



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-10437-TDI/925

**CONSTRUÇÃO DE UM SISTEMA DE ANÁLISE E SIMULAÇÃO
HIDROLÓGICA: APLICAÇÃO A BACIAS HIDROGRÁFICAS**

Camilo Daleles Rennó

Tese de Doutorado do Curso da Pós-Graduação e Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. João Viane Soares, aprovada em 31 de março de 2003.

528.711.7

RENNÓ, C. D.

Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas/ C.D.Rennó.

- São José dos Campos: INPE, 2003.

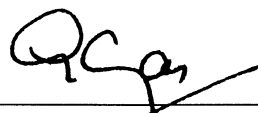
158p. – (INPE – 10437-TDI/925).

1.Modelos hidrológicos. 2.Fluxos de água. 3.Umidade do Solo. 4.Bacia hidrográfica. 5.Discretização.

I. Título.

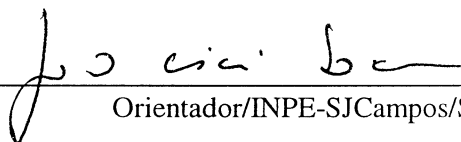
Aprovado pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de **Doutor** em
Sensoriamento Remoto.

Dr. Gilberto Câmara Neto



Presidente/INPE-SJCampos/SP

Dr. João Viane Soares



Orientador/INPE-SJCampos/SP

Dr. Dalton de Morisson Valeriano



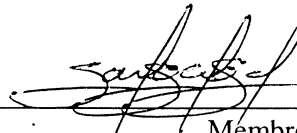
Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Luiz Antônio Martinelli



Membro da Banca
Convidado CENA/USP, Piracicaba/SP

Dr. Edison Eyji Sano



Membro da Banca
Convidado EMBRAPA/CPAC, Brasília/DF

Candidato (a): Camilo Daleles Rennó

São José dos Campos, 31 de março de 2003.

“Uma importante inovação científica raramente abre caminho conquistando e convertendo gradualmente seus opositores: raramente acontece de Saulo se tornar Paulo. O que realmente acontece, é que seus opositores gradualmente desaparecem e a nova geração se familiariza com aquelas idéias iniciais”.

MAX PLANCK

*A meus pais,
MILTON JOSÉ RENNÓ e
OFÉLIA MARIA DE OLIVEIRA RENNÓ*

AGRADECIMENTOS

Uma tese não é feita por um único indivíduo. É fruto do esforço de um grupo de pessoas que ajudam, direta ou indiretamente, fazendo sugestões, indicando caminhos, apontando erros. Ao final da tese, há sempre o receio de não se lembrar de alguém que tenha ajudado e que, inadvertidamente, tenha se esquecido de agradecer. Portanto, previamente agradeço a todos aqueles que tenham me ajudado na elaboração desta tese.

É claro que algumas pessoas devem ser lembradas de forma especial. A estas pessoas dedico algumas linhas deste documento. Não me preocupei com uma ordem específica de agradecimento. Para mim, todas as pessoas aqui mencionadas têm seu valor. Obviamente, mesmo esta lista seria imensa e para cada pessoa, uma página inteira seria necessária para demonstrar minha gratidão. No entanto, não me considero muito prolixo para atingir tal façanha.

Primeiramente, quero agradecer ao meu orientador e amigo Dr João Viane Soares que sempre acreditou na minha potencialidade, oferecendo-me a oportunidade de realizar este trabalho. Ele despertou em mim o gosto pela modelagem e me fez resgatar conceitos aprendidos ainda na faculdade. Por tudo que fez, sou muito grato.

Devo agradecer também aos meus amigos que, nestes quase 10 anos de INPE (incluindo o tempo em que fui estudante de mestrado e o tempo de bolsista), vêm me acompanhando nesta jornada. Sem o clima de amizade, este trabalho certamente seria muito penoso. Em especial, quero agradecer a duas pessoas: a Maria Silvia Pardi Lacruz, minha amiga desde mestrado, e a Maria Etelvina Renó Dias, secretária da pós-graduação e minha prima. Silvia, sempre muito prestativa, procurou ajudar em tudo que fosse preciso, mesmo quando não dispunha de muito tempo. Sua personalidade forte e marcante, seu senso de justiça e sua educação primaz, a fazem uma pessoa muito especial para mim e querida por todos. Etel, com seu jeito sempre alto astral, foi imprescindível na conclusão deste trabalho. Seu humor contagiante e sua total doação ao trabalho a torna uma das pessoas mais queridas do INPE. Aos meus outros amigos, minha mais sincera gratidão: Sidnei Siqueira Sant'Anna, Manoel de Araújo Sousa Júnior, Terezinha Gomes, Corina da Costa Freitas, João Roberto dos Santos, Thelma

Krug, Marco Aurélio Tavares de Carvalho, Angelucci Rodrigues dos Santos e José Marinaldo Gleriani.

Quero agradecer também ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por oferecer as instalações e os equipamentos indispensáveis para este trabalho. É importante mencionar uma qualidade ímpar encontrada aqui no INPE. Com raríssimas exceções, as pessoas que trabalham no INPE, independentemente do nível acadêmico, estão dispostas a ajudar e esclarecer dúvidas. Agradeço a todos da DSR e da DPI pelo convívio, em especial, aos meus professores que me influenciaram de maneira decisiva na escolha da carreira de pesquisa. Agradeço ao Dr Antônio Miguel Monteiro, chefe da DPI, pelo total apoio dado principalmente durante a conclusão deste trabalho.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo, sem a qual, se tornaria impossível a dedicação exclusiva aos estudos.

E de modo muito especial, quero agradecer a minha família, que é a base de tudo e sem ela, não estaria aqui. Meu pai, minha mãe, minha irmã e meu irmão sempre torceram por mim e sempre me incentivaram nesta carreira de pesquisa, apoiando-me sem restrições em todas minhas decisões.

RESUMO

Os modelos hidrológicos são ferramentas úteis para o entendimento do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas. Estes modelos deveriam representar grande parte dos processos hidrológicos a fim de produzir resultados realistas. Entretanto, os modelos são apenas uma aproximação da realidade e requerem uma boa inicialização das variáveis de estado e uma grande quantidade de dados para representar apropriadamente os processos. Este trabalho tem como objetivo apresentar o “Sistema de Análise de Simulação Hidrológica - *SASHI*”, que utiliza o modelo numérico do terreno representado por curvas de nível, para discretizar uma bacia hidrográfica em elementos irregulares (polígonos). Esses elementos constituem a unidade espacial básica do modelo hidrológico distribuído. O *SASHI* foi desenvolvido de modo a permitir a simulação do comportamento do sistema solo-planta-atmosfera, considerando a variação espacial de cada componente e realizando previsões das interações dinâmicas e dos fluxos de energia e água. A hidrologia do solo é descrita pela equação de Richards e adota o modelo de Broadbridge-White para simplificar a solução desta equação usando a solução numérica baseada nas diferenças finitas. O *SASHI* permite extrair automaticamente os limites das bacias a partir das curvas de nível e da rede de drenagem e, em seguida, calcular alguns índices morfométricos dessas bacias. Além disso, o *SASHI* pode calcular o índice topográfico a partir do qual a condição inicial de umidade do solo pode ser estimada. Este sistema foi testado numa sub-bacia do rio Corumbataí, localizada no Estado de São Paulo. Foram discutidos aspectos relativos à discretização da bacia e à inicialização do modelo hidrológico. Duas simulações hidrológicas foram testadas para o ano hidrológico 94/95: uma supondo cobertura florestal com índice de área foliar de $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$, e outra com índice de área foliar de $4 \text{ m}^2/\text{m}^2$. Ambas simulações utilizaram os mesmos dados de solo e de clima. Os resultados da discretização mostraram que os elementos irregulares puderam representar satisfatoriamente a variabilidade da declividade e orientação da bacia estudada. A simulação mostrou a necessidade de definir-se um fluxo de água ascendente, abaixo do perfil de solo, para manutenção do processo de evapotranspiração mesmo em épocas mais secas.

BUILDING A HYDROLOGICAL ANALYSIS AND SIMULATION SYSTEM FOR DRAINAGE BASIN APPLICATION

ABSTRACT

Hydrological models are useful tools to understand the hydrological behavior of watersheds. These models should represent most of hydrological processes to be able to produce realistic results. However, models are only an approximation of the truth and they require good initialization of state variables and a large amount of data to properly represent the processes. This work aims at presenting a hydrological analysis and simulation system, denominated *SASHI* (the acronym derives from the Portuguese “Sistema de Análise de Simulação Hidrológica”). This computer system uses a contour-based method to subdivide a basin into irregular elements (polygons). These elements will be the basic spatial unit for the hydrological model. The implemented hydrological model was designed to enable the simulation of the soil-vegetation-atmosphere system behavior considering the spatial variation of each component and predicting the dynamic interactions as well as energy and water fluxes. The soil hydrology is described by the Richards equation and adopts the Broadbridge-White model to simplify the solution of this equation using a finite difference as numerical solution technique. *SASHI* allows to automatically extract basin boundaries from the contour lines and the drainage, and to calculate some morphometric indices from these basins. It also calculates the topographic index which can be used by the hydrological model to estimate the initial condition of the soil humidity. *SASHI* was tested in a sub-basin of Corumbataí river in São Paulo State, Brazil. A discussion about the discretization method and the initialization of the hydrological model was presented. Two hydrological simulations were tested for the period August 1994 – July 1995: one considering a $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$ *LAI* forest and the other a $4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ *LAI* forest, using the same soil and climate data. The results of the discretization showed that the irregular elements could satisfactorily represent the variability of slope and aspect of the basin. The simulation pointed out the necessity of defining an upward water flux, below soil profile, in order to maintain the evapotranspiration process during dry seasons.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO.....	25
CAPÍTULO 2 - CONCEITOS BÁSICOS DE MODELAGEM HIDROLÓGICA..	29
2.1 Uma visão geral sobre modelos.....	29
2.2 Classificação dos modelos.....	32
2.3 Considerações sobre escala	35
2.4 Discretização de bacias hidrográficas.....	37
2.4.1 Discretização espacial	38
2.4.2 Compartimentalização do solo	46
2.5 Componentes da modelagem hidrológica.....	47
2.5.1 Precipitação	51
2.5.2 Balanço de energia e evapotranspiração.....	53
2.5.3 Dinâmica da água no solo.....	61
2.5.3.1 Potenciais de água no solo e a lei de Darcy	61
2.5.3.2 A equação de Richards e o modelo de Broadbridge-White (BW)	68
2.5.3.3 Índice topográfico	75
2.6 Análise morfométrica	79
CAPÍTULO 3 - DESCRIÇÃO DO SISTEMA DE ANÁLISE E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA (SASHI).....	83
3.1 Dados básicos	85
3.1.1 Modelo numérico do terreno (MNT).....	85
3.1.2 Hidrografia	89
3.2 Dados complementares.....	89
3.2.1 Solos	90
3.2.2 Vegetação	91
3.2.3 Dados climáticos	92
3.3 Detecção automática de bacias hidrográficas.....	93
3.4 Discretização da bacia hidrográfica em elementos irregulares	95
3.4.1 Determinação das linhas de fluxo.....	95
3.4.2 Definição dos elementos irregulares.....	97
3.4.3 Cálculo do índice topográfico.....	98
3.5 Análise morfométrica	99
3.6 Modelagem da dinâmica da água no solo.....	99
3.6.1 Definição do perfil de umidade inicial	101
3.6.2 Simulação hidrológica e ferramentas de análise.....	104

CAPÍTULO 4 - APLICAÇÃO DO SISTEMA DE ANÁLISE E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA (SASHI)	109
4.1 Descrição da área de estudo.....	109
4.1.1 Dados cartográficos	111
4.1.2 Dados edáficos.....	112
4.1.3 Dados relativos ao uso e cobertura da terra.....	113
4.1.4 Dados climáticos	115
4.2 Delimitação automática de bacias	116
4.3 Discretização da bacia em elementos irregulares.....	118
4.4 Compatibilização dos dados complementares aos elementos irregulares	120
4.5 Simulação hidrológica	123
4.5.1 Definição dos parâmetros	123
4.5.2 Inicialização da umidade do solo.....	125
4.5.3 Avaliação dos resultados da simulação	128
CAPÍTULO - 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137
REFERÊNCIAS CONSULTADAS	145

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 – Representação de um modelo hipotético.....	32
2.2 – Escalas temporais relativas os processos de acoplamento entre os vários elementos da Terra.....	36
2.3 – Representação de uma bacia hidrográfica dividida em sub-bacias e diagrama esquemático mostrando os percursos da água até a saída da bacia. As setas indicam que a sub-bacia se comunica diretamente com a saída através de um curso d'água.....	39
2.4 – Representação do MNT para uma bacia hidrográfica. (a) grade regular; (b) TIN; (c) curvas de nível.....	40
2.5 – Definição de um elemento típico construído a partir de linhas de fluxo com base num MNT representado por curvas de nível.....	41
2.6 – Distribuição espacial da declividade: (a) elementos irregulares baseados em curvas de nível e (b) grade regular.....	42
2.7 – Representação matricial dos atributos.....	43
2.8 – Representação dos atributos na forma de tabelas relacionais.....	44
2.9 – Utilização de tabelas relacionais interligadas.....	44
2.10 – Direções de fluxo obtidas a partir de MNT em grade regular.....	45
2.11 – Relação topológica entre elementos definida pela direção dos fluxos.....	46
2.12 – Diagrama conceitual com os principais componentes do ciclo hidrológico.....	49
2.13 – Componentes do balanço de água no solo considerando o declive do terreno.....	50
2.14 – Curvas de retenção considerando as fases de secamento e molhamento.....	63
2.15 – Relação entre o coeficiente b e a fração argila do solo.....	65
2.16 – Curvas típicas de capacidade de infiltração para solos arenosos e argilosos. O tempo zero corresponde ao início do fornecimento de água ao solo.....	66
2.17 – Perfis de umidade mostrando a redistribuição da água ao longo do perfil de solo em 5 tempos diferentes.....	67
2.18 – Representação esquemática de uma vertente.....	76

2.19 – Aplicação do método de Strahler para ordenação da rede de drenagem e do método de Shreve para a determinação da magnitude da mesma.	81
3.1 – Interface principal do sistema.....	83
3.2 – Fluxograma do SASHI. As caixas tracejadas mostram operações que são realizadas automaticamente após a disponibilização do dado.....	85
3.3 – Determinação de linhas de fluxo em curvas de nível com pontos irregularmente espaçados.....	87
3.4 – Erros no MNT que comprometem a discretização da bacia hidrográfica em elementos irregulares.....	87
3.5 – Representação esquemática de um <i>group</i> formado por quatro curvas de nível sendo artificialmente ligadas (linhas tracejadas) para formar um polígono.....	88
3.6 – Identificação de elementos de sela. Os números correspondem a cota das curvas de nível e do ponto cotado, as setas mostram a direção de fluxo e as linhas pontilhadas indicam a divisão artificial dos elementos de sela.....	89
3.7 – Interface de definição dos atributos do solo.....	91
3.8 – Interface de definição dos atributos da vegetação.....	92
3.9 – Interface de entrada dos dados climáticos.....	93
3.10 – Detecção automática de sub-bacias. Previamente, é feito o ordenamento e a identificação dos segmentos (a). Em seguida faz-se a expansão da drenagem “morro acima” (b - f) para posterior delimitação das sub-bacias (g).....	94
3.11 – Definição do critério utilizado para determinação das linhas de fluxo.....	96
3.12 – Simplificação das linhas de fluxo.....	97
3.13 – Tipos de elementos.....	97
3.14 – Interface para análise morfométrica.....	99
3.15 – Representação esquemática do modelo hidrológico.....	100
3.16 – Perfil de umidade, considerando um decréscimo linear (linha magenta) e quadrático (linha azul) do potencial de água no solo.....	102
3.17 – Perfil de umidade, considerando elementos com diferentes profundidades de lençol freático.....	103
3.18 – Distribuição espacial do atributo θ , no 3º nó, 15 dias após o início da simulação.....	106

3.19 – Distribuição ao longo do perfil do atributo θ , no 3 ^o nó, 15 dias após o início da simulação (à esquerda), e nos 100 primeiros dias da simulação (à direita).	107
3.20 – Variação temporal (nos primeiros 100 dias após o início da simulação) do atributo θ , no 3 ^o nó (à esquerda), e em todos os nós (à direita).	107
4.1 – Localização da área de estudo.	110
4.2 – Altimetria e rede de drenagem da microbacia de Analândia.....	111
4.3 – Mapa de solos.....	114
4.4 – Imagem TM/LANDSAT bandas 543 (RGB) e mapa de uso e cobertura da terra.....	115
4.5 – Vazão do rio Corumbataí (linha em vermelho) e precipitação (barras verticais em azul) para o período de agosto/94 a julho/95.....	117
4.6 – Delimitação automática de sub-bacias de 2 ^a ordem ou superior.....	117
4.7 – Linhas de fluxo antes do processo de simplificação.....	118
4.8 – Número de elementos formados após a simplificação das linhas de fluxo.	119
4.9 – Distribuição relativa acumulada da declividade.....	120
4.10 – Linhas de fluxo antes da simplificação (a esquerda) e depois da simplificação usando um limiar de 150 (a direita).....	121
4.11 – Declividade (a esquerda) e orientação (a direita) da bacia estudada.....	121
4.12 – Resultado da compatibilização entre os elementos irregulares e o mapa de solos (acima), e entre os elementos irregulares e o mapa de uso e cobertura da terra (abaixo).	122
4.13 – Distribuição espacial da índice topográfico.....	126
4.14 – Distribuição relativa acumulada do índice topográfico. À esquerda, considerando todos os elementos da bacia hidrográfica e à direita, separando-se os elementos associados ou não à rede de drenagem.	126
4.15 – Estimação da profundidade do lençol freático a partir do índice topográfico....	127
4.16 – Distribuição espacial da disponibilidade de água (m) considerando um perfil de solo de 3 m de espessura.....	128
4.17 – Distribuição espacial da disponibilidade inicial de água (m) considerando um perfil de solo de 3 m de espessura para floresta com (a) $IAF = 1$ e (b) $IAF = 4$	130
4.18 – Radiação líquida disponível no topo do dossel. A linha azul representa os dados originais e a magenta representa a média móvel de 7 dias.	130

4.19 – Evapotranspiração diária média da bacia hidrográfica para a floresta com $IAF = 1$ (linha azul) e a com $IAF = 4$ (linha magenta).	131
4.20 – Disponibilidade de água média diária da bacia hidrográfica considerando o perfil de solo de 3 m, para a floresta com $IAF = 1$ (linha azul) e a com $IAF = 4$ (linha magenta).	132
4.21 – Distribuição espacial da disponibilidade de água (m) considerando o perfil de solo de 3 m. Cada imagem representa uma média de 3 meses.	133

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 – Valores típicos para os parâmetros do modelo BW	74
2.2 – Variáveis adimensionais do modelo de solo BW	75
4.1 – Solos da bacia da Analândia	113
4.2 – Parâmetros do modelo BW para os <i>layers</i> que compõem as classes de solo.	124
4.3 – Definição dos <i>layers</i> e do parâmetro β para cada classe de solo.....	124
4.4 – Parâmetros relativos à vegetação.....	125

LISTA DE SÍMBOLOS

- α - albedo
- β - fração da K que determina q_d
- Δ - declividade da curva de saturação de vapor (mbar °C⁻¹)
- $\Delta\theta$ - variação do estoque de água no solo (m dia⁻¹)
- γ - constante psicométrica (0,66 mbar °C⁻¹)
- $\varphi_{C\downarrow}$ - radiação incidente em ondas curtas (J m⁻² dia⁻¹)
- φ_l - radiação líquida (J m⁻² dia⁻¹)
- $\varphi_{L\uparrow}$ - fluxo ascendente de radiação em ondas longas (J m⁻² dia⁻¹)
- $\varphi_{L\downarrow}$ - radiação incidente em ondas longas (J m⁻² dia⁻¹)
- φ_{lr} - radiação líquida incidente para o qual f_R atinge o dobro do valor mínimo (J m⁻² dia⁻¹)
- φ_{ls} - radiação líquida que chega ao solo (J m⁻² dia⁻¹)
- κ - coeficiente de atenuação de Beer-Lambert
- λ - calor latente de vaporização da água (2,45 J kg⁻¹) ou valor médio do índice topográfico
- λ_c - índice de capilaridade macroscópica (m)
- Θ - disponibilidade relativa de água no solo
- θ - umidade volumétrica do solo (m³ m⁻³)
- θ_r - umidade volumétrica residual (m³ m⁻³)
- θ_s - umidade volumétrica do solo saturado (m³ m⁻³)
- ρ - densidade do ar (kg m⁻³)
- σ - constante de Stefan-Boltzman (0,0049 J m⁻² K⁻⁴ dia⁻¹)
- τ - fator de tortuosidade
- ψ - potencial total de água no solo (m)
- ψ^* - potencial de água no solo adimensional
- ψ_c - potencial de carga (m)
- ψ_f - potencial de água na folha (-MPa)

- $\psi_{f_{fech}}$ - potencial de água na folha para indução do fechamento do estômato (-MPa)
- $\psi_{f_{min}}$ - potencial mínimo de água na folha (-MPa)
- ψ_g - potencial gravitacional (m)
- ψ_m - potencial matricial (m)
- ψ_{min} - potencial mínimo de água no solo (m)
- ψ_{os} - potencial osmótico (m)
- a_i - área de drenagem de largura unitária acima do ponto i ($m^2 m^{-1}$)
- b - coeficiente empírico
- B - coeficiente empírico
- C - parâmetro de estrutura do solo
- c_p - calor específico do ar sob pressão constante ($J kg^{-1} ^\circ C^{-1}$)
- D - difusividade da água no solo ($m^2 dia^{-1}$)
- D_m - constante de difusão molecular do vapor d'água
- D_v - déficit de pressão de vapor (mbar)
- E - evaporação ($m dia^{-1}$)
- e - pressão de vapor num nível qualquer (mbar)
- e_0 - pressão de vapor no nível de referência (mbar)
- E_{int} - evaporação por interceptação ($m dia^{-1}$)
- $E_{int max}$ - quantidade máxima de chuva interceptada pelo dossel ($m dia^{-1}$)
- E_{max} - evaporação máxima do solo ($m dia^{-1}$)
- es - escoamento superficial ($m^3 dia^{-1}$)
- E_s - evaporação do solo
- E_p - transpiração pelas plantas ($m dia^{-1}$)
- f - parâmetro de forma do decaimento exponencial
- f_{cn} - fator de cobertura por nuvens
- f_e - fator de aumento de r_e relacionado ao déficit de pressão de vapor
- F_i - balanço de água no solo no ponto i ($m dia^{-1}$)
- f_R - fator de aumento de r_e relacionado à radiação
- f_r - fração de raiz
- F_r - fração acumulada de raízes
- f_s - fator de aumento de r_e relacionado à disponibilidade de água no solo

- G - calor armazenado no dossel e no solo ($\text{J m}^2 \text{ dia}^{-1}$)
- g_e - condutância estomatal (m s^{-1})
- g_{emax} - condutância estomatal máxima (m s^{-1}), $g_{emax} = 1/r_{emin}$
- g_{emin} - condutância estomatal mínima (m s^{-1}), $g_{emin} = 1/r_{emax}$
- H - calor sensível ($\text{J m}^2 \text{ dia}^{-1}$)
- $I AF$ - índice de área foliar ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$)
- $I AF_{ef}$ - índice de área foliar efetivo ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$)
- IT - índice topográfico
- k - coeficiente de interceptação de chuva pelo dossel ($\text{m } I AF^{-1} \text{ dia}^{-1}$)
- K - condutividade hidráulica do solo (m dia^{-1})
- k_{ψ_f} - taxa de resposta do g_e ao ψ_f ($\text{m s}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$)
- K^* - condutividade hidráulica adimensional
- K_0 - condutividade hidráulica saturada à superfície (m dia^{-1})
- K_s - condutividade hidráulica do solo saturado (m dia^{-1})
- l - espessura da camada de solo seco (m)
- m - declividade da superfície (m m^{-1})
- P - precipitação (m dia^{-1})
- P' - quantidade de água necessária para saturar o dossel (m dia^{-1})
- p_f - fração da chuva que chega à superfície através de respingos da folha
- p_g - fração da chuva que chega à superfície através do escorrimento pelos troncos
- P_l - precipitação líquida (m dia^{-1})
- p_s - porosidade do solo
- q_d - fluxo descendente a partir do último nó do perfil de solo (m dia^{-1})
- $Q_{entrada}$ - escoamento de água para dentro do sistema (m dia^{-1})
- q_f - umidade específica ao nível foliar (kg kg^{-1})
- q_l - fluxo lateral de água ($\text{m}^3 \text{ dia}^{-1}$)
- q_s - umidade específica do ar saturado (kg kg^{-1})
- Q_{saida} - escoamento de água para fora do sistema (m dia^{-1})
- q_v - fluxo vertical de água no solo (m dia^{-1})
- R - intensidade média de chuva (m dia^{-1}) ou taxa de descarga ($\text{m}^3 \text{ dia}^{-1}$)
- r_a - resistência aerodinâmica (s m^{-1})

- r_{as} - resistência aerodinâmica entre o dossel e a superfície do solo ($s\ m^{-1}$)
- r_d - resistência do dossel ($s\ m^{-1}$)
- r_e - resistência estomatal ($s\ m^{-1}$)
- r_{emax} - resistência estomatal máxima ($s\ m^{-1}$)
- r_{emin} - resistência estomatal mínima ($s\ m^{-1}$)
- r_s - resistência do solo ($s\ m^{-1}$)
- S_i - déficit de umidade na zona não saturada ($m\ dia^{-1}$)
- \bar{S} - déficit hídrico médio da bacia hidrográfica ($m\ dia^{-1}$)
- t - tempo (dia)
- T - temperatura num nível qualquer ($^{\circ}C$)
- T_0 - temperatura no nível de referência ($^{\circ}C$)
- T_a - temperatura do ar ($^{\circ}C$)
- $\tan \beta_i$ - declividade na superfície ($m\ m^{-1}$)
- T_i - transmissividade do solo no ponto i ($m^2\ dia^{-1}$)
- T_s - transmissividade do solo saturado ($m^2\ dia^{-1}$)
- U - variável transformada de Kirchhoff
- U^* - transformada de Kirchhoff adimensional
- UR - umidade relativa
- z - profundidade (m)
- \bar{z} - profundidade média do lençol freático (m)
- Z - profundidade máxima de referência (m)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A realização de estudos hidrológicos em bacias hidrográficas vem da necessidade de se compreender os processos que controlam o movimento da água e os impactos de mudanças do uso da terra sobre a quantidade e qualidade da água (Whitehead e Robinson, 1993). A importância de se adotar a bacia como unidade hidrológica está ligada ao fato de que suas características estão intimamente relacionadas com a produção de água. A área de uma bacia hidrográfica tem influência sobre a quantidade de água produzida e, a forma e o relevo atuam sobre o regime desta produção (Zakia, 1998). Odum (1971) já considerava a necessidade de se eleger a bacia hidrográfica como unidade de conservação. Este autor observou que alguns parques florestais, apesar de possuírem grandes áreas, não compreendiam as áreas de nascentes, e com isso estavam vulneráveis a práticas antrópicas nas cabeceiras dos rios, o que poderia prejudicar os ecossistemas dentro da área protegida pelo parque.

Durante muito tempo, os estudos hidrológicos eram basicamente avaliações de apenas dois componentes do ciclo hidrológico: a precipitação e o deflúvio. A precipitação representava a entrada e o deflúvio a saída do sistema, sendo a evaporação e a variação do armazenamento de água no solo quase sempre desconsideradas na análise. Entretanto, a compreensão do conjunto de processos físicos que ocorrem na bacia é imprescindível para interpretação dos resultados obtidos, suas limitações e sua aplicabilidade a outras regiões (McCulloch e Robinson, 1993).

Na natureza, a manutenção dos recursos hídricos, no que diz respeito ao regime de vazão dos cursos d'água e da qualidade de água, decorre de mecanismos naturais de controle desenvolvidos ao longo de processos evolutivos da paisagem. Um destes mecanismos, por exemplo, é a relação íntima que existe entre a cobertura vegetal e a água, especialmente nas cabeceiras dos rios onde estão suas nascentes. Esta condição natural de equilíbrio dinâmico vem sendo constantemente alterada pelo homem através do desmatamento, expansão da agricultura, abertura de estradas, urbanização e vários

outros processos de transformação antrópica da paisagem, que alteram os ciclos biogeoquímicos e o ciclo da água. Levando em conta as projeções de crescimento da população mundial, não há dúvida de que os impactos ambientais destas transformações começam a ameaçar a sustentabilidade dos recursos hídricos (Lima, 2000).

O monitoramento de uma bacia hidrográfica pode fornecer indicações a respeito de mudanças desejáveis ou indesejáveis que estejam ocorrendo com os recursos hídricos como consequência de práticas de manejo. Podem-se identificar várias práticas que prejudicam a sustentabilidade, podendo estas práticas ocorrer em diferentes escalas. Na microescala, a compactação, a destruição da matéria orgânica e a destruição da microbiologia do solo são alguns exemplos de consequências de práticas de manejo inadequado que degradam o mais importante fator hidrológico da manutenção dos recursos hídricos, que é o processo de infiltração de água no solo. Na mesoescala, podem-se identificar outros indicadores de sustentabilidade dos recursos hídricos como, por exemplo, as estradas, cujo traçado não leve em conta as características da bacia, sempre constituem focos permanentes de erosão, degradando tanto o potencial produtivo do solo, como a qualidade da água. Finalmente, na macroescala (escala regional), um indicador de sustentabilidade dos recursos hídricos seria, por exemplo, a própria disponibilidade natural de água, a qual pode ser quantificada pelo balanço hídrico (Lima, 2000).

O modelo hidrológico é uma ferramenta extremamente útil que permite, através da equacionalização dos processos, representar, entender e simular o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica (Tucci, 1998). Entretanto, é impossível ou inviável traduzir todas as relações existentes entre os diferentes componentes da bacia hidrográfica em termos matemáticos. De fato, ou essas relações são extremamente complexas a ponto de não existir uma formulação matemática capaz de descrevê-las completamente, ou apenas uma parte dos processos envolvidos nessas relações é parcialmente conhecida. Assim, na maioria dos casos, a modelagem hidrológica torna-se somente uma representação aproximada da realidade.

O objetivo principal deste trabalho é apresentar o sistema computacional chamado SASHI (Sistema de Análise e Simulação Hidrológica) que permite analisar, simular e quantificar os processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica através de um modelo hidrológico distribuído. Todas as etapas envolvidas na construção desse sistema são apresentadas, assim como, as simplificações e suposições necessárias para a elaboração do modelo hidrológico distribuído.

O modelo hidrológico implementado estima a radiação líquida, a evapotranspiração e a redistribuição da água no perfil de solo num passo de tempo diário, e adota como unidade espacial um elemento irregular (polígono) definido a partir das curvas de nível.

É importante esclarecer que o SASHI não é um sistema completo nem definitivo, sendo apenas uma parte de um processo que levará à construção de sistemas ainda mais complexos e completos, de maneira a atender às demandas existentes.

Além deste capítulo, que introduz a problemática e importância em se fazer modelagem hidrológica, este documento possui mais 4 capítulos. No segundo capítulo, são tratados assuntos relacionados aos conceitos básicos que envolvem a modelagem hidrológica tendo como enfoque principal o balanço de água no solo. Este capítulo apresenta ainda os métodos e variáveis propostos para representar os processos hidrológicos da bacia. Uma descrição do SASHI é feita no capítulo 3, onde são apresentados os vários módulos desse sistema. O capítulo 4 traz uma aplicação do SASHI numa bacia hidrográfica. Por fim, no último capítulo, são feitas as considerações finais e recomendações para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

CONCEITOS BÁSICOS DE MODELAGEM HIDROLÓGICA

Neste capítulo, são abordadas questões básicas relacionadas à modelagem hidrológica. Inicialmente, são apresentados conceitos gerais de modelagem, definindo-se as variáveis envolvidas e os tipos de modelos existentes. Em seguida, são discutidos alguns aspectos relativos à escala e à discretização espacial em modelos hidrológicos, e são apresentados os componentes básicos da modelagem hidrológica. Por fim, são apresentados alguns aspectos da análise morfométrica de bacias hidrográficas, destacando-se a hierarquização da rede de drenagem.

2.1 Uma Visão Geral Sobre Modelos

Um modelo pode ser considerado como uma representação simplificada da realidade, auxiliando no entendimento dos processos que envolvem esta realidade. Os modelos estão sendo cada vez mais utilizados em estudos ambientais, pois ajudam a entender o impacto das mudanças no uso e cobertura da terra e prever alterações futuras nos ecossistemas.

Os processos ambientais no mundo real são geralmente bastante complexos e são tipicamente tridimensionais e dependentes do tempo. Tal complexidade pode incluir comportamentos não lineares e componentes estocásticos sobre múltiplas escalas de tempo e espaço. Pode-se ter um entendimento qualitativo de um processo particular, mas o entendimento quantitativo pode ser limitado. A possibilidade de expressar os processos físicos como um conjunto de equações matemáticas detalhadas pode não existir, ou as equações podem ser muito complexas, exigindo simplificações para seu uso (Steyaert, 1993).

Além disso, limitações computacionais ou a maneira na qual as equações matemáticas são convertidas em processos numéricos discretos, levam à parametrização de processos complexos em escalas muito detalhadas que podem não ser explicitamente representada no modelo. Em alguns casos, esses conjuntos de equações podem ser vistos como uma

coleção de hipóteses que conectam entradas e saídas do sistema. Esse conjunto de equações parametrizadas representa a melhor aproximação do modelador para explicar esses processos, considerando todas essas restrições. Entretanto, é importante reconhecer que um modelo ambiental é, no melhor caso, apenas uma representação dos processos do mundo real (Steyaert, 1993). Um mesmo processo pode ser representado de diferentes maneiras, sendo algumas mais apropriadas para determinados casos. Assim, não existe um modelo único que seja o melhor e sim, pode existir aquele que melhor descreve um fenômeno.

De maneira geral, um modelo é um sistema de equações e procedimentos que podem ser reunidos em quatro grupos básicos (Odum, 1971). O primeiro grupo é constituído pelo conjunto de variáveis que são utilizadas para representar o estado ou condição do sistema em qualquer instante de tempo. Há sempre uma equação diferencial relacionada a esta variável. Como exemplo, na modelagem do balanço de água no solo, uma variável de estado pode ser o conteúdo de água no solo. O segundo grupo é formado pelos fluxos ou interações (também chamados de processos) entre os componentes do modelo que são representadas por equações chamadas funções de transferência. Como exemplo tem-se a taxa de infiltração do solo que altera o conteúdo de água no solo. As entradas do modelo representam o terceiro grupo e constituem fatores que afetam os componentes do modelo mas não são afetados por eles, sendo representados por equações chamadas de funções forçantes. Estas funções podem representar um fluxo (fluxo forçante) ou um estoque externo ao modelo (estoque forçante) que alimenta o modelo funcionando como um propulsor. A chuva e o aquífero não confinado são, respectivamente, exemplos típicos de fluxo e estoque forçante em modelos de balanço de água no solo. Elementos desse grupo podem atuar ainda como um modulador/controlador de fluxos no modelo, como acontece, por exemplo, com o vento que pode influenciar na taxa de evaporação do solo. Finalmente, o quarto grupo é constituído pelas constantes das equações matemáticas, sendo chamadas de parâmetros.

A FIGURA 2.1 mostra uma representação esquemática de um modelo hipotético bastante simples. Neste esquema, pode-se observar duas variáveis de estado (E_1 e E_2), quatro processos (P_1 , P_2 , P_3 e P_4) e três funções forçantes (F_1 , F_2 e F_3). A variável E_1

recebe um fluxo F_1 que impulsiona o modelo. E_1 transfere parte de seu estoque para E_2 , sendo o fluxo de transferência representado por P_1 . E_2 retorna parte de seu estoque novamente para E_1 mas com um fluxo P_2 , controlado por F_3 . Além disso, um estoque forçante F_2 transfere uma quantidade (P_3) de seu estoque ilimitado para E_2 . Considera-se também que parte do estoque de E_2 é perdido para fora do sistema, o que acontece segundo um fluxo P_4 . Várias relações podem ser estabelecidas entre os componentes deste modelo. Considerando-se uma variação no tempo dt , a variação no estoque das variáveis de estado é dada por

$$\frac{dE_1}{dt} = F_1 - P_1 + P_2, \quad (2.1)$$

$$\frac{dE_2}{dt} = P_1 - P_2 + P_3 - P_4. \quad (2.2)$$

Pode-se considerar ainda que

$$F_1 = f(t), \quad (2.3)$$

$$F_2 = f(t), \quad (2.4)$$

$$F_3 = f(t), \quad (2.5)$$

$$P_1 = f(E_1, E_2), \quad (2.6)$$

$$P_2 = f(E_1, E_2, F_3), \quad (2.7)$$

$$P_3 = f(E_2, F_2), \quad (2.8)$$

$$P_4 = f(E_2). \quad (2.9)$$

A importância em se identificar cada tipo de variável ou função presente num modelo está no fato de que esta definição influenciará a escolha da estrutura de dados durante a implementação deste modelo. O valor das variáveis de estado deve ser armazenado a

cada iteração do modelo caso se deseje fazer o acompanhamento desta variável ao longo do tempo. Por outro lado, os fluxos, que são recalculados a cada instante, não necessitam que seus valores históricos (memória temporal) sejam armazenados, podendo ser permanentemente perdidos após cada cálculo. Por exemplo, num modelo hidrológico de distribuição de água no solo, em que se deseja estudar a dinâmica de água, a quantidade de água em diferentes pontos do perfil deve ser guardada a cada intervalo de tempo. Nesse caso, os fluxos de troca de água entre esses pontos não precisam ser armazenados. Por outro lado, num modelo de balanço hídrico, as taxas de evapotranspiração, que são fluxos, são importantes para se entender os processos envolvidos nesse balanço.

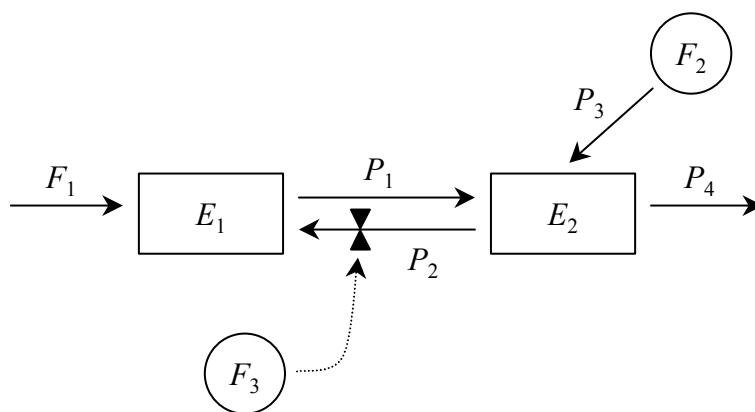


FIGURA 2.1 – Representação de um modelo hipotético.

2.2 Classificação dos Modelos

Discussões sobre aspectos relacionados à classificação de modelos podem ser encontradas em Maidment (1993), Vertessy et al. (1993), Tucci (1998), e Gomes e Varriale (2001).

Os modelos podem ser classificados sob diferentes aspectos. Comumente, os modelos são classificados, dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou baseados em processos), a forma de representação dos dados (discretos

ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos), e a existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos).

Um modelo é dito estocástico quando pelo menos uma das variáveis envolvidas tem comportamento aleatório. Caso os conceitos de probabilidade não sejam considerados durante elaboração de um modelo, este será denominado determinístico. Note, no entanto, que uma variável de entrada pode ser aleatória, mas o modelo ainda assim é determinístico quando cada valor de entrada produz um único valor de saída. Sistemas multivariados não-lineares podem levar a resultados caóticos que erroneamente são interpretados como variáveis aleatórias.

