valor da condutividade hidráulica do solo saturado, aumenta a profundidade do bulbo e decresce o raio superficial. Quanto ao erro de conservação de massa do modelo, os valores encontrados podem ser considerados desprezíveis.

5.4 INFLUÊNCIA DA VAZÃO DO GOTEJADOR

A vazão do gotejador usada nas simulações sofreu variações para mais e para menos, recebendo incrementos de 10%, 20%, 30%, 40%, e 50%, e decrementos de 10%, 20%, 30%, 40% e 50%.

O valor considerado padrão da vazão do gotejador foi 3,0 L h^{-1}. Na Figura 5.7 apresenta-se os valores do desvio padrão sofridos pelos valores da umidade final após o processamento da simulação; nas Figuras 5.8 e 5.9 são apresentadas, respectivamente, as dimensões do bulbo molhado e os valores do erro de conservação de massa do modelo após processamento da simulação, ambos obtidos a partir da variação da vazão do gotejador.

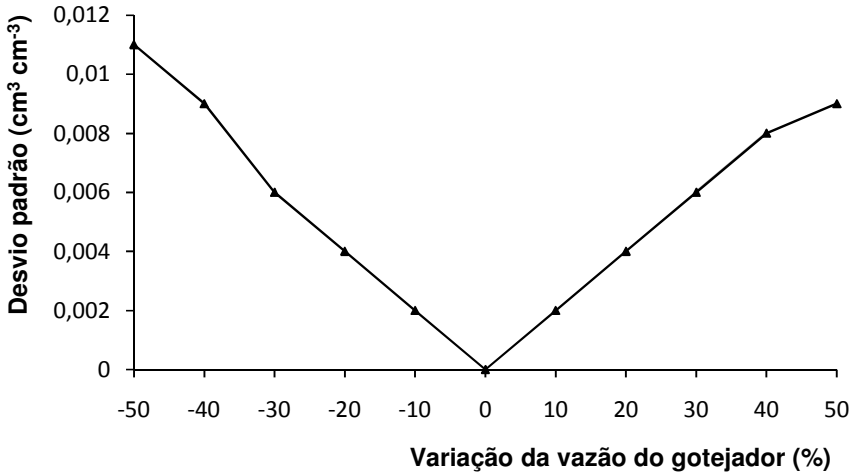

Figura 5.7 – Sensibilidade das umidades finais obtidas pelo modelo, em função da variação da vazão do gotejador de -50% a +50% do valor padrão

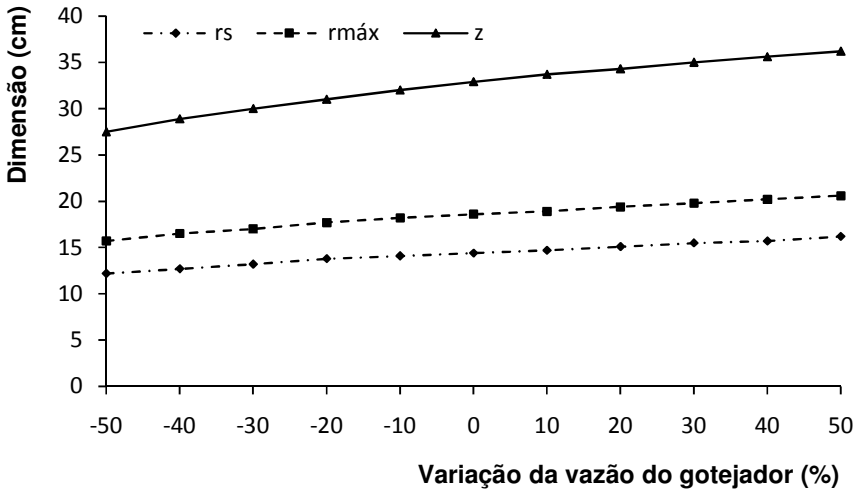

Figura 5.8 – Sensibilidade do raio superficial, raio máximo e da profundidade do bulbo molhado, em função da variação da vazão do gotejador de -50% a +50% do valor padrão

