

ROBERTO VALMIR DA SILVA

DESENVOLVIMENTO DE UM MODELO HIDROLÓGICO
DISTRIBUÍDO POR MEIO DE CÉLULAS VORONOI COM
CONSIDERAÇÃO DAS PROFUNDIDADES DO SOLO

Tese apresentada como
requisito parcial à obtenção
do grau de Doutor em
Engenharia Ambiental.
Programa de Pós-Graduação
em Engenharia Ambiental,
Universidade Federal de
Santa Catarina.

Orientador: Prof. Dr. Masato
Kobiyama

FLORIANÓPOLIS
Março/2010

Aos meus queridos pais, pessoas maravilhosas que sacrificaram oportunidades em suas vidas em função dos filhos. Ainda que eu vivesse duas vidas, seria impossível pagar tamanho débito para com eles.

*But when knowledge only follows
problems, the human mind and
condition stagnate, and in a self-
fulfilling prophecy we become unable
to predict the new challenges our
water environment will bring.*

Rafael L. Bras

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. Masato Kobiyama pela orientação e ensinamentos oferecidos ao longo desta pesquisa. Agradeço imensamente ao amigo Masato pela sabedoria de compartilhar sua paixão pela ciência.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, ao Departamento de Engenharia Ambiental e à Universidade Federal de Santa Catarina.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq - pelo fomento desta pesquisa através de uma bolsa de estudo.

Agradeço ao Governo Brasileiro pelo incentivo à pesquisa nesse país, tornando-a de qualidade e de ponta.

Especial agradecimento aos amigos Pedro e Fernando por formarem minha visão da pesquisa, simples, crítica e sincera.

Por fim, agradeço a todas as pessoas que direta e indiretamente ajudaram nesta pesquisa tornando-a real, concreta e finalizada.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	XII
LISTA DE TABELAS.....	XX
LISTA DE SÍMBOLOS.....	XXI
RESUMO.....	XXVI
ABSTRACT.....	XXVIII
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	4
2.1 Objetivo Geral.....	4
2.2 Objetivos Específicos.....	4
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
3.1 Propagação de Escoamentos em Modelos Hidrológicos.....	5
3.1.1 HISTOGRAMA TEMPO-ÁREA.....	5
3.1.2 PROPAGAÇÃO HIDROLÓGICA.....	7
3.1.2.1 Reservatórios conceituais.....	7
3.1.2.2 Modelo Muskingun-Cunge.....	8
3.1.3 PROPAGAÇÃO HIDRÁULICA.....	14
3.2 Modelo hidrológico TOPMODEL.....	19
3.2.1 COMPONENTES E PROCESSOS NO TOPMODEL.....	20
3.2.2 ESCOAMENTO SUB-SUPERFICIAL NA ZONA SATURADA.....	20
3.2.3 ESCOAMENTO SUB-SUPERFICIAL NA ZONA NÃO SATURADA.....	25
3.2.4 ESCOAMENTO SUPERFICIAL POR EXCESSO DE SATURAÇÃO.....	26
3.2.5 COMPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS.....	27
3.2.6 PROPAGAÇÃO DOS ESCOAMENTOS ATÉ A EXUTÓRIA.....	29
3.2.7 HIPÓTESES DO TOPMODEL.....	30
3.2.8 APLICAÇÕES DO TOPMODEL.....	31
3.2.9 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE.....	34
3.2.10 MODIFICAÇÕES DA FORMULAÇÃO DO TOPMODEL.....	35
3.2.11 ESTUDOS COMPARATIVOS.....	38
3.3 Representação digital do terreno em bacias hidrográficas..	39
3.4 Profundidades do Solo em Bacias Hidrográficas.....	44
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	47