Os modelos podem ser empíricos, quando utilizam relações baseadas em observações. Em geral, estes modelos são bastante simples e úteis no dia a dia. No entanto, são pouco robustos, uma vez que são específicos para a região e condições para as quais as relações foram estimadas. Além disso, os modelos empíricos não possibilitam fazer simulações de mudanças em condições para os quais o modelo não previu, tais como, chuvas extremamente altas, mudança de uso e cobertura da terra, etc. Os modelos podem ser também baseados em processos e, em geral, são mais complexos que os empíricos, uma vez que procuram descrever todos os processos que envolvem determinado fenômeno estudado. Por exemplo, o cálculo da variação do nível do lençol freático é bastante complexo e tem a necessidade de envolver o uso de modelos detalhados e multivariados, que geralmente requerem um bom conjunto de informações e uma parametrização cuidadosa antes que eles possam ser executados. Os modelos baseados em processo podem ser subdivididos em modelos conceituais e modelos físicos. Os conceituais são modelos que fazem uso de equações empíricas (e por isso também são chamados de modelos semi-empíricos) mas que descrevem o sistema segundo as leis da física. Já os modelos físicos, utilizam as principais equações diferenciais do sistema físico na representação dos processos e seus parâmetros possuem um significado físico e portanto podem ser estimados através de medidas reais.

Apesar dos fenômenos naturais variarem continuamente no tempo, na maioria das vezes, estes fenômenos são representados por modelos discretos. A escolha do intervalo

de tempo (passo) no qual o modelo será executado depende basicamente do fenômeno estudado, da disponibilidade de dados e da precisão desejada nos resultados. Em geral, quanto menor o intervalo de tempo maior será a precisão dos resultados, aumentando também o custo computacional para geração destes resultados.

Os modelos podem ser classificados ainda como pontuais (concentrados ou agregados) ou distribuídos. Em modelos pontuais, considera-se que todas as variáveis de entrada e de saída são representativas de toda área estudada. Por outro lado, os modelos distribuídos consideram a variabilidade espacial encontrada nas diversas variáveis do modelo. De maneira geral, alguma discretização do espaço é feita e conseqüentemente cada elemento discreto pode ser tratado como um ponto que representa homogeneamente toda sua área. Modelos distribuídos mais realísticos consideram também a existência de relação espacial entre elementos vizinhos (relação topológica).

Finalmente, os modelos podem ser estáticos quando, com um conjunto de dados de entrada, produz-se um resultado oriundo da solução das equações do modelo em um único passo. Já modelos dinâmicos utilizam o resultado de uma iteração como entrada para uma próxima iteração.

A escolha de um determinado tipo de modelo deve ser feita com base na aplicação que se deseja e na disponibilidade de dados básicos. O uso de modelos hidrológicos distribuídos físicos se baseia no argumento de que este tipo de modelo é o que melhor representa os processos físicos dentro de uma bacia hidrográfica e é inerentemente superior a um modelo agregado (Beven, 1991). Por outro lado, os modelos hidrológicos distribuídos físicos necessariamente requerem uma quantidade bastante extensa e detalhada de informação sobre a bacia de modo a realizar uma boa parametrização do modelo. Beven (1991) sugere que este tipo de modelo é mais apropriado para explorar as interações entre os processos e simular os efeitos de futuras mudanças de uso da terra. O mesmo autor, em outra publicação (Beven, 1989), discute as limitações existentes nos modelos físicos quando utilizados em predições hidrológicas. Basicamente, muitos modelos ditos “físicos” não explicam as simplificações utilizadas na solução das equações do modelo, e nem tampouco discutem os problemas de

dimensionalidade na calibração de um parâmetro. O autor, ainda, chama a atenção ao fato de que as equações físicas básicas do modelo geralmente são definidas para condições homogêneas e bem controladas, e sua generalização não observa a heterogeneidade natural dos elementos envolvidos na modelagem.

2.3 Considerações Sobre Escala

Os modelos geralmente descrevem processos com diferentes níveis de detalhamento espacial e diferentes escalas de tempo. Um modelo pode ser detalhado, apropriado a pequenos intervalos de tempo e espaço, ou ser mais simples e genérico, podendo simular o comportamento de regiões inteiras e/ou períodos de tempo mais longos (décadas, séculos). Alguns processos podem ser simulados considerando-se intervalos de tempo bastante pequenos (minutos, horas e dias) e escalas espaciais muito detalhadas (estômato, folha, planta), mas os resultados podem ser generalizados para intervalos de tempo maiores (dias, meses, estações, anos, décadas) e escalas espaciais menos detalhadas (dossel, comunidade, região). A FIGURA 2.2 ilustra as escalas temporais encontradas nos vários processos relacionados à modelagem terrestre e atmosférica. A atmosfera e a vegetação estão acopladas com um ciclo de rápida resposta dada pelo particionamento da radiação solar incidente e subsequente circulação de umidade e calor. A atmosfera também está acoplada, porém em escalas temporais mais amplas, com os ciclos biogeoquímicos e hidrológicos, e com o solo (Steyaert, 1993).

Em escalas de tempo muito pequenas (segundos), os processos são dominados pelas interações entre a biosfera e a atmosfera. Entre estes processos, que ocorrem em intervalos de segundos dentro de um ciclo diurno, estão as trocas de calor, de momento (vento), de radiação, de CO₂ e de água. O resultado dessas trocas reflete no balanço de energia da superfície terrestre, no teor de umidade do solo, na temperatura do solo e no comportamento das plantas (Steyaert, 1993).

A grande maioria dos processos que ocorrem na superfície terrestre é caracterizada por escalas de tempo da ordem de segundos a dias. O conceito de *continuum* solo-planta-atmosfera é fundamental para a modelagem de processos relacionados à troca de energia

e água. A troca de energia nesses processos biofísicos é função de características da superfície, tais como, o albedo, o tipo de vegetação e a rugosidade da superfície. Um dos grandes desafios da modelagem é gerar estimativas confiáveis ao nível regional baseando-se em extrapolações de resultados detalhados obtidos em nível local (Steyaert, 1993).

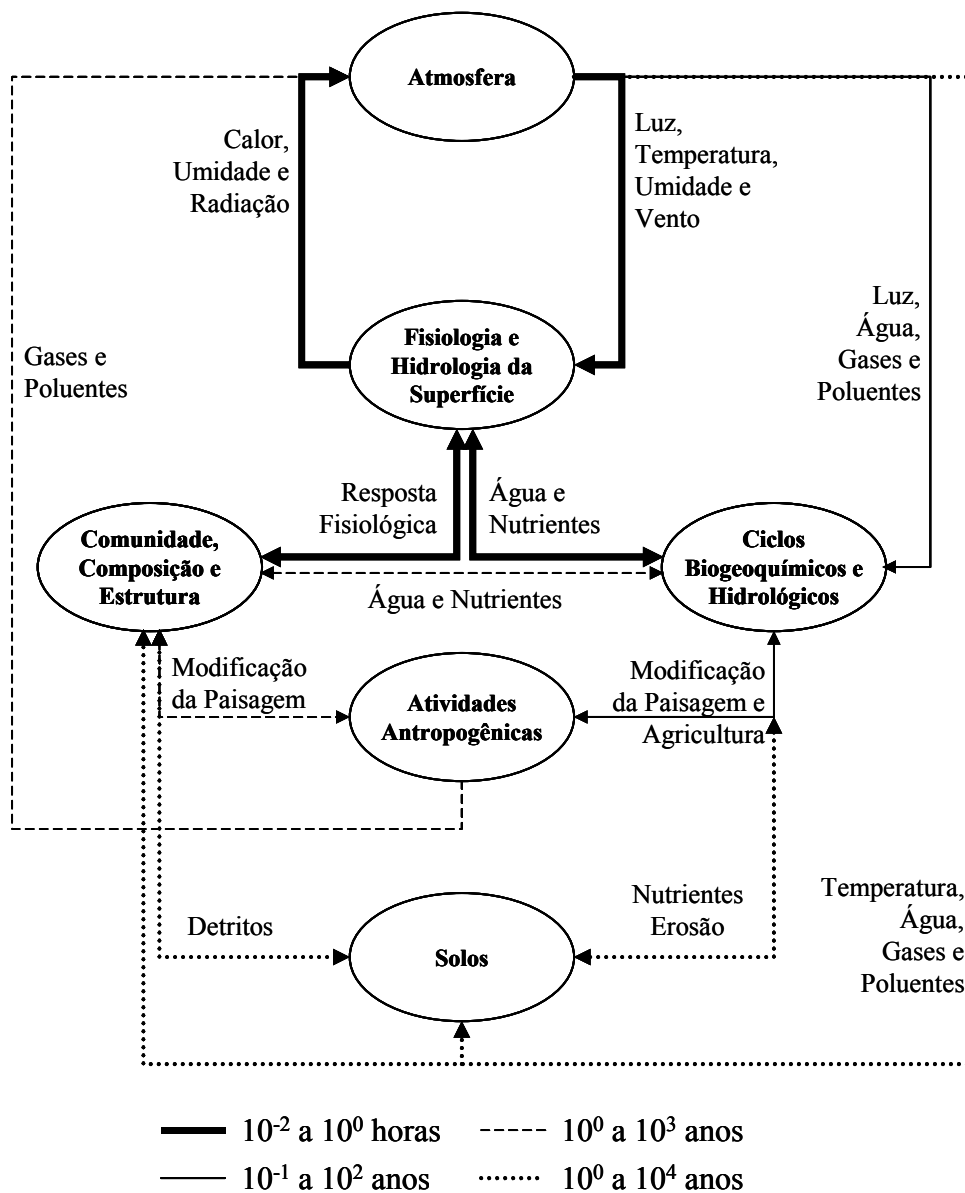


FIGURA 2.2 – Escalas temporais relativas os processos de acoplamento entre os vários elementos da Terra.

FONTE: Baseado em Hall et al. (1988).

A escolha da escala espacial e temporal do modelo deve ser feita em termos de um nível apropriado de conceitualização dos processos hidrológicos que seja compatível, como um todo, com o fenômeno observado (Rodríguez-Iturbe e Gupta, 1983; Bergström e Graham, 1998). Para Klemeš (1983), a escala correta é aquela que combina fatores empíricos e conhecimento teórico disponível para a mais detalhada escala que permita uma síntese matemática. Para Gupta e Waymire (1983), o essencial é representar as feições, as interações dinâmicas e o comportamento geral na escala da bacia hidrográfica, sendo a condutividade hidráulica do solo e a rugosidade do canal de drenagem as características mais importantes na modelagem hidrológica.

Abbot et al. (1986a) consideram que os modelos distribuídos com base física requerem uma grande quantidade de dados e que as medidas de alguns parâmetros críticos do modelo não estão disponíveis, a menos que um sofisticado experimento de campo seja realizado para se conseguir estes dados. Nesse caso, novamente haveria um problema de escala, pois muitas medidas são pontuais e os modelos necessitam desses dados espacializados para toda a bacia hidrográfica. Entretanto, os mesmos autores reconhecem que o sensoriamento remoto poderia fornecer, a custo relativamente baixo, grandes quantidades de dados distribuídos espacial e temporalmente, ou integrados em várias escalas, especialmente os parâmetros relacionados à vegetação. Técnicas de sensoriamento remoto poderiam ser também utilizadas para compatibilizar as escalas das medidas de campo e do modelo, através do cálculo do valor médio para a área de referência (por exemplo, a célula de uma grade).

2.4 Discretização de Bacias Hidrográficas

Muitos modelos hidrológicos podem ser encontrados na literatura. Em geral, estes modelos devem descrever a distribuição espacial da precipitação, as perdas por interceptação, evaporação, o movimento da água no solo causado pela infiltração, percolação, entrada e saída de água subterrânea, e o escoamento superficial, sub-superficial e nos canais de escoamento. Os modelos hidrológicos procuram simular o percurso da água desde a precipitação até a saída da água do sistema, seja por escoamento para fora da bacia hidrográfica, seja por evapotranspiração.

Os processos hidrológicos são contínuos no tempo e no espaço. No entanto, algum grau de discretização é requerido pelos modelos hidrológicos.

2.4.1 Discretização Espacial

A forma mais comum de tratar uma bacia hidrográfica é considerá-la um sistema agregado com propriedades espacialmente homogêneas, desprezando-se a variabilidade espacial natural da bacia e as relações existentes entre seus componentes. Modelos deste tipo são denominados pontuais, pelo fato de suas feições espaciais serem representadas com dimensão zero. Caso se deseje um maior detalhamento dos processos dentro da bacia hidrográfica é necessário proceder a uma subdivisão da mesma.

Conceitualmente, o espaço pode ser discretizado segundo duas abordagens distintas. Na primeira, a divisão é feita em partes reconhecíveis, as quais são denominadas objetos e podem ser representadas através de pontos, linhas ou polígonos. Ou então, o espaço pode também ser simplesmente fatiado formando o que se denomina campos contínuos (Burrough, 1998).

O caso mais simples de discretização espacial de uma bacia hidrográfica é dividi-la em sub-bacias, sendo que cada uma constitui um sistema agregado (ponto), conectadas por ligações que representam os cursos d'água (Maidment, 1993). Esta abordagem é utilizada pelo modelo HEC-1, que é um modelo precipitação/vazão. Uma representação esquemática deste tipo de discretização pode ser vista na FIGURA 2.3.

Para estudos hidrológicos que analisam fluxos superficiais e subsuperficiais, os modelos agregados têm pouca aplicabilidade. Como a topografia é o principal fator determinante nos processos de transporte de materiais, os modelos que tratam da distribuição espacial da água na bacia hidrográfica requerem dados baseados nas características topográficas desta bacia tais como, limites das bacias e sub-bacias, inclinação do terreno, comprimento de rampa, forma do declive, orientação das vertentes, características dos canais de drenagem e conexões entre áreas que definirão como a água se move através da paisagem (Moore et al., 1993). Estes atributos topográficos podem ser computados a partir de um Modelo Numérico do Terreno (MNT) usando-se uma variedade de

técnicas. A estrutura ideal para um MNT depende do objetivo do uso do dado e de como este pode se relacionar com a estrutura de um modelo (Moore et al., 1991). A FIGURA 2.4 ilustra as três principais formas de se estruturar um MNT: a) grades regulares; b) grades triangulares (TIN, *triangulated irregular network*); e c) curvas de nível.

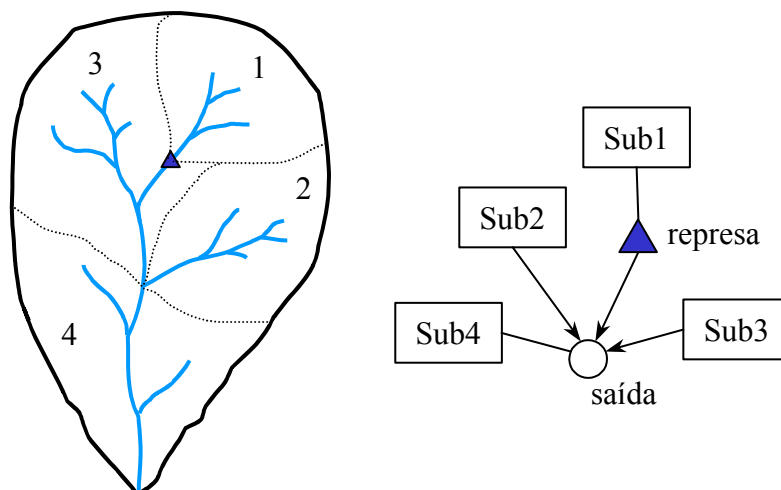


FIGURA 2.3 – Representação de uma bacia hidrográfica dividida em sub-bacias e diagrama esquemático mostrando os percursos da água até a saída da bacia. As setas indicam que a sub-bacia se comunica diretamente com a saída através de um curso d'água.

FONTE: Adaptado em Maidment (1993).

Uma das estruturas de dados mais amplamente utilizadas para representar um MNT consiste numa grade regular retangular (em geral com elementos quadrados) devido sua fácil implementação e alta eficiência computacional (Collins e Moon, 1981). Entretanto, este tipo de representação possui grandes desvantagens. Em geral, grades regulares não conseguem representar facilmente mudanças abruptas de elevação e o espaçamento da malha da grade afeta diretamente os resultados, causando grande mudança na eficiência computacional. Além disso, caminhos de fluxos determinados a partir de grades regulares utilizados em análises hidrológicas tendem a produzir linhas em zigzag e portanto são de certa forma não realistas (FIGURA 2.4a). Uma vez que grades regulares devem ser ajustadas de acordo com a rugosidade do terreno, estas produzem

significativa redundância em partes mais planas do terreno (Moore et al., 1991). Grades triangulares são mais eficientes e flexíveis em tais circunstâncias. Grades regulares são estruturas mais eficientes para representar atributos do terreno enquanto que métodos baseados em curvas de nível requerem estruturas mais complexas para armazenamento dos dados, mas têm a vantagem de representarem explicitamente regiões de convergência e divergência (Moore et al., 1993).

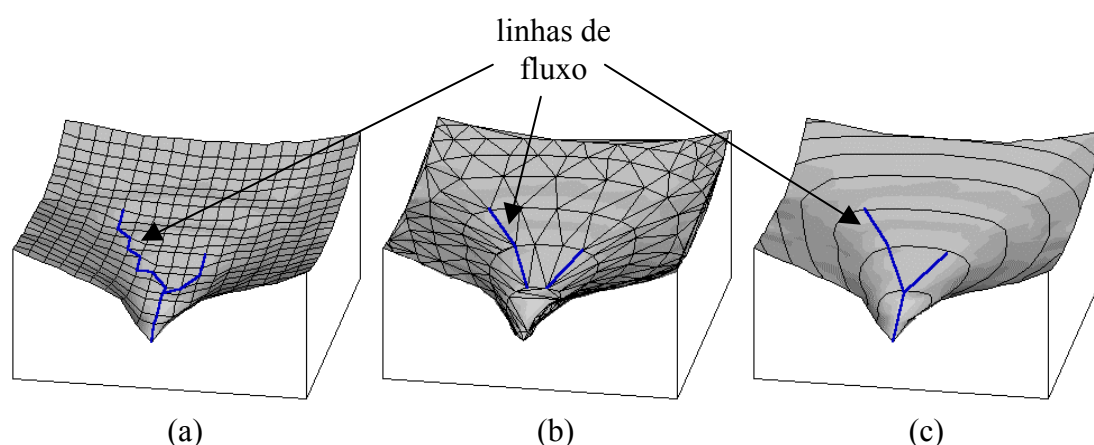


FIGURA 2.4 – Representação do MNT para uma bacia hidrográfica. (a) grade regular; (b) TIN; (c) curvas de nível.

Beven e Kirkby (1979) desenvolveram um modelo hidrológico conceitual baseado em grade regular chamado TOPMODEL, amplamente utilizado na previsão de escoamentos. Este modelo baseia-se na teoria de contribuição variável para formação do escoamento e estima o déficit hídrico no solo e área fonte saturada (área de contribuição direta) a partir de características topográficas e do solo. Uma aplicação do uso deste modelo para uma bacia de mesoescala pode ser encontrada em Schuler (1998). Segundo Moore et al. (1993), este modelo é mais comumente utilizado em análises baseadas em grades regulares mas podem, no entanto, serem facilmente adaptadas para métodos baseados em curvas de nível, como pode ser visto em Vertessy e Elsenbeer (1999).

Grades triangulares têm sido usadas em modelos hidrológicos dinâmicos (Palacios-Vélez e Cuevas-Renaud, 1986). A principal dificuldade na utilização deste tipo de estrutura de dados se dá quando as facetas dos triângulos não possuem orientação

(triângulos horizontais), o que dificulta a determinação das linhas de fluxo (FIGURA 2.4b). Uma discussão sobre a utilização de TINs em modelagem hidrológica pode ser encontrada em Moore et al. (1993).

O método de particionamento da bacia hidrográfica baseado em curvas de nível é um modo natural de estruturar modelos hidrológicos e de qualidade de água uma vez que este particionamento é feito com base na hidráulica de fluidos através da determinação de linhas de fluxo (Moore et al., 1993). Esta técnica de particionamento é essencialmente vetorial, sendo inicialmente proposta por Onstad e Bradkensiek (1968) e melhorada por muitos autores (por exemplo, Maunder, 1999). Dentro deste conceito, um elemento de área típico é delimitado por um par de segmentos de curvas de nível e um par de linhas de fluxos (FIGURA 2.5). Nessa representação, fluxos ocorrem somente em uma direção dentro de cada elemento. Três modelos hidrológicos bastante conhecidos que utilizam esta abordagem são o TAPES-C (Moore e Grayson, 1991), o THALES (Grayson et al., 1992) e o TOPOG (Dawes e Short, 1988; Dawes et al., 1997; CSIRO, 2000).

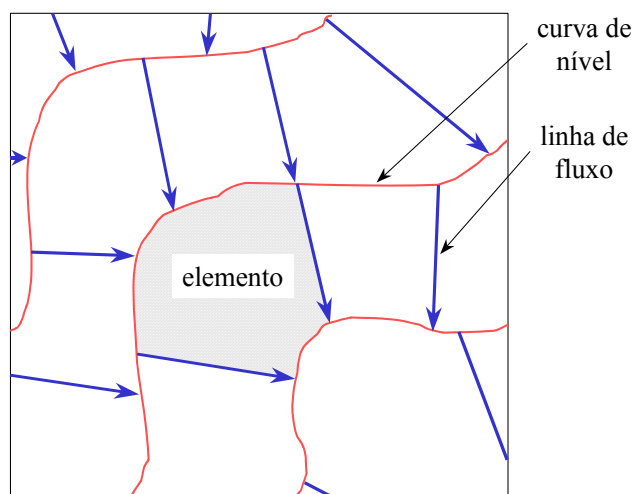


FIGURA 2.5 – Definição de um elemento típico construído a partir de linhas de fluxo com base num MNT representado por curvas de nível.

Rennó e Soares (2001) compararam os métodos de discretização espacial baseado em curvas de nível e em grade regular. A FIGURA 2.6 apresenta a declividade média para cada elemento irregular obtido a partir da discretização baseada em curvas de nível

(FIGURA 2.6a) e a declividade calculada sobre a grade regular (FIGURA 2.6b), ambos os métodos com igual número de elementos. Pode-se notar que a discretização em grade regular tende a suavizar o terreno, eliminando áreas mais acidentadas, assim como aumenta a proporção de áreas mais planas (declividade menor que 0,1 m/m). Os mesmos autores observaram ainda diferenças entre os dois métodos quanto à exposição e a determinação de linhas de fluxo.

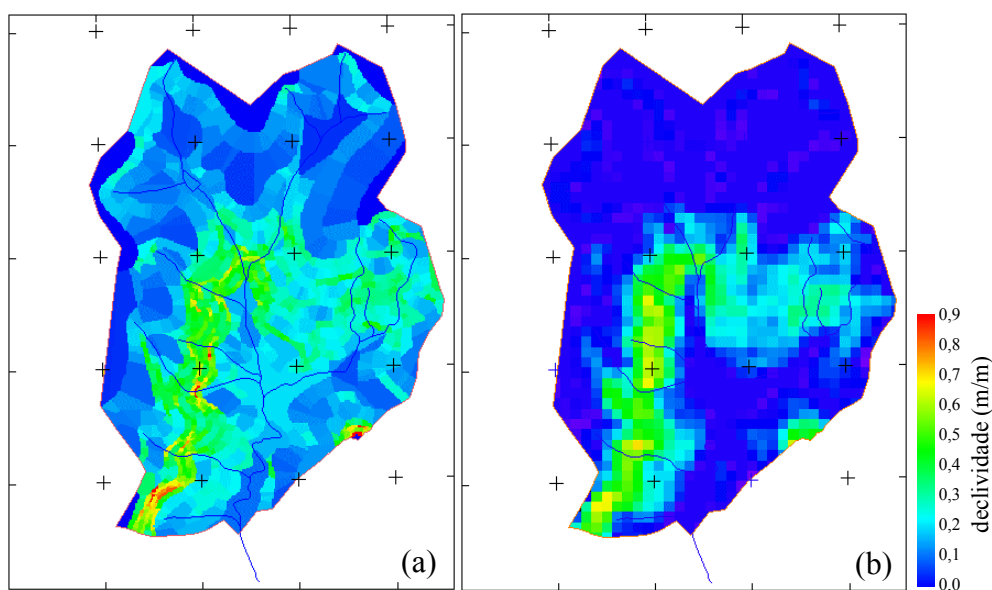


FIGURA 2.6 – Distribuição espacial da declividade: (a) elementos irregulares baseados em curvas de nível e (b) grade regular.

FONTE: Rennó e Soares (2001).

Cada elemento que constitui a unidade hidrológica do modelo (célula da grade, triângulo de um TIN ou um polígono irregular qualquer), carrega em si 3 tipos de informação. A primeira diz respeito à sua caracterização que é dada pelo conjunto de seus atributos. A segunda informação está relacionada à sua localização e representação. Por fim, a terceira informação é dada pelas relações topológicas, ou seja, as relações entre elementos (Burrough, 1998).

Os atributos de um elemento representam seu estado. Assim, a avaliação do estado da bacia hidrográfica num instante qualquer do tempo com relação a um atributo pode ser entendida simplesmente como a visualização deste atributo para cada elemento que

compõe a bacia. Muitos destes atributos podem funcionar como estoques, como, por exemplo, a umidade do solo para o qual, a cada intervalo de tempo, são avaliadas as entradas e as saídas, fazendo-se o balanço e chegando-se assim ao novo estado do elemento. Conceitualmente, este atributo pode ser interpretado como uma variável de estado (veja item 2.1 para definições de variáveis em modelagem). Outros atributos podem ser apenas informativos ou qualitativos, ou ainda representarem valores de parâmetros que serão utilizados nos cálculos dos balanços.

Os atributos podem ser armazenados basicamente sobre duas formas de acordo com a discretização espacial adotada para seu elemento. Atributos de elementos discretizados em forma de grade são representados através de matrizes (grades), o que garante uma relação biunívoca entre elementos e atributos (Burrough e McDonnell, 1998). Dessa forma, dentro do conceito de um sistema de informação geográfica, cada atributo representa uma camada ou *layer* dentro do banco de dados (FIGURA 2.7).

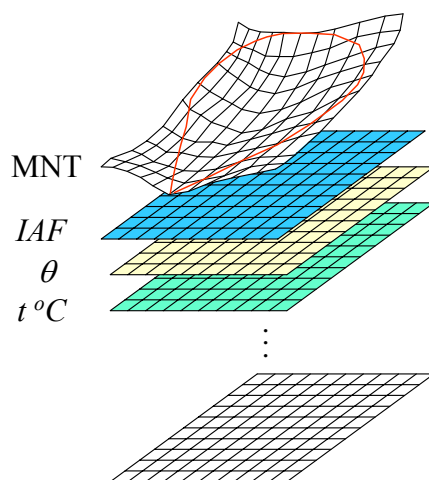


FIGURA 2.7 – Representação matricial dos atributos.

Elementos cuja representação espacial é feita através de pontos, linhas ou polígonos (representação vetorial), em geral, possuem seus atributos armazenados na forma de tabelas relacionais. Nestas tabelas, cada linha está associada a um único elemento através de um identificador (FIGURA 2.8).

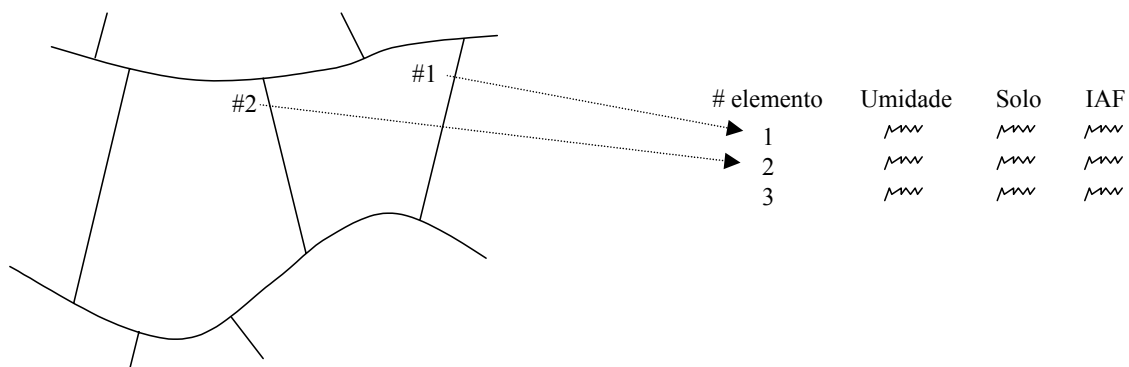


FIGURA 2.8 – Representação dos atributos na forma de tabelas relacionais.

Algumas vezes, vários elementos possuem o mesmo conjunto de atributos originados, por exemplo, de um mapa temático. Para evitar a repetição desnecessária de informação, faz-se o uso de tabelas relacionais interligadas. A FIGURA 2.9 ilustra um exemplo em que vários elementos estão associados a uma mesma classe de solo que por sua vez possui uma série de atributos. Assim, basta utilizar um identificador da classe de solo para que os elementos estejam relacionados a seus atributos.

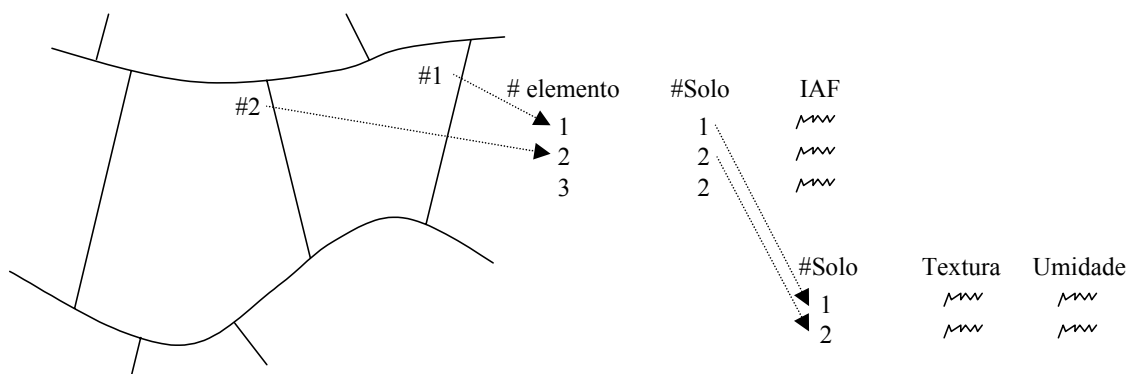


FIGURA 2.9 – Utilização de tabelas relacionais interligadas.

As relações topológicas entre elementos podem estar implícitas no próprio modelo de dados, como acontece, por exemplo, com a grade regular na qual cada elemento relaciona-se com 8 elementos ao seu redor. Em outros casos, a topologia deve ser construída e armazenada numa estrutura própria.

Muitas operações podem ser feitas com o uso da topologia e a definição de direções de escoamento é uma delas. Nesse caso, mesmo numa grade regular, nem todas as relações

de vizinhança são pertinentes. Dado um ponto no espaço, é necessário descobrir qual a direção mais provável que um fluxo deve seguir. Naturalmente, o MNT é a estrutura de dados mais indicada para elaboração de uma rede que indique as direções de fluxo. Muitos algoritmos foram desenvolvidos para elaboração automática de redes de drenagem a partir de MNTs discretizados em grades regulares (Burrough e McDonnell, 1998), mas de maneira geral, esses algoritmos produzem feições artificiais e muitas vezes consideram as direções apenas em intervalos de 45° . Pela FIGURA 2.10, é possível observar que as direções de fluxo não representam perfeitamente as verdadeiras linhas de drenagem (cursos d'água). Quando as direções de fluxo, como neste caso, são representadas na forma de grade, cujo o valor de cada elemento corresponde a uma das 8 direções possíveis, o produto resultante é denominado LDD (*local drain directions*).

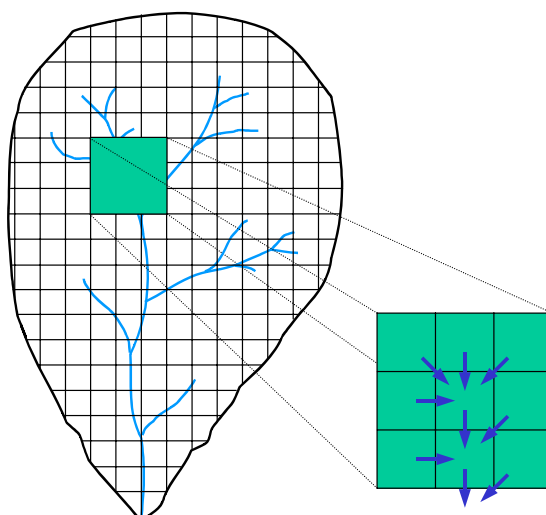


FIGURA 2.10 – Direções de fluxo obtidas a partir de MNT em grade regular.

Modelos hidrológicos distribuídos cuja discretização da bacia se baseia na detecção de linhas de fluxos a partir de curvas de nível, como o modelo TOPOG por exemplo, possuem uma topologia bastante complexa. Em muitos casos, estes modelos podem adotar restrições na direção do fluxo, de modo que apenas fluxos descendentes são considerados (fluxos entre elementos de um mesmo nível são desprezados), simplificando muito a representação topológica. No entanto, as relações entre elementos quase sempre não são 1:1, uma vez que um elemento pode receber o fluxo proveniente de mais que um elemento, e pode transferir o fluxo para mais que um elemento

(FIGURA 2.11). O fluxo total de entrada é obtido pela soma das contribuições de cada elemento acima e o fluxo de saída é dividido entre os elementos abaixo, ponderando-se pelo comprimento da linha (curva de nível) de contato entre eles.

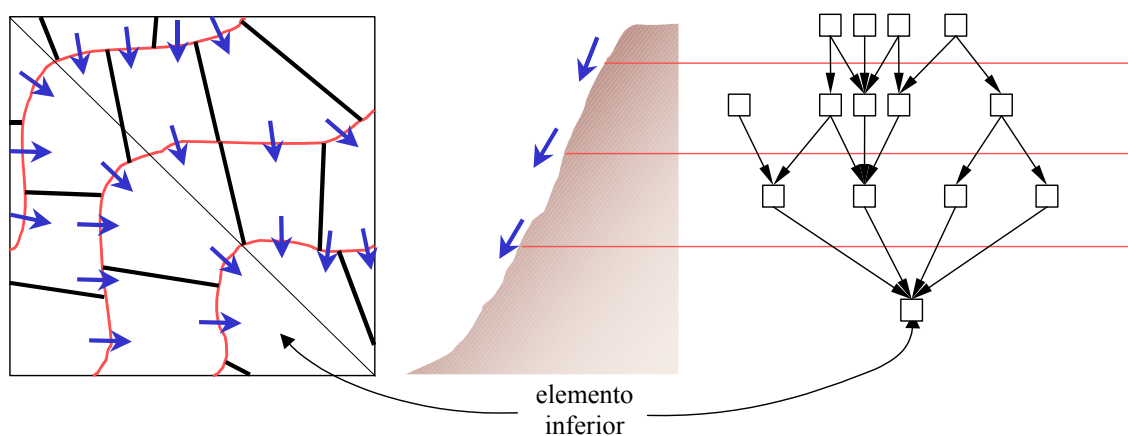


FIGURA 2.11 – Relação topológica entre elementos definida pela direção dos fluxos.

2.4.2 Compartimentalização do Solo

Assim como os processos de escoamento lateral, a redistribuição da água no perfil do solo obedece a processos originalmente contínuos. Para descrever a natureza destes processos, pode-se adotar funções que modelam estes processos ao longo de todo perfil ou dividir o perfil em camadas ou compartimentos, adotando diferentes funções para modelar os processos dentro de cada camada.

O modelo TOPMODEL (Beven et al., 1995) considera o perfil de solo como uma única camada, dividindo-o apenas em duas zonas: saturada e não saturada. A suposição de decréscimo exponencial da condutividade hidráulica é a base deste modelo, a partir da qual a profundidade do lençol freático (limite entre as zonas saturada e não saturada) pode ser estimada (detalhes no item 2.5.3.3).

A escolha da maneira pela qual o perfil de solo será discretizado depende basicamente do método numérico utilizado para resolver as equações diferenciais que modelam os processos dinâmicos de movimento da água dentro do perfil. Dois métodos podem ser utilizados: elementos finitos e diferença finita. No primeiro caso, as equações representam uma certa área ou volume. No segundo caso, as equações representam

pontos. Simpson e Clement (2003) compararam a eficiência de cada um dos métodos na solução de fluxos saturados em duas dimensões, mostrando que a solução por elementos finitos pode evitar alguns erros encontrados na solução por diferenças finitas em grades esparsas. No entanto, é importante ressaltar que os autores verificaram que ambos os métodos possuem igual eficiência na solução de problemas unidimensionais. De fato, segundo Simpson e Clement (2003), a escolha de um determinado método é extremamente pessoal e as restrições associadas ao método são facilmente aceitas e contornadas por quem o escolhe.

Muitos modelos dividem os perfis de solo em camadas, regulares ou não, e o balanço de água é resolvido para cada uma das camadas, calculando-se os fluxos de entrada e saída de cada uma delas. Nesse caso, a precipitação que chega à superfície do solo é contabilizada como entrada na primeira camada. Este procedimento é adotado por muitos modelos, como por exemplo, o TOPMODEL.

Outros modelos, como por exemplo, o SHE (Abbot et al., 1986a e Abbot et al., 1986b), o WAVES (Zhang e Dawes, 1998) e o TOPOG, resolvem o balanço d'água usando o método da diferença finita. Neste método, todos os parâmetros e variáveis estão relacionadas a um ponto dentro do perfil de solo. Nos casos em que se considera que o perfil é formado por camadas heterogêneas, apenas a variável potencial de água no solo é considerada contínua. Todas as demais variáveis (umidade do solo, a condutância hidráulica, etc) podem possuir descontinuidade no nível considerado.

2.5 Componentes da Modelagem Hidrológica

Um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre. Há uma estreita relação entre a modelagem hidrológica, a biológica e a ecológica, pois o transporte de materiais pela água é influenciado por atividades biológicas que podem aumentar ou diminuir a quantidade desses materiais na água, e o regime do fluxo de água pode afetar diversos habitats. Além disso, a hidrologia está estreitamente relacionada às condições climáticas e, portanto, modelos hidrológicos e

atmosféricos deveriam estar acoplados, sendo que, na prática, um estreito acoplamento torna-se bastante difícil, uma vez que modelos atmosféricos trabalham com resoluções espaciais muito maiores que as utilizadas na modelagem hidrológica (Maidment, 1993).

A bacia hidrográfica é o objeto de estudo da maioria dos modelos hidrológicos, reunindo as superfícies que captam e despejam água sobre um ou mais canais de escoamento que desembocam numa única saída. A bacia pode constituir a unidade espacial para modelos agregados que consideram as propriedades médias para toda a bacia, ou então, pode ser subdividida segundo diversas abordagens (ver item 2.4) a fim de considerar suas características espacialmente distribuídas.

Para melhor entender os modelos hidrológicos, é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico. A água é agente essencial no processo produtivo, aqui entendido como fixação do carbono atmosférico pela biota. A folha de uma planta é o principal órgão responsável pela fotossíntese e é também o responsável pelo controle sobre o ciclo hidrológico através dos estômatos. Pode-se verificar uma estreita relação entre os ciclos da água e do carbono. A FIGURA 2.12 mostra esquematicamente os principais componentes envolvidos no ciclo hidrológico.