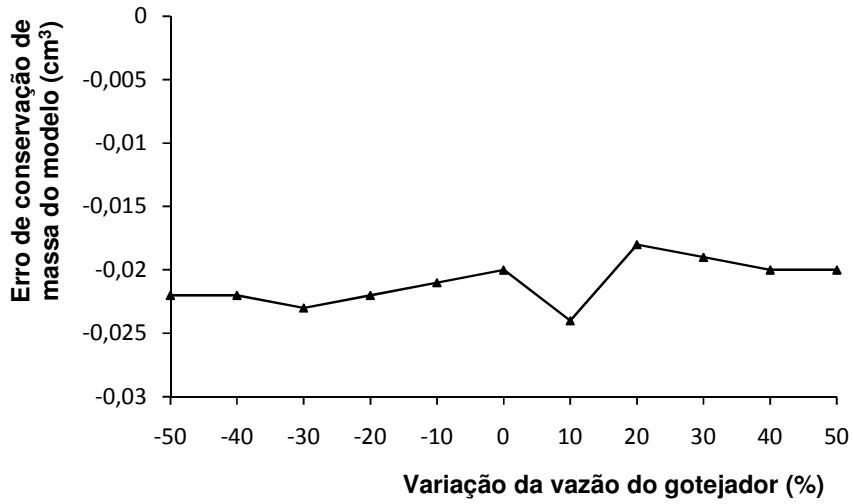

Figura 5.9 – Erro de conservação de massa do modelo, em função da variação da vazão do gotejador de -50% a 50% do valor padrão

O modelo mostra-se bastante sensível às variações no valor da vazão do gotejador, apresentando desvio padrão da umidade final levemente mais acentuado para variações negativas que para as positivas. Resultados semelhantes a estes foram encontrados por Rivera (2004), na análise de sensibilidade do modelo PTASIG. As medidas de r_s e $r_{máx}$ sofrem pequena variação, enquanto o valor de z apresenta uma variação mediana, demonstrando uma moderada sensibilidade do modelo ao parâmetro considerado. Quanto ao erro de conservação de massa do modelo, os valores encontrados podem ser considerados desprezíveis.

5.5 INFLUÊNCIA DO INCREMENTO DE TEMPO

O incremento de tempo usado nas simulações sofreu variações para mais e para menos, recebendo incrementos de 100%, 200%, 300%, 400%, e 500%, e decrementos de 25%, 50% e 75%.

O valor considerado padrão do incremento de tempo foi 1,0 s. Na Figura 5.10 apresenta-se os valores do desvio padrão sofridos pelos valores da umidade final após o processamento da simulação; nas Figuras 5.11 e 5.12 são apresentadas, respectivamente, as dimensões do bulbo molhado e os valores do

erro de conservação de massa do modelo após processamento, ambos obtidos a partir da variação do incremento de tempo usado na simulação.

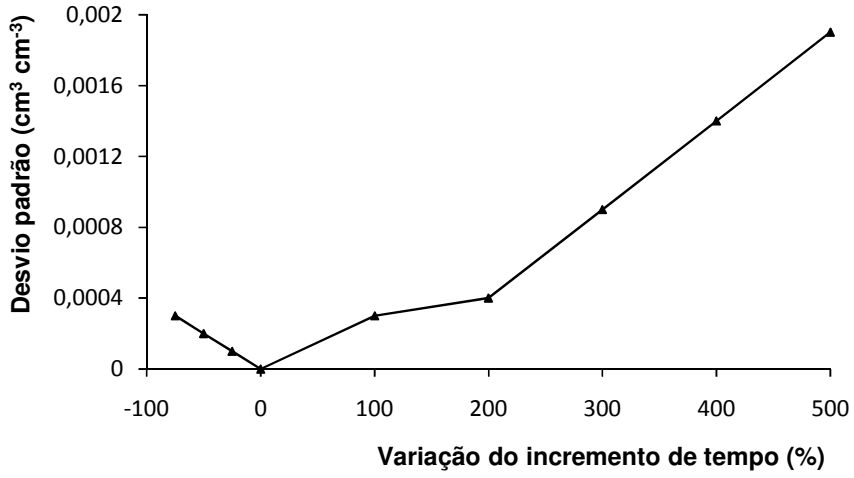

Figura 5.10 – Sensibilidade das umidades finais obtidas pelo modelo, em função da variação do incremento de tempo de -75% a +500% do valor padrão