4.1 Áreas de Estudo e Dados Hidrológicos.....	47
4.1.1 BACIA DO RIO PEQUENO.....	47
4.1.2 BACIA DO RIO CUBATÃO.....	49
4.1.3 BACIA PINUS I.....	56
4.2 Modelo de Caracterização Geomorfológica – WADII – Teoria .	59
4.2.1 PERTUBAÇÃO DE PONTOS DE UMA MALHA.....	61
4.2.2 LINHAS DE ESCOAMENTO E CORREÇÃO DE DEPRESSÕES.....	61
4.2.3 MATRIZ HIDROLÓGICA.....	62
4.2.4 ORDEM DOS RIOS DA BACIA.....	62
4.2.5 FUNÇÃO DISTÂNCIA-ÁREA.....	62
4.3 Modelo de Caracterização Geomorfológica – WADII - Implementação.....	63
4.3.1 IMPORTAÇÃO DE PONTOS	63
4.3.2 PERTURBAÇÃO DE PONTOS E GERAÇÃO DE MALHA TIN.....	63
4.3.3 DETERMINAÇÃO DAS DIREÇÕES DAS TRAJETÓRIAS DE ESCOAMENTO E IDENTIFICAÇÃO E SOLUÇÃO DE DEPRESSÕES... ..	66
4.3.4 DELIMITAÇÃO DA BACIA DE ACORDO COM A EXUTÓRIA E GERAÇÃO DE MALHA VORONOI....	66
4.3.5 GERAÇÃO DA MATRIZ HIDROLÓGICA BASE PARA MODELOS HIDROLÓGICOS.....	69
4.3.6 CLASSIFICAÇÃO DOS RIOS SEGUNDO STRAHLER... 69	
4.3.7 FUNÇÃO DISTÂNCIA-ÁREA.....	72
4.4 Modelo de mapeamento das profundidades do solo.....	75
4.5 Modelo Hidrológico Distribuído.....	76
4.5.1 TEORIA DO WADII-HM.....	76
4.5.1.1 Interceptação.....	76
4.5.1.2 Impermeabilização do solo.....	78
4.5.1.3 Infiltração e percolação.....	78
4.5.1.4 Escoamento sub-superficial.....	79
4.5.1.5 Escoamento superficial.....	79
4.5.1.6 Balanço hídrico na célula.....	79
4.5.1.7 Propagação dos escoamentos.....	80
4.5.1.8 Separação do hidrograma.....	81
4.5.1.9 Condições iniciais.....	81
4.5.2 IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO WADII-HM.....	82

4.6 Aplicação dos Modelos.....	90
4.6.1 APLICAÇÃO DO TOPMODEL.....	90
4.6.2 APLICAÇÃO DO MODELO GEOMORFOLÓGICO WADII.....	91
4.6.3 APLICAÇÃO DO MODELO DISTRIBUÍDO WADII-HM	101
4.7 Comparação entre os Modelos TOPMODEL e WADII-HM.....	103
4.8 Comparação das Profundidades de Solo Observadas e Estimadas.....	103
4.9 Análise da Sensibilidade do Modelo WADII-HM aos Parâmetros de Profundidades do Solo.....	103
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	104
5.1 Modelo TOPMODEL.....	104
5.2 Modelo WADII.....	111
5.3 Modelo WADII-HM.....	123
5.4 Comparação entre os Modelos TOPMODEL e WADII-HM.....	167
5.5 Validação das Profundidades para a Bacia Pinus I.....	175
5.6 Sensibilidade do Modelo WADII-HM aos Parâmetros de Profundidades do Solo.....	177
6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	181
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	185

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Distribuição espacial das distâncias em metros de cada célula a exutória.....	6
Figura 3.2. Tipos de reservatórios. (a) Linear, (b) não-linear e (c) linear com múltiplas saídas.....	8
Figura 3.3. Discretização tempo-espacial de 4 pontos do método de Muskingum-Cunge.....	10
Figura 3.4. Região de validade do modelo Muskingum-Cunge.....	12
Figura 3.5. Mapeamento dos coeficientes de validação para o Muskingum-Cunge: (a) 0,0005m/m; (b) 0,001m/m; (c) 0,005m/m; e (d) 0,01m/m. Comprimentos de 5000, 10000 e 25000 metros.....	13
Figura 3.6. Abrangência dos modelos. (a) Divisão em 4 setores para condição inferior de contorno de escoamento crítico. (b) Divisão em três setores para condição inferior de contorno gradiente zero. Adaptação de Daluz Vieira (1983).....	17
Figura 3.7. Reservatórios e processos no TOPMODEL. (a) Condição não saturada e (b) condição saturada.....	22
Figura 3.8. Representação de uma bacia. (a) Malha regular, (b) Malha irregular triangular e (c) Linhas de contorno (RENNÓ e SOARES, 2001).....	40
Figura 3.9. Comparação entre uma malha regular (grid) e uma TIN com relação a quantidade de dados armazenada. Modificado de Todd (2005).....	42
Figura 3.10. Célula de uma malha Voronoi. Modificada de Todd (2005). (a) Região Voronoi do ponto p. (b) Voronoi e TIN.....	43
Figura 3.11. Comparação das profundidades do solo calculadas e observadas, pontos de calibração do modelo de Tesfa et al. (2008).....	45
Figura 3.12. Comparação das profundidades do solo calculadas e observadas, pontos de validação do modelo de Tesfa et al. (2008).....	46
Figura 4.1. Hipsometria e localização da Bacia do Rio Pequeno.	48
Figura 4.2. Séries de dados hidrológicos da bacia do Rio Pequeno. Série 1.....	50
Figura 4.3. Séries de dados hidrológicos da bacia do Rio Pequeno. Série	