Do ponto de vista hidrológico, o solo pode ser entendido como um reservatório, cujo volume de água armazenado pode ser bastante variável no tempo, dependendo de muitos fatores. O balanço de água no solo pode ser resolvido computando-se todas as entradas e as saídas do sistema.

A principal entrada de água no sistema é a precipitação. Considerando a existência de uma cobertura vegetal sobre o solo, a água da chuva é primeiramente interceptada pelo dossel (a água poderá também atingir diretamente o solo ou corpos d'água). Esta água interceptada pode então ser evaporada. Da água que chega até a superfície do solo, parte é infiltrada (entra no perfil de solo) e parte pode escoar superficialmente. A água infiltrada irá se redistribuir ao longo do perfil de solo. Aspectos relacionados ao movimento de água no solo serão tratados no item 2.5.3. Simultaneamente à entrada de água no solo, a água pode estar sendo evaporada pela superfície ou retirada do solo pelas raízes e transpirada pelas folhas do dossel. A água pode ainda descer o perfil de

solo e chegar ao lençol freático, ou, em algumas situações, pode haver um fluxo ascendente de água no solo (Landsberg e Gower, 1997).

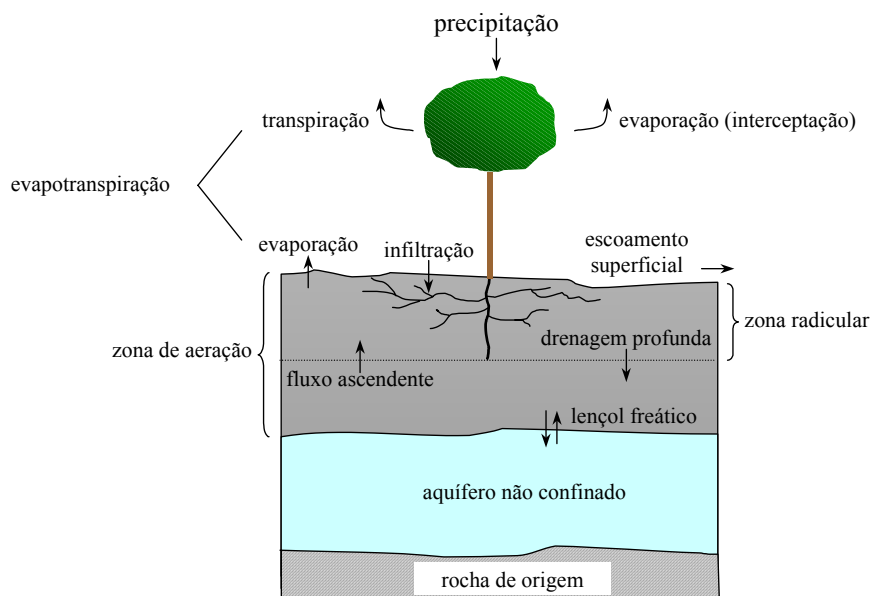


FIGURA 2.12 – Diagrama conceitual com os principais componentes do ciclo hidrológico.

Em terrenos declivosos, pode ocorrer também um fluxo lateral sub-superficial. Este processo é ilustrado na FIGURA 2.13. No terreno, pode se formar canais por onde a água escoar preferencialmente. Estes canais podem escoar água somente durante um evento de chuva ou durante algum tempo depois, cessando o escoamento tão logo a água infiltre no solo (curso influente). Outros canais, por sua vez, permanecem constantemente escoando água (curso efluente) a menos que, por algum motivo, o nível do lençol freático venha a baixar fazendo com que o canal fique acima da zona de saturação.

A variação de umidade dentro do perfil de solo pode ser contabilizada através de um balanço de massa, no qual são computadas as entradas e saídas de água no sistema. De modo bastante simplista, o balanço de água no solo pode ser resumido em

$$P - E_{int} - E_s - E_p - Q_{saída} + Q_{entrada} - \Delta\theta = 0, \quad (2.10)$$

onde P é a precipitação (chuva, neve ou neblina), E_{int} é a água interceptada pelo dossel que posteriormente é evaporada, E_s é a evaporação do solo, E_p é a transpiração pelas plantas, $Q_{saída}$ é o escoamento de água para fora do sistema, $Q_{entrada}$ é o escoamento de água para dentro do sistema (fluxo ascendente, escoamento superficial e subsuperficial de elementos à montante) e $\Delta\theta$ é a variação do estoque de água no solo. O termo $P - E_{int}$ é geralmente chamado de precipitação líquida, ou seja, refere-se a parte da precipitação que realmente chega à superfície do solo. A soma $E_{int} + E_s + E_p$ é denominada evapotranspiração. A equação de balanço pode ser utilizada para eventos simples de precipitação ou para uma série temporal, embora as escalas temporais de cada um dos processos possam ser consideravelmente diferentes.

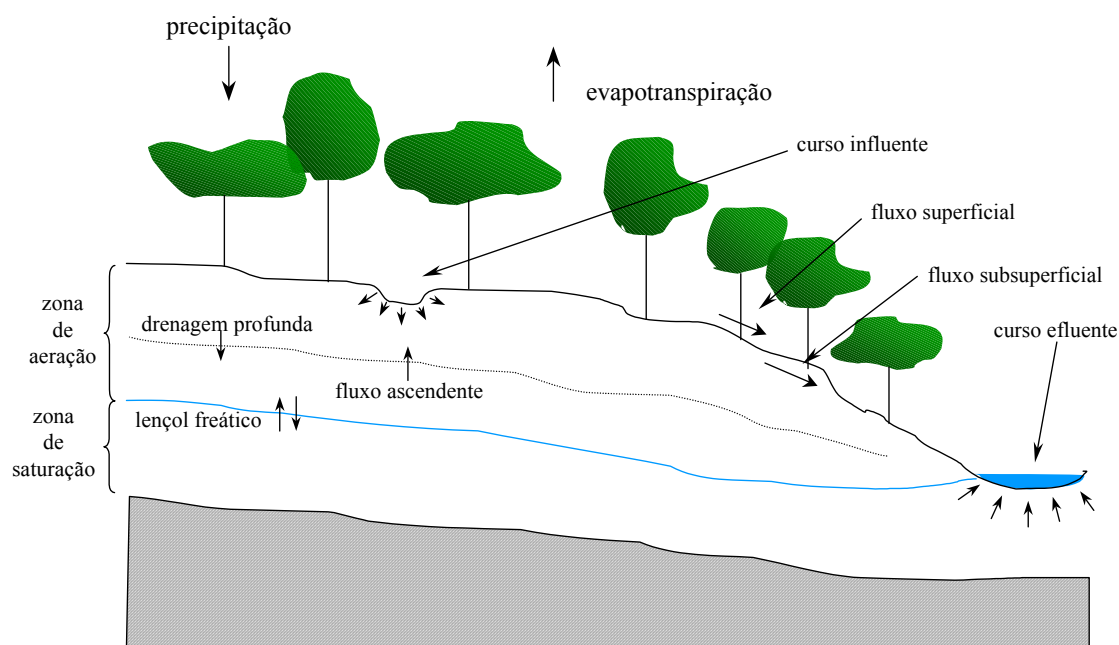


FIGURA 2.13 – Componentes do balanço de água no solo considerando o declive do terreno.

A fim de entender melhor cada um dos processos envolvidos no balanço de água no solo, serão discutidos a seguir alguns aspectos relativos às principais variáveis envolvidas neste processo.

2.5.1 Precipitação

A precipitação representa a principal entrada de água no sistema, sendo, em geral, representada em termos de lâmina d'água (em metros). A precipitação caracteristicamente apresenta grande variação temporal e espacial. As principais formas de precipitação são chuva, neve, garoa, granizo, orvalho e geada. Desconsiderando a neve, característica de região de altas latitudes e/ou altas altitudes, a chuva representa a principal forma de precipitação.

A chuva é resultado de processos atmosféricos bastante complexos. A modelagem espaço-temporal da chuva, baseada em descrições matemáticas determinísticas dos processos atmosféricos é extremamente complicada e com pouca utilidade operacional em aplicações hidrológicas. A falta do conhecimento completo dos processos físicos e dinâmicos que envolvem a formação da precipitação impõe limites nesses modelos nas previsões em resoluções espaciais e temporais limitadas (Cho, 1985). Quando há a necessidade de modelar a chuva, em geral, adotam-se modelos que consideram a precipitação como um processo estocástico (Foufoula-Georgiou e Georgakakos, 1991), utilizando-se dados de sensores remotos (como radares meteorológicos) e observações de campo (dados de estações meteorológicas).

Assim como é importante conhecer a quantidade de chuva que entra no sistema, é também importante conhecer a intensidade com que isto acontece. É sabido que chuvas de grandes intensidades (grandes volumes de água em curtos intervalos de tempo) provocam grandes escoamentos superficiais, mesmo em solos não saturados, já que, nesses casos, o volume de água que atinge a superfície do solo pode ser superior à taxa de infiltração do mesmo (Hewlett, 1982).

Outro problema relacionado com a chuva é a estimativa de sua distribuição espacial. Tucci (1998) alerta para o fato de que a distribuição temporal e espacial da precipitação pode incluir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica. A chuva é caracteristicamente um fenômeno contínuo no espaço, mas no entanto, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos do terreno. A extrapolação dos dados observados para toda a área deve

ser feita de maneira bastante criteriosa. Reichardt et al. (1995) observaram que um ponto de observação não representou áreas distantes a 1000 m dele quando considerou-se as médias pluviométricas diárias, mensais ou mesmo trimestrais. Os mesmos autores concluíram, no entanto, que médias pluviométricas anuais poderiam ser extrapoladas até 2500 m distante do ponto de observação. Diversas técnicas podem ser utilizadas para se extrapolar medidas pontuais de chuva para toda a área, destacando-se: médias ponderadas pelo inverso da distância, polígonos de Thiessen e técnicas geoestatísticas (krigeagem). Independente da técnica de interpolação utilizada, os resultados da espacialização de dados pontuais são influenciados basicamente pela quantidade e distribuição destes pontos de observação (Hanson et al., 1996).

Nem toda a água da precipitação atinge o solo. A água da chuva que cai sobre uma região é interceptada pela vegetação que cobre a superfície do solo. Parte desta água é evaporada e retorna à atmosfera e parte escorre pelos galhos e troncos até atingir o solo. A água interceptada e evaporada não contribui na alteração da umidade do solo e, portanto, deve ser subtraída da quantidade total de chuva que cai sobre a área. A liteira, restos vegetais que cobrem o solo, pode também impedir que a água da chuva chegue até o solo (Landsberg e Gower, 1997). Este processo de evaporação da água interceptada consome parte da energia disponível que, de outra maneira, seria utilizada pelos processos de transpiração das plantas e evaporação do solo e de corpos d'água.

As perdas de água por interceptação são muito variáveis de acordo com a estrutura e massa do dossel. A quantidade de água retida no dossel depende também da quantidade e intensidade da chuva, assim como da energia disponível. Se a quantidade de chuva for pequena e a sua intensidade for baixa pode-se ter até mesmo a retenção de toda água da chuva no dossel. Por outro lado, um dossel consegue reter até uma determinada quantidade, acima do qual, toda água é transferida para o solo. A quantidade de água retida no dossel e posteriormente evaporada (E_{int}) pode ser calculada através da equação proposta por Gash (1979):

$$E_{int} = P'(1 - p_f - p_g) + (E/R)(P - P'), \quad (2.11)$$

onde P' é a quantidade de chuva necessária para saturar o dossel, P é a quantidade de chuva num determinado evento, p_f e p_g são as frações de chuva que chegam à superfície do solo através de respingos das folhas e escorrimento pelos galhos, R é a intensidade média de chuva durante o evento e E é a taxa média de evaporação durante eventos de chuva. Esta equação tem sido amplamente adotada e aplicada em muitos estudos (Landsberg e Gower, 1997).

Alguns modelos mais simples podem considerar a interceptação da água da chuva pelo dossel apenas como uma fração da precipitação total ou como um valor proporcional à quantidade de folha no dossel. Running e Coughlan (1998) e, Zhang e Dawes (1998) definem que a quantidade máxima de chuva interceptada pelo dossel ($E_{int\ max}$) é dada por

$$E_{int\ max} = k IAF, \quad (2.12)$$

onde k é o coeficiente de interceptação de chuva e IAF é o índice de área foliar. É importante observar que $E_{int\ max}$ representa a quantidade de água que é evaporada caso haja energia disponível para o processo de evaporação, ou seja, representa uma evaporação potencial. É importante destacar que esta aproximação é válida para chuvas de alta intensidade e curta duração. Para os casos em que se observam chuvas de baixa intensidade por períodos longos, esta abordagem pode resultar em estimações imprecisas da evaporação por interceptação.

2.5.2 Balanço de Energia e Evapotranspiração

Grande parte da água que chega ao solo através da chuva volta à atmosfera através da evapotranspiração que engloba tanto a evaporação pela superfície do solo como a transpiração pelas plantas. Quando o solo está com sua máxima capacidade de armazenamento, não há restrições no uso da água e a evapotranspiração é máxima, considerando-se determinada condição climática, e é denominada evapotranspiração potencial. Por outro lado, se pelas condições hídricas, o solo oferecer resistência à evapotranspiração, esta será inferior à evapotranspiração potencial, sendo denominada evapotranspiração real.

Todo o processo de evapotranspiração depende da radiação líquida disponível no sistema. A radiação líquida (φ_l) pode ser dividida em duas componentes, uma relacionada com a radiação em ondas curtas e outra relacionada com a radiação em ondas longas, podendo ser calculada por

$$\varphi_l = (1 - \alpha)\varphi_{c\downarrow} + (\varphi_{L\downarrow} - \varphi_{L\uparrow}), \quad (2.13)$$

onde α é o albedo da superfície que representa a fração da radiação incidente em ondas curtas, $\varphi_{c\downarrow}$, que é refletido pela superfície, $\varphi_{L\downarrow}$ é o fluxo de radiação em ondas longas descendente (que chega à superfície vindas da atmosfera) e $\varphi_{L\uparrow}$ é o fluxo de radiação em ondas longas ascendente (que parte da superfície para a atmosfera). O valor de $\varphi_{L\downarrow}$ depende basicamente das condições atmosféricas, tais como a quantidade e tipo de nuvens, e a quantidade de vapor d'água e outros gases na atmosfera. Em condições de céu encoberto, $\varphi_{L\downarrow}$ e $\varphi_{L\uparrow}$ tendem a se balancear. Por outro lado, o balanço líquido de radiação em ondas longas é negativo quando se observa céu limpo, ou seja, a superfície perde mais radiação do que recebe (Landsberg e Gower, 1997).

O balanço de onda longa ($\varphi_{L\downarrow} - \varphi_{L\uparrow}$) pode ser estimado através de uma relação que combina a lei de radiação em ondas longas e equações empíricas formuladas originalmente por Brunt (1932), citado por Allen et al. (1996):

$$\varphi_{L\downarrow} - \varphi_{L\uparrow} = \sigma(T_a + 273,15)^4(0,56 - 0,079e^{\frac{1}{2}})(0,1 + 0,9f_{cn}), \quad (2.14)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzman ($0,0049 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dia}^{-1}$), T_a é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), e é a pressão de vapor (mbar) e f_{cn} é um fator de cobertura por nuvens, que é estimado pela razão entre o número de horas de insolação e o comprimento do dia. A pressão de vapor pode ser calculada através da equação, proposta por Murray (1967), que relaciona a pressão de vapor (e , mbar) com a temperatura do ar (T_a , $^{\circ}\text{C}$) e a umidade relativa (UR):

$$e = 6,1078 \exp\left(\frac{17,2694 T_a}{237,3 + T_a}\right) UR. \quad (2.15)$$

A estimação de φ_l é o primeiro passo para o cálculo das taxas de perda d'água, tanto por evaporação quanto por transpiração. A equação de conservação de energia relaciona φ_l com o calor latente (λE , λ é o calor latente de vaporização da água e E é o fluxo de vapor d'água), o calor sensível (H) e o calor armazenado (G) no dossel e no solo, e também no ar incluso dentro destes dois componentes. Esta relação é dada por

$$\varphi_l + G = \lambda E + H. \quad (2.16)$$

Para análises com intervalo superior a um dia, pode-se ignorar G , já que este tende a um valor nulo quando analisado numa base diária (Landsberg e Gower, 1997).

O cálculo das taxas de evaporação e transpiração é baseado em princípios de balanço de energia e transporte de massa. As densidades de fluxo de calor sensível e latente podem ser expressas como o produto de gradientes de temperatura e umidade específica (massa de água por unidade de massa de ar), e um coeficiente de difusão. Este coeficiente de difusão, que é o inverso do coeficiente de resistência, depende do estado de turbulência do ar que por sua vez depende da velocidade do vento e da rugosidade da superfície. O fluxo de calor sensível é definido por

$$H = \rho c_p \frac{(T - T_0)}{r_a}, \quad (2.17)$$

onde ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar sob pressão constante, T é a temperatura num nível (altura) qualquer, T_0 é a temperatura no nível de referência e r_a é a resistência aerodinâmica que reflete a resistência à difusão turbulenta do calor e do vapor pelo ar a partir das folhas e da superfície do solo. O fluxo de calor latente pode ser calculado por

$$\lambda E = \frac{\rho c_p (e - e_0)}{\gamma r_a}, \quad (2.18)$$

onde γ é a constante psicométrica, e é a pressão de vapor num nível qualquer e e_0 é a pressão de vapor no nível de referência.

A taxa de perda de água do dossel é determinada a partir das taxas de transpiração das folhas desse dossel. O vapor d'água move-se da cavidade estomatal, onde o ar é saturado, para a superfície foliar através da abertura estomatal. Este processo pode ser descrito pela equação:

$$E = \rho(q_s - q_f) / r_e, \quad (2.19)$$

onde q_s é a umidade específica do ar saturado, q_f é a umidade específica no nível da superfície foliar e r_e é a resistência estomatal, que é um parâmetro fisiológico no qual a planta pode facilitar ou dificultar a difusão de vapor em resposta a estímulos tais como luz, concentração de CO₂ atmosférico, umidade atmosférica, condições de umidade no solo e condição nutricional da planta. Este processo de perda de água pelas folhas pode ser integrado para todo o dossel, ficando a taxa de perda de água do dossel dado por

$$E = \rho(q_s - q_f) / r_d, \quad (2.20)$$

onde r_d representa a resistência do dossel que além de incluir a resistência estomatal das folhas, considera também os fluxos do solo, a turbulência e a variação de r_e dentro do dossel (Landsberg e Gower, 1997). Este processo de mudança de escala, no qual processos que ocorrem em níveis muito detalhados (estômato) são extrapolados para escalas com várias grandezas de diferença (dossel), é exaustivamente discutido em Jarvis e McNaughton (1986).

Métodos de estimação da evapotranspiração, em geral, requerem informações de dois ou mais níveis acima da superfície, o que, na prática, é difícil de se obter (Zhang e Dawes, 1998). A fim de facilitar os cálculos de evapotranspiração usando medidas de um nível somente, Penman (1948), citado por Choudhury e Monteith (1988), desenvolveu uma equação que combinou princípios de balanço aerodinâmico e de energia para superfícies de água livre ou solos cobertos com vegetação baixa. Este

método foi aperfeiçoado por Monteith (1965), que combinou parâmetros aerodinâmicos e da superfície (dossel) com o balanço de energia numa equação conhecida atualmente como equação de Penman-Monteith:

$$\lambda E = \frac{\Delta \phi_l + \rho c_p D_v / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_a / r_a)}, \quad (2.21)$$

onde Δ é a declividade da curva de saturação de vapor a uma dada temperatura e D_v é o déficit de pressão de vapor atmosférico. Esta equação é válida para qualquer tipo de superfície e é comumente utilizada em cálculos de balanço de água. Nesta equação, o dossel é tratado como uma única grande folha, ou uma única camada, caracterizada por uma resistência estomatal (ou resistência do dossel) e uma resistência aerodinâmica única. Também, dentro dessa abordagem, é considerado que as temperaturas da folha e do ar são as mesmas.

Para o cálculo da declividade da curva de saturação de vapor, é utilizada a Eq. (2.15) calculando-se a diferença da pressão de vapor considerando-se as temperatura do ar $T_a - 0,5$ e $T_a + 0,5$. O déficit de pressão de vapor (mbar) pode ser estimado a partir de T_a (°C) e da umidade relativa (UR) através da equação (Murray, 1967):

$$D_v = 6,1078 \exp\left(\frac{17,2694 T_a}{237,3 + T_a}\right) (1 - RH). \quad (2.22)$$

A resistência aerodinâmica r_a varia com a velocidade do vento e com a rugosidade da vegetação. Em alguns casos, a rugosidade da vegetação e a velocidade do vento podem ser modelados através da altura do dossel (Zhang e Dawes, 1998; Landsberg e Gower, 1997). No entanto, vários modelos tratam r_a como constante, uma vez que seria necessário conhecer a rugosidade da vegetação e de como esta varia no tempo. Em alguns casos, como em pastagens e culturas agrícolas, a altura das plantas poderia ser estimada adequadamente através do índice de área foliar, o que, em outros casos, como em florestas, o mesmo não poderia ser aplicado (Dawes, 1998). Monteith (1981) sugere valores de r_a próximos a 10 sm^{-1} para superfícies bastante rugosas, como florestas

fechadas. Para superfícies mais lisas, tais como pastagens e culturas agrícolas, a resistência deve ser maior, próxima a 30 ms^{-1} .

A resistência do dossel r_d pode ser calculada por

$$r_d = \frac{r_e}{IAF_{ef}}, \quad (2.23)$$

onde r_e é a resistência estomatal e IAF_{ef} é o índice de área foliar que efetivamente contribui para a transpiração. Allen et al. (1989), estudando alfafa e pastagem, estabeleceram que IAF_{ef} corresponderia à metade do valor do IAF real. Ben-Mehrez et al. (1992) apresentaram uma expressão para IAF_{ef} que produz grandes razões entre IAF_{ef}/IAF para valores de IAF pequenos, e pequenas razões entre IAF_{ef}/IAF para grandes valores de IAF :

$$IAF_{ef} = \frac{IAF}{0,3IAF + 1,2}. \quad (2.24)$$

A Eq. (2.24) estima que IAF_{ef} é cerca de 40 a 50% do valor de IAF para valores de IAF entre 3 e 4, que são valores próximos aos utilizados por Allen et al. (1989). Allen et al. (1996) sugerem o uso da Eq. (2.24) pelo fato de que esta reduz automaticamente o IAF_{ef} quando o IAF torna-se muito grande, o que resultaria num aumento de sombreamento das folhas localizadas nas partes mais baixas do dossel, que efetivamente têm pouca participação no processo de transpiração. No entanto, esses autores alertam que esta equação não deveria ser usada em vegetações esparsas como no caso de algumas florestas.

As três principais influências ambientais sobre r_e são a luz (representada pela radiação fotossinteticamente ativa), o déficit de pressão de vapor e o potencial hídrico da folha (que está relacionado com a disponibilidade de água no solo). Running e Coughlan (1998) sugerem que a condutância estomatal (g_e, ms^{-1}), que é o inverso da resistência, seja computada como uma função do potencial de água na folha, dada por

$$g_e = \frac{1}{r_e} = g_{e\max} - k_{\psi_f} (\psi_f - \psi_{f\min}), \quad (2.25)$$

onde $g_{e\max}$ é a condutância estomatal máxima (ms^{-1}), ψ_f é o potencial de água na folha (-MPa), $\psi_{f\min}$ é o potencial mínimo de água na folha (-MPa) e k_{ψ_f} é a taxa de resposta do g_e ao ψ_f ($\text{ms}^{-1} \text{MPa}^{-1}$) que pode ser calculada por

$$k_{\psi_f} = \frac{g_{e\max}}{\psi_{f\text{ fech}} - \psi_{f\min}} \quad (2.26)$$

onde $\psi_{f\text{ fech}}$ é o potencial de água na folha para indução do fechamento do estômato (-MPa).

Soares e Almeida (2001), a partir de dados obtidos por Mielke et al. (2000) em florestas de eucalipto, desenvolveram uma equação para estimar o potencial de água na folha com base na disponibilidade de água no solo:

$$\psi_f = 0,33 \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-0,57}, \quad (2.27)$$

onde θ e θ_s são respectivamente a umidade atual e saturada do solo.

Outra parametrização para r_e considera que, em condições ideais, ou seja, quando não há restrições à transpiração, a resistência estomatal é mínima, e que esta resistência aumenta de acordo com fatores restritivos à transpiração. Esta abordagem é adotada por muitos modelos, como por exemplo o BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*, Dickinson et al., 1993). Desconsiderando-se o fator relacionado à variação sazonal da temperatura do solo (importante em regiões de alta latitude e alta altitude), a resistência estomatal pode ser estimada por:

$$r_e = r_{e\min} \cdot f_R \cdot f_e \cdot f_s, \quad (2.28)$$

onde $r_{e\ min}$ é a resistência estomatal mínima e f_R , f_e e f_s são fatores relacionados à radiação, ao déficit de pressão de vapor e à disponibilidade de água no solo, respectivamente.

O fator f_R pode ser calculado por

$$f_R = \frac{1 + f}{f + r_{e\ min}/r_{e\ max}}, \quad (2.29)$$

onde $r_{e\ max}$ é a resistência máxima do dossel que corresponde à resistência cuticular (cerca de $5000\ \text{sm}^{-1}$) e $f = \varphi_i/\varphi_{ir}$, com φ_{ir} representando a radiação incidente para o qual f_R atinge o dobro de seu valor mínimo. Segundo Dickinson et al. (1993), $\varphi_{ir} = 30\ \text{Wm}^{-2}$ para floresta e $\varphi_{ir} = 100\ \text{Wm}^{-2}$ para gramados e culturas agrícolas.

A dependência de r_e com relação ao déficit de pressão de vapor é dada por

$$f_e = \frac{1}{\max(0, 1; 1 - 0,025D_v)}. \quad (2.30)$$

O fator f_s , que reflete a disponibilidade de água no solo e a capacidade das raízes em absorver água, tem inicialmente valor unitário. Caso a evapotranspiração calculada por (2.21) exceda o valor máximo, E_{\max} , de acordo com a disponibilidade de água no solo, o valor de f_s é alterado de modo que $E = E_{\max}$.

A evaporação do solo E_s também pode ser estimada através da formulação de Penman-Monteith. Neste caso, considera-se que a resistência do solo decai rapidamente com a diminuição do déficit de água no solo. Para solos saturados, a resistência do solo é nula, então

$$\lambda E_s = \frac{\Delta\varphi_{ls} + \rho c_p D_v / r_{as}}{\Delta + \gamma}, \quad (2.31)$$

sendo r_{as} a resistência aerodinâmica entre a superfície do solo e o ar contido dentro do dossel, e φ_{ls} a radiação líquida que chega ao solo, estimada considerando-se a atenuação da radiação pelo dossel segundo a lei de Beer-Lambert,

$$\varphi_{ls} = \varphi_l e^{-\kappa l A F}, \quad (2.32)$$

onde κ é o coeficiente de extinção da luz. Para solos não saturados, Choudhury e Monteith (1988) sugerem que a resistência do solo (r_s) seja inversamente relacionada à sua porosidade (p_s) e à constante de difusão molecular do vapor d'água (D_m), segundo a equação:

$$r_s = \frac{\tau l}{p_s D_m}, \quad (2.33)$$

onde τ é o fator de tortuosidade (parâmetro adimensional relativo à resistência a difusão do vapor d'água por um meio poroso) e l é a espessura da camada de solo seco. Considerando ainda que o dossel provoca uma diminuição da radiação líquida disponível antes desta chegar ao solo, tem-se que

$$\lambda E_s = \frac{\Delta \varphi_{ls} + \rho c_p D_v / r_{as}}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_{as})}. \quad (2.34)$$

2.5.3 Dinâmica da Água no Solo

Para entender o processo de movimentação da água no solo, desde a infiltração até a redistribuição ao longo do perfil, é importante compreender conceitos relativos à energia da água no solo.

2.5.3.1 Potenciais de Água no Solo e a Lei de Darcy

Do ponto de vista hidrológico, o perfil de solo pode ser dividido em duas zonas. A primeira é a zona de aeração ou zona não saturada que compreende desde a superfície do solo até o lençol freático abaixo do qual está a segunda zona denominada saturada, também chamada de aquífero não confinado, estendendo-se até a rocha (FIGURA 2.12).

Os poros presentes no solo, representados pelos espaços entre as partículas (mineral e orgânica) que constituem o solo, podem estar totalmente preenchidos com água, como na zona saturada, ou estar parcialmente preenchidos por ar, como na zona não saturada. Os poros da zona de aeração podem ficar temporariamente saturados por ocasião da chuva ou irrigação, mas, deixados em repouso, retornarão à condição não saturada. É importante notar que esta divisão em duas zonas é dinâmica, ou seja, varia com o tempo, uma vez que o nível do lençol freático tende a ser alterado ao longo do ano, de acordo com o regime das chuvas da região.

Toda partícula de água no solo está sujeita a uma série de forças que determinarão o sentido e velocidade de deslocamento desta partícula dentro do solo. A energia com a qual o solo retém a água é medida em termos de potencial de água (ψ), que tem unidades de pressão, ou energia por unidade de volume, que equivale à força por unidade de área. O potencial de água no solo é a soma dos potenciais gravitacional, de pressão e osmótico. O movimento da água será sempre orientado para a região de menor potencial (Hewlett, 1982).

O potencial gravitacional (ψ_g) é baseado simplesmente na posição da partícula de água dentro do campo gravitacional. Considerando como superfície de referência o nível do mar, a força gravitacional é sempre positiva e orientada para baixo, o que faz que a água, desconsiderando os outros potenciais, tenha a tendência de mover-se verticalmente para baixo ao longo do perfil do solo.

Por convenção, a pressão exercida na linha do lençol freático é nula, sendo positiva abaixo (zona saturada) e negativa acima deste nível (zona não saturada). O potencial de pressão negativo é chamado de potencial matricial (ψ_m) e o positivo é denominado simplesmente de carga (ψ_c). Uma partícula sob pressão nula significa, de fato, que esta partícula está sujeita à pressão atmosférica padrão (1 atm ou 1013 mbar). Em solos não saturados, o potencial matricial representa a força de adesão da água às partículas do solo. Quanto menor for a umidade, mais fortemente a água será retida pelas partículas do solo. Cada solo, dependendo de sua textura e porosidade, possui uma curva de retenção característica que relaciona o conteúdo de umidade e o potencial matricial

deste solo. A FIGURA 2.14 ilustra uma curva de retenção típica. É importante observar que a relação entre a umidade e potencial matricial é diferente se este solo estiver recebendo ou perdendo água. À medida que o potencial matricial decresce (torna-se mais negativo), os poros cada vez menores são drenados e o filme d'água em torno das partículas de solo se torna cada vez mais fino. Por outro lado, quando o solo está recebendo água, o potencial matricial aumenta (torna-se menos negativo), os poros menores são rapidamente preenchidos mas os poros grandes criam uma resistência à absorção devido à curvatura do menisco ser muito fraca para empurrar a água para dentro. Este fenômeno é conhecido como histerese (Hewlett, 1982).

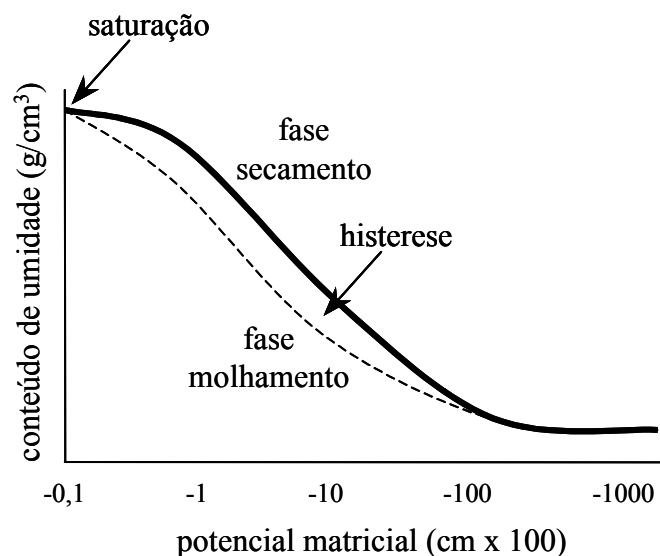


FIGURA 2.14 – Curvas de retenção considerando as fases de secamento e molhamento.

FONTE: Hewlett (1982).

O terceiro potencial, o osmótico (ψ_{os}), em geral pode ser negligenciado para a maioria dos solos. Apenas em solos salinos este potencial pode tornar-se importante fazendo com que a água seja mais fortemente retida no solo, dificultando sua retirada pelas raízes das plantas.

O movimento da água no solo depende do gradiente de potencial existente entre dois pontos e da condutividade hidráulica, o que pode ser descrito pela lei de Darcy (Zhang e Dawes, 1998):

$$q_v = -K \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (2.35)$$

onde q_v é o fluxo vertical de água que passa numa unidade de área da seção transversal por unidade de tempo na direção de menor potencial, K é a condutividade hidráulica, ψ é o potencial hidráulico total, obtido pela soma de ψ_g e ψ_m , e z é a distância vertical a partir da superfície do solo (profundidade). Como $\partial \psi_g / \partial z = 1$, a equação (2.35) pode ser redefinida como

$$q_v = -K \left(1 - \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right). \quad (2.36)$$

A lei de Darcy foi originalmente formulada para descrever o fluxo em meios saturados. No entanto, esta lei também pode ser aplicada em solos não saturados fazendo K uma função do potencial de água no solo, uma vez que K decai rapidamente com a diminuição da umidade. Campbell (1974) formulou uma relação bastante prática para o cálculo da condutividade hidráulica:

$$K(\theta) = \frac{K(\psi)}{K_s} = \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}, \quad (2.37)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, θ é a umidade volumétrica do solo não saturado, θ_s é a umidade volumétrica do solo saturado e b é um coeficiente empírico. Clapp e Hornberger (1978) determinaram valores do coeficiente b para solos com diferentes texturas, cujos resultados podem ser vistos na FIGURA 2.15. Note que há uma relação muito forte entre o coeficiente b e o teor de argila do solo.

A lei de Darcy considera que o solo é homogêneo, estruturalmente estável, incompressível, isotérmico e não histerético. No entanto, esta lei é válida para a grande maioria das velocidades de fluxos observados em solos (Zhang e Dawes, 1998).

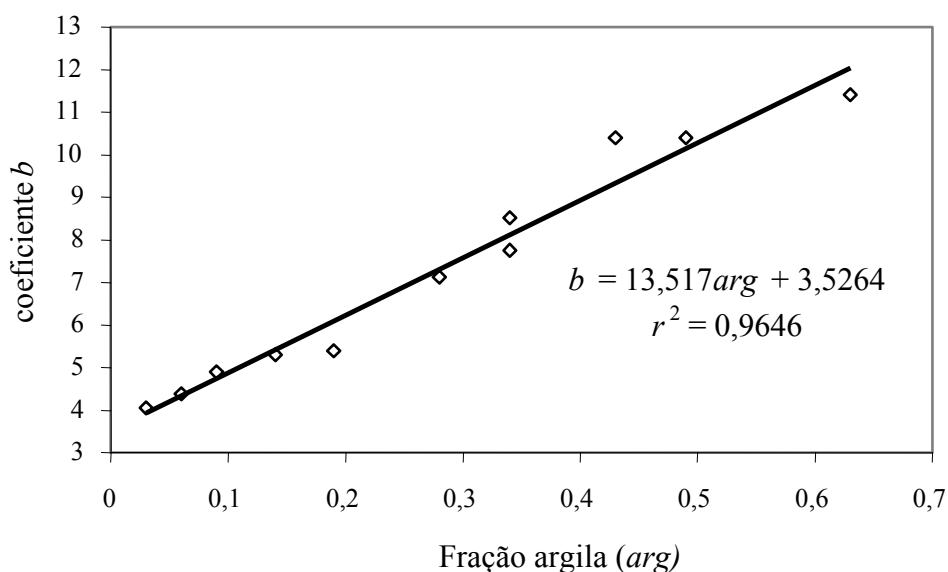


FIGURA 2.15 – Relação entre o coeficiente b e a fração argila do solo.

FONTE: Baseado em Clapp e Hornberger (1978).

Também a infiltração, processo no qual a água passa pela superfície do solo, é função de ψ_m e ψ_g , considerando-se solos não saturados. Caso haja empoçamento da água, ψ_c passa a ter importância no processo de infiltração. Inicialmente, ψ_m domina o processo mas, com a percolação (movimento da água ao longo do perfil do solo), a umidade tende a aumentar e ψ_m perde progressivamente a importância. Próximo à saturação, ψ_g torna-se predominante. A taxa máxima na qual a água entra no solo é denominada capacidade de infiltração (Hewlett, 1982). As taxas de infiltração são influenciadas por muitos fatores: presença de elementos químicos e partículas na água, textura e estrutura do solo, conteúdo de água no solo, conteúdo de matéria orgânica no solo, entre outros (Landsberg e Gower, 1997). Com relação à textura e estrutura do solo, há uma tendência de solos arenosos apresentarem taxas de infiltração superiores aos solos argilosos, uma vez que solos arenosos, por serem constituídos de partículas de maior dimensão, apresentam poros maiores, o que facilita a entrada da água. A FIGURA 2.16 apresenta curvas da capacidade de infiltração típicas para solos arenosos e argilosos. O solo, inicialmente seco, é abastecido por uma fonte contínua de água. A capacidade de infiltração decresce à medida que aumenta o conteúdo de água do solo até atingir uma taxa de infiltração constante, o que corresponde ao solo saturado (Hewlett, 1982). Note

que a capacidade de infiltração de solos argilosos decai mais rapidamente de que a de solos arenosos, uma vez que solos argilosos, em geral, são mais coesos com poros menores, e solos arenosos são, em geral, mal estruturados e possuem poros maiores. De fato, a capacidade de infiltração está mais relacionado com a estrutura do que com a textura do solo. Atividades que levem à compactação desse solo, como por exemplo atividades agropastoris, reduzem a capacidade do solo em absorver água, já que promovem uma diminuição da porosidade dos mesmos.

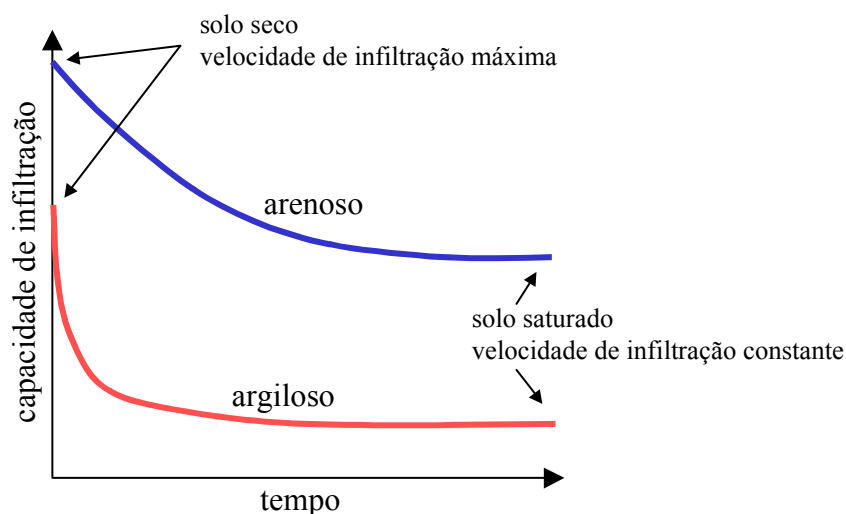


FIGURA 2.16 – Curvas típicas de capacidade de infiltração para solos arenosos e argilosos. O tempo zero corresponde ao início do fornecimento de água ao solo.