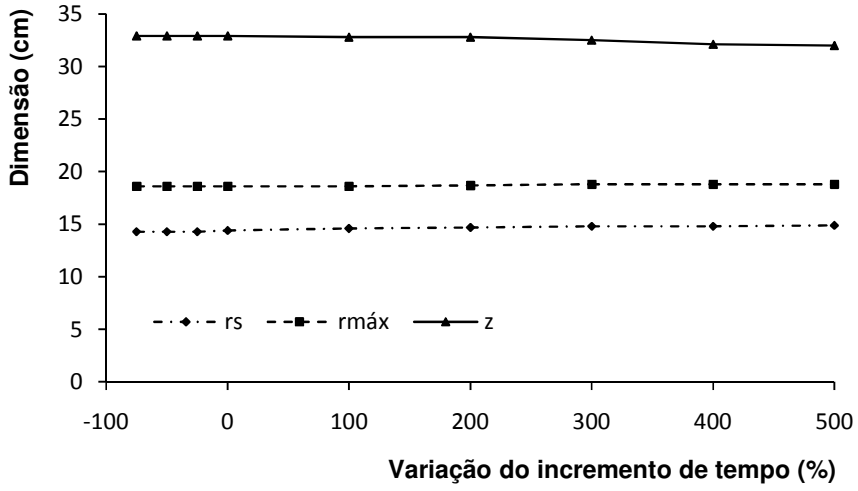

Figura 5.11 – Sensibilidade do raio superficial, raio máximo e da profundidade do bulbo molhado, em função da variação do incremento de tempo de -75% a +500% do valor padrão

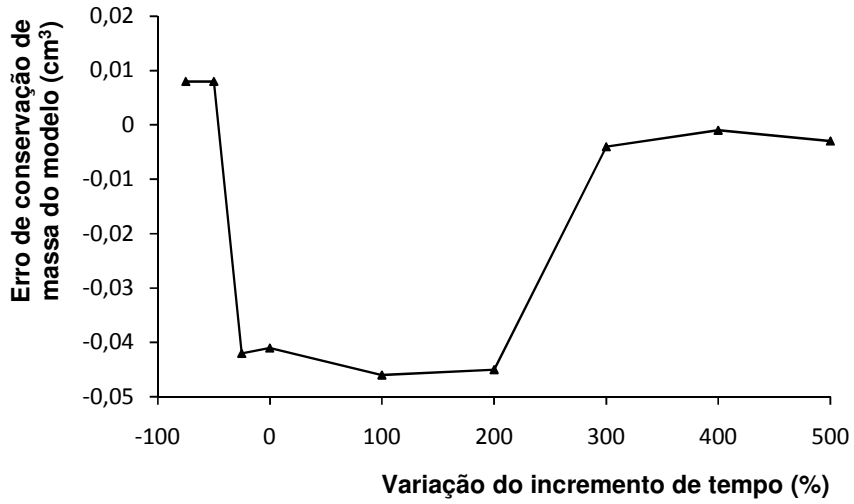

Figura 5.12 – Erro de conservação de massa do modelo, em função da variação do incremento de tempo de -75% a 500% do valor padrão

O desvio padrão da umidade final apresenta pequena variação em relação às variações negativas do incremento de tempo. Em relação às variações positivas deste parâmetro, a variação é pequena para incrementos de até 200% (3,0 s), tornando-se bastante sensível para incrementos além deste valor. Observa-se que para incrementos de tempo de valor elevado, ocorrem dificuldades na determinação das isolinhas de umidade próximas à zona de saturação, sob o emissor. As medidas de r_s, $r_{máx}$ e z praticamente não sofrem variações, demonstrando uma pequena sensibilidade do modelo ao parâmetro considerado. Quanto ao erro de conservação de massa do modelo, os valores encontrados podem ser considerados desprezíveis.

5.6 INFLUÊNCIA DAS DIMENSÕES DA CÉLULA

As dimensões das células usadas nas simulações sofreram variações para mais e para menos, recebendo incrementos de 100%, 200%, 400%, 500% e 900%, e decremento de 50%.

O valor considerado padrão das dimensões da célula foi 2,0 cm x 2,0 cm x 2,0 cm. Nas Figuras 5.13 e 5.14 são apresentadas, respectivamente, as

dimensões do bulbo molhado e os valores do erro de conservação de massa do modelo após processamento, ambos obtidos a partir da variação das dimensões da célula.

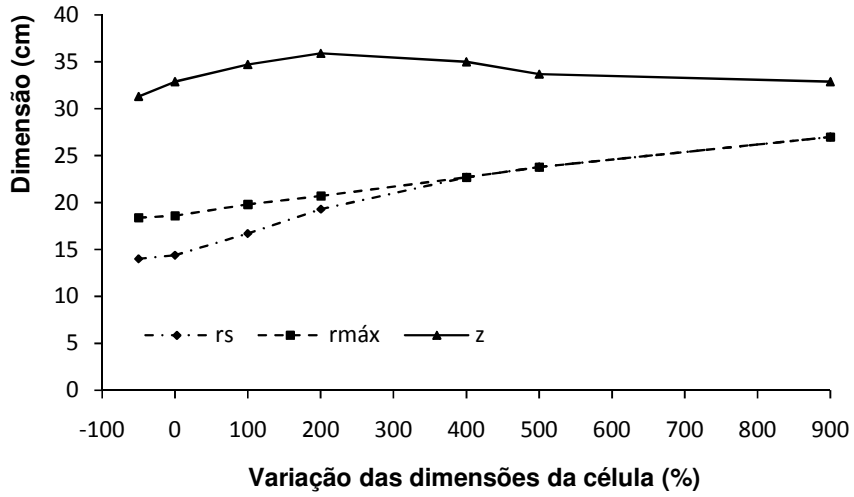

Figura 5.13 – Sensibilidade do raio superficial, raio máximo e da profundidade do bulbo molhado, em função da variação das dimensões da célula de -50% a +900% do valor padrão

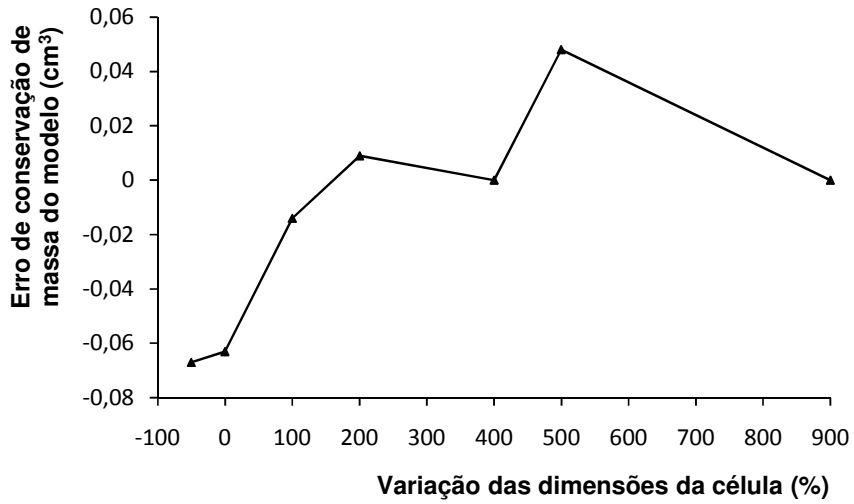

Figura 5.14 – Erro de conservação de massa do modelo, em função da variação das dimensões da célula de -50% a 900% do valor padrão

O desvio padrão da umidade final não foi determinado por existir incompatibilidade entre o número de células do domínio usando o valor padrão e do número de células nos demais casos simulados. No entanto, pode-se verificar que a

forma do bulbo molhado, para variações do tamanho da célula superiores a 6,0 cm (acréscimo de 200% ao valor padrão), sofreu grandes alterações, tornando-se, a partir do valor mencionado, bastante diferente do formato obtido usando-se o valor padrão. Isto indica que o uso de dimensões muito elevadas para a célula, pode conduzir a resultados muito afastados da realidade.

Estas alterações no formato do bulbo podem ser observadas analisando a Figura 5.13, onde as medidas de r_s, $r_{máx}$ e z aumentam até uma variação de 200% em relação ao valor padrão. A partir daí, r_s e $r_{máx}$ continuam a aumentar, enquanto o valor de z decresce, alterando totalmente o formato do bulbo e demonstrando que o modelo é sensível a alterações significativas nas dimensões da célula. Quanto ao erro de conservação de massa do modelo, os valores encontrados podem ser considerados desprezíveis.