FONTE: Baseado em Hewlett (1982).

Durante e após a infiltração, a água é redistribuída ao longo do perfil do solo. A FIGURA 2.17 ilustra o processo de redistribuição da água em 5 tempos distintos. Supondo-se que não haja perdas por evaporação superficial nem tampouco retirada de água por raízes de plantas, um solo homogêneo em equilíbrio poderia possuir um perfil de umidade como a apresentada pela curva *a*. Num primeiro momento, durante a chuva, a taxa de infiltração é alta, aumentando o conteúdo de água nas camadas mais superficiais (curva *b*). As camadas mais superficiais podem atingir umidade próxima à saturação caso a chuva continue (curva *c*). Simultaneamente, a água percola para camadas mais profundas mesmo quando a chuva cessa, o que resulta na diminuição da

umidade nas primeiras camadas (curva *d*). Se não ocorrer uma nova chuva, a água continua a percolação e a curva resultante tende para a curva original (curva *e*). Em estado natural, um solo é formado por camadas (horizontes) com características que podem ser muito distintas, como por exemplo, teor de matéria orgânica, textura e porosidade, ou ainda podem existir camadas de impedimento (camadas compactadas) que dificultam o movimento vertical da água. Nestes casos, a simulação de perfis de umidade pode se tornar muito complexa (Hewlett, 1982).

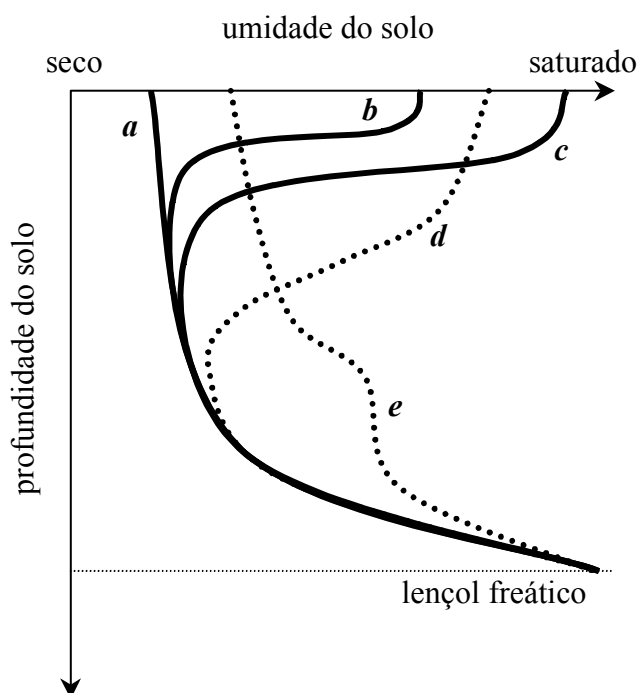


FIGURA 2.17 – Perfis de umidade mostrando a redistribuição da água ao longo do perfil de solo em 5 tempos diferentes.

FONTE: Baseado em Hewlett (1982).

Todo solo tem uma quantidade máxima de água que consegue armazenar (comumente associados a potenciais matriciais médios próximos a $-0,01$ MPa), sendo que água excedente é perdida por drenagem profunda através da ação do potencial gravitacional. A água que percola além da zona radicular pode então alimentar os aquíferos não confinados.

Além dos fluxos verticais, fluxos laterais podem surgir em solos saturados. Esses fluxos laterais podem ser considerados constantes ou variáveis de acordo com a disponibilidade da água na zona saturada (Tucci, 1998), obedecendo também a lei de Darcy.

2.5.3.2 A equação de Richards e o Modelo de Broadbridge-White (BW)

Para se entender a variação da umidade do solo, há que se considerar também a equação de continuidade do fluxo de água dado por

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q_v}{\partial z} = S(\psi), \quad (2.38)$$

onde $\partial \theta / \partial t$ representa a variação da umidade (θ) no tempo (t), $\partial q_v / \partial z$ representa a variação dos fluxos de água (q_v) ao longo do perfil (z) e $S(\psi)$ representa fluxos de entrada (precipitação, fluxos laterais de entrada, etc) ou saída (evapotranspiração, fluxos laterais de saída, etc) de água no perfil de solo, que podem ser função do potencial de água no solo.

Combinando-se as equações (2.35) e (2.38) chega-se a uma equação geral:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K - K \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) + S(\psi). \quad (2.39)$$

Esta equação é uma forma mista da equação de Richards, que pode ser reescrita como

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K - \frac{\partial U}{\partial z} \right) + S(\psi), \quad (2.40)$$

onde U é a variável transformada de Kirchhoff definida por

$$U = \int_{-\infty}^{\psi} K d\psi_m = \int_0^{\theta} D d\theta, \quad (2.41)$$

sendo que D é a difusividade da água no solo. A Eq. (2.40) é a forma mais eficiente de se calcular a variação de umidade, uma vez que exige a definição de um número menor

de derivadas e minimiza o número de operações aritméticas envolvidas no cálculo (Dawes, 1998), além de diminuir os problemas causados pela forte não linearidade das variáveis K e θ (Ross, 1990).

A grande dificuldade em se utilizar a equação de Richards é conseguir uma solução numérica para todas as equações diferenciais implícitas nessa formulação. É necessário conhecer todas as relações entre as variáveis K , θ e ψ antes da solução ser encontrada. Durante muito tempo, vários autores têm buscado estas relações, que são em geral não lineares. Muitas das relações são conseguidas empiricamente através da calibração de modelos buscando-se estimar cada um dos parâmetros com base dados reais de campo (Clapp e Hornberger, 1978 e Cosby et al., 1984).

Quando a equação de Richards é utilizada como base na determinação dos parâmetros a partir de experimentos de campo e de laboratório, outros fatores normalmente negligenciados, tais como o transporte de ar e calor, podem fazer com que os valores derivados sejam sujeitos às condições experimentais. Portanto, esses modelos físicos não estão livres de interações entre os parâmetros do modelo e a estrutura do modelo (Beven, 1991). Este problema também pode aparecer quando se adota diferentes soluções numéricas para a equação de Richards. Calver e Wood (1989) discutiram este problema para diferentes intervalos de tempo e diferentes resoluções espaciais.

Outros aspectos relativos à solução da equação de Richards podem ser encontrados em Warrick et al. (1990), Warrick et al. (1991) e Short et al. (1998).

Adotando-se a solução por diferenças finitas, o perfil de solo é representado por um conjunto de pontos ou nós. Para cada nó i , a equação de Richards, como em (2.40), pode ser representada através da relação

$$F_i = q_{i+0,5}^{t+1} - q_{i-0,5}^{t+1} + \Delta\theta_i + S_i(\psi) = 0 \quad (2.42)$$

onde

$$q_{i+0,5}^{t+1} = K_{i+0,5}^{t+1} - \frac{U_{i+1}^{t+1} - U_i^{t+1}}{\Delta z_{fi}}, \quad (2.43)$$

$$K_{i+0,5}^{t+1} = \sqrt{K_i^{t+1} K_{i+1}^{t+1}}, \quad (2.44)$$

$$\Delta \theta_i = (\theta_i^{t+1} - \theta_i^t) \frac{\Delta z_{ci}}{\Delta t}. \quad (2.45)$$

F_i representa o balanço de água em cada ponto i ; Δz_{fi} refere-se à espessura da camada abaixo do ponto i , ou seja, $\Delta z_{fi} = z_{i+1} - z_i$; Δz_{ci} refere-se à espessura média entre as camadas acima e abaixo do ponto i , ou seja, $\Delta z_{ci} = (z_{i+1} - z_{i-1})/2$; e $S_i(\psi)$ é a combinação entre entradas e saídas de água no perfil. A Eq. (2.44) representa a média geométrica da condutividade hidráulica. A média geométrica é preferida por apresentar valor um pouco menor do que a média aritmética, sendo fisicamente mais realista (Zhang e Dawes, 1998; Vasconcellos e Amorim, 2001).

Para o primeiro e último nó do perfil, as equações são modificadas por não existir Δz_c para estes pontos. Na superfície ($i = 0$), $S_0 = 0$ e

$$F_0 = q_{0,5}^{t+1} - q_0^{t+1} + \Delta \theta_0 = 0, \quad (2.46)$$

$$\Delta \theta_0 = (\theta_0^{t+1} - \theta_0^t) \frac{\Delta z_{f0}}{2\Delta t}, \quad (2.47)$$

enquanto que no limite inferior do perfil ($i = n$)

$$F_n = q_n^{t+1} - q_{n-0,5}^{t+1} + \Delta \theta_n + S_n = 0, \quad (2.48)$$

$$\Delta \theta_n = (\theta_n^{t+1} - \theta_n^t) \frac{\Delta z_{fn-1}}{2\Delta t}. \quad (2.49)$$

A Eq. (2.42) pode ser resolvida através da solução de Newton-Raphson, que define a seguinte relação matricial:

$$-[F] = \left[\frac{\partial F}{\partial \psi} \right] [\Delta \psi] \quad (2.50)$$

onde $[F]$ é uma matriz $1 \times N$ (N representa o número de nós no perfil de solo) descrevendo o balanço de massa para cada nó do perfil baseado nas estimativas de $[\psi]$, $[\partial F/\partial \psi]$ é uma matriz tridiagonal $N \times N$ que representa as derivadas da Eq. (2.42) e $[\Delta \psi]$ é uma matriz $1 \times N$ que é a correção feita sobre $[\psi]$ necessária para que todos os valores de $[F]$ sejam nulos. As estimativas de $[\psi]$ são atualizadas de forma que

$$[\psi^{t+1}] = [\psi^t] - [\Delta \psi]. \quad (2.51)$$

A solução é encontrada, recalculando-se os valores de $[F]$ com base em $[\psi^{t+1}]$ até que a solução convirja, ou seja, $[F]=[0]$.

Os componentes da matriz $[\partial F/\partial \psi]$ para o nó 0 são

$$\frac{\partial F_0}{\partial \psi_0} = \frac{K'_0}{2} \sqrt{\frac{K_1}{K_0}} + \frac{K_0}{\Delta z_{f0}} + \frac{\theta'_0 \Delta z_{f0}}{2 \Delta t}, \quad (2.52)$$

$$\frac{\partial F_0}{\partial \psi_1} = \frac{K'_1}{2} \sqrt{\frac{K_0}{K_1}} - \frac{K_1}{\Delta z_{f0}}, \quad (2.53)$$

onde K_i é a condutividade hidráulica não saturada, K'_i é a derivada de K_i com relação a ψ_i , e θ'_i é a derivada de θ_i com relação a ψ_i . Os componentes da matriz $[\partial F/\partial \psi]$ para o nó i são

$$\frac{\partial F_i}{\partial \psi_{i-1}} = -\frac{K'_{i-1}}{2} \sqrt{\frac{K_i}{K_{i-1}}} - \frac{K_{i-1}}{\Delta z_{fi-1}}, \quad (2.54)$$

$$\frac{\partial F_i}{\partial \psi_i} = \frac{K'_i}{2} \left(\sqrt{\frac{K_{i+1}}{K_i}} - \sqrt{\frac{K_{i-1}}{K_i}} \right) + K_i \left(\frac{1}{\Delta z_{fi-1}} + \frac{1}{\Delta z_{fi}} \right) + \frac{\theta'_i \Delta z_{ci}}{\Delta t}, \quad (2.55)$$

$$\frac{\partial F_i}{\partial \psi_{i+1}} = \frac{K'_{i+1}}{2} \sqrt{\frac{K_i}{K_{i+1}}} - \frac{K_{i+1}}{\Delta z_{fi}}. \quad (2.56)$$

E, para o nó n , os componentes de $[\partial F/\partial \psi]$ são

$$\frac{\partial F_n}{\partial \psi_{n-1}} = -\frac{K'_{n-1}}{2} \sqrt{\frac{K_n}{K_{n-1}}} - \frac{K_{n-1}}{\Delta z_{fn-1}}, \quad (2.57)$$

$$\frac{\partial F_n}{\partial \psi_n} = -\frac{K'_n}{2} \sqrt{\frac{K_{n-1}}{K_n}} + \frac{K_n}{\Delta z_{fn-1}} + \frac{\theta'_n \Delta z_{fn-1}}{2\Delta t}. \quad (2.58)$$

Caso o termo S_i da Eq. (2.42) seja dependente de ψ_i , então sua derivada deve ser acrescentada às equações (2.52), (2.55) e (2.58). Um exemplo de saída que é função de ψ , é o fluxo lateral gerado quando o nó encontra-se dentro da zona de saturação (abaixo do lençol freático). Pela lei de Darcy, o fluxo lateral é dado por

$$q_{li} = \psi_i K_{si} m \quad (2.59)$$

onde K_{si} é a condutividade hidráulica saturada no nó i e m é a declividade da superfície. Nesse caso, sua derivada é

$$\frac{\partial q_{li}}{\partial \psi_i} = K_{si} m \quad (2.60)$$

que deve ser adicionada às equações (2.55) e (2.58).

Duas condições de contorno podem aparecer na parte superior do perfil ($i = 0$): fluxo constante e potencial de água constante. Na superfície, a condição de fluxo constante pode ocorrer com infiltrações sem o acúmulo de água na superfície ou com evaporação limitada pela energia disponível para o processo, e a condição de potencial constante ocorreria quando a infiltração acontece havendo uma lâmina d'água sobre a superfície ou quando a evaporação é limitada pelas condições do solo (Dawes, 1998).

Inicialmente, o modelo considera a condição de fluxo constante que é observada quando ocorre precipitação ou evaporação em superfícies não saturadas. Desse modo, q_0^{t+1} na Eq. (2.46) torna-se a taxa de precipitação ou evaporação. Caso a evaporação faça com que o nó superficial tenha uma umidade menor do que a residual, ou a precipitação torne o nó superficial saturado, então o passo de tempo é recalculado considerando a condição de potencial constante.

Na base do perfil ($i = n$), apenas uma condição de contorno pode aparecer: fluxo constante. Num caso mais simples, o fluxo de água no nó n (q_d) depende da condutividade neste ponto e de um parâmetro β de forma que

$$q_d = \beta K_n \quad (2.61)$$

onde β varia entre 0 e 1. Se $\beta = 0$, não há drenagem para fora do perfil e o lençol freático pode se formar. Caso $\beta = 1$, a taxa de drenagem por gravidade é suposta igual à condutividade hidráulica não saturada (Dawes, 1998). A Eq. (2.61) deve aparecer em (2.48) e sua derivada

$$\frac{\partial q_d}{\partial \psi_n} = \beta K'_n \quad (2.62)$$

em (2.58).

Quando Ross e Bristow (1990) utilizaram o modelo de Campbell juntamente com a Eq. (2.40) para simular o movimento da água no perfil do solo, encontraram problemas de convergência numérica uma vez que, pelo modelo de Campbell, a função $\psi(\theta)$ não é monotônica. Este tipo de problema não foi encontrado por Zhang et al. (1999) que utilizaram o modelo BW (Broadbridge e White, 1988), cujas funções são todas monotônicas.

O modelo de BW é representado por um conjunto de equações que relacionam K , θ e ψ , dependendo basicamente de 5 parâmetros mensuráveis e com interpretação física:

- θ_s : umidade volumétrica do solo em condição de saturação;
- θ_r : umidade volumétrica residual (quando $\psi \rightarrow -\infty$);
- K_s : condutividade hidráulica do solo saturado;
- λ_c : índice de capilaridade macroscópica;
- C : parâmetro de estrutura do solo.

A TABELA 2.1 apresenta a faixa de valores típicos, sugeridos por Zhang e Dawes (1998), para cada um dos parâmetros do modelo BW de acordo com a textura.

TABELA 2.1 – Valores típicos para os parâmetros do modelo BW.

Classe Textural	K_s (m dia ⁻¹)	θ_r (m ³ m ⁻³)	θ_s (m ³ m ⁻³)	λ_c (m)	C
areia	≥ 1,0	0,05 a 0,10	0,30 a 0,40	0,01 a 0,05	1,01 a 1,02
areia franca	≥ 1,0	0,05 a 0,10	0,35 a 0,45	0,01 a 0,05	1,02 a 1,05
franco areanoso	≥ 0,5	0,05 a 0,15	0,40 a 0,50	0,05 a 0,10	1,02 a 1,05
franco siltoso	≥ 0,5	0,10 a 0,20	0,45 a 0,50	0,25 a 0,50	1,05 a 1,20
franco	0,1 a 1,0	0,10 a 0,20	0,40 a 0,50	0,10 a 0,20	1,40 a 1,50
franco argilo arenoso	0,1 a 1,0	0,10 a 0,20	0,35 a 0,45	0,10 a 0,20	1,40 a 1,50
franco argilo siltoso	0,1 a 0,5	0,15 a 0,25	0,40 a 0,50	0,10 a 0,20	1,20 a 1,30
franco argiloso	0,1 a 0,5	0,20 a 0,30	0,45 a 0,55	0,25 a 0,50	1,20 a 1,40
argila arenosa	0,1 a 0,5	0,15 a 0,25	0,40 a 0,50	0,05 a 0,10	1,10 a 1,20
argila siltosa	0,01 a 0,1	0,25 a 0,35	0,45 a 0,55	0,20 a 0,50	1,05 a 1,20
argila	0,01 a 0,1	0,25 a 0,35	0,45 a 0,55	0,20 a 0,50	1,30 a 1,50
muito argilosa	0,001 a 0,01	0,05 a 0,20	0,40 a 0,60	0,50 a 2,00	1,50 a 2,00

FONTE: Zhang e Dawes (1998).

Estes parâmetros são utilizados para transformar as variáveis fundamentais K , θ e ψ em variáveis adimensionais K^* , Θ e ψ^* . A TABELA 2.2 apresenta estas variáveis adimensionais e suas relações funcionais.

A grande vantagem deste modelo é que se pode representar uma grande variedade de tipos de solo. As relações, sempre monotônicas, podem ser altamente não lineares, como em solos muito arenosos, ou ligeiramente não lineares, como em solos estruturados de florestas. A utilização deste modelo garante a estabilidade e convergência da solução da equação de Richards para praticamente todos os solos conhecidos e para todas as taxas de precipitações reais (Short et al., 1998).

TABELA 2.2 – Variáveis adimensionais do modelo de solo BW.

Variável	Função
$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$	
$\psi^* = \frac{\psi}{\lambda_c}$	$\psi^* = 1 - \frac{1}{\Theta} - \frac{1}{C} \ln \frac{C - \Theta}{(C - 1)\Theta}$
$K^* = \frac{K}{K_s}$	$K^* = \Theta^2 \frac{C - 1}{C - \Theta}$
$U^* = \frac{U}{K_s \lambda_c}$	$U^* = \Theta \frac{C - 1}{C - \Theta} = \frac{K^*}{\Theta}$
$\frac{\partial \Theta}{\partial \psi^*} = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\lambda_c}{\theta_s - \theta_r}$	$\frac{\partial \Theta}{\partial \psi^*} = \Theta^2 \frac{C - \Theta}{C}$
$\frac{\partial K^*}{\partial \psi^*} = \frac{\partial K}{\partial \psi} \frac{\lambda_c}{K_s}$	$\frac{\partial K^*}{\partial \psi^*} = \Theta^3 \frac{(C - 1)(2C - \Theta)}{C(C - \Theta)}$

2.5.3.3 Índice Topográfico

O TOPMODEL foi idealizado no início da década de 70 (Ambrose et al., 1996) com o objetivo de desenvolver um modelo fisicamente realista mas parametricamente simples. O modelo original (Beven e Kirkby, 1979) faz a suposição de que a distribuição das respostas hídricas de uma bacia hidrográfica está diretamente relacionada às características topográficas da mesma.

Quando o lençol freático atinge a superfície do solo ($z_i = 0$), todo o perfil está saturado, surgindo uma área que contribui diretamente ao escoamento superficial (FIGURA 2.18), ou seja, a precipitação é convertida inteiramente em escoamento superficial sem entrar no perfil do solo. Esta área saturada é definida como área de contribuição variável (Hewlett, 1982) e depende da profundidade do lençol freático.

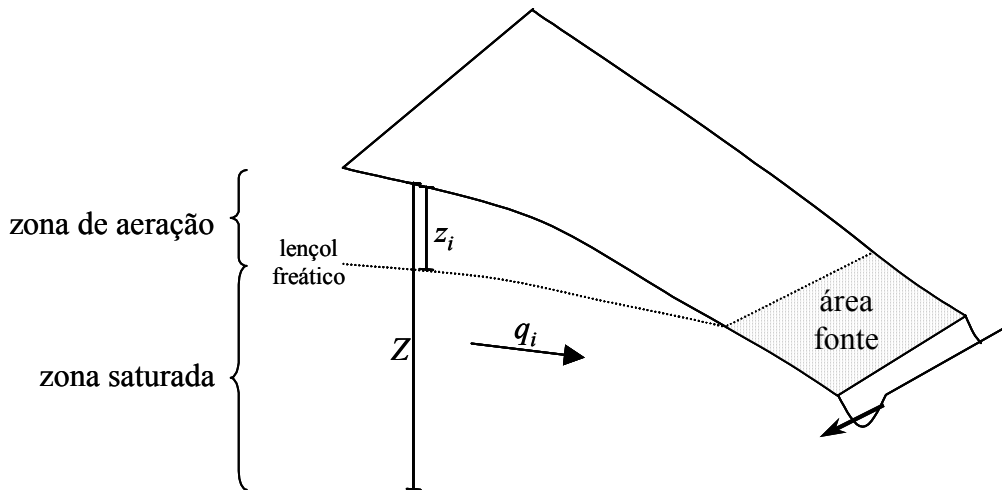


FIGURA 2.18 – Representação esquemática de uma vertente.

Adaptado de Franchini et al. (1996).

Na zona saturada, num ponto i , existe um fluxo lateral sub-superficial (Lei de Darcy) dado por

$$q_{li} = T_i(z_i) \tan \beta_i \quad (2.63)$$

onde $T_i(z_i)$ é a transmissividade no ponto i e $\tan \beta_i$ é declividade na superfície no ponto i . O valor de $T_i(z_i)$ é calculado integrando-se a condutividade hidráulica saturada (K_S) em toda zona saturada, ou seja

$$T_i(z_i) = \int_{z_i}^Z K_S(z) dz, \quad (2.64)$$

onde Z representa a profundidade máxima considerada (linha de referência). Supondo um decaimento exponencial de K_S definido por um parâmetro f

$$K_S(z) = K_0 \exp(-fz), \quad (2.65)$$

tem-se que a transmissividade torna-se

$$T_i(z_i) = \frac{K_0}{f} [\exp(-fz_i) - \exp(-fZ)] = \frac{1}{f} [K_S(z_i) - K_S(Z)]. \quad (2.66)$$

Considerando que a profundidade de referência Z localiza-se muito abaixo da linha de saturação (lençol freático), $K_s(Z)$ torna-se desprezível. Substituindo (2.66) em (2.63) tem-se

$$q_i = \frac{K_0}{f} \tan \beta_i \exp(-fz_i) = T_s \tan \beta_i \exp(-fz_i) \quad (2.67)$$

onde T_s é a transmissividade do solo completamente saturado. Nesta representação, K_0 e f são considerados constantes para toda a bacia hidrográfica (Beven e Kirkby, 1979).

Supondo-se uma taxa de recarga para o lençol freático (R) espacialmente uniforme, a equação anterior pode ser reescrita como

$$a_i R = T_s \tan \beta_i \exp(-fz_i) \quad (2.68)$$

onde a_i é a área acumulada de drenagem até o divisor d'água dividido pela largura do elemento no ponto i . Isolando-se o termo z_i , que representa a profundidade do lençol freático, tem-se

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln \left(\frac{a_i R}{T_s \tan \beta_i} \right). \quad (2.69)$$

O valor médio de z_i pode ser obtido integrando-se z_i para toda a área da bacia hidrográfica (A), ou seja,

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \int_A z_i dA = \frac{1}{fA} \int_A \left[-\ln \left(\frac{a_i}{T_s \tan \beta_i} \right) - \ln R \right] dA. \quad (2.70)$$

Combinando-se as equações (2.68) e (2.70), a expressão de \bar{z} torna-se

$$\bar{z} = \frac{1}{f} \left[-\frac{1}{A} \int_A \ln \left(\frac{a_i}{T_s \tan \beta_i} \right) dA + \ln R + \ln \left(\frac{a_i}{T_s \tan \beta_i} \right) \right]. \quad (2.71)$$

Calculando-se a diferença $\bar{z} - z_i$, cancelando-se o termo T_s (uma vez a transmissividade é constante para toda a bacia hidrográfica) e rearranjando os demais termos, verifica-se que

$$z_i = \bar{z} - \frac{1}{f} \left[\ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) - \lambda \right] \quad (2.72)$$

onde

$$\lambda = \frac{1}{A} \int_A \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) dA. \quad (2.73)$$

O termo $\ln(a_i / \tan \beta_i)$ é definido como índice topográfico. Assim, λ representa o valor médio do índice topográfico para toda a bacia hidrográfica e é denominado constante topográfica. Em outras palavras, a profundidade estimada do lençol freático depende somente do parâmetro f e do índice topográfico.

Pode-se notar, pela Eq. (2.72), que é possível encontrar valores negativos de z_i , representando que a linha de saturação encontra-se acima da superfície e que, nesse caso, a condição de saturação foi atingida. Supondo-se que x representa o índice topográfico e que x^* representa o valor de x que produz $z_i = 0$. Então, todos os pontos com $x \geq x^*$ encontram-se saturados. A porcentagem da bacia hidrográfica com $x \geq x^*$ é definida com base na curva índice que representa a distribuição de probabilidade acumulada para o índice topográfico (Franchini et al., 1996).

Em alguns casos, a Eq. (2.72) pode ser expressa, não em termos da profundidade da linha de saturação z_i , mas em termos de déficit de umidade da zona não saturada S_i dado por

$$S_i = (\theta_s - \theta_r) z_i, \quad (2.74)$$

onde θ_s e θ_r representam a umidade do solo saturado e a umidade residual do solo, respectivamente. Dessa forma, a Eq. (2.72) pode ser reescrita para

$$S_i = \bar{S} - \frac{\theta_s - \theta_r}{f} \left[\ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) - \lambda \right] \quad (2.75)$$

onde \bar{S} representa o déficit hídrico médio para toda a bacia hidrográfica.

Uma discussão bastante completa sobre o índice topográfico pode ser encontrada em Quinn et al. (1995), Francini et al. (1996) e Beven (1997). Outras abordagens para a geração de índices topográficos baseados em funções de decaimentos da condutividade hidráulica diferentes da exponencial são discutidas em Ambroise et al. (1996). Barling et al. (1994) introduziram no índice topográfico mais um parâmetro, relacionado ao tempo de drenagem. Com isso, criaram um índice de molhamento semi-dinâmico para caracterização da distribuição espacial das zonas de saturação superficial.

2.6 Análise Morfométrica

Os estudos relacionados à rede de drenagem de uma bacia hidrográfica sempre foram muito importantes para Geomorfologia pois os cursos d'água constituem um dos processos mais ativos na formação da paisagem terrestre (Christofolletti, 1980).

A análise de modelos digitais do terreno em hidrologia concentrou-se inicialmente em aspectos morfométricos, tais como, a estimação da área da bacia hidrográfica, delimitação de limites de bacias, extração automática de drenagem, etc (Band, 1986 e Tarboton et al., 1991).

A análise morfométrica é utilizada para caracterizar quantitativamente uma bacia hidrográfica através de variáveis numéricas que podem ser obtidas diretamente de um mapa topográfico. Atualmente, o processo de extração destas variáveis é feito automaticamente a partir de modelos numéricos de terreno (MNT), usufruindo das ferramentas disponíveis em grande parte do sistemas de informação geográfica. Estudos têm demonstrado que a exatidão dos parâmetros extraídos automaticamente a partir de MNTs é muito próxima daquela obtida a partir de métodos manuais (extração direta a partir de mapas em papel). Eash (1994) avaliou 24 características morfométricas em 10 bacias hidrográficas comparando-se os métodos manual e automático. Das 12 medidas

morfométricas básicas, apenas a declividade apresentou diferença significativa entre os dois métodos, sendo subestimada no método automático.

Segundo Christofolletti (1980), a análise morfométrica de bacias hidrográficas pode ser dividida em 4 itens. O primeiro trata da ordenação ou hierarquização da rede de drenagem. O segundo item, a análise linear da rede de drenagem, compreende as medições efetuadas ao longo das linhas de escoamento. A análise areal da bacia hidrográfica é o terceiro item, englobando vários índices que utilizam medições planimétricas, além das lineares. E, por fim, a análise hipsométrica que compreende a análise da distribuição altimétrica na bacia.

Toda a análise morfométrica inicia-se pela hierarquização dos canais fluviais. Cada linha de drenagem pode ser categorizada de acordo com sua posição (ordem ou magnitude) dentro da bacia. Esta ordenação pode ser utilizada para descrever a linha de drenagem e dividir a rede de drenagem em partes que podem ser quantificadas e comparadas. Por definição, as linhas de drenagem que não possuem nenhum tributário são designadas como linhas de 1ª ordem ou 1ª magnitude. A ordem ou magnitude das demais linhas de drenagem depende do método utilizado. Os métodos mais utilizados são o Strahler e o Shreve. No método de Strahler, as linhas de 2ª ordem são formadas pela junção de duas linhas de 1ª ordem, as linhas de 3ª ordem são formadas pela junção de duas linhas de 2ª ordem e assim sucessivamente. Já no método de Shreve, as magnitudes são somadas todas as vezes que há a junção de duas linhas de drenagem. Nesse caso, por exemplo, quando duas linhas de 2ª magnitude se unem, o trecho a jusante recebe a designação de 4ª magnitude. Dessa forma, no método de Shreve, algumas magnitudes podem não existir. A FIGURA 2.19 ilustra a aplicação destes dois métodos sobre a rede de drenagem de uma bacia. De maneira geral, o método de Strahler traz uma informação da complexidade de uma rede de drenagem, enquanto que o método de Shreve indica basicamente o número de nascentes que contribuem para formação desta mesma rede de drenagem.

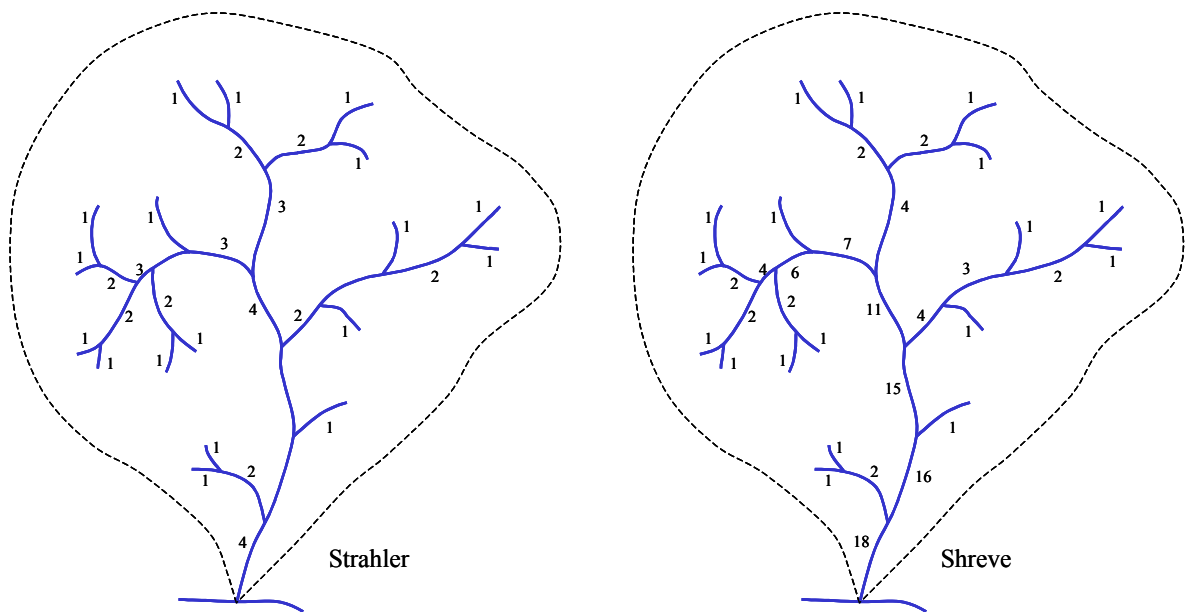


FIGURA 2.19 – Aplicação do método de Strahler para ordenação da rede de drenagem e do método de Shreve para a determinação da magnitude da mesma.

Vários índices podem ser definidos para descrever as propriedades lineares e de área de uma bacia hidrográfica. Alguns deles são medições diretas, como por exemplo, o comprimento do rio principal e a área da bacia. Outros índices são relações entre medidas de alguns componentes da bacia, como por exemplo, a densidade de drenagem (relação entre comprimento total dos canais de drenagem e a área da bacia) e a densidade de canais (relação entre o número de canais e a área da bacia). Alguns índices guardam certa subjetividade, como o comprimento da bacia que pode ser definido de diversas maneiras. Por fim, alguns índices resultam de combinações de outros índices, como por exemplo, o índice de rugosidade, que é o produto da amplitude altimétrica e da densidade de drenagem. Uma revisão detalhada desses índices pode ser encontrada em Christofletti (1980).

CAPÍTULO 3

DESCRIÇÃO DO SISTEMA DE ANÁLISE E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA (SASHI)

Todos os programas que compõem este sistema utilizaram a linguagem IDL (*Interactive Data Language*). A FIGURA 3.1 mostra as interfaces principais do sistema, englobando a janela de visualização e o painel de controle. Nenhuma função de edição de linhas e pontos foi implementada, uma vez que todos os dados de entrada são provenientes de arquivos ASCII exportados do SPRING (*Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas*, INPE, 2003).

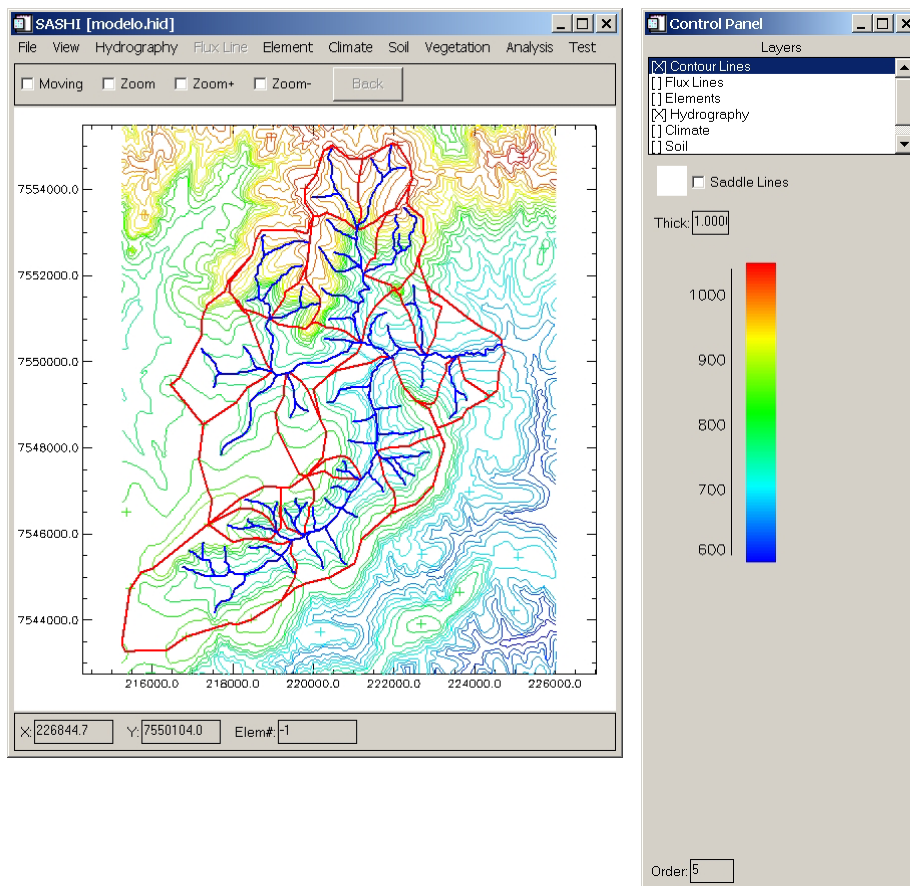


FIGURA 3.1 – Interface principal do sistema.

O SASHI divide os dados em 7 categorias: curvas de nível (*contour lines*), linhas de fluxo (*flux lines*), elementos (*elements*), dados relativos à hidrografia (*hydrography*), dados relativos ao solo (*soil*), dados climáticos (*climate*) e dados relativos à vegetação (*vegetation*). Para cada tipo de dado, há um conjunto de funções apropriadas. O SASHI dispõe ainda de funções para análise morfométrica de bacias, cálculo do índice topográfico, estimação da profundidade do lençol freático e simulação hidrológica.

O SASHI foi implementado de maneira a minimizar os erros cometidos pelo usuário, como a entrada de valores inválidos e a escolha de funções e/ou operações incompatíveis com os dados disponíveis. No entanto, há a necessidade de um conhecimento básico em hidrologia para poder utilizar o sistema, uma vez que os valores de entrada do modelo hidrológico devem ter um significado físico com unidades específicas.

A FIGURA 3.2 apresenta os principais módulos do sistema e suas interrelações. O processo inicia com a importação do modelo numérico do terreno (MNT) e da rede de drenagem. Em seguida, faz-se a detecção automática das bacias hidrográficas. Neste ponto, pode-se optar em fazer a análise morfométrica ou prosseguir com a extração das linhas de fluxo para a determinação dos elementos irregulares que, por sua vez, representam a unidade elementar do modelo hidrológico. Dados auxiliares relacionados à espacialização dos atributos relativos às características edáficas, climáticas e da vegetação podem ser importados ou definidos como homogêneos para toda a bacia. Há a necessidade de se definirem os parâmetros de cada uma das classes dos dados auxiliares para proceder à simulação hidrológica. Cada etapa deste processo será detalhada a seguir.