Como são parâmetros de entrada do programa computacional, o incremento de tempo e as dimensões das células podem ser ajustados em função de características do solo, do volume de água aplicado e do tempo de simulação, procurando-se obter resultados confiáveis com o mínimo de tempo de computação. Para isso, a realização de uma série de testes em situação de campo deverá ser de grande utilidade para detectar os valores ideais a utilizar.

6 CONCLUSÕES

A concepção do modelo aplicando o método dos volumes finitos mostrou-se consistente no que diz respeito à simulação do movimento de água no solo, após sua aplicação na irrigação por gotejamento.

A forma e as dimensões do bulbo molhado, na fase de infiltração, obtidos pelo modelo foram correlatos com o esperado, apresentando boa aceitação. Na fase de redistribuição, a simulação foi satisfatória, estando o alcance da frente de molhamento, tanto na superfície do solo quanto na vertical do gotejador, de acordo com os dados experimentais.

Os resultados obtidos pelo modelo para a simulação de solos com diferentes texturas mostraram-se adequados à realidade e condizentes com a teoria.

A modelagem de bulbos sobrepostos formando uma faixa molhada foi bastante satisfatória.

Os valores do raio do disco saturado obtidos pelo modelo apresentaram boa correlação com os dados experimentais disponíveis.

Em relação ao balanço de massa, o modelo apresentou bons resultados, demonstrando que não há perdas ou ganhos significativos de água.

Com relação às umidades finais, o modelo mostrou-se relativamente sensível tanto às variações positivas como negativas da umidade inicial, da condutividade hidráulica do solo saturado e da vazão do gotejador.

7 RECOMENDAÇÕES

Considerando as limitações do modelo desenvolvido, recomenda-se, a título de sugestão para trabalhos futuros nesta área, as seguintes implementações:

a) perfil de solo heterogêneo, onde seja possível a consideração de camadas de solo com diferentes características físico-hídricas;

b) extração de água pela planta, onde seja possível levar em consideração a retirada de água por evapotranspiração, utilizando-se tanto informações sobre a cultura como os dados climáticos da região;

c) distribuição da concentração de solutos no interior do bulbo molhado quando estes são aplicados via água de irrigação;

d) padrão de distribuição de água no solo quando esta é aplicada por microaspersores.

REFERÊNCIAS

ANA - Agência Nacional de Águas. **Disponibilidade e demandas de recursos hídricos no Brasil**. Cadernos de Recursos Hídricos 2. Brasília, 2007. 126 p.

ANDRADE, C.L.T. **Seleção do sistema de irrigação.** Circular Técnica. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2001. 18 p.

BENAMI, A.; OFEN, A. **Irrigation engineering**. Sprinkler, trickle, surface irrigation: principles, design and agricultural practices. 2. ed. Haifa: AGRIPRO, 1993. 257 p.

BEN-ASHER, J.; CHARACH, C.; ZEMEL, A. Infiltration and water extraction from trickle irrigation source: the effective hemisphere model. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 4, p. 882-887, 1986.

BEN-ASHER, J.; LOMEN, D.O.; WARRICK, A. W. Linear and nonlinear models of infiltration from a point source. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 42, p. 3-6, 1978.

BERGER, I.A.G. **Modelação da rega gota-a-gota**: transferências de água e de nitratos no solo. 1994. 156 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia da Rega e dos Recursos Agrícolas) – Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 1994.

BERNARDO, S.; SOARES, A.A.; MANTOVANI, E.C. **Manual de irrigação**. 8. ed. Viçosa: UFV, Imprensa Universitária, 2006. 611 p.

BHATNAGAR, P.R.; CHAUHAN, H.S. Soil water movement under a single surface trickle source. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 95, p. 799-808, 2008.

BOTREL, T.A. **Simulação da distribuição espacial da água em solo irrigado com gotejador**. 1988. 61 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de são Paulo, Piracicaba, 1988.

BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. 2. ed. Viçosa: UFV, 2003. 98 p.

BRANDT, A.; BRESLER, E.; DINER, N.; BEN-ASHER, J.; HELLER, J.; GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 35, p. 675-682, 1971.

BRESLER, E. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. **Irrigation Science**, Heidelberg, v. 1, n. 1, p. 3-17, 1978.

BRESLER, E.; HELLER, J.; DINER, N; BEN-ASHER, J.; BRANDT, A.; GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 35, p. 683-689, 1971.