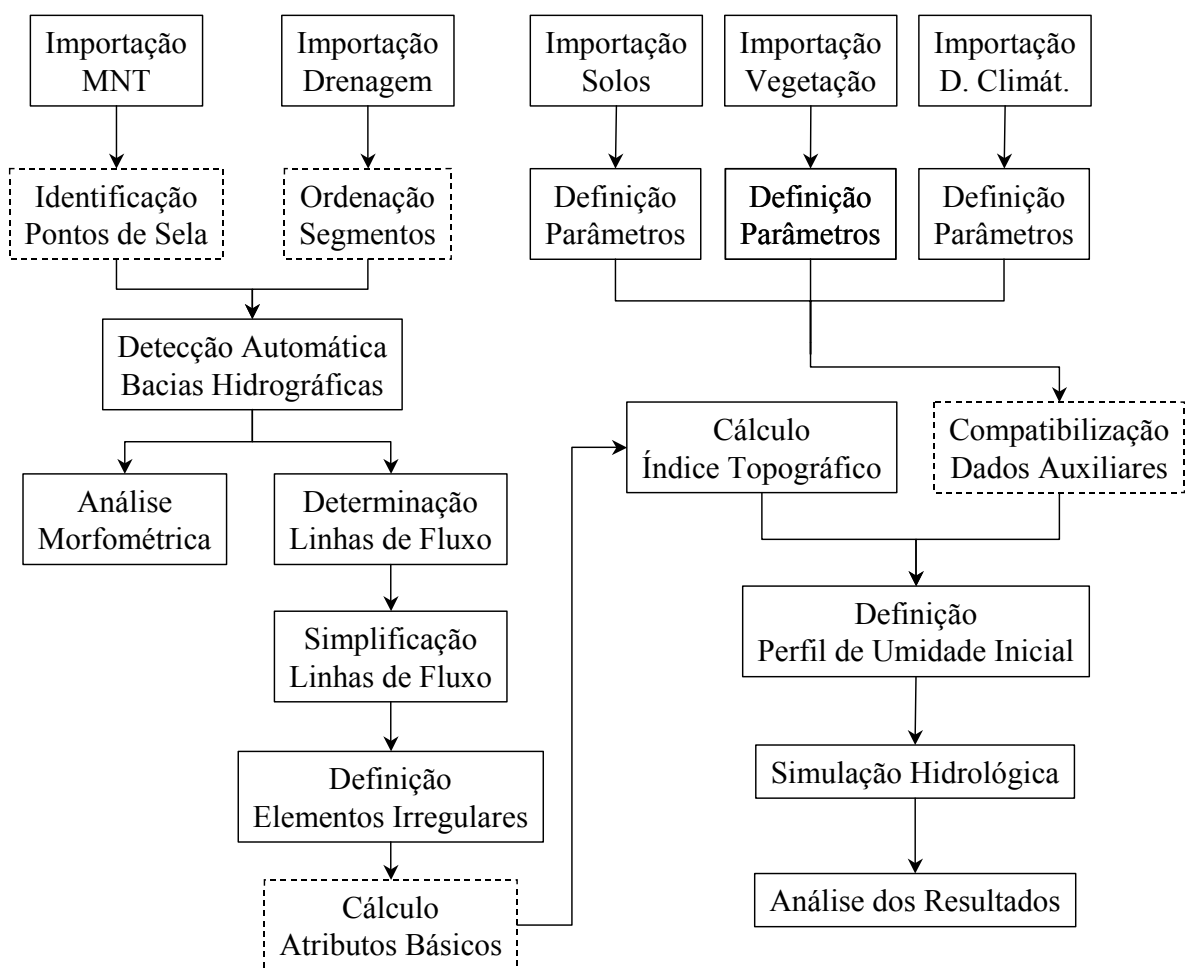


FIGURA 3.2 – Fluxograma do SASHI. As caixas tracejadas mostram operações que são realizadas automaticamente após a disponibilização do dado.

3.1 Dados Básicos

Neste item, serão apresentados os dados básicos a partir dos quais o sistema construirá os elementos irregulares e sua topologia.

3.1.1 Modelo Numérico do Terreno (MNT)

O modelo hidrológico distribuído implementado no SASHI tem como dado mais fundamental o MNT representado por curvas de nível (isolinhas) e pontos cotados. É a partir desta representação vetorial que é feita a discretização espacial da bacia

hidrográfica, permitindo o estudo dos processos hidrológicos e análises morfométricas da bacia.

As curvas de nível são representadas por linhas (abertas ou fechadas) que, por sua vez, são formadas por pontos e, a cota a qual ela representa é armazenada como um atributo desta linha. Estas linhas podem ter sido geradas através da digitalização de cartas topográficas em mesas digitalizadoras, ou terem sido produzidas por processos de vetorização automática, ou ainda, por Sistemas de Informação Geográfica (SIG) que utilizam o fatiamento de modelos numéricos de terreno para geração de isolinhas. De qualquer modo, o espaçamento entre os pontos que formam as isolinhas pode ser bastante irregular. Como as linhas que definem a direção de escoamento (ver item 3.4.1) são geradas a partir dos pontos de cada curva de nível, é aconselhável que a mesma não possua pontos muito afastados um dos outros, o que poderia resultar em elementos não representativos. A FIGURA 3.3 ilustra um caso em que as linhas de fluxo foram determinadas utilizando-se o critério de mínima distância. As setas pontilhadas indicam os locais onde deveria haver linhas de fluxo. Para minimizar este tipo de problema, o primeiro passo é realizar uma reamostragem das linhas que representam as curvas de nível. Como critério padrão, adotou-se que os segmentos de linha que fossem maiores do que 2 vezes a distância média dos segmentos, deveriam ser subdivididos. Com isso, garante-se uma certa uniformidade no espaçamento entre pontos e conseqüentemente entre as linhas de fluxo.

Outro procedimento importante é a eliminação de pontos repetidos dentro da mesma linha, uma vez que várias operações são realizadas considerando-se os ângulos entre segmentos de linha. A FIGURA 3.4 ilustra alguns problemas comuns encontrados em MNTs e que devem ser eliminados previamente, editando-se as isolinhas diretamente no SPRING.

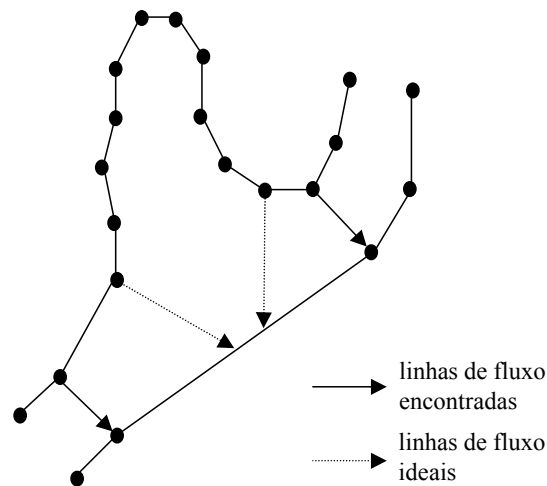


FIGURA 3.3 – Determinação de linhas de fluxo em curvas de nível com pontos irregularmente espaçados.

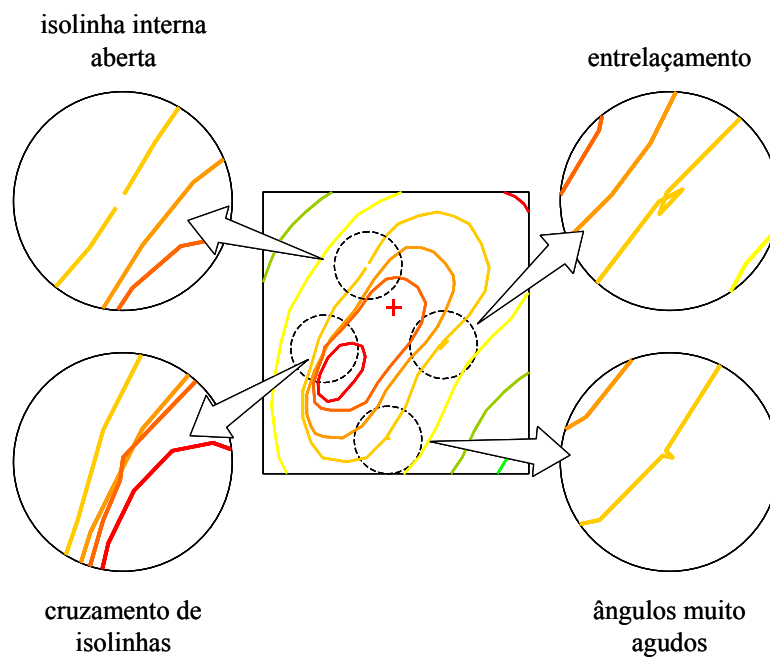


FIGURA 3.4 – Erros no MNT que comprometem a discretização da bacia hidrográfica em elementos irregulares.

Em geral, as relações topológicas entre as isolinhas e os pontos cotados são desprezadas pelos SIGs. No entanto, o conhecimento da topologia destas linhas e pontos poderia implicar uma economia significativa de tempo durante o processo de definição das linhas de fluxo. Por exemplo, dado um ponto qualquer pertencente a uma isolinha, em

condições normais, o escoamento se daria naquela direção com maior declividade, ou seja, menor distância entre isolinhas. Com a topologia conhecida, a determinação da direção de escoamento seria bastante facilitada, uma vez que apenas as isolinhas com cota inferior e vizinhas àquela que contém o ponto, seriam analisadas. De fato, o SASHI constrói a topologia entre as isolinhas abertas, ligando suas extremidades de modo a formar um polígono fechado, denominado *group* (FIGURA 3.5). Para cada *group*, identificam-se quais as isolinhas fechadas e os pontos cotados que estão dentro dos polígonos. Estas isolinhas e pontos são definidos como ilhas desse *group* (no código do programa, recebem a denominação de *holes*, ou “buracos”). Por fim, checa-se a orientação de todas as isolinhas para garantir que todas possuam orientação anti-horária (escolha arbitrária). Isto facilitará o processo de construção do polígono que representará cada elemento (item 3.4.2).

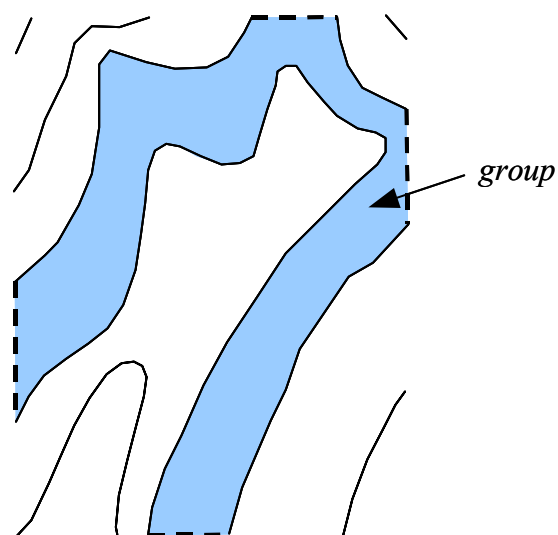


FIGURA 3.5 – Representação esquemática de um *group* formado por quatro curvas de nível sendo artificialmente ligadas (linhas tracejadas) para formar um polígono.

Imediatamente após a construção da topologia das curvas de nível, são identificadas as regiões que formarão elementos de sela. A FIGURA 3.6 ilustra as diferentes situações onde há a ocorrência de elementos de sela. Em todos os casos, uma linha é criada artificialmente ligando os pontos mais próximos de duas curvas de nível de cota superior (ou entre uma curva de nível de cota superior e um ponto cotado). Este

procedimento impede a criação de um elemento que gere duas direções de fluxo opostas.

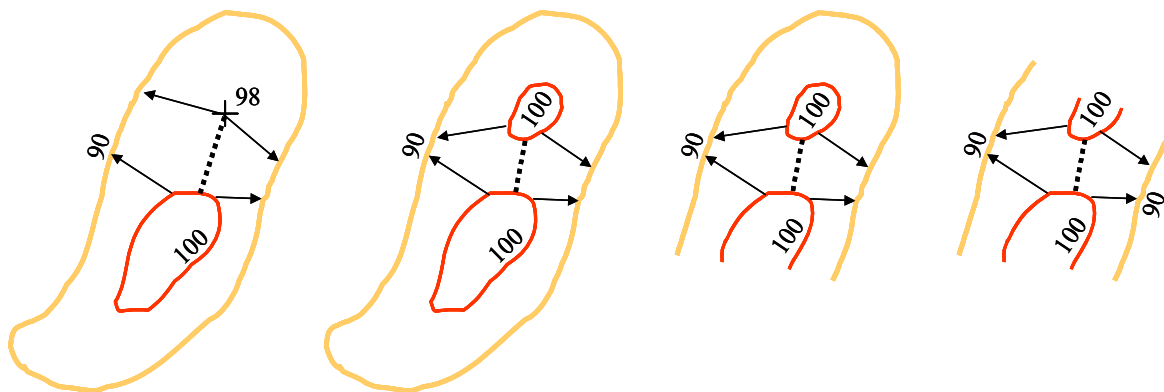


FIGURA 3.6 – Identificação de elementos de sela. Os números correspondem a cota das curvas de nível e do ponto cotado, as setas mostram a direção de fluxo e as linhas pontilhadas indicam a divisão artificial dos elementos de sela.

3.1.2 Hidrografia

Para o SASHI, a hidrografia é representada por linhas ligadas por nós formando uma rede. Até o presente momento, o sistema não trabalha com polígonos, que poderiam representar lagos e rios de margem dupla.

Após a importação das linhas, a topologia é gerada e o sentido da linha é corrigido de acordo com os valores de cota estimados para cada uma das extremidades da linha, escolhendo-se aquele que preserva o sentido natural de escoamento, ou seja, da maior para menor cota. Construída a topologia, parte-se para a hierarquização da rede de drenagem. Neste sistema adotou-se o método de Strahler, por ser o mais amplamente utilizado (Christofolletti, 1980).

3.2 Dados Complementares

Para se realizar a simulação hidrológica, é necessário definir a espacialização dos atributos relacionados às características edáficas, climáticas e da vegetação. Estas características podem ser consideradas uniforme para toda bacia ou variável segundo um padrão definido por polígonos que devem ser importados para o sistema. A seguir,

será detalhado cada um desses dados, apresentando os atributos que devem ser definidos para cada tipo de informação.

3.2.1 Solos

Os solos são representados por polígonos que delimitam áreas com propriedades homogêneas. Cada polígono pode representar um tipo de solo ou uma área com alguma característica particular.

Após a importação dos polígonos, caso os elementos irregulares já tenham sido definidos, é realizado um ajuste a fim de compatibilizar os dados fazendo com que cada elemento esteja associado a apenas uma classe de solo, ou seja, àquela que ocupar a maior porção do elemento.

Em seguida, as características de cada classe de solo devem ser fornecidas. Inicialmente, definem-se os nós dentro do perfil de solo, ou seja, os pontos para os quais os parâmetros serão definidos. Até o presente momento, todas as classes de solo devem possuir os mesmos nós, e portanto, a definição dos nós numa classe de solo irá refletir em todas as demais classes. Os nós podem ser irregularmente espaçados e, para cada nó, devem ser definidos os 5 parâmetros do modelo BW. Estes valores são escolhidos com base na textura do solo naquele ponto (TABELA 2.2).

Como, em geral, a textura não é a mesma para todos os nós, pode-se definir um conjunto de parâmetros do modelo BW distinto para cada nó. Dessa forma, cada configuração de parâmetros recebe uma denominação (*layer*), podendo ser associada a um ou mais nós do perfil de cada classe de solo.

Outro parâmetro que deve ser definido para cada classe de solo é o β . Este parâmetro expressa a parcela de água que é perdida verticalmente pelo último nó do perfil (ver Eq. (2.61)).

A FIGURA 3.7 mostra a interface desse módulo. Todos os dados podem ser importados de ou exportados para arquivos ASCII.

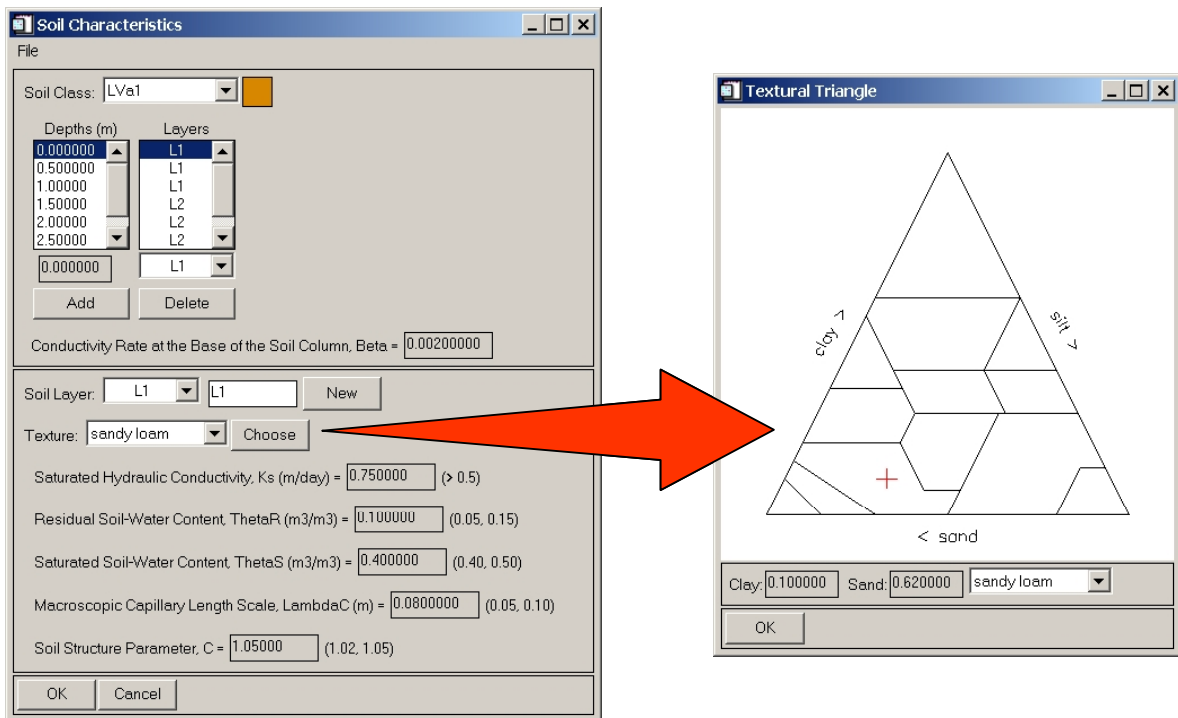


FIGURA 3.7 – Interface de definição dos atributos do solo.

3.2.2 Vegetação

Assim como para os solos, a vegetação pode também ser representada por polígonos que delimitam áreas com propriedades homogêneas. Da mesma forma, há a necessidade de se fazer a compatibilização entre os polígonos de vegetação e os polígonos que representam os elementos irregulares.

Os atributos que definem cada classe de vegetação podem ser constantes para toda a simulação ou variarem com o tempo. A interface desse módulo, apresentada na FIGURA 3.8, oferece ambas alternativas. Os atributos a serem definidos para cada classe de vegetação são: o índice de área foliar (I_{AF}), o coeficiente de interceptação de chuva pelo dossel (k), a condutância estomatal mínima (g_{emin}) e máxima (g_{emax}), a radiação de referência (φ_{lr}), o coeficiente de atenuação de Beer-Lambert (κ), a resistência aerodinâmica (r_a) e o albedo (α). Também deve ser definida a distribuição das raízes, indicando um fator ou razão que pondere a divisão da transpiração para cada

nó do perfil de solo (previamente definido). Todos os dados podem ser importados de ou exportados para arquivos ASCII.

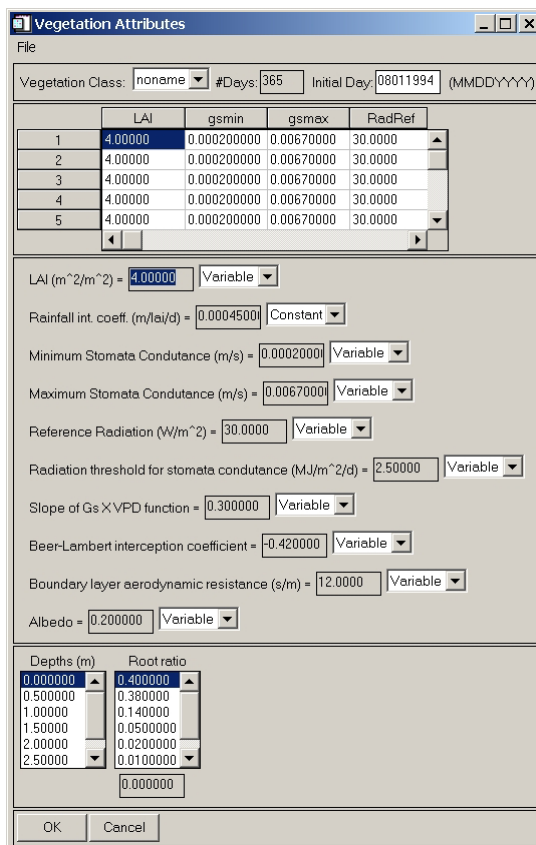


FIGURA 3.8 – Interface de definição dos atributos da vegetação.

3.2.3 Dados Climáticos

Do mesmo modo como nos módulos anteriores, os dados climáticos podem ser representados por polígonos que delimitam áreas com propriedades homogêneas. Também, nesse caso, a compatibilização entre os polígonos que representam os dados climáticos e os polígonos que representam os elementos irregulares, deve ser realizada para garantir a relação biunívoca entre estes.

Devem ser fornecidos dados relativos à precipitação, à temperatura média do ar, à umidade relativa e à insolação diária, assim como a data inicial da simulação, essencial para o cálculo do dia juliano (FIGURA 3.9). Todos os dados podem ser importados de ou exportados para arquivos ASCII.

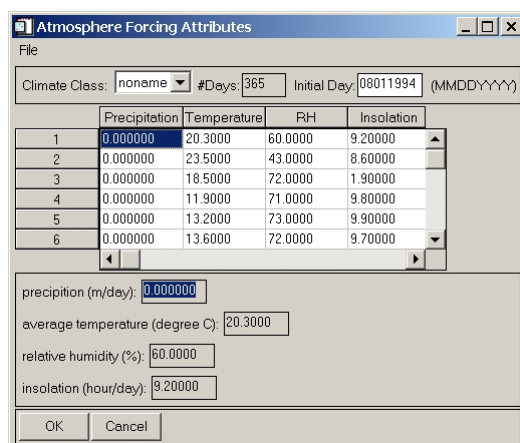


FIGURA 3.9 – Interface de entrada dos dados climáticos.

3.3 Detecção Automática de Bacias Hidrográficas

Com base na rede de drenagem, podem ser definidos os limites da bacia hidrográfica principal e suas sub-bacias. Este procedimento garante que os elementos que estejam relacionados a um mesmo canal de drenagem, tenham seus fluxos sempre direcionados a uma saída comum. A princípio, a partir de qualquer ponto dentro da bacia é possível traçar o caminho de escoamento até atingir alguma linha de drenagem, identificando assim a qual bacia (ou sub-bacia) este ponto pertence.

O algoritmo adotado pelo SASHI baseia-se na expansão das linhas de drenagem “morro acima”. Esta expansão inicia-se nas isolinhas de cota mais baixa, traçando linhas perpendiculares aos pontos das isolinhas. Caso a linha traçada intercepte uma linha de drenagem, seu ponto de origem é designado como pertencente àquela linha de drenagem. De fato, cada segmento de drenagem é identificado por um número e é este identificador que é atribuído ao ponto da isolinha. Em algumas situações, a linha traçada não atinge diretamente uma linha de drenagem e sim uma isolinha de cota inferior. Nesse caso, o ponto da linha traçada será designado com o valor do ponto mais próximo da isolinha de cota inferior que foi previamente analisada. Após todos os pontos das isolinhas terem sido avaliados, faz-se a determinação dos divisores d’água de cada sub-bacia. Os divisores passarão sempre entre os dois pontos que indicam mudança no

identificador de drenagem. Exceção é feita no caso de linhas que dividam elementos de sela que, por definição, constituem um divisor d'água.

O procedimento anteriormente descrito é exemplificado na FIGURA 3.10, na qual os segmentos da drenagem estão identificados por cores diferentes. Note que segmentos consecutivos que tenham a mesma ordem (FIGURA 3.10a) não são diferenciados, ou seja, recebem o mesmo identificador, uma vez que pertencem à mesma sub-bacia. O processo de delimitação das sub-bacias é iniciado e finalizado no ponto que define a saída da bacia, correspondendo ao ponto de junção de dois segmentos de rio (FIGURA 3.10g).

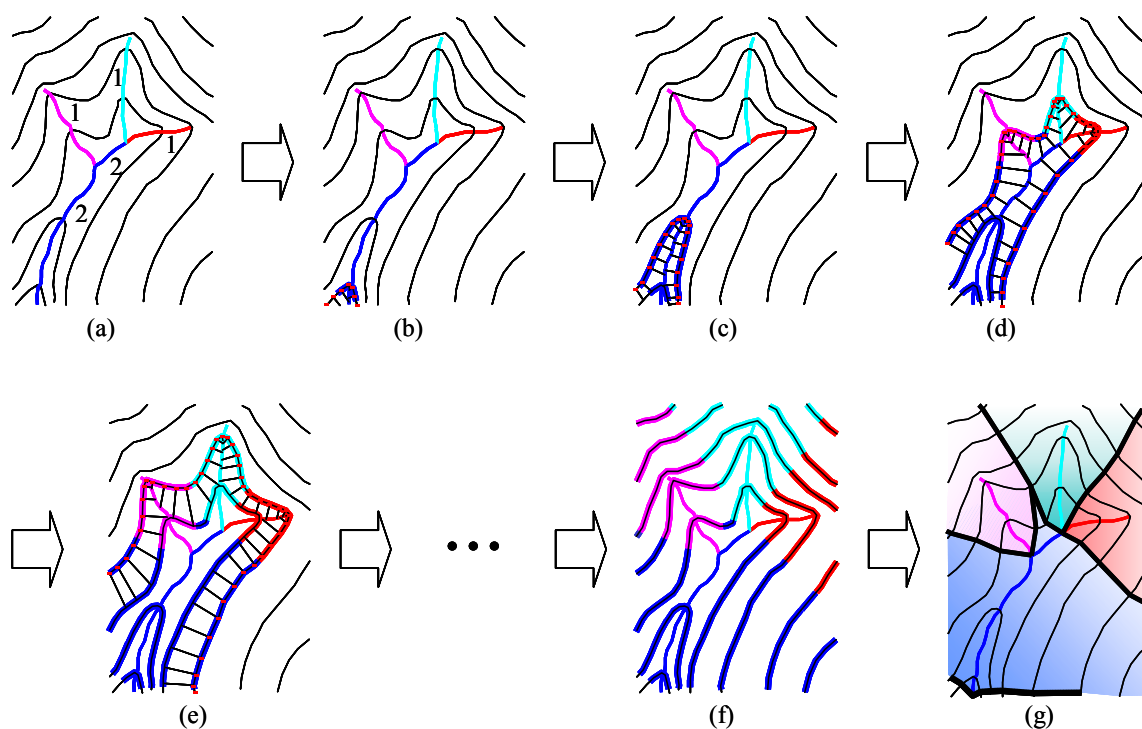


FIGURA 3.10 – Detecção automática de sub-bacias. Previamente, é feito o ordenamento e a identificação dos segmentos (a). Em seguida faz-se a expansão da drenagem “morro acima” (b - f) para posterior delimitação das sub-bacias (g).

3.4 Discretização da Bacia Hidrográfica em Elementos Irregulares

Neste item, serão discutidos os aspectos relativos ao método adotado pelo SASHI para discretizar a bacia hidrográfica. Neste processo, serão criados os elementos que constituem a unidade básica do modelo hidrológico.

3.4.1 Determinação das Linhas de Fluxo

As linhas de fluxo podem ser definidas como aquelas que representam o caminho preferencial de escoamento da água dentro da bacia hidrográfica. As linhas de fluxo são, por definição, orientadas no sentido do declive, ligando duas isolinhas de cota diferente ou, então, um ponto cotado e uma isolinha de cota inferior.

Basicamente, dois critérios podem ser utilizados no momento de determinação das linhas de fluxo: a mínima distância entre dois pontos de curvas de nível com diferentes cotas (FIGURA 3.11a) e menor ângulo normal à curva de nível (FIGURA 3.11b). Testes preliminares indicaram que o desempenho dos métodos que se baseiam no ângulo normal é muito inferior a do método de mínima distância, produzindo, no entanto, resultados melhores. Entretanto, há casos que o método de mínimo ângulo normal também produz resultados não satisfatórios. Dessa forma, optou-se por uma solução mista: para cada par de curvas de nível sucessivas, são calculadas todas as linhas de fluxo baseadas na mínima distância em ambos os sentidos (da curva de nível superior para inferior e vice-versa), mas adotando-se uma restrição angular de 30° (FIGURA 3.11c). Quando duas linhas de fluxo se cruzam, opta-se por aquela que tenha o menor ângulo normal médio, ou seja, aquela que esteja, em média, mais próxima a perpendicular de cada uma das curvas de nível que as formaram. Este método apresenta a grande vantagem de ser independente do ponto escolhido para o início do processo e não exige um ordenamento das curvas de nível, ou seja, não é necessário iniciar o processo pelas curvas de menor ou maior cota.

Algumas restrições são impostas no momento de definição das linhas de fluxo. Com isso, nem todos os pontos de uma curva de nível possuem linhas de fluxo associadas. As linhas de fluxo não podem cruzar as linhas de drenagem e somente podem tocar uma

vez as curvas de nível das quais se originaram. Todas as linhas de fluxo que violem alguma das restrições são eliminadas.

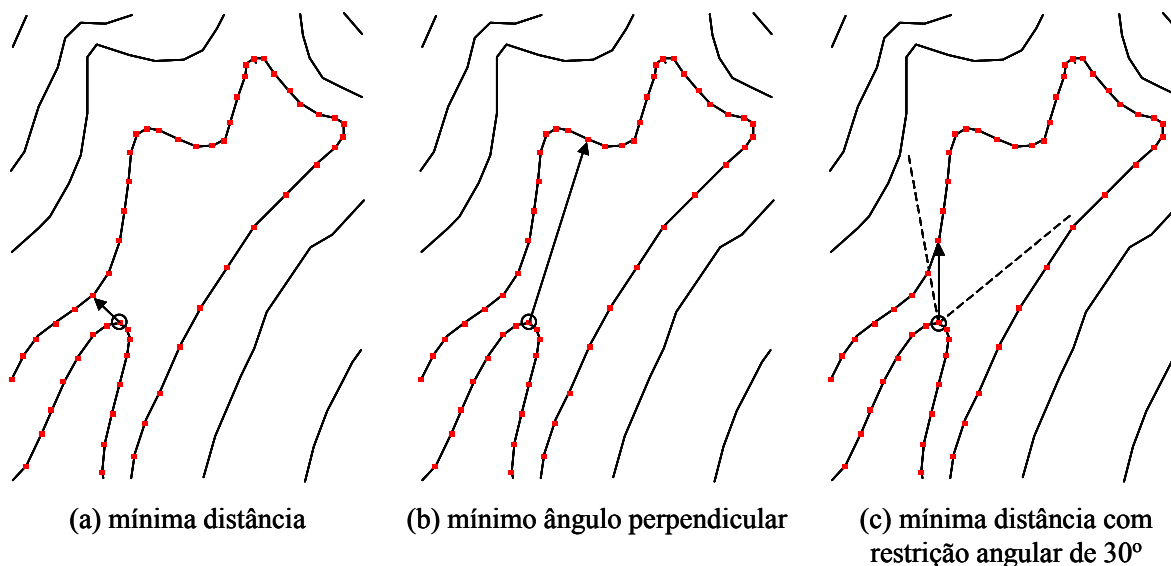


FIGURA 3.11 – Definição do critério utilizado para determinação das linhas de fluxo.

Em geral, mesmo com as restrições, é gerado um grande número de linhas de fluxo, o que resultaria num grande número de elementos (polígonos). O SASHI realiza uma simplificação eliminando linhas de fluxo extras utilizando como critério um valor (limiar), fornecido pelo usuário, que define a largura mínima da base do elemento a ser formado. Esta base corresponde ao segmento do elemento referente à curva de nível de menor cota. O procedimento de simplificação pode ser exemplificado na FIGURA 3.12. Inicialmente, calcula-se a largura das bases dos futuros elementos, indicado na figura pelas letras b_1 , b_2 , b_3 e b_4 . Considerando que b_2 é menor do que o limiar escolhido, então a linha l_2 ou a linha l_3 deve ser descartada. Nesse caso particular, este elemento, cuja base é b_2 , deve ser agrupado ao elemento vizinho que tenha a menor área, ou seja, deve-se descartar a linha de fluxo l_3 e a base desse novo elemento torna-se b_2+b_3 . Este procedimento é repetido até que todas as bases tenham largura superior ao limiar adotado.

De fato, as linhas de fluxo descartadas durante a simplificação não são definitivamente eliminadas do sistema, mas apenas ficam ocultas ao processo de definição dos

elementos. Com isso, permite-se que diferentes limiares sejam testados até chegar a um resultado satisfatório.

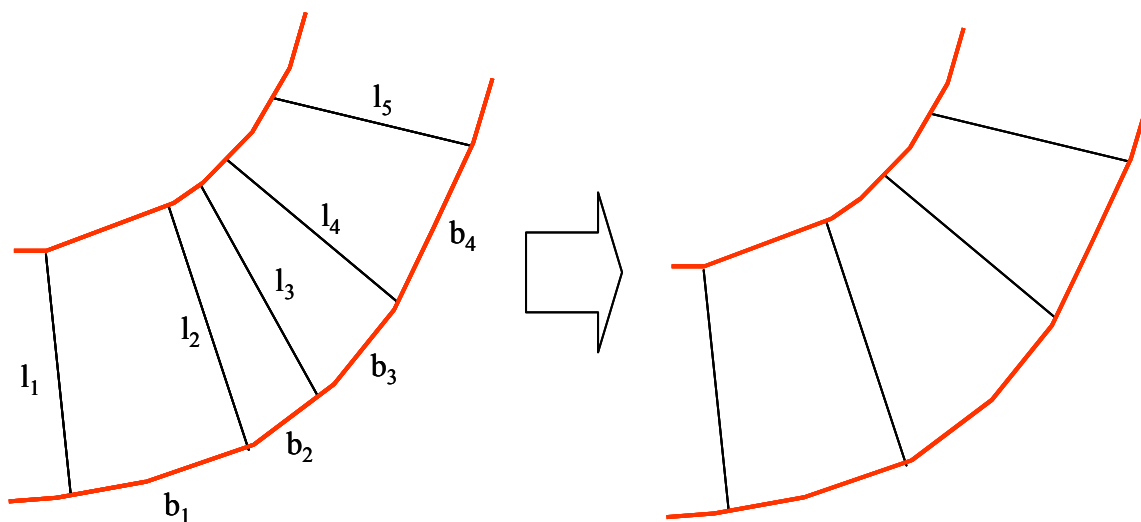


FIGURA 3.12 – Simplificação das linhas de fluxo.

3.4.2 Definição dos Elementos Irregulares

Após a extração e simplificação das linhas de fluxo, pode-se proceder à identificação dos elementos. O elemento típico é formado por duas linhas de fluxo e dois segmentos de curva de nível. Há também outros dois tipos especiais de elementos: elementos de sela e elementos de máximo local (FIGURA 3.13).

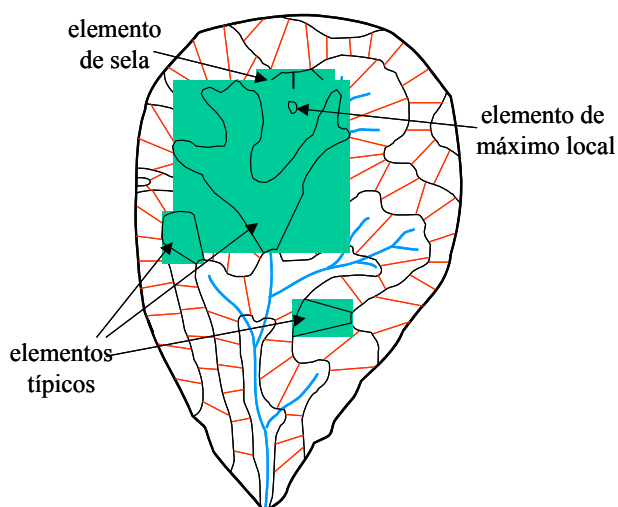


FIGURA 3.13 – Tipos de elementos.

O processo de identificação do elemento consiste em determinar os limites de cada elemento, o que comumente em SIGs é denominado de poligonalização. Os elementos são ordenados de acordo com sua cota, iniciando-se por aqueles que possuem a maior cota.

Para cada elemento, calcula-se a declividade e a orientação média, que serão utilizados posteriormente pelo modelo hidrológico. O cálculo desses parâmetros é feito com base em todas as linhas de fluxo inicialmente calculadas e posteriormente descartadas no processo de simplificação, além, é claro, das linhas de fluxo que compõe o elemento. Nesta fase, são também calculadas a área e a largura da base dos elementos que define seu contato com seus vizinhos à jusante.

Simultaneamente à fase de poligonalização, é construída a topologia que define, para cada elemento, quais são os elementos à jusante que estão conectados a este. Calcula-se também a fração de contato que servirá para dividir os fluxos laterais superficiais e sub-superficiais entre os elementos.

3.4.3 Cálculo do Índice Topográfico

Definidos os elementos e construída a topologia, pode-se calcular o índice topográfico (definido na seção 2.5.3.3) do elemento i como

$$IT_i = \frac{a_i}{\tan \beta_i}, \quad (3.1)$$

onde a_i é a área de drenagem, de largura unitária, localizada acima do elemento i , e $\tan \beta_i$ é declividade deste mesmo elemento.

Para se obter a área de drenagem a_i , deve-se proceder ao cálculo da área acumulada desde o divisor d'água até o elemento i . Este procedimento inicia-se com os elementos localizados nas partes mais altas da bacia. Caso este elemento esteja conectado a mais de um elemento à jusante, então sua área acumulada é dividida proporcionalmente à fração de contato entre estes elementos. De fato, o elemento localizado na saída da bacia, terá como área de drenagem acumulada, a própria área da bacia.

3.5 Análise Morfométrica

O módulo de análise morfométrica consiste apenas de uma interface que apresenta as características, em forma de relatório, de uma determinada sub-bacia selecionada diretamente na janela principal do programa (FIGURA 3.14). Apenas poucos índices morfométricos foram implementados neste módulo até o presente momento.

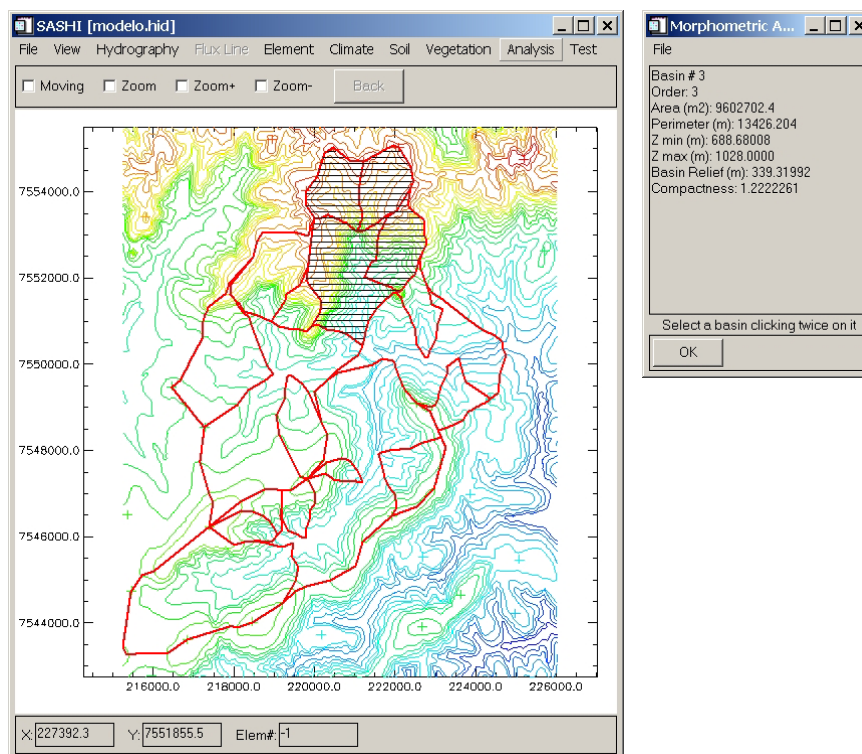


FIGURA 3.14 – Interface para análise morfométrica.

3.6 Modelagem da Dinâmica da Água no Solo

A FIGURA 3.15 apresenta o fluxograma do modelo hidrológico distribuído, mostrando os processos dinâmicos envolvidos nesta modelagem. Basicamente, pode-se identificar três tipos de variáveis no modelo. As variáveis de estado estão representadas por retângulos. As variáveis controladoras, representadas por círculos, são as variáveis que moderam fluxos, alterando sua velocidade e destino. Por fim, as variáveis forçantes, representadas por setas com letras em negrito (fluxos forçantes), são as variáveis impulsionadoras do sistema. Muitas variáveis forçantes não estão representadas nesta

figura, mas participam no controle direto ou indireto dos fluxos que são o terceiro tipo de variáveis presentes no modelo, representadas por setas.