CAMPOS, A.A. **Simulação numérica do movimento de água e solutos em solos não saturados**. Alegre, 2007. 70 p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - CCA, Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, 2007.

CARTAGENA BISBE, F.R. **Simulación numérica de la dinámica del agua en el suelo. Aplicación al diseño de sistemas de riego LAF**. 1995. 118 p. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias) - Departamento de Meio Ambiente e Ciências do Solo, Universidad de Lleida, Lleida, 1995.

CHRISTOFIDIS, D. O futuro da irrigação no Brasil. In: SEMINÁRIO PRESENTE E FUTURO DA AGRICULTURA IRRIGADA NO BRASIL SOB A ÓTICA DA GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2008, Brasília. **Anais eletrônicos...** Brasília: Agência Nacional de Águas, 2008. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/SalaImprensa/seminarioPreseneEFuturo.asp>. Acesso em: 5 jan. 2009.

COELHO, E.F.; OR, D. Modelo de distribuição de água e de potencial matricial no solo sob gotejamento com extração de água por raízes. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 34, n. 2, p. 225-234, 1999.

COELHO, E.F.; OR, D.; SOUSA, V.F. Avaliação de parâmetros hidráulicos para modelos de distribuição de água no solo sob gotejamento. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 34, n. 4, p. 651-657, 1999.

CONEJO, J.G.L. Planejamento de recursos hídricos e irrigação. In: SEMINÁRIO PRESENTE E FUTURO DA AGRICULTURA IRRIGADA NO BRASIL SOB A ÓTICA DA GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2008, Brasília. **Anais eletrônicos...** Brasília: Agência Nacional de Águas, 2008. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/SalaImprensa/seminarioPreseneEFuturo.asp>. Acesso em: 5 jan. 2009.

COOK, F.J.; FITCH, P.; THORBURN, P.J.; CHARLESWORTH, P.B.; BRISTOW, K.L. Modelling trickle irrigation: Comparison of analytical and numerical models for estimation of wetting front position with time. **Environmental Modelling and Software**, v. 21, n. 2, p. 1353-1359, 2006.

COOK, F.J.; THORBURN, P.J.; FITCH, P.; BRISTOW, K.L. WetUp: a software tool to display approximate wetting patterns from drippers. **Irrigation Science**, Heidelberg, v. 22, n. 3-4, p. 129-134, 2003.

DASBERG, S.; BRESLER, E. **Drip irrigation manual**. Bet Dagan: International Irrigation Information Center, 1985. 95 p.

DOURADO-NETO, D.; REICHARDT, K.S.; SILVA, A.L.; BACCHI, O.O.S.; TIMM L.C.; OLIVEIRA, J.C.M.; NIELSEN, D.R. A software to calculate soil hydraulic conductivity in internal drainage experiments (SHC, Version 2.00). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 5, p. 1219-1222, 2007.

ELMALOGLOU, S.;MALAMOS, N. Estimation of width and depth of the wetted soil volume under a surface emitter, considering root water-uptake and evaporation. **Water Resources Management**, v. 21, n. 8, p. 1325-1340, 2007.

EVANS, R.G.; WU, I.; SMAJSTRALA, A.G. Microirrigation systems. In: HOFFMAN, G.J.; EVANS, R.G.; JENSEN, M.E.; MARTIN, D.L.; ELLIOTT, R.L. **Design and operation of farm irrigation systems**. 2. ed. St. Joseph: American Society of Agricultural and Biological Engineers, 2007. cap. 17, p. 632-683.

FAO AQUASTAT, 2000. Disponível em: <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/countries/brazil/index.stm>. Acesso em: 12 dez. 2008.

FERNÁNDEZ-GALVEZ, J.; SIMMONDS, L.P. Monitoring and modelling the three-dimensional flow of water under drip irrigation. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 83, p. 197-208, 2006.

FREDLUNG, D.G.; XING, A. Equations for the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 31, n. 3, p. 521-532, 1994.

GARDNER, W.R. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table. **Soil Science**, Baltimore, v. 85, n. 4, p. 228-232, 1958.

JANZEN, J.G. Introdução. In: WENDLAND, E. **Modelos matemáticos e métodos numéricos em recursos hídricos**. 2001. Disponível em: <http://albatroz.shs.eesc.sc.usp.br/~ew/SHS-5896/index.htm>. Acesso em: 29 dez. 2008.