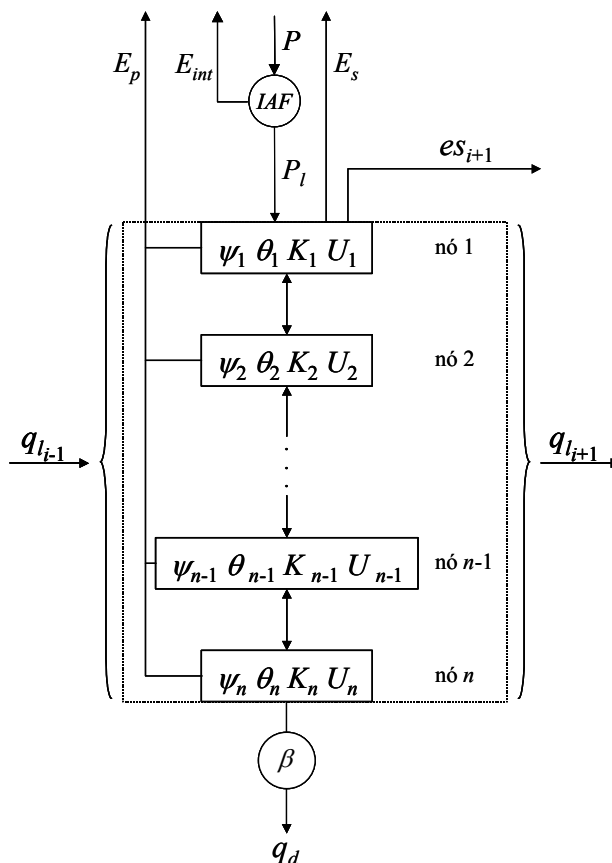


FIGURA 3.15 – Representação esquemática do modelo hidrológico.

A água que entra no perfil do solo é proveniente da precipitação (P) ou de fluxos sub-superficiais (ql_{i-1}) que vêm das partes mais altas, acima do elemento i . Parte da água da chuva é interceptada pelo dossel (E_{int}), podendo ser evaporada caso haja radiação disponível. A parte da precipitação que não foi interceptada pelo dossel (P_l) entra no perfil do solo pelo primeiro nó. Caso o solo esteja saturado, esta água é convertida em escoamento superficial (es_{i+1}). Dos nós que estiverem saturados, há uma perda d'água através de um fluxo sub-superficial lateral (ql_{i+1}). Parte da água do perfil do solo pode ainda ser perdida pelo último nó (q_d), cujo fluxo é controlado pelo parâmetro β . A água referente à evaporação do solo (E_s) é retirada do primeiro nó, enquanto que a transpiração (E_p) é dividida entre todos os nós que compõem a zona radicular. Os fluxos

entre os nós do perfil são determinados a partir do potencial d'água (ψ), da umidade volumétrica (θ) e da condutividade hidráulica (K) de cada nó.

Prasad (1988) discutiu os aspectos relativos à drástica simplificação que considera que a taxa de extração de água pelas raízes seja uniforme para todo o perfil de solo. O mesmo autor sugere uma relação linear entre a extração máxima e a profundidade, sendo os coeficientes dessa relação uma função da transpiração potencial e da espessura da zona radicular.

Alguns modelos supõem que a taxa de extração da água pelas raízes é função da densidade de raízes, como o modelo SHE (Abbot et al., 1986b). Outros modelos podem considerar ainda que a extração de água pelas raízes seja função do potencial de água no solo, como por exemplo o modelo WAVES (Zhang e Dawes, 1998).

O SASHI calcula a extração de água de cada nó como:

$$E_{pi} = E_p \frac{f_{ri} \left(1 - \frac{\psi_i}{\psi_{min}} \right)}{\sum_i f_{ri} \left(1 - \frac{\psi_i}{\psi_{min}} \right)} \quad (3.2)$$

onde f_{ri} é a fração de raiz que representa a proporção da massa radicular no nó i , ψ_i é o potencial de água no nó i e ψ_{min} é o potencial mínimo de água no solo (quando a umidade torna-se residual).

3.6.1 Definição do Perfil de Umidade Inicial

Além de se definir todos os parâmetros do modelo relacionados às características edáficas, climáticas e da vegetação, é necessário fornecer as condições iniciais do modelo, ou seja, os valores das variáveis de estado no início da simulação. Para tanto, deve-se escolher um período quando os processos de troca de água entre os nós do perfil do solo não estejam sofrendo mudanças abruptas. Em geral, adota-se o fim do período seco, quando é esperado que o perfil de umidade do solo esteja mais estável, e a disponibilidade hídrica esteja próxima a seu valor mínimo.

Em condições ideais, o perfil de umidade é conhecido. No entanto, quase sempre, não se dispõe do perfil de umidade para inicialização do modelo. Caso se conheça a profundidade do lençol freático (zona saturada), pode-se inferir que a umidade decresça desde a linha do lençol freático até a superfície. Nesse caso, deve-se adotar alguma função que modele este decréscimo.

Dawes (1998) relatou que a única variável que é contínua ao longo do perfil do solo é o potencial de água. Caso sejam observadas camadas de solo com características distintas das demais, pode haver uma descontinuidade nas variáveis θ , K e U , na região de contato de duas camadas.

Como no lençol freático, o solo está saturado ($\psi = 0$), e na superfície, o solo encontra-se seco (pelo menos nos primeiros centímetros), pode-se considerar que haja um decréscimo linear do potencial de água. A FIGURA 3.16 apresenta o perfil de umidade resultante dessa hipótese (linha magenta) considerando um perfil de solo homogêneo de textura média.

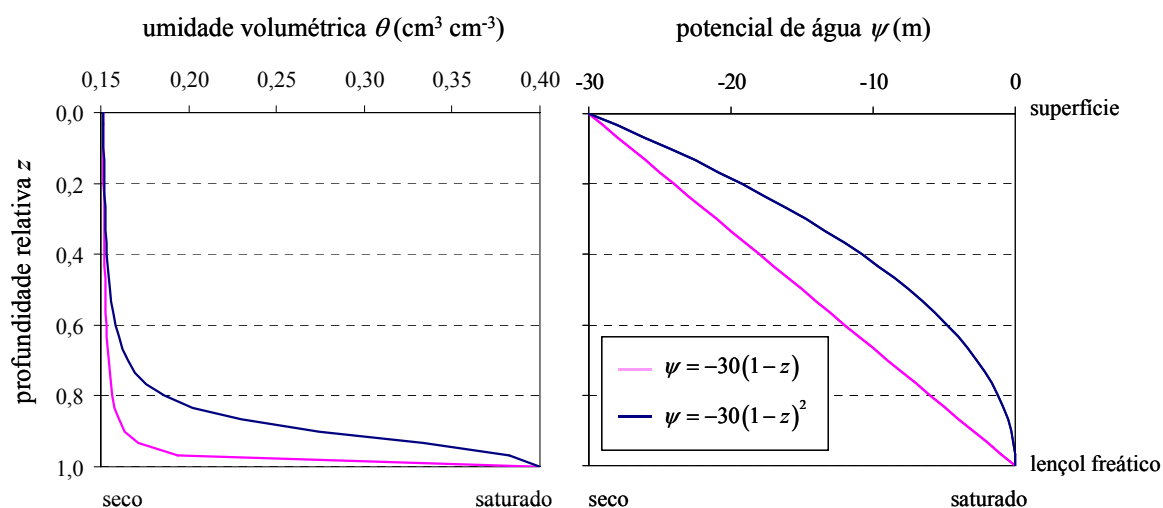


FIGURA 3.16 – Perfil de umidade, considerando um decréscimo linear (linha magenta) e quadrático (linha azul) do potencial de água no solo.

Pode-se também, considerar que o decréscimo do potencial siga uma função quadrática (ou de maior ordem) como mostrado na FIGURA 3.16 (linha azul). Note que, neste caso, há um aumento da disponibilidade d'água no perfil.

Outro ponto importante que deve ser considerado, é o fato de que, mesmo nas épocas mais secas do ano, a superfície em qualquer parte da bacia não está igualmente seca. Pelo contrário, espera-se que as regiões mais baixas, próximas aos canais de drenagem, onde o lençol freático está mais próximo à superfície, apresentem uma maior disponibilidade de água. Assim, o potencial de água superficial deve ser diferente para cada região da bacia. Uma forma de se conseguir isto é ajustando-se a função, linear ou quadrática, à condição mais extrema da bacia na qual o lençol freático encontra-se mais distante da superfície e ponderar os demais pontos da bacia fazendo-se coincidir a altura do lençol freático. Este procedimento é exemplificado na FIGURA 3.17.

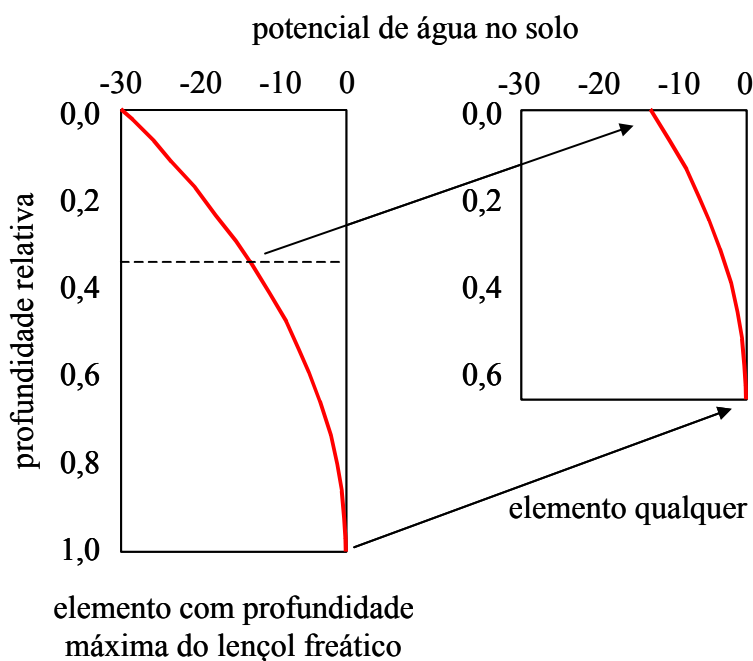


FIGURA 3.17 – Perfil de umidade, considerando elementos com diferentes profundidades de lençol freático.

O SASHI faz uso desse método para estimar a condição de umidade inicial do solo, calculando o potencial de água para cada nó do perfil e estimando a umidade dada as

características de cada nó definidas pelos parâmetros do modelo BW. Caso um nó esteja saturado, calcula-se a carga neste nó que corresponde a altura da coluna d'água acima deste ponto, resultando em $\psi \geq 0$.

A estimação da profundidade do lençol freático pode ser feita através do índice topográfico como proposto por Rennó e Soares (2003). Nesse caso, supõe-se um decréscimo exponencial da condutividade hidráulica como definido na Eq. (2.65), necessitando-se apenas de se fornecer dois parâmetros: f , que define a forma do decréscimo exponencial, e \bar{z} que define a profundidade média do lençol freático na bacia. O SASHI dispõe de uma interface interativa na qual diferentes valores desses parâmetros podem ser testados e o resultado pode ser imediatamente visualizado, ou então, estes parâmetros podem ser estimados através de uma regressão, caso se conheça a profundidade do lençol freático de alguns pontos da bacia.

3.6.2 Simulação Hidrológica e Ferramentas de Análise

Após a definição de todos os parâmetros básicos relativos às características edáficas, climáticas e da vegetação, e depois de que a condição inicial de umidade seja definida, pode-se proceder à simulação hidrológica.

A cada intervalo de tempo (1 dia) e para cada elemento da bacia (começando pelos localizados nas partes mais altas), o balanço de água no solo é resolvido seguindo as etapas:

- no primeiro dia da simulação, das zonas saturadas calcula-se o escoamento sub-superficial (q_l), segundo a lei de Darcy. Esta água é então distribuída aos elementos à jusante, de acordo com a topologia desses elementos.
- estima-se a radiação líquida que chega ao topo do dossel pela Eq. (2.13).
- caso haja precipitação, estima-se a quantidade de água interceptada pelo dossel (Eq. (2.12)), subtraindo da radiação líquida a energia necessária para evaporá-la, determinado-se a radiação líquida disponível para o processo de transpiração das plantas e evaporação do solo.

- de acordo com a radiação disponível, os dados climáticos e da vegetação, é feita a estimativa da transpiração e da evaporação do solo segundo o método de Penman-Monteith (Eq. (2.21)). A fração da radiação líquida que chega ao solo é calculada pela Eq. (2.32). Para o cálculo da transpiração, não são consideradas as restrições devido à baixa disponibilidade de água do solo, ou seja, estima-se a transpiração potencial.
- a quantidade de água potencialmente transpirada é repartida a cada um dos nós que estão dentro da zona radicular segundo a Eq. (3.2).
- calcula-se cada um dos componentes da matriz tridiagonal definida em (2.50), buscando-se, por um processo iterativo, a solução desta equação.
- com a solução alcançada, calcula-se o novo potencial de água em cada nó (Eq. (2.51)) e, em função deste potencial, calculam-se as variáveis U , θ e K , e também o escoamento sub-superficial nos nós saturados, q_l .
- caso a solução não seja encontrada, faz-se uma avaliação do erro no balanço, fazendo-se as devidas correções de modo que este balanço torne-se nulo. Por exemplo, no caso quando ocorre uma chuva e o perfil esteja quase saturado, converte-se parte da chuva em escoamento superficial, ou então, no caso em que haja restrição à evaporação e/ou transpiração pelo fato do nó estar próximo à umidade residual, diminui-se a perda d'água neste nó, diminuindo-se a evaporação e/ou a transpiração nesse ponto.

A simulação hidrológica pode ser interrompida em qualquer momento para que se possa fazer uma avaliação dos resultados. O SASHI dispõe de dois modos para a avaliação dos resultados. No primeiro caso, pode-se visualizar a distribuição espacial de qualquer atributo num determinado tempo e para um determinado nó (FIGURA 3.18). Ou então, pode-se visualizar o perfil de um determinado elemento da bacia, observando o valor do atributo em cada nó. Nesse caso, há a opção de se visualizar o perfil apenas num tempo específico ou um conjunto de perfis, podendo inclusive vê-los num processo de

animação (FIGURA 3.19). Os atributos podem também ser visualizados através do tempo, um nó a cada vez ou todos os nós simultaneamente (FIGURA 3.20).

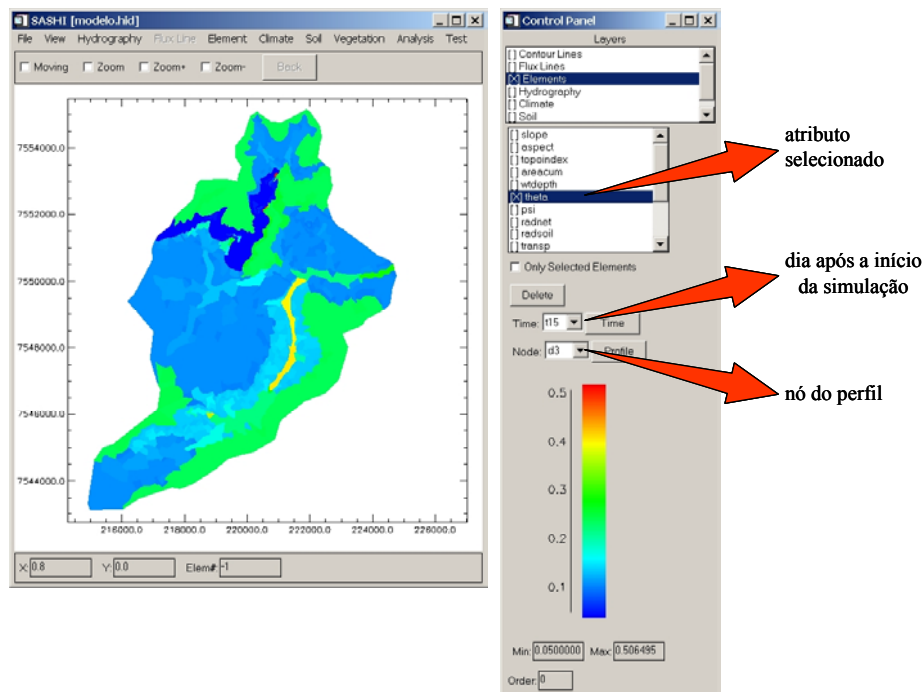


FIGURA 3.18 – Distribuição espacial do atributo θ , no 3^o nó, 15 dias após o início da simulação.

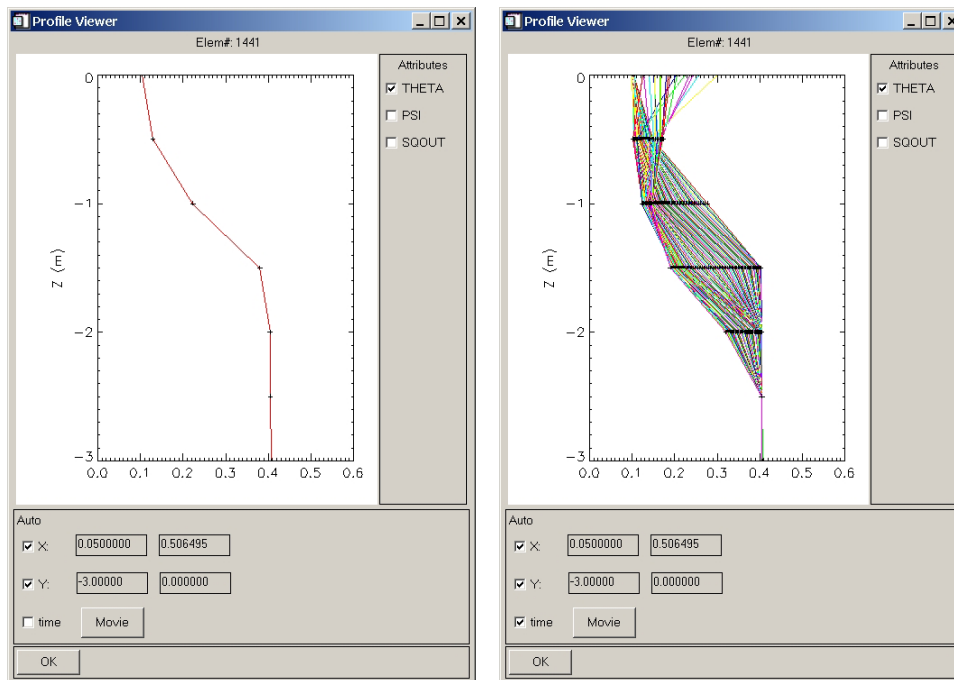


FIGURA 3.19 – Distribuição ao longo do perfil do atributo θ , no 3^o nó, 15 dias após o início da simulação (à esquerda), e nos 100 primeiros dias da simulação (à direita).

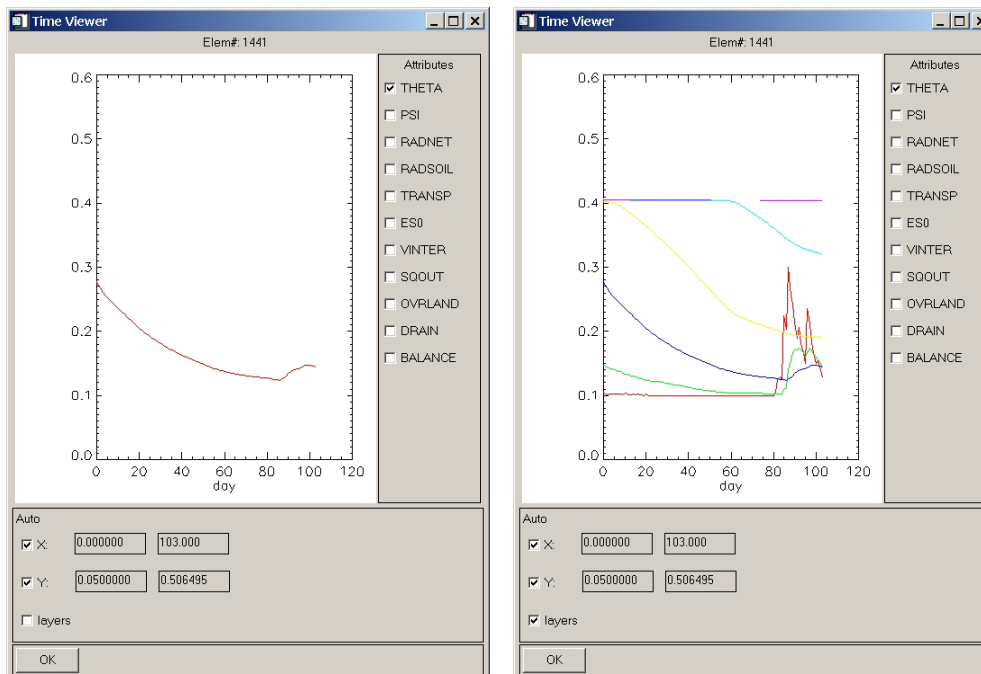


FIGURA 3.20 – Variação temporal (nos primeiros 100 dias após o início da simulação) do atributo θ , no 3^o nó (à esquerda), e em todos os nós (à direita).

CAPÍTULO 4

APLICAÇÃO DO SISTEMA DE ANÁLISE E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA (SASHI)

A fim de demonstrar a aplicação do SASHI, serão apresentadas a seguir algumas análises e resultados decorrentes do uso desse sistema na análise do comportamento de algumas variáveis hidrológicas para uma sub-bacia do rio Corumbataí, localizada no Estado de São Paulo.

Inicialmente, é feita uma caracterização da área de estudo, mostrando alguns aspectos característicos dessa sub-bacia e os dados disponíveis para a análise hidrológica. Devido à ausência de um dado básico indispensável na estimação da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith, que é a velocidade do vento, não foi possível realizar uma estimativa do balanço hídrico real para a área de estudo. Entretanto, algumas simulações são apresentadas a fim de mostrar o efeito do *IAF* sobre a disponibilidade hídrica. São discutidos aspectos relativos a discretização espacial e sobre o uso do índice topográfico na estimação da condição inicial de umidade do solo.

4.1 Descrição da Área de Estudo

A bacia do rio Corumbataí, tributário do rio Piracicaba, localiza-se no Estado de São Paulo, compreendendo sete municípios e possuindo uma área de 1700 km² (FIGURA 4.1).

O rio Corumbataí nasce na Serra de Santana (Serra Geral) a 750 m de altitude e após 120 km desemboca no rio Piracicaba. Sua bacia está localizada entre as cuestas arenito-basálticas do Planalto Ocidental Paulista (Salati, 1996).

Para este estudo, selecionou-se uma sub-bacia localizada no curso superior do rio Corumbataí. Esta sub-bacia correspondente a uma área de aproximadamente 59 km², compreendendo desde a nascente do rio Corumbataí até a estação fluviométrica de Analândia.

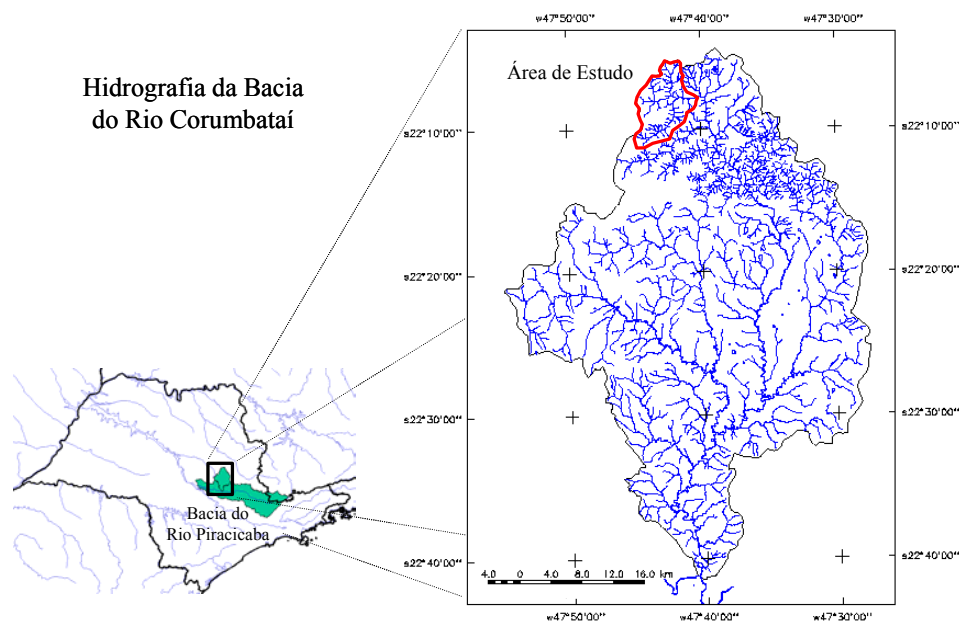


FIGURA 4.1 – Localização da área de estudo.

O clima da região é do tipo Cwa, sub-tropical ou mesotérmico, seco no inverno e chuvoso no verão. As temperaturas mais altas ocorrem entre os meses de dezembro e março, com temperatura média do mês mais quente superior a 22°C. As temperaturas mais baixas ocorrem nos meses de junho e julho com temperatura média de 17°C. O período seco se estende de abril a setembro, quando as precipitações são inferiores a 100mm. A precipitação anual (período entre 1962 e 1991) chega próximo aos 1400mm, com o período mais chuvoso compreendendo de outubro a março (Koffler, 1993).

A bacia de Corumbataí tem sido objeto de estudo em muitos trabalhos devido sua importância estratégica como fornecedora de água para grandes cidades como Rio Claro e Piracicaba.

Grande parte dos dados básicos relativos à área de estudo encontra-se disponível na internet. O Projeto PIRACENA (2000) compilou uma grande quantidade de dados referentes a toda bacia do rio Piracicaba. Estes dados podem ser adquiridos junto ao portal do projeto (<http://www.cena.usp.br/piracena>). Dados relativos as estações pluviométricas e fluviométricas podem ser obtidos no portal do Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo

(<http://www.sigrh.sp.gov.br>) e no Centro Tecnológico de Hidráulica (CTH). Outra fonte de dados bastante importante é a vasta literatura encontrada sobre a bacia de Corumbataí, especialmente teses, dissertações e boletins desenvolvidos principalmente na UNESP/Rio Claro, USP/São Carlos e ESALQ/Piracicaba.

4.1.1 Dados Cartográficos

Os dados cartográficos digitalizados de cartas topográficas na escala de 1:50.000 foram disponibilizados pelo Projeto PIRACENA (2000). O espaçamento vertical entre as curvas de nível foi de 20 m. Uma verificação minuciosa dos dados foi realizada antes de sua utilização a fim de corrigir pequenos erros relacionados principalmente à articulação das cartas e atribuição de cotas erradas às curvas de nível. Os dados foram importados para o banco de dados do SPRING e editados. Em seguida, foram exportados no formato ASCII. A FIGURA 4.2 apresenta a altimetria da área de estudo.

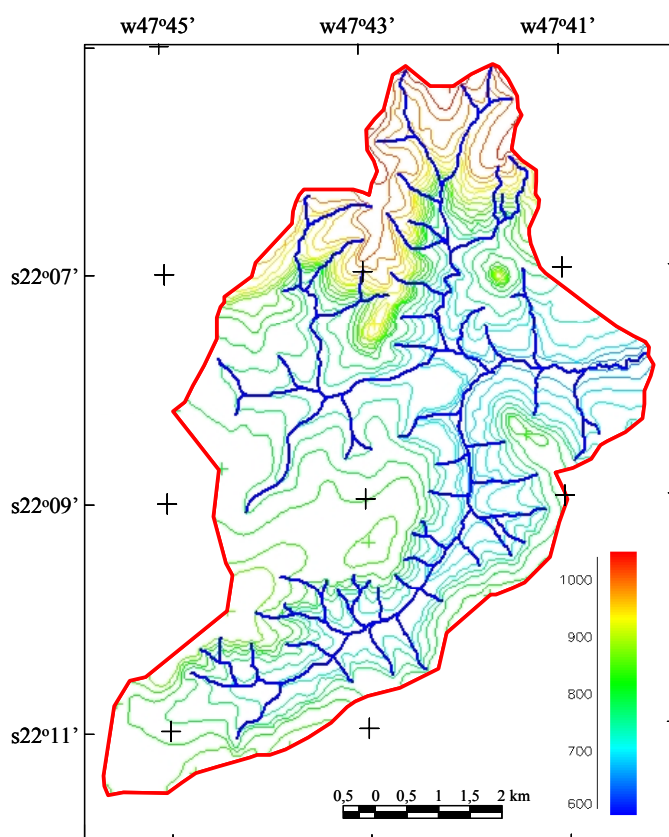


FIGURA 4.2 – Altimetria e rede de drenagem da microbacia de Analândia.

É possível notar que esta bacia apresenta uma grande variação dos aspectos relativos à declividade e orientação das vertentes. Isto é particularmente interessante pois permite avaliar a capacidade do modelo em representar estas variações com o mínimo de perda de informação. A bacia apresenta uma região bastante declivosa e outra relativamente plana. Como discutido no item 2.4, isso é difícil de ser representado em modelos que se baseiam em grades regulares sem que haja perda no detalhamento ou grande redundância de informação.

4.1.2 Dados Edáficos

Segundo Prado et al. (1981) e Prado (1997), em levantamento de solos semidetalhado na escala de 1:100.000, foram identificadas para a área de estudo oito unidades, compreendendo classes de solos e associações (TABELA 4.1).

A FIGURA 4.3 apresenta as unidades de solo. A classe dominante é o Latossolo que ocupa as partes mais planas e baixas da bacia. Manchas de Latossolo Roxo são encontradas nas regiões mais altas. Nas áreas mais declivosas, predominam os Litossolos e, associados a estes, a Terra Roxa Estruturada. Também os Podzólicos são encontrados em regiões com declive mais acentuado.

Nesta mesma área, Schuler (1998) realizou medidas da condutividade hidráulica saturada, em quatro profundidades em cinco locais diferentes da bacia, fazendo-se cinco repetições por local. Dentre os 25 pontos amostrados, 20 apresentaram diminuição da condutividade hidráulica com a profundidade, sendo a maior amplitude de dados observada para LRd.

Reichardt et al. (1993), estudando a variabilidade hidráulica no tempo e espaço em Latossolos na região de Piracicaba-SP, concluíram que, devido à grande variabilidade observada, valores de condutividade hidráulica para esse tipo de solo deveriam ser usados com cautela em modelos de precisão.

TABELA 4.1 – Solos da bacia da Analândia.

Unidade*	Descrição
LRd	Latossolo Roxo distrófico A moderado textura argilosa
LRd + TRe + TRd	idem anterior + Terra Roxa Estruturada eutrófica A moderado textura argilosa + Terra Roxa Estruturada distrófica A moderado textura argilosa
LVa1	Latossolo Vermelho Amarelo álico A moderado textura média
LVa2 + P	Latossolo Vermelho Amarelo álico A proeminente textura muito argilosa + Plintossolo
PVa1	Podzólico Vermelho Amarelo abrupto álico A moderado textura arenosa/média
PVa2	Podzólico Vermelho Amarelo abrupto álico A moderado textura média/argilosa
R	Solo Litólico
R + TRe + TRd	idem anterior + Terra Roxa Estruturada eutrófica A moderado textura argilosa + Terra Roxa Estruturada distrófica A moderado textura argilosa

* Na atual nomenclatura adotada pela EMBRAPA/CNPS, Latossolo Roxo mudou para Latossolo Vermelho, Terra Roxa Estrutura mudou para Nitossolo, Podzólico mudou para Argissolo e Solo Litólico mudou para Neossolo (Prado, 2001).

4.1.3 Dados Relativos ao Uso e Cobertura da Terra

Estudos da vegetação da região do Corumbataí apontam que suas formações originais têm sofrido uma substituição inicialmente pela cafeicultura, que posteriormente foi substituída por outras atividades como a cultura de cana, a pecuária extensiva e a silvicultura. Existem ainda alguns remanescentes da cobertura vegetal natural restritos a pequenos fragmentos (Koffler, 1993). As coberturas vegetais predominantes são pastagens, cultivo de cana e *citrus*, com a presença de pequenos fragmentos de mata nas regiões de escharpa.

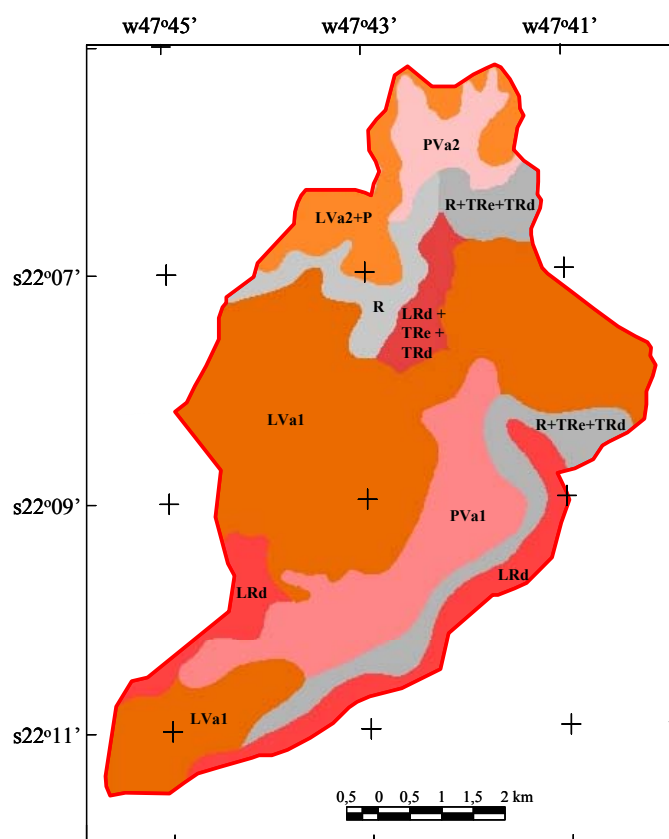


FIGURA 4.3 – Mapa de solos.

A partir de uma imagem TM/LANDSAT de 20 de setembro de 1994, fez-se uma classificação supervisionada para a obtenção do mapa de uso e cobertura da terra, apresentado na FIGURA 4.4. Para tanto, utilizou-se a técnica de segmentação por crescimento de regiões seguida da classificação por regiões baseada na distância de Bhattacharya, ambas implementadas no SPRING. Pequenas correções foram feitas no mapa final, através da análise e interpretação visual. A época de aquisição da imagem favoreceu a identificação e a diferenciação dos alvos de interesse. Foram definidas três classes de cobertura da terra: pastagem, floresta e cana-de-açúcar. A classe floresta foi dividida em duas subclasses: floresta densa (que compreende as áreas florestais e de reflorestamento mais fechadas, Floresta1) e floresta aberta (que inclui áreas de capoeira e culturas perenes, Floresta2). A cana-de-açúcar foi dividida em três subclasses de acordo com o estágio de desenvolvimento: Cana1 para as áreas de solo nu, Cana2 para

áreas com a cana-de-açúcar no início de desenvolvimento e Cana3 para áreas com a cultura já bastante desenvolvida.

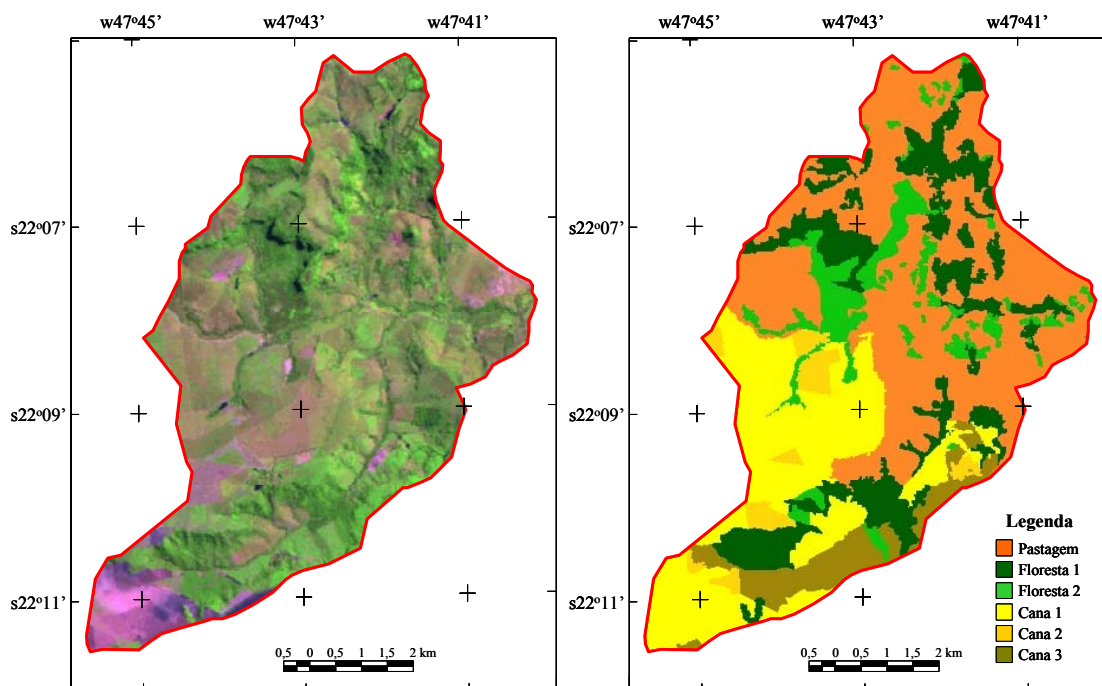


FIGURA 4.4 – Imagem TM/LANDSAT bandas 543 (RGB) e mapa de uso e cobertura da terra.

As áreas de floresta (floresta natural, reflorestamento e culturas perenes) encontram-se bastante fragmentadas, sendo as florestas naturais restritas às áreas mais declivosas. A cana-de-açúcar ocupa as partes mais planas da bacia onde os tratos culturais podem ser mecanizados. As pastagens ocupam todas as outras áreas não ocupadas pela cana-de-açúcar. Em geral, estas pastagens são bem manejadas, sendo constatada a adoção de práticas conservacionistas, como por exemplo, a presença de linhas de contenção em nível e pequenos reservatórios construídos junto às estradas para minimização dos efeitos danosos das enxurradas.

4.1.4 Dados Climáticos

Os dados básicos necessários para estimação da radiação líquida e da evapotranspiração foram coletados na estação D4-108M, localizada dentro da área de estudo, no município

de Analândia (22° 07' S e 47° 40' W, altitude de 680m). Esta estação forneceu dados de umidade relativa, temperatura média do ar, insolação e pluviosidade diária. O período selecionado para este estudo foi de agosto/94 a julho/95, compreendendo um ano de dados. A escolha desse período se deu em função da disponibilidade de dados, uma vez que a coleta de dados desta estação foi encerrada no dezembro de 1995.

Dados de vazão diária do rio Corumbataí foram provenientes da estação fluviométrica 4D-023, localizada na saída da bacia estudada, no município de Analândia (22° 08' S e 47° 40' W). Os dados, obtidos através de linígrafos, foram previamente convertidos para valores de vazão através de curvas-chaves específicas daquela estação.

A FIGURA 4.5 apresenta a precipitação e a vazão do rio para o período analisado. Este período foi um pouco mais chuvoso (cerca de 1600mm no ano) e as chuvas tiveram início um pouco mais tardiamente do que esperado pela média histórica (Schuler, 1998).

Dados relativos à velocidade do vento são inexistentes para a área de estudo, o que resultou em restrições no uso da equação de Penman-Monteith para estimação da evapotranspiração.