KELLER, J.; BLIESNER, R.D. **Sprinkle and trickle irrigation**. Caldwell: The Blackburn Press, 2000. 652 p.

LEONG, E.C.; RAHARDJO, H. Review of soil-water characteristic curve equations. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 123, n. 12, p. 1106-1117, 1997.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 335 p.

LOYOLA, J.M.T.; PREVEDELLO, C.L. Modelos analíticos para predição do processo da redistribuição da água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 5, p. 783-787, 2003.

LUBANA, P.P.S.; NARDA, N.K. Modelling soil water dynamics under trickle emitters - a review. **Journal of Agricultural Engineering Research**, v. 78, n. 3, p. 217-232, 2001.

MALISKA, C.R. **Transferência de calor e mecânica dos fluidos computacional**. 2. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2004. 453 p.

MEDINA SAN JUAN, J.A. **Riego por goteo**. Teoría y práctica. 4. ed. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa, 2000. 302 p.

MIRANDA, J.H.; DUARTE, S.N. Modelo para simulação da dinâmica de nitrato em colunas verticais de solo não saturado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 6, n. 2, p. 235-241, 2002.

MIYAZAKI, T.; HASEGAWA, S.; KASUBUCHI, T. **Water flow in soils**. New York: M. Dekker, 1993. 296 p.

MUALEM, Y. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: Prediction and formulas. In: KLUTE, A. **Methods of soils analysis**. Part 1. Physical and Mineralogical Properties. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 799-823.

MUALEM, Y.A. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porus media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, n. 3, p. 513-522, 1976.

NEVES, R.; CHAMBEL-LEITÃO, P.; LEITÃO, P.C. Modelação numérica da circulação da água no solo. O modelo MOHID, **Pedologia**, Oeiras, v. 28, p. 46-55, 2000.

NOGUEIRA, C.C.P. **Dinâmica da água num solo podzólico vermelho amarelo sob irrigação localizada superficial e subsuperficial**. 1998. 60 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 1998.

OLIVEIRA, P.C.; LIMA, J.L. Simulação numérica de movimento de água em solo não saturado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p. 251-257, 2003.

ONS - Operador Nacional do Sistema Elétrico. **Estimativa das vazões para atividades de uso consuntivo da água nas principais bacias do sistema interligado nacional (SIN)**. Brasília: ONS, 2003.

PARLANGE, J. Theory of water movement in soils: 5. Unsteady infiltration from spherical cavities. **Soil Science**, v. 113, n. 3, p. 156-161, 1972.

PHILIP, J.R. Steady absorption from spheroidal cavities. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 4, p. 828-830, 1985.

PIZARRO CABELLO, F. **Riegos localizados de alta frequência (RLAF**): Goteo, microaspersión, exudación. 2. ed. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa, 1990. 471 p.

PREVEDELLO, C.L. **Física do Solo**. Curitiba: Salesward-discovery, 1996. 446 p.

QUISPE, R.J.Q. **Implementação numérica para análise de fluxo transiente 3D em barragens**. 2008. 109 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

RAATS, P.A.C. Steady infiltration from point sources, cavities and basins. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 35, p. 689-694, 1971.

RABELO, J.L. Volumes finitos. In: WENDLAND, E. **Modelos matemáticos e métodos numéricos em recursos hídricos**. 2001. Disponível em: <http://albatroz.shs.eesc.sc.usp.br/~ew/SHS-5896/index.htm>. Acesso em: 29 dez. 2008.

RAGAB, R.; FEYEN, J.; HILLEL, D. Simulating infiltration into sand from a trickle line source using the matric flux potential concept. **Soil Science**, v.137, n. 2, p. 120-127, 1984.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera**: conceitos, processos e aplicações. Barueri: Manole, 2004. 478 p.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C.; BACCHI, O.O.S.; OLIVEIRA, J.C.M.; DOURADO-NETO, D. A parameterised equation to estimate soil hydraulic conductivity in the field. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 42, p. 283-287, 2004.

RIVERA, R.N.C. **Modelagem da dinâmica da água e do potássio na irrigação por gotejamento superficial**. 2004. 89 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

RODRIGO LÓPEZ, J.; HERNÁNDEZ ABREU, J.M.; PÉREZ REGALADO, A.; GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, J.F. **Riego localizado**. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa, 1992. 405 p.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5. ed. Campinas: SBCS, 2005. 92 p.

SCHWARTZMAN, M.; ZUR, B. Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 112, p. 242-253, 1986.

SEN, H.S.; PAUL, D.; BANDYOPADHYAY, K.; DASH, N.B. A simple numerical solution for two-dimensional moisture distribution under trickle irrigation, **Soil Science**, v. 154, n. 5, p. 350-356, 1992.

SIMUNEK, J.; SEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M.T. **Hydrus-2D**. Simulating water flow, heat and solute transport in two-dimensional variably saturated media. U. S. Salinity Laboratory, USDA/ARS, Riverside, CA, 1996.

SMITH, R.E.; WARRICK, A.W. Soil water relationships. In: HOFFMAN, G.J.; EVANS, R.G.; JENSEN, M.E.; MARTIN, D.L.; ELLIOTT, R.L. **Design and operation of farm irrigation systems**. 2. ed. St. Joseph: American Society of Agricultural and Biological Engineers, 2007. cap. 6, p. 120-159.

SOUZA, C.F.; MATSURA, E.E. Distribuição da água no solo para o dimensionamento da irrigação por gotejamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 8, n. 1, p. 7-15, 2004.

SOUZA, C.F.; MATSURA, E.E.; OR, D.; COLOMBO, A.; TESTEZLAF, R. Avaliação de modelos de infiltração da água no solo para o dimensionamento da irrigação por gotejamento . In: IV Congresso Internacional de Ingenieria Agricola, Chillán, 2001. **Anais...** Chillán: Universidad de Concepcion, v. 2, p. 173-176, 2001.

SOUZA, R.O.R.M. **Irrigação e drenagem**. 2008. 149 p. Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal Rural da Amazônia. Disponível em: <http://www.rodrigoufra.xpg.com.br/>. Acesso em: 10 dez. 2008.

SRIVASTAVA, R.; YEH, T.J. Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. **Water Resources Research**, v. 27, n. 5, p. 753-762, 1991.

TABUADA, M.A.; BERGER, I.A.G. Modelação numérica da rega localizada. **Recursos Hídricos**, v. 19, n. 2-3, p. 7-20, 1998.

TAGHAVI, S.A.; MARINO, M.A.; ROLSTON, E. Infiltration from a trickle irrigation source. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 110, n. 4, p. 331–341.1984.

THORBURN, P.J.; COOK, F.J.; BRISTOW, K.L. Soil-dependent wetting from trickle emitters: implications for system design and management. **Irrigation Science**, Heidelberg, v. 22, n. 3-4, p. 121-127, 2003.

VAN GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

VASCONCELLOS, C.A.B.; AMORIM, J.C.C. Numerical simulation of unsaturated flow in porous media using a mass-conservative model. In: XVI Congresso Brasileiro de Engenharia Mecânica, Uberlândia, 2001. **Anais...**Uberlândia: ABCM, v. 8 p. 139-148, 2001.

WARRICK, A.W. Time-dependent linearized infiltration: I. Point source. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 38, n. 3, p. 383-386, 1974.

WOODING, R.A. Steady infiltration from a shallow circular pond. **Water Resources Research**, Washington, v. 4, p. 1259-1273, 1968.

ZAZUETA RANAHAN, F.S. **Micro irrigation**. México: ICFA International, 1992. 250 p.

Livros Grátis

(http://www.livrosgratis.com.br)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração
Baixar livros de Agronomia
Baixar livros de Arquitetura
Baixar livros de Artes
Baixar livros de Astronomia
Baixar livros de Biologia Geral
Baixar livros de Ciência da Computação
Baixar livros de Ciência da Informação
Baixar livros de Ciência Política
Baixar livros de Ciências da Saúde
Baixar livros de Comunicação
Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE
Baixar livros de Defesa civil
Baixar livros de Direito
Baixar livros de Direitos humanos
Baixar livros de Economia
Baixar livros de Economia Doméstica
Baixar livros de Educação
Baixar livros de Educação - Trânsito
Baixar livros de Educação Física
Baixar livros de Engenharia Aeroespacial
Baixar livros de Farmácia
Baixar livros de Filosofia
Baixar livros de Física
Baixar livros de Geociências
Baixar livros de Geografia
Baixar livros de História
Baixar livros de Línguas