4.2 Delimitação Automática de Bacias

A FIGURA 4.6 apresenta o resultado da delimitação automática das sub-bacias de 2ª ordem ou superior. Foram identificadas 14 sub-bacias de 2ª ordem, 3 sub-bacias de 3ª ordem e a bacia que constitui a área de estudo sendo de 4ª ordem.

O resultado mostrou bastante coerência com o que seria obtido através da extração direta dos limites das sub-bacias a partir da carta topográfica. Por se tratar de um método totalmente automático, a extração dos limites não está sujeita às subjetividades que surgem durante o processo manual, cujo resultado pode variar de acordo com a experiência do executor.

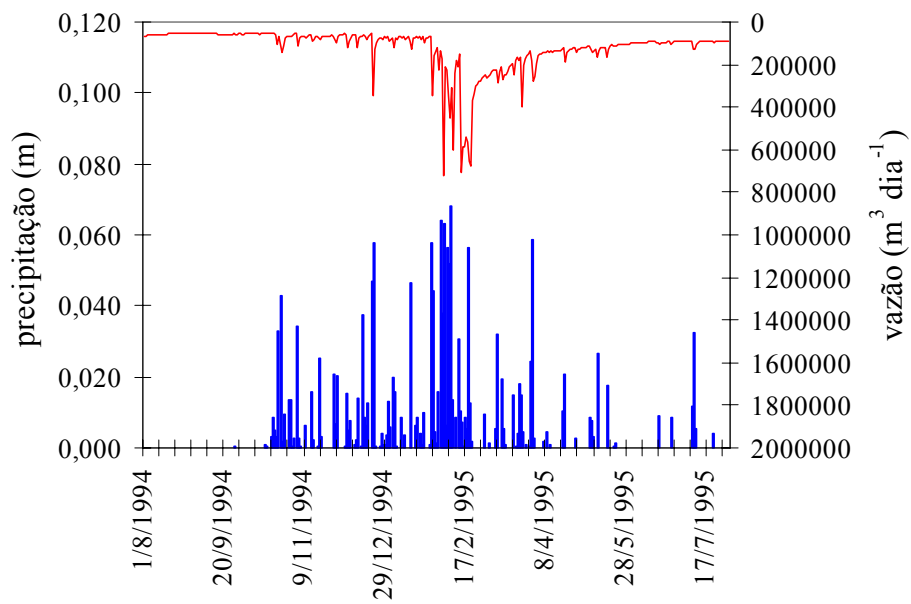


FIGURA 4.5 – Vazão do rio Corumbataí (linha em vermelho) e precipitação (barras verticais em azul) para o período de agosto/94 a julho/95.

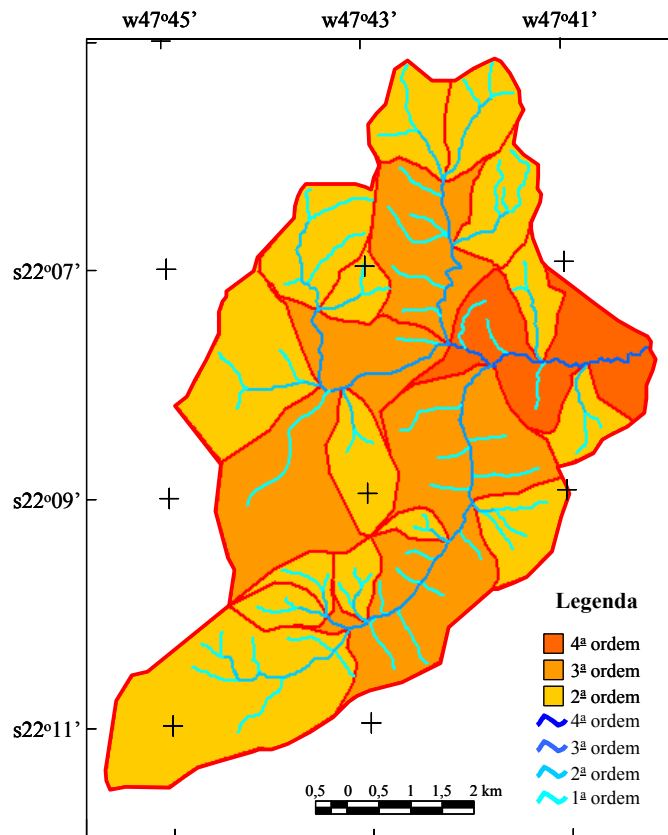


FIGURA 4.6 – Delimitação automática de sub-bacias de 2ª ordem ou superior.

4.3 Discretização da Bacia em Elementos Irregulares

Inicialmente, foram determinadas as linhas de fluxo a partir das curvas de nível segundo metodologia apresentada no item 3.4.1. Na FIGURA 4.7, é possível observar o grande número de linhas de fluxo formadas durante esta etapa. O método de determinação das linhas de fluxo baseado na mínima distância considerando-se uma restrição angular de 30° mostrou-se bastante apropriado.

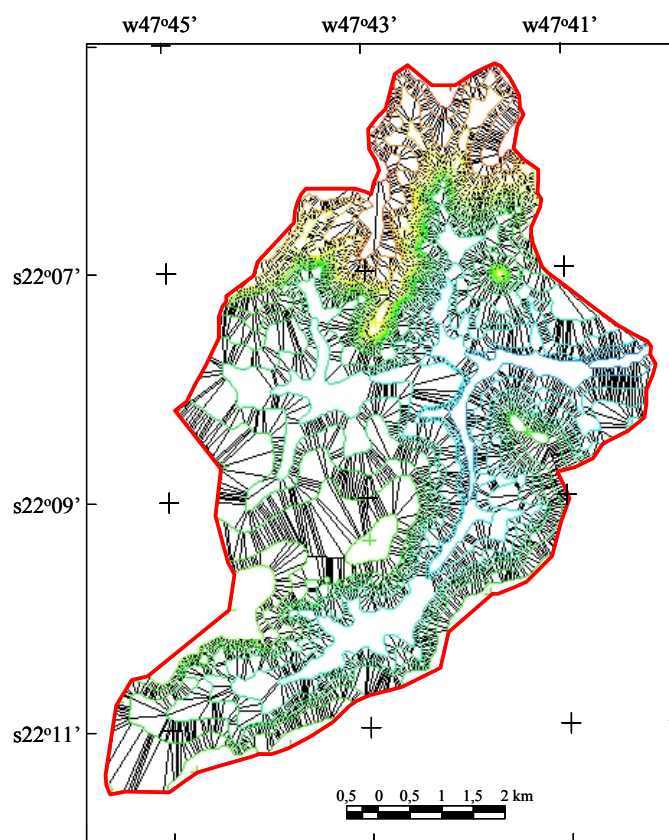


FIGURA 4.7 – Linhas de fluxo antes do processo de simplificação.

Após a extração das linhas de fluxo, é necessário fazer uma simplificação, eliminando-se uma parte dessas linhas a fim de reduzir o número de elementos irregulares que formarão a bacia hidrográfica. Para esta simplificação, deve-se indicar um limiar que define a largura mínima que um elemento deve possuir. O valor padrão (nesse caso, 70,59) corresponde a 2 vezes o tamanho médio dos segmentos que compõem as curvas de nível. Com este limiar, consegue-se bons resultados visuais da discretização. No

entanto, ainda assim pode-se ter um número muito grande de elementos, o que poderá comprometer o desempenho do modelo hidrológico.

A fim de buscar um limiar que resulte num número mínimo de elementos sem comprometer a representatividade dos mesmos, foram testados 5 limiares: 50, 100, 150, 200 e 250. O número de elementos formados após a simplificação é menor quanto maior for o limiar, como mostra a FIGURA 4.8. Caso não seja feita nenhuma simplificação, ou seja, todas as linhas de fluxo sejam utilizadas na discretização, um número elevado de elementos é formado (6233 elementos). Com um limiar igual a 50, este número diminui cerca de 40% (3645 elementos), podendo chegar a uma redução de mais de 80% (958 elementos) caso seja adotado um limiar de 250.

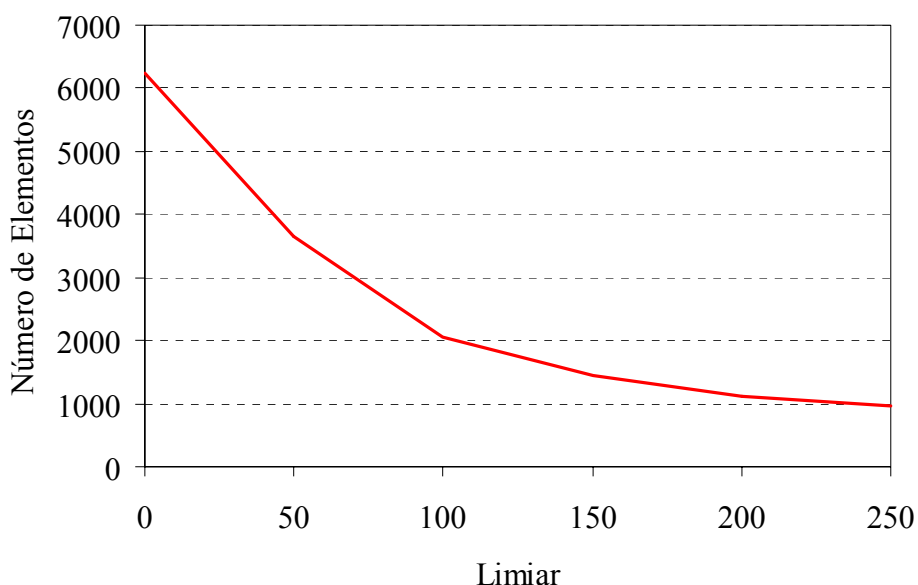


FIGURA 4.8 – Número de elementos formados após a simplificação das linhas de fluxo.

No entanto, a redução do número de elementos implica numa perda no detalhamento de algumas variáveis da bacia, já que os elementos tendem a aumentar de tamanho. Uma das variáveis que pode facilmente detectar este problema é a declividade. A FIGURA 4.9 apresenta uma comparação da distribuição relativa acumulada da declividade dos elementos formados a partir da adoção de um limiar de simplificação. Note que com o aumento do limiar, as distribuições tendem a se deslocar para a

esquerda, indicando um aumento na proporção de menores declividades, ou seja, há uma tendência de suavização da bacia. Dessa forma, deve-se descartar os limiares muito altos, sendo escolhido como ideal, o limiar de 150 que produziu 1450 elementos.

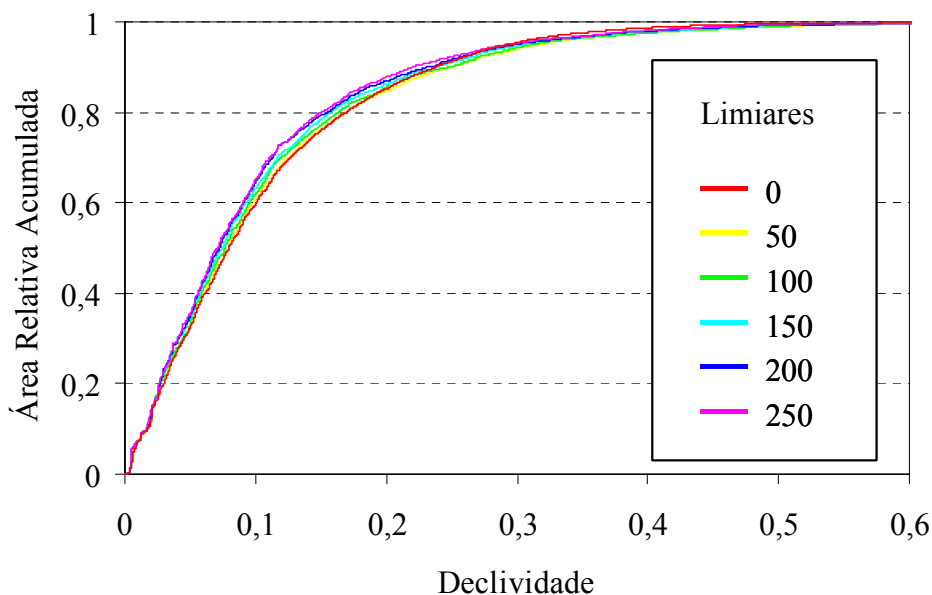


FIGURA 4.9 – Distribuição relativa acumulada da declividade.

O resultado da simplificação das linhas de fluxo é apresentado na FIGURA 4.10. Observe o grande número de linhas de fluxo descartadas durante este processo. A FIGURA 4.11 apresenta a distribuição espacial da declividade e da orientação de cada elemento.

4.4 Compatibilização dos Dados Complementares aos Elementos Irregulares

Cada elemento irregular representa a unidade espacial na qual todas as características são consideradas uniformes. No entanto, o mapa de solo e o mapa de uso e cobertura da terra, cujas classes são representadas por polígonos, quase sempre não possuem um perfeito ajuste das bordas de cada polígono com as bordas de cada elemento irregular. Dessa forma, a compatibilização entre os elementos e a informação contida nestes mapas deve ser feita, de modo que cada elemento corresponda a uma única classe de solo e uma única classe de uso e cobertura da terra.

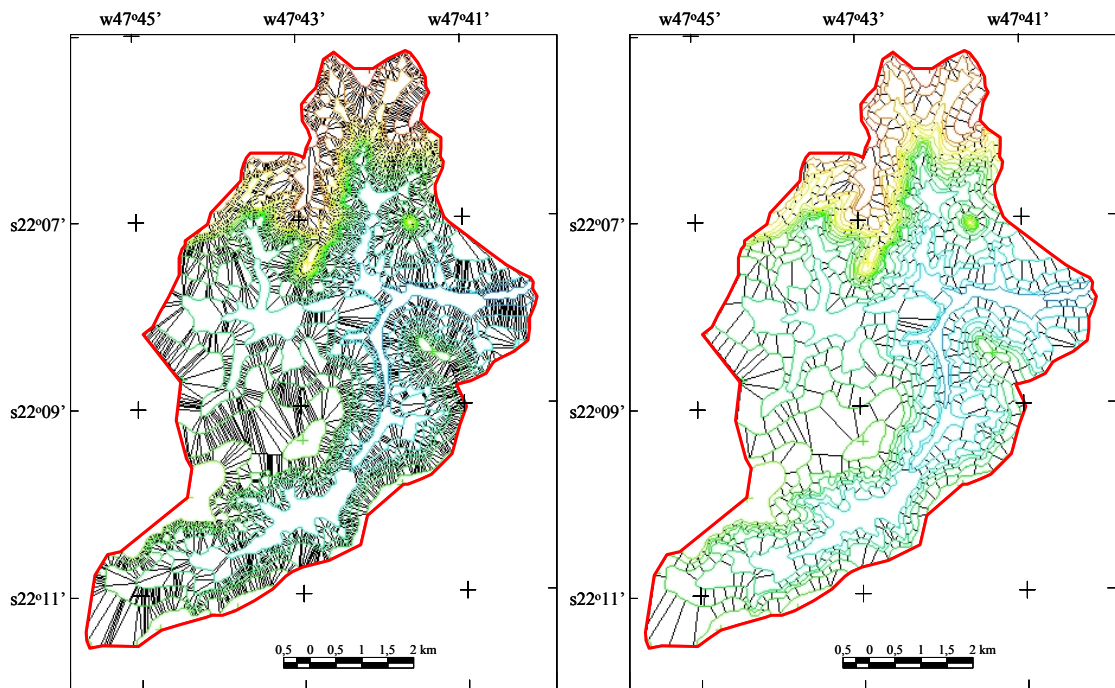


FIGURA 4.10 – Linhas de fluxo antes da simplificação (a esquerda) e depois da simplificação usando um limiar de 150 (a direita).

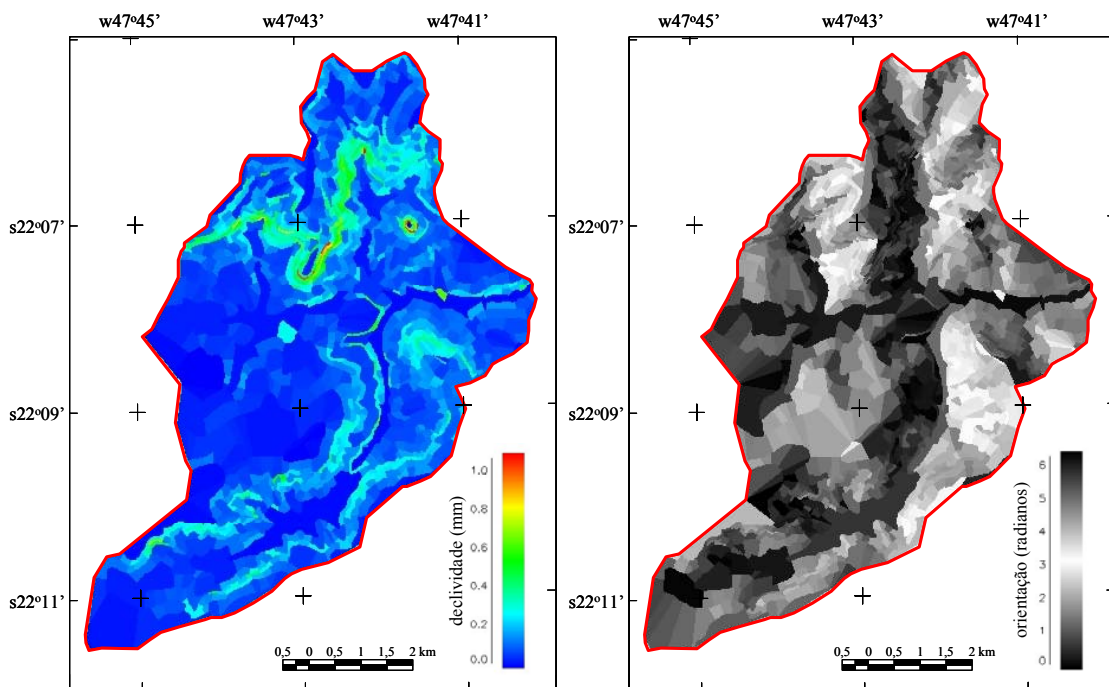


FIGURA 4.11 – Declividade (a esquerda) e orientação (a direita) da bacia estudada.

A FIGURA 4.12 apresenta o resultado da compatibilização desses mapas aos elementos irregulares. As maiores diferenças são notadas quando há um grande número de pequenos polígonos e/ou quando os elementos irregulares são grandes (normalmente em áreas mais planas junto à rede de drenagem). Nesse caso, ou o polígono pequeno desaparece, ou é expandido para todo o elemento que o contém.

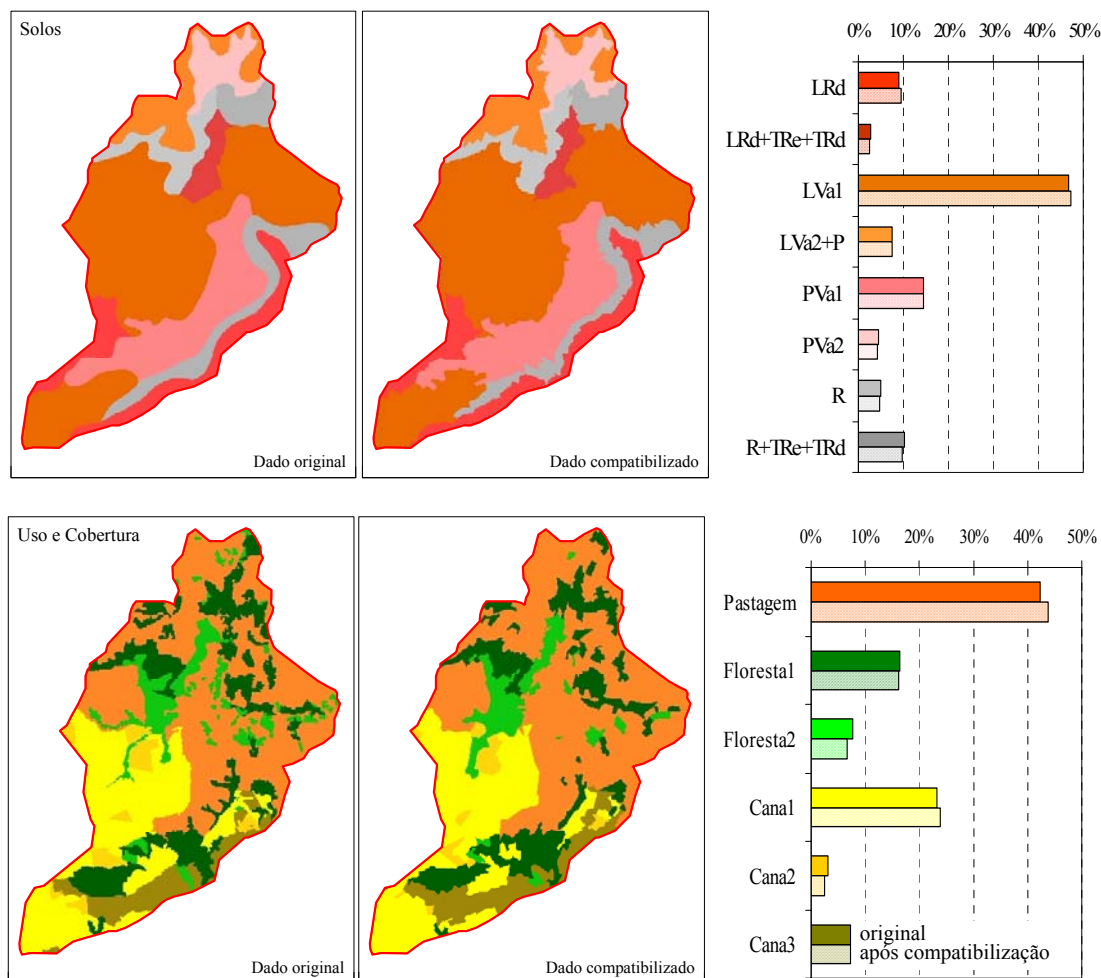


FIGURA 4.12 – Resultado da compatibilização entre os elementos irregulares e o mapa de solos (acima), e entre os elementos irregulares e o mapa de uso e cobertura da terra (abaixo).

Para o mapa de solos, as classes que sofreram as maiores mudanças após a compatibilização, em termos relativos, foram as classes LRd e R+TRe+TRd, que tiveram respectivamente um aumento e uma diminuição de cerca de 5% em relação ao

valor original. Em termos absolutos, as classes LRd e LVa1 aumentam a área ocupada em 0,5% e a classe R+TRe+TRd diminui a área também em 0,5%.

Para o mapa de uso e cobertura da terra, as mudanças foram maiores. Após a compatibilização, em termos relativos, as classes Floresta2 e Cana2 diminuíram respectivamente 15% e 23% com relação ao valor original. Em termos absolutos, houve um aumento de 1,5% na área da classe Pastagem e uma diminuição de 1% na área da classe Floresta2.

4.5 Simulação Hidrológica

Devido à ausência do dado relativo à velocidade do vento, não foi possível utilizar a equação de Penman-Monteith para estimação da transpiração das classes definidas pelo mapa de uso e cobertura da terra. A velocidade do vento é essencial na definição da resistência aerodinâmica, sendo crítico a definição dessa componente em áreas com dossel mais baixo e *IAF* pequeno. Por essa razão, a fim de testar o desempenho do modelo hidrológico distribuído, procedeu-se a uma simulação hidrológica utilizando dois cenários. No primeiro, toda a bacia homogeneamente recoberta por uma floresta com *IAF* = 1, esperam-se valores de evapotranspiração menores e conseqüentemente maiores escoamentos superficiais quando comparados ao segundo cenário, uma floresta mais fechada, com *IAF* = 4. Todos os demais parâmetros são considerados idênticos para os dois cenários. Os dados climáticos são reais, compreendendo o ano hídrico 94/95 (01 de agosto de 1994 a 31 de julho de 1995). Também a variação espacial do solo é levada em consideração nesta simulação.

4.5.1 Definição dos Parâmetros

O perfil de solo foi dividido em 6 camadas, definindo-se 7 nós regularmente espaçados em 0,5 m, resultando num perfil de 3 m de profundidade. A TABELA 4.2 apresenta os valores dos parâmetros do modelo BW definidos para cada *layer*, com base na textura. Foram necessários 8 *layers* para caracterizar todas as classes de solo. A definição dos *layers* que compõem cada classe de solo, assim como o valor do parâmetro β são apresentados na TABELA 4.3. A escolha do valor do parâmetro β baseou-se na

suposição de que, em regiões úmidas, a taxa de recarga do lençol freático é 30 a 60% da precipitação anual segundo Zhang et al. (1999). Os mesmos autores adotaram um valor de β de modo que esta taxa fosse de 1 mm/dia, considerando o solo saturado. Este mesmo procedimento foi adotado nas 2 simulações testadas.

TABELA 4.2 – Parâmetros do modelo BW para os *layers* que compõem as classes de solo.

<i>Layer</i>	K_s	θ_r	θ_s	λ_c	C
L1	0,75	0,10	0,40	0,08	1,05
L2	0,50	0,15	0,40	0,12	1,40
L3	1,10	0,10	0,40	0,05	1,05
L4	0,80	0,15	0,40	0,12	1,40
L5	0,02	0,25	0,50	0,40	1,40
L6	0,008	0,20	0,50	0,60	1,60
L7	0,20	0,25	0,50	0,40	1,30
L8	2,00	0,05	0,40	0,01	1,01

TABELA 4.3 – Definição dos *layers* e do parâmetro β para cada classe de solo.

Classe de solo	nó 1 (0 m)	nó 2 (0,5 m)	nó 3 (1,0 m)	nó 4 (1,5 m)	nó 5 (2,0 m)	nó 6 (2,5 m)	nó 7 (3,0 m)	β
R	L7	L8	L8	L8	L8	L8	L8	0,000
PVa2	L4	L1	L1	L1	L1	L1	L1	0,001
LVa2+P	L5	L6	L6	L6	L6	L6	L6	0,125
LRd	L5	L6	L6	L6	L6	L6	L6	0,125
R+TRe+TRd	L5	L6	L6	L6	L6	L6	L6	0,125
LVa1	L1	L1	L1	L2	L2	L2	L2	0,002
LRd+TRe+TRd	L5	L6	L6	L6	L6	L6	L6	0,125
PVa1	L3	L3	L4	L4	L4	L4	L4	0,001

Para ambos os cenários simulados (florestas com $IAF = 1$ e $IAF = 4$), foram definidos os mesmos parâmetros relativos à vegetação, mostrados na TABELA 4.4, exceto o IAF . Estes parâmetros foram considerados constantes durante todo o período da simulação.

Também a distribuição das raízes no perfil de solo foi considerada a mesma para os dois cenários simulados, sendo definida através da relação proposta por Gale e Grigal (1987):

$$F_r = 1 - B^z, \quad (4.1)$$

que representa a fração acumulada da massa de raízes na profundidade z , onde B representa um coeficiente empírico. Nestas simulações, adotou-se o valor de $B = 0,98$, resultando que 40% das raízes localizavam-se no primeiro nó, 38% no segundo, 14% no terceiro, 5 % no quarto, 2% no quinto e o 1% restante no sexto nó.

TABELA 4.4 – Parâmetros relativos à vegetação.

Parâmetro	Valor
Coeficiente de interceptação da chuva pelo dossel	0,00045 m LAF^{-1} ^(a)
Condutância estomática mínima	0,0002 m s ⁻¹ ^(b)
Condutância estomática máxima	0,0067 m s ⁻¹ ^(b)
Radiância de referência	30 W m ² ^(b)
Coeficiente de extinção da luz	-0,42 ^(a)
Resistência aerodinâmica	12 s m ⁻¹ ^(a)
Albedo	0,20 ^(c)

(a) Soares e Almeida (2001); (b) Dickinson et al. (1993); (c) Running e Coughlan (1998)

4.5.2 Inicialização da Umidade do Solo

A definição do perfil inicial de umidade seguiu a metodologia descrita no item 3.6.1, adotando-se a função quadrática para descrever a relação entre o potencial de água no solo e a profundidade até o lençol freático estimado a partir do índice topográfico.

A FIGURA 4.13 apresenta o índice topográfico estimado para a bacia. Nota-se uma relação muito forte entre este índice e a rede de drenagem, o que pode ser comprovado através da análise comparativa da distribuição relativa acumulada desse índice considerando-se separadamente os elementos que estão associados à rede de drenagem e aqueles que não estão diretamente ligados a algum canal (FIGURA 4.14). Em geral, os elementos associados à rede de drenagem apresentam maiores valores de índice topográfico, o que é bastante coerente já que esse índice indica maior probabilidade de saturação, ou seja, quanto maior o valor desse índice, maiores as chances desse elemento ficar saturado, contribuindo diretamente para formação do escoamento superficial.

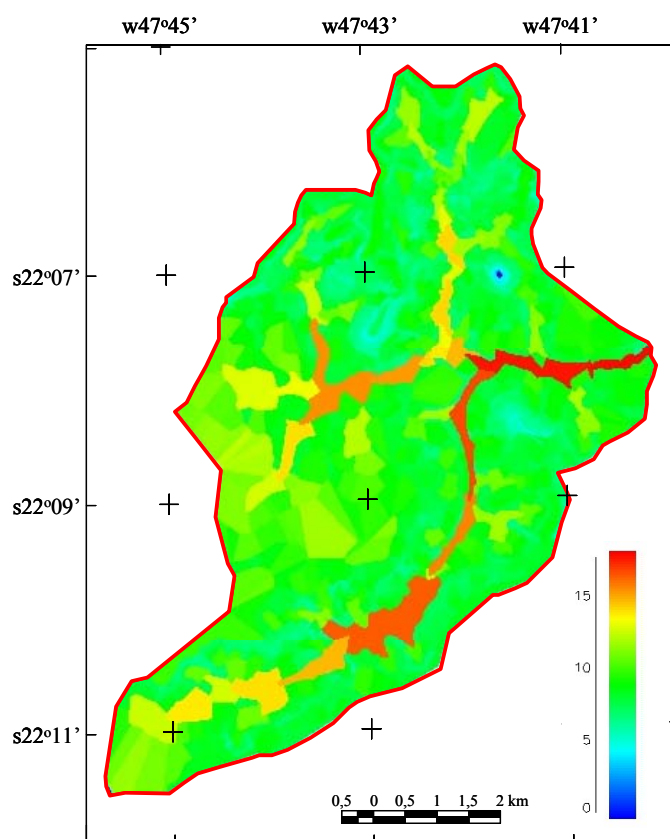


FIGURA 4.13 – Distribuição espacial da índice topográfico.

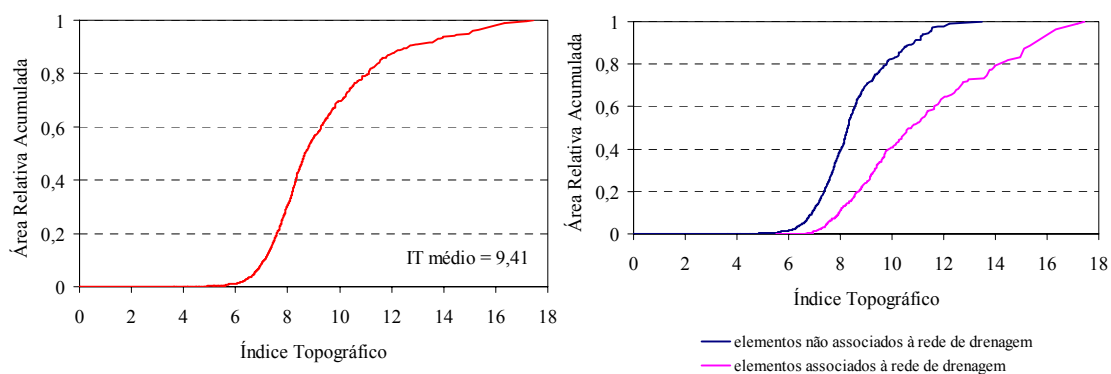


FIGURA 4.14 – Distribuição relativa acumulada do índice topográfico. À esquerda, considerando todos os elementos da bacia hidrográfica e à direita, separando-se os elementos associados ou não à rede de drenagem.

Para a estimacão da profundidade do lençol freático, vários valores de f e \bar{z} foram testados. A FIGURA 4.15 apresenta a comparao entre 4 combinaes destes

parâmetros. Quanto maior o valor do parâmetro f , menor a diferença entre as profundidades estimadas do lençol freático para elementos com alto e baixo índice topográfico. O parâmetro \bar{z} apenas desloca a reta de estimação para cima ou para baixo conforme seu valor.

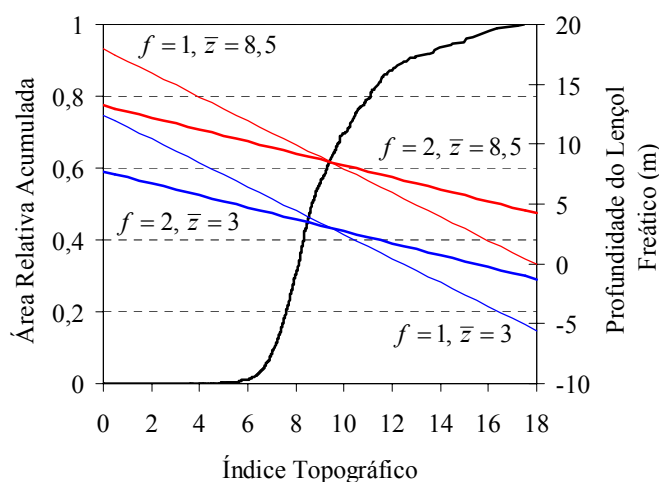


FIGURA 4.15 – Estimação da profundidade do lençol freático a partir do índice topográfico.

Dentre as diversas combinações testadas, a que mostrou melhores resultados, a partir de uma análise qualitativa, foi $f=1$ e $\bar{z}=8,5$. Neste caso, nenhum elemento foi estimado como totalmente saturado e a maior profundidade do lençol freático foi estimada em 18 m.

A FIGURA 4.16 apresenta a distribuição espacial da água disponível dentro do perfil de solo analisado, resultado da estimação do perfil de umidade para cada elemento da bacia. O valor médio de disponibilidade de água para toda a bacia foi menor do que 10 cm em 3 m de solo, evidenciando que, mesmo considerando a função quadrática para descrever a relação entre o potencial de água no solo e a profundidade, as condições hídricas iniciais do solo foram estimadas como extremamente secas.

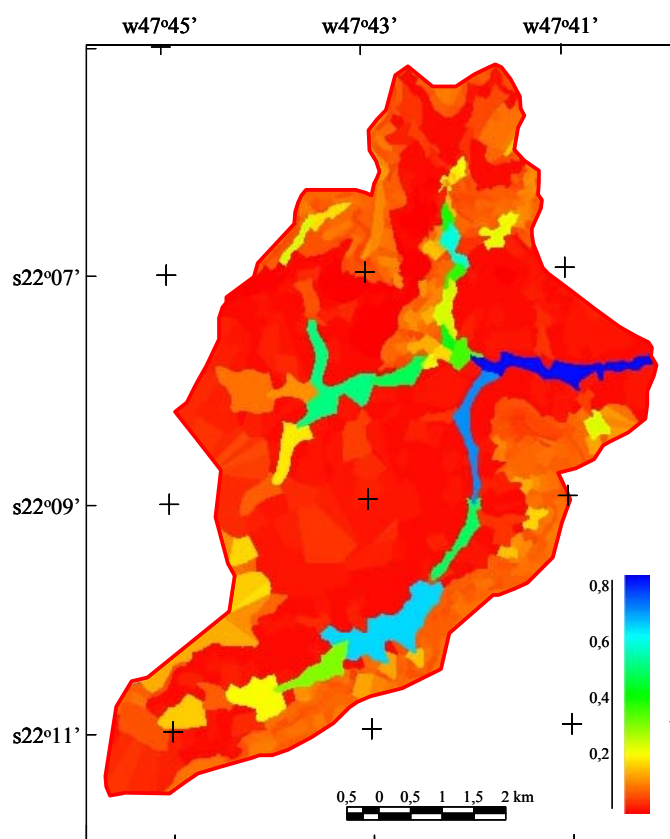


FIGURA 4.16 – Distribuição espacial da disponibilidade de água (m) considerando um perfil de solo de 3 m de espessura.

4.5.3 Avaliação dos Resultados da Simulação

Com a avaliação dos resultados após a simulação, constatou-se que as condições iniciais de umidade do solo extremamente secas provocaram uma redução muito forte da evapotranspiração durante os 2 primeiros meses (agosto/setembro) quando não se observou uma precipitação expressiva. Os valores de evapotranspiração, para este período, foram menores que 0,3 mm para ambas as simulações ($IAF = 1$ e $IAF = 4$). Estes valores podem ter ocorrido pelo fato de que o modelo hidrológico implementado não dispõe de nenhum mecanismo que permita um fluxo ascendente de água de camadas abaixo do perfil analisado. Este fluxo ascendente foi observado por Soares e Almeida (2001) em plantações de eucalipto e foi responsável pela conservação da disponibilidade de água no solo que permitiu a manutenção do processo de evapotranspiração. Os níveis de evapotranspiração retornaram aos níveis normais na

segunda quinzena de outubro quando iniciou-se o período de chuva e os níveis de disponibilidade de água no solo aumentaram. Deste modo, optou-se por utilizar os perfis de umidade de cada elemento no final da simulação como a condição inicial de umidade do solo, ou seja, a simulação foi refeita com essa nova condição inicial de umidade.

Neste caso, duas condições iniciais de umidade do solo foram testadas, uma para floresta com $IAF = 1$ (FIGURA 4.17a) e outra para floresta com $IAF = 4$ (FIGURA 4.17b). Em média para toda a bacia, a disponibilidade de água para o perfil de solo de 3 m foi estimada em cerca de 70 cm para a floresta com $IAF = 1$ e em cerca de 30 cm para floresta com $IAF = 4$. Note que a floresta com IAF maior, consome mais água pelo processo de evapotranspiração e portanto a disponibilidade de água no solo é menor.

A cada dia da simulação, estimou-se a evaporação do solo, a transpiração e a evaporação da água interceptada pelo dossel com base na radiação líquida disponível que, por sua vez, foi estimada a partir da temperatura média do ar, da umidade relativa e da insolação. A radiação líquida estimada apresentou fortes oscilações diárias mas, caracteristicamente, mostrou um padrão senoidal ao longo do ano, com os maiores valores diários estimados em torno de 17 MJ m^{-2} para os meses de dezembro e janeiro, e os menores valores diários estimados em pouco mais do que 3 MJ m^{-2} para os meses de junho e julho (FIGURA 4.18).

A transpiração, a evaporação do solo e a evaporação da água interceptada pelo dossel foram somadas para compor a evapotranspiração que foi ponderada pela área de cada elemento, resultando numa estimativa de evapotranspiração média para toda a bacia hidrográfica, apresentada na FIGURA 4.19. Assim como a radiação líquida, também a evapotranspiração apresentou grandes oscilações diárias. Como pode ser observado, a floresta com $IAF = 4$ apresentou valores de evapotranspiração maiores do que a com $IAF = 1$, uma vez que a transpiração é função da resistência do dossel que é dependente do IAF .

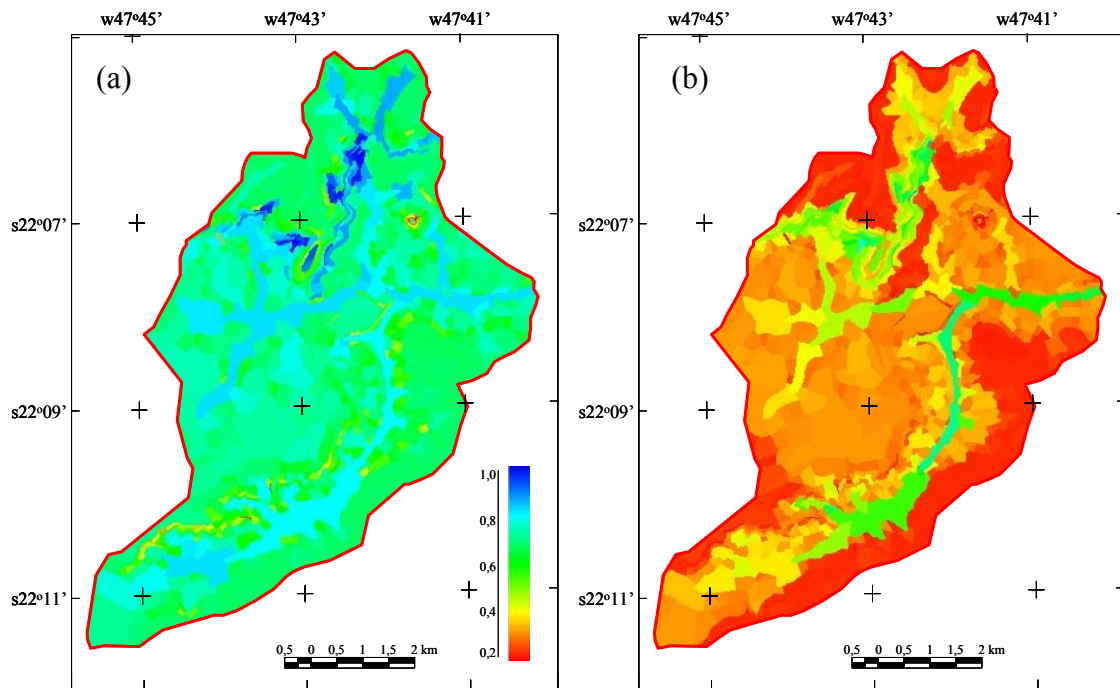


FIGURA 4.17 – Distribuição espacial da disponibilidade inicial de água (m) considerando um perfil de solo de 3 m de espessura para floresta com (a) $IAF = 1$ e (b) $IAF = 4$.

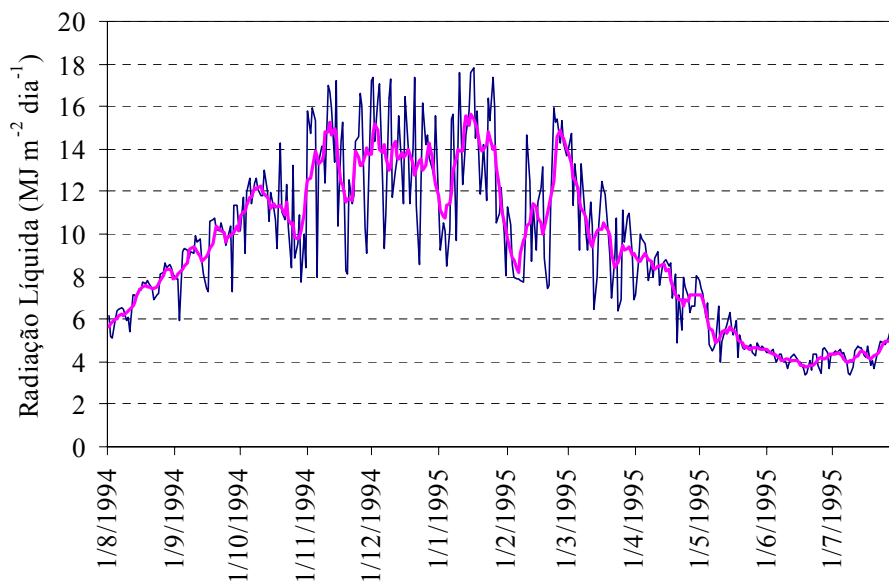


FIGURA 4.18 – Radiação líquida disponível no topo do dossel. A linha azul representa os dados originais e a magenta representa a média móvel de 7 dias.

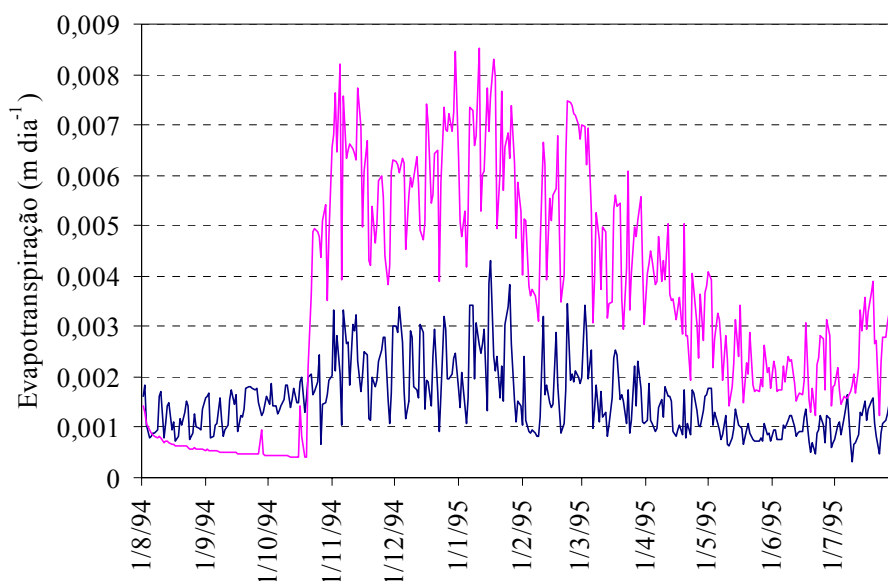


FIGURA 4.19 – Evapotranspiração diária média da bacia hidrográfica para a floresta com $IAF = 1$ (linha azul) e a com $IAF = 4$ (linha magenta).

Pode-se verificar que, mesmo com as novas condições iniciais de umidade de solo, a floresta com $IAF = 4$ sofreu forte restrição à evapotranspiração nos primeiros dois meses da simulação. Devido a falta de chuva, a disponibilidade de água continuou diminuindo nestes dois meses, conforme pode ser constatado pela FIGURA 4.20. Esta diminuição foi mais acentuada na floresta com $IAF = 1$, mas que, no entanto, não foi detectada na evapotranspiração pelo fato de que a disponibilidade de água conservou-se acima de 50 cm nos 3 m de perfil de solo analisado. A taxa de evapotranspiração da floresta com $IAF = 4$ somente atingiu um nível normal quando iniciou-se as chuvas (2^a quinzena de outubro). Ao final da simulação, a disponibilidade de água atingiu níveis pouco superiores aos do início da simulação.

A FIGURA 4.21 apresenta uma série temporal de imagens que representam a variação da distribuição espacial da disponibilidade de água durante toda a simulação. Cada imagem representa uma média de 3 meses. Em todos os casos, a disponibilidade de água é maior na floresta com $IAF = 1$. Note também, que há uma maior disponibilidade de água nos elementos associados à rede de drenagem. Uma maior disponibilidade de água também foi observada na região de escarpa onde há a ocorrência de solos litólicos. Provavelmente, isso foi observado pelo fato desta unidade de solo possuir uma camada

de impedimento ($\beta=0$), resultando num acúmulo de água. Além disso, o modelo hidrológico não dispõe de um mecanismo de escoamento rápido através de macroporos, o que permitiria uma drenagem mais rápida, comum neste tipo de solo.

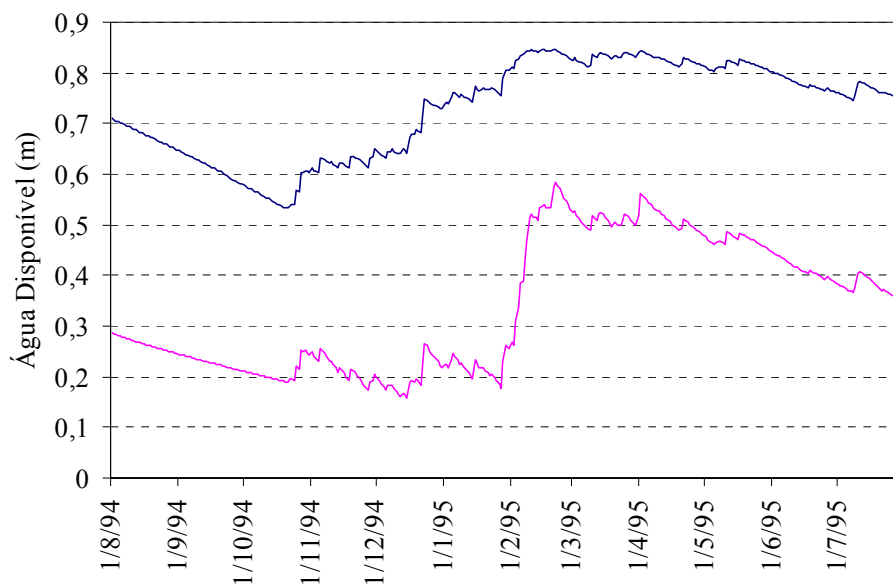


FIGURA 4.20 – Disponibilidade de água média diária da bacia hidrográfica considerando o perfil de solo de 3 m, para a floresta com $IAF = 1$ (linha azul) e a com $IAF = 4$ (linha magenta).

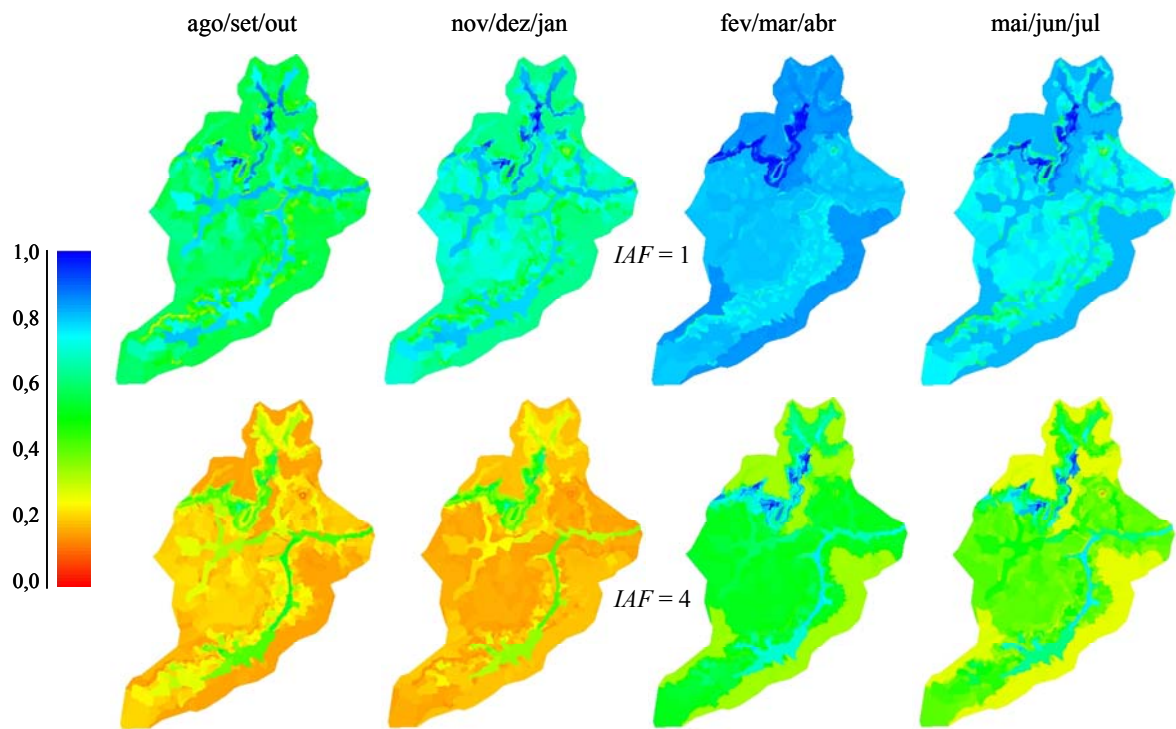


FIGURA 4.21 – Distribuição espacial da disponibilidade de água (m) considerando o perfil de solo de 3 m. Cada imagem representa uma média de 3 meses.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

O sistema SASHI permite analisar, simular e estudar os processos envolvidos na modelagem hidrológica. O modelo hidrológico implementado baseia-se na discretização da bacia hidrográfica em elementos irregulares extraídos a partir de um modelo numérico do terreno representado por curvas de nível e pontos cotados. Este método mostrou-se bastante eficaz na representação das variações altimétricas da bacia, especialmente no caso de estudo, cuja bacia apresentava escarpas e áreas relativamente planas.

Com este sistema, pôde-se extrair automaticamente os limites das sub-bacias a partir da rede de drenagem e das curvas de nível. Os resultados dessa metodologia podem ser considerados bastante bons, uma vez que assemelham-se àqueles que seriam obtidos através da extração manual direta de cartas topográficas. A delimitação das sub-bacias garantiu a coerência entre os elementos irregulares formados a partir da discretização da bacia, ou seja, elementos relacionados ao mesmo segmento de drenagem, possuíam uma saída comum.

A escolha de um limiar para a simplificação das linhas de fluxo (etapa anterior à identificação dos elementos) é essencial para diminuir o número de elementos formados sem perda de informação, ou seja, mantendo-se as feições próprias do relevo. Um número menor de elementos melhora significativamente o desempenho computacional do modelo hidrológico durante uma simulação.

Os resultados da simulação, considerando os dois cenários (floresta com $IAF = 1$ e $IAF = 4$), mostraram a necessidade de se melhorar a definição das condições de contorno do modelo hidrológico. Casos de chuvas excessivamente intensas devem ser tratadas separadamente. Igualmente importante, é a definição de um fluxo ascendente de água a partir da camada abaixo do perfil de solo analisado a fim de garantir uma disponibilidade mínima de água no solo, mantendo-se assim a evapotranspiração mínima, mesmo em épocas bastante secas.

O modelo hidrológico implementado não modela a velocidade de escoamento superficial, considerando que todo excesso de chuva deixa a bacia hidrográfica no mesmo dia em que foi gerado. Isso pode não ser verdadeiro para bacias de maior tamanho. Uma sugestão seria conectar os elementos próximos à rede de drenagem diretamente aos cursos d'água através da criação de linhas de fluxo que iniciam numa curva de nível e terminam num segmento de drenagem. Dessa forma, os fluxos d'água desses elementos são direcionados aos canais e podem ser então modelados utilizando equações específicas.

Até o presente momento, o SASHI não modela o crescimento de raízes, sendo a distribuição das raízes para os pontos que definem o perfil do solo constante durante toda a simulação. Ao menos o sistema deve permitir a variação temporal deste atributo para que haja uma correspondência entre este e o *IAF*, cuja variação deve ser explicitada ao sistema.

O SASHI ainda não dispõe de ferramentas para exportação dos resultados, o que é essencial para garantir a interoperabilidade do sistema. De fato, há uma preocupação em manter uma conexão direta com o SPRING, uma vez que todas as edições dos dados são feitas neste sistema. Há necessidade em se discutir de que maneira estes dados poderiam ser importados pelo SPRING definindo-se as categorias mais apropriadas para cada tipo de dado.

Por fim, há a necessidade do estudo de uma bacia hidrográfica instrumentada que forneça todos os dados necessários para a calibração e validação do modelo hidrológico proposto. Alternativamente, deve-se buscar simplificações no modelo de modo a permitir seu uso em outras bacias que não dispõem de dados detalhados. O SASHI deve permitir a escolha da melhor abordagem na modelagem hidrológica pretendida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbot, M.B.; Bathurst, J.C.; Cunge, J.A.; O'Connell, P.E.; Rasmussen, J. An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, “SHE”, 1: history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. **J. Hydrology**, v.87, n. 1-2, p. 45-59, 1986a.
- Abbot, M.B.; Bathurst, J.C.; Cunge, J.A.; O'Connell, P.E.; Rasmussen, J. An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, “SHE”, 2: structure of a physically-based, distributed modelling system. **J. Hydrology**, v. 87, n. 1-2, p. 61-77, 1986b.
- Allen, R.G.; Jensen, M.E.; Wright, J.L.; Burman, R.D. Operation estimates of evapotranspiration. **Agron. J.**, v. 81, n. 4, p. 650-662, 1989.
- Allen, R.G.; Pruitt, W.O.; Businger, J.A.; Fritschen, L.J.; Jensen, M.E.; Quinn, F.H. Evaporation and transpiration. In: Heggen, R.J.; ed. **Hydrology handbook**. 2ed. New York: ASCE, 1996. Cap. 4, p. 125-252.
- Ambroise, B.; Beven, K.J.; Freer, J. Towards a generation of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. **Water Resour. Res.**, v.32, n.7, p. 2135-2145, 1996.
- Baldocchi, D.D.; Luxmoore, R.J.; Hatfield, J.L. Discerning the forest from the trees: an essay on scaling canopy stomatal conductance. **Agric. For. Meteorol.**, v.54, n.2-4, p.197-226, 1991.
- Band, L. Topographic partition of watersheds with digital elevation models. **Water Resour. Res.**, v.22, n.1, p.15-24, 1986.
- Barling, R.D.; Moore, I.D.; Grayson, R.B. A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. **Water Resour. Res.**, v.30, n.4, p.1029-1044, 1994.
- Ben-Mehrez, M.; Taconet, O.; Vidal-Madjar, D.; Valencogne, C. Estimation of stomatal resistance and canopy evaporation during the HAPEX-MOBILHY experiment. **Agr. For. Meteorol.**, v.58, n. 3-4, p. 285-313, 1992.
- Bergström, S.; Graham, L.P. On the scale problem in hydrological modelling. **J. Hydrology**, v.211, n. 1-4, p.253-265, 1998.
- Beven, K. Changing ideas in hydrology: the case of physically-based models. **J. Hydrology**, v.105, n. 1-2, p.157-172, 1989.
- Beven, K. Infiltration, soil moisture, and unsaturated flow. In: Bowles, D.S.; O'Connell, P.E.; ed. **Recent advances in the modeling of hydrologic systems**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1991. Cap. 7, p. 137-151. (Series C: Mathematical and Physical Sciences, 345)
- Beven, K. TOPMODEL: a critique. **Hydrol. Proc.**, v.11, n. 9, p.1069-1085, 1997.

- Beven, K.J.; Kirkby, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrol. Sci. Bull.**, v.24, n. 1, p.43-69, 1979.
- Beven, K.J.; Lamb, R.; Quinn, P.F.; Romanowicz, R.; Freer, J. TOPMODEL. In: Singh, V.P.; ed. **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, Colorado, Water Resources Publ., 1995. Cap. 18, p. 627-668.
- Broadbridge, P. Solution of a nonlinear absorption model of mixed saturated-unsaturated flow. **Water Resour. Res.**, v.26, n.10, p.2435-2443, 1990.
- Broadbridge, P.; White, I. Constant rate rainfall infiltration: a versatile nonlinear model 1: Analytic solution. **Water Resour. Res.**, v.24, n. 1, p.145-154, 1988.
- Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere: I. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v.58, 389-420, 1932.
- Burrough, P.A. Dynamic modelling and geocomputation. In: Longley, P.A.; Brooks, S.M.; McDonnell, R.; Macmillan, B.; ed. **Geocomputation: a primer**. Chichester, John Wiley & Sons, 1998. Cap. 9, p. 165-191.
- Burrough, P.A.; McDonnell, R.A. **Principles of geographical information systems**. New York, Oxford University Press, 1998.
- Calver, A.; Wood, W.L. On the discretization and cost effectiveness of the finite element solution for hillslope subsurface flow. **J. Hydrology**, v.110, n.1-2, p.165-179, 1989.
- Camargo, M.B.P.; Hubbard, K.G. Spatial and temporal variability of daily weather variables in sub-humid and semi-arid areas of the united states high plains. **Agric. For. Meteor.**, v.93, n.2, p.141-148, 1999.
- Campbell, G.S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Sci.**, v.117, n.6, p.311-314, 1974.
- Ceballos, A.; Schnabel, S. Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura, SW Spain). **J. Hydrology**, v.210, n.1-4, p.146-160, 1998.
- Cho, H-R. Stochastic dynamics of precipitation: an example. **Water Resour. Res.**, v.21, n.8, p.1225-1232, 1985.
- Choudhury, B.J.; Monteith, J.L. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. **Q. J. R. Met. Soc.**, v.114, n.480, p.373-398, 1988.
- Christofolletti, A. **Geomorfologia**. 2^a ed. São Paulo, Edgard Blücher, 1980.
- Clapp, R.B.; Hornberger, G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resour. Res.**, v.14, n.4, p.601-604, 1978.
- Collins, S.H.; Moon, G.C. Algorithms for dense digital terrain models. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v.47, n.1, p.71-76, 1981.
- Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO). **Topog online: user guide**. [online]. <<http://www.clw.csiro.au/topog>>. 2000.

- Cosby, B.J.; Hornberg, G.M.; Clapp, R.B.; Ginn, T.R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. **Water Resour. Res.**, v.20, n.6, p.682-690, 1984.
- Dawes, W. Program structure and numerical solutions. In: Zhang, L.; Dawes, W., ed. **WAVES: an integrated energy and water balance model**. Canberra, CSIRO, 1998. cap. 3, p. 38-70.
- Dawes, W.R.; Short, D.L. The significance of topology for modeling the surface hydrology of fluvial landscapes. **Water Resour. Res.**, v.30, n.4, p.1045-1055, 1994.
- Dawes, W.R.; Short, D.L. **TOPOG Series topographic analysis and catchment drainage modeling package: user manual**. Canberra, CSIRO. 1988.
- Dawes, W.R.; Zhang, L.; Hatton, T.J.; Reece, P.H.; Beale, G.T.H.; Packer, I. Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG_IRM) on a small cropping rotation catchment. **J. Hydrology**, v.191, n.1-4, p.64-86, 1997.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P.J. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model**. Boulder, Colorado, 1993. (NCAR Technical Note TN-387+STR)
- Eash, D.A. A geographic information system procedure to quantify drainage-basin characteristics. **Water Res. Bull.**, v.30, n.1, p.1-8, 1994.
- Engel, B.A.; Srinivasan, R.; Rewerts, C.C. A spatial decision support system for modeling and managing agricultural non-point-source pollution. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 20, p. 231-237.
- Foufoula-Georgiou, E.; Georgakakos, K.P. Hydrologic advances in space-time precipitation modeling and forecasting. In: Bowles, D.S.; O'Connell, P.E.; ed. **Recent advances in the modeling of hydrologic systems**. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1991. Cap. 3, p. 47-65. (Series C: Mathematical and Physical Sciences vol. 345)
- Francini, M.; Wendling, J.; Obled, C.; Todini, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. **J. Hydrology**, v.175, n.1-4, p.293-338, 1996.
- Gale, M.R.; Grigal, D.F. Vertical root distributions of northern tree species in relation to successional status. **Can. J. For. Res.**, v.17, n.8, p.829-834, 1987.
- Gash, J.H.C. An analytical model of rainfall interception by forests. **Q. J. R. Met. Soc.**, v.105, n.443, p.43-55, 1979.
- Gomes, A.G.; Varriale, M.C. **Modelagem de ecossistemas: uma introdução**. Santa Maria, UFSM, 2001.
- Goodchild, M.F. The state of GIS for environmental problem-solving. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 2, p. 8-15.

Grayson, R.B.; Moore, I.D.; McMahon, T.A. Physically based hydrologic modeling: a terrain based model for investigative purposes. **Water Resour. Res.**, v.28, n.10, p.2639-2658, 1992.

Gupta, V.K.; Waymire, E. On the formulation of an analytical approach to hydrologic response and similarity at the basin scale. **J. Hydrology**, v.65, n.1-3, p.95-123, 1983.

Hall, F.G.; Strebel, D.E.; Sellers, P.J. Linking knowledge among spatial and temporal scales: vegetation, atmosphere, climate and remote sensing. **Landscape Ecology**, v.2, n.1, p.3-22, 1988.

Hanson, C.L.; Gebhardt, K.A.; Johnson, G.L.; McFarland, M.J.; Smith, J.A. Precipitation. In: Heggen, R.J.; ed. **Hydrology handbook**. 2ed. New York, ASCE, 1996. Cap. 2, p. 5-74.

Hewlett, J.D. **Principles of forest hydrology**. Athens, University of Georgia, 1982.

Holko, L.; Lepistö, A. Modelling the hydrological behaviour of a mountain catchment using TOPMODEL. **J. Hydrology**, v.196, n.1-4, p.361-377, 1997.

Hornbeck, J.W.; Adams, M.B.; Corbett, E.S.; Verry, E.S.; Lynch, J.A. Long-term impacts of forest treatments on water yield: a summary for northeastern USA. **J. Hydrology**, v.150, n.2-4, p.323-344, 1993.

Hunt, E.R.; Running, S.W.; Federer, C.A. Extrapolating plant water flow resistances and capacitances to regional scales. **Agric. For. Meteorol.**, v.54, n.2-4, p.169-195, 1991.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. (INPE) **SPRING**.
<<http://www.dpi.inpe.br/spring>> 2003.

Jarvis, P.G.; McNaughton, K.G. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. **Adv. Ecol. Res.**, 15:1-49, 1986.

Kavvas, M.L. On the coarse-graining of hydrologic processes with increasing scales. **J. Hydrology**, v.217, n.3-4, p.191-202, 1999.

Klemeš, V. Conceptualization and scale in hydrology. **J. Hydrology**, v.65, n.1-3, p.1-23, 1983.

Koffler, N.F. Uso das terras da bacia do rio Corumbataí em 1990. **Geografia**, v.18, n.1, p.135-150, 1993.

Landsberg, J.J.; Gower, S.T.; ed. **Applications of physiological ecology to forest management**. New York, Academic Press, 1997.

Landsberg, J.J.; Waring, R.H. A generalised model of Forest productivity using simplified concepts of radiation-use efficiency, carbon balance and partitioning. **Forest Ecol. Management**, v.95, n.3, p.209-228, 1995.

Lhomme, J-P. The concept of canopy resistance: historical survey and comparison of different approaches. **Agric. For. Meteorol.**, v.54, n.2-4, p. 227-240, 1991.

Lima, W.P. Importância das florestas para produção de água. **Simpósio sobre Recuperação da Cobertura Florestal da Bacia do Rio Corumbataí**, 3 Piracicaba, IPEF/ESALQ, 2000.

- Maidment, D.R. GIS and hydrologic modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 14, p. 147-167.
- Maunder, C.J. An automated method for constructing contour-based digital elevation models. **Water Resour. Res.**, v.35, n.12, p. 3931-3940, 1999.
- McCulloch, J.S.G.; Robinson, M. History of forest hydrology. **J. Hydrology**, v.150, n.2-4, p.189-216, 1993.
- Mielke, M.S.; Oliva, M.A.; Barros, N.F.; Penchel, R.M.; Martinez, C.A.; Almeida, A.C. Stomatal control of transpiration in the canopy of a clonal *Eucalyptus grandis* plantation. **Trees**, v.13, n.3, p. 152-160, 1999.
- Mielke, M.S.; Oliva, M.A.; Barros, N.F.; Penchel, R.M.; Martinez, C.A.; Fonseca, S.; Almeida, A.C. Leaf gas exchange in a clonal eucalypt plantation as related to soil moisture, leaf water potential and microclimate variables. **Trees**, v.14, n.5, p. 263-270, 2000.
- Monteith, J.L. Evaporation and surface temperature. **Q. J. R. Met. Soc.**, v.107, n.451, p. 1-27, 1981.
- Monteith, J.L. Evaporation and the environment. In: Fogg, G.E.; ed. Conceptualization and scale in hydrology. **Sym. Soc. Exp. Biol.**, 19:205-234, 1965.
- Moore, I.D.; Grayson, R.B. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. **Water Resour. Res.**, v.27, n.6, p. 1177-1191, 1991.
- Moore, I.D.; Grayson, R.B.; Ladson, A.R. Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrol. Proc.**, v.5, n.1, p. 3-30, 1991.
- Moore, I.D.; Turner, A.K.; Wilson, J.P.; Jenson, S.K.; Band, L.E. GIS and land-surface-subsurface process modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 19, p. 196-230.
- Murray, F.W. On the computation of saturation vapor pressure. **J. Appl. Meteorol.**, v.6, n.1, p. 203-204, 1967.
- Odum, E.P. **Fundamentals of ecology**. 3ed. Philadelphia, W. B. Saunders Company, 1971. 574p.
- Onstad, C.A.; Brakensiek, D.L. Watershed simulation by stream path analogy. **Water Resour. Res.**, v.4, n.5, p. 965-971, 1968.
- Palacios-Vélez, O.L.; Cuevas-Renaud, B. Automated river-course, ridge and basin delineation from digital elevation data. **J. Hydrology**, v.86, n.3-4, p. 299-314, 1986.
- Penman, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proc. R. Soc. London, A**, v.193, n.1032, p. 120-145, 1948.
- Petty, G.W. The status of satellite-based rainfall estimation over land. **Remote Sens. Environ.**, v.51, n.1, p. 125-137, 1995.

- Prado, H. **Os solos do Estado de São Paulo**: mapas pedológicos. Piracicaba, 1997.
- Prado, H.; Oliveira J.B.; Almeida, C.L.F. **Levantamento pedológico semi-detalhado do Estado de São Paulo: quadrícula de São Carlos**. Campinas, Instituto Agrônomo. 1981. (Mapa. Escala 1:100.000).
- Prado, H. **Solos do Brasil**: gênese, morfologia, classificação e levantamento. 2ed. Piracicaba, 2001.
- Prasad, R. A linear root water uptake model. **J. Hydrology**, v.99, n.3-4, p. 297-306, 1988.
- Projeto PIRACENA. **Dados da bacia do rio Piracicaba**. [online]. <<http://www.cena.usp.br/piracena/>>. 2000.
- Quinn, P.F.; Beven, K.J.; Lamb, R. The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. **Hydrol. Proc.**, v.9, n.2, p. 161-182, 1995.
- Reichardt, K.; Angelocci, L.R.; Bacchi, O.O.S.; Pilotto, J.E. Daily rainfall variability at local scale (1,000 ha), in Piracicaba, SP, Brazil, and its implications on soil water recharge. **Sci. Agric.**, v.52, n.1, p. 43-49, 1995.
- Reichardt, K.; Bacchi, O.O.S.; Villagra, M.M.; Toratti, A.L.; Pedrosa, Z.O. Hydraulic variability in space and time in a dark red latosol of the tropics. **Geoderma**, v.60, n.1-4, p. 159-168, 1993.
- Reichardt, K.; Portezan, O.; Libardi, P.L.; Bacchi, O.O.S.; Moraes, S.O.; Oliveira, J.C.M.; Falleiros, M.C. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux-gradient approach. **Soil & Tillage Research**, v.48, n.1-2, p. 81-89.
- Rennó, C. D.; Soares, J.V. Discretização espacial de bacias hidrográficas. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10, Foz do Iguaçu, abr. 2001. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 2001. Sessão Técnica Oral. p. 485-492.
- Rennó, C. D.; Soares, J.V. Uso do índice topográfico como estimador da profundidade do lençol freático. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 11, Belo Horizonte, abr. 2003. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 2003. Sessão Técnica Oral. (no prelo).
- Rodríguez-Iturbe, I.; Gupta, V.K. Introduction: scale problems in hydrology. **J. Hydrology**, v.65, n.1-3, p. vi-vii, 1983. Special Issue.
- Ross, P.J. Efficient numerical methods for infiltration using Richards' equation. **Water Resour. Res.**, v.26, n.2, p. 279-290, 1990.
- Ross, P.J.; Bristow, K.L. Simulating water movement in layered and gradational soils using the Kirchhoff transform. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.54, n.6, p.1519-1524, 1990.
- Running, S.W.; Coughlan, J.C. A general model of forest ecosystem processes for regional applications: I – hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. **Ecol. Modelling**, v.42, n.2, p.125-154, 1988.

- Salati, E. **Diagnóstico ambiental sintético e qualidade da água como subsídio para o planejamento regional integrado da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí (SP)**. (Tese de Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Carlos, 1996.
- Schuler, A.E. **Aplicação do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do rio Corumbataí**. (Dissertação de mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental) - Universidade de São Paulo, São Carlos, 1998.
- Short, D.L.; Dawes, W.R.; White, I. Guaranteeing numerical convergence and stability of finite difference solutions of Richards' equation. In: Zhang, L.; Dawes, W., ed. **WAVES: an integrated energy and water balance model**. Canberra, CSIRO, 1998. cap.4.9, p. 81-115.
- Simpson, M.J.; Clement, T.P. Comparison of finite difference and finite element solutions to the variably saturated flow equation. **J. Hydrology**, v.270, n.1-2, p. 49-64, 2003.
- Soares, J.V.; Almeida, A.C. Modeling the water balance and soil water fluxes in a fast growing Eucalyptus plantation in Brazil. **J. Hydrology**, v.253, n.1-4, p.130-147, 2001.
- Soares, J.V.; Bernard, R.; Taconet, O.; Vidal-Madjar, D.; Weill, A. Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. **J. Hydrology**, v.99, n.3-4, p. 281-296, 1988.
- Stewart, J.B.; Finch, J.W. Application of remote sensing to forest hydrology. **J. Hydrology**, v.150, n.2-4, p. 701-716, 1993.
- Stewart, J.M.; Broadbridge, P. Calculation of humidity during evaporation from soil. **Adv. Water Res.**, v.22, n.5, p. 495-505, 1999.
- Steyaert, L.T. A perspective on the state of environmental simulation modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 3, p. 16-30.
- Tarboton, D.G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resour. Res.**, v.33, n.2, p. 309-319, 1997.
- Tarboton, D.G.; Bras, R.L.; Rodríguez-Iturbe, I. On the extraction of channel networks from digital elevation data. **Hydrol. Proc.**, v.5, n.1, p. 81-100, 1991.
- Tucci, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre, Ed. Universidade UFRGS, 1998.
- Vasconcellos, C.A.B.; Amorim, J.C.C. Simulação numérica da infiltração da água em meios porosos não-saturados homogêneos. **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 14. Aracaju, ABRH, 2001.
- Vertessy, R.A.; Elsenbeer, H. Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: effects of model parameterization. **Water Resour. Res.**, v.35, n.7, p. 2173-2187, 1999.
- Vertessy, R.A.; Hatton, T.J.; O'Shaughnessy, P.J.; Jayasuriya, M.D.A. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. **J. Hydrology**, v.150, 2-4, p. 665-700, 1993.

- Villagra, M.M.; Bacchi, O.O.S.; Tuon, R.L.; Reichardt, K. Difficults of estimating evapotranspiration from the water balance equation. **Agric. For. Meteor.**, v.72, n.3-4, p. 317-325, 1995.
- Warrick, A.W.; Islas, A.; Lomen, D.O. An analytical solution to Richards' equation for time-varying infiltration. **Water Resour. Res.**, v.27, n.5, p. 763-766, 1991.
- Warrick, A.W.; Lomen, D.O.; Islas, A. An analytical solution to Richards' equation for a draining soil profile. **Water Resour. Res.**, v.26, n.2, p. 253-258, 1990.
- Western, A.W.; Blöschl, G. On the spatial scaling of soil moisture. **J. Hydrology**, v.217, n.3-4, p. 203-224, 1999.
- Whitehead, P.G.; Robinson, M. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. **J. Hydrology**, v.145, n.3-4, p. 217-230, 1993.
- Zakia, M.J.B. **Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de matas nativas.** São Carlos, 1998. (Doutorado – Escola Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo)
- Zhang, L.; Dawes, W.R. Model Description. In: _____, ed. **WAVES: an integrated energy and water balance model.** Canberra, CSIRO, 1998. cap. 2, p. 9-37.
- Zhang, L.; Dawes, W.R.; Hatton, T.J. Modelling hydrologic process using a biophysically based model: application of WAVES to FIFE and HAPEX-MOBILHY. **J. Hydrology**, v.185, n.1-4, p. 147-169, 1996.
- Zhang, L.; Dawes, W.R.; Hatton, T.J.; Reece, P.H.; Beale, G.T.H.; Packer, I. Estimation of soil moisture and groundwater recharge using TOPOG_IRM model. **Water Resour. Res.**, v.35, n.1, p. 149-161, 1999.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Biftu, G.F; Gan, T.Y. Semi-distributed, physically based, hydrologic modeling of the Paddle River Basin, Alberta, using remotely sensed data. **J. Hydrology**, v.244, n.3-4, p.137-156, 2001.
- Donnelly-Makowecki, L.M.; Moore, R.D. Hierarchical testing of three rainfall-runoff models in small forested catchments. **J. Hydrology**, v.219, n.3-4, p.136-152, 1999.
- Dozier, J. Opportunities to improve hydrologic data. **Reviews of Geophysics**, v.30, n.4, p.315-331, 1992.
- Federer, C.A. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. **Water Resour. Res.**, v.15, n.3, p.555-562, 1979.
- Lacroix, M.P.; Martz, L.W.; Kite, G.W.; Garbrecht, J. Using digital terrain analysis modeling techniques for the parameterization of a hydrologic model. **Env. Model. and Soft.**, v.17, n.2, p.127-136, 2002.
- Linacre, E.T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agric. Meteor.**, v.18, n.6, p. 409-424, 1977.
- Lopes, V.L. CHDM: catchment hydrology distributed model. **Proceedings of Watershed Management**. San Antonio, Texas, 1995. p. 144-153.
- McGlynn, B.; McDonnell, J.J.; Brammer, D.D. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. **J. Hydrology**, v.257, n.1-4, p. 1-26, 2002.
- McNaughton, K.G.; Jarvis, P.G. Effects of spatial scale on stomatal control of transpiration. **Agric. For. Meteor.**, v.54, n.2-4, p. 279-301, 1991.
- Panuska, J.C.; Moore, I.D.; Kramer, L.A. Terrain analysis: integration into the agricultural nonpoint source (AGNPS) pollution model. **J. Soil Water Cons.**, v.46, n.1, p. 59-64, 1991.
- Perrin, C.; Michel, C.; Andréassian, V. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. **J. Hydrology**, v.242, n.3-4, p. 275-301, 2001.
- Rodhe, A.; Seibert, J. Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators. **Agric. For. Meteor.**, 98-99:325-340, 1999.
- Saugier, B.; Katerji, N. Some plant factors controlling evapotranspiration. **Agric. For. Meteor.**, v.54, n.2-4, p. 263-277, 1991.
- Saulnier, G.M.; Beven, K.; Obed, C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. **J. Hydrology**, v.202, n.1-4, p. 158-172, 1997.
- Saxton, K.E.; Rawls, W.J.; Romberger, J.S.; Papendick, R.I. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.50, n.4, p.1031-1036, 1986.

- Smith, R.E.; Goodrich, D.C.; Woolhiser, D.A.; Unkrich, C.L. KINEROS: a kinematic runoff and erosion model. In: Singh, V.P.; ed. **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, Colorado, Water Resources Publications, 1995. Cap. 20, p. 697-731.
- Taconet, O.; Bernard, R.; Vidal-Madjar, D. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. **J. Climate Applied Meter.**, v.25, n.3, p. 284-307, 1986.
- van Genuchten, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.44, n.5, p. 892-898, 1980.
- Wang, X.; Yin, Z-Y. A comparison of drainage networks derived from digital elevation models at two scales. **J. Hydrology**, v.210, n.1-4, p. 221-241, 1998.
- Wilks, D.S. Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. **Agric. For. Meteor.**, v.93, n.3, p. 153-169, 1999.
- Wood, E.F.; Sivapalan, M.; Beven, K.; Band, L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. **J. Hydrology**, v.102, n.1-4, p. 29-47, 1988.
- Zhu, A.X.; Mackay, D.S. Effects of spatial detail of soil information on watershed modeling. **J. Hydrology**, v.248, n.1-4, p. 54-77, 2001.
- Zhu, T.X.; Band, L.E.; Vertessy, R.A. Continuous modeling of intermittent stormflows on a semi-arid agricultural catchment. **J. Hydrology**, v.226, n.1-2, p.11-29, 1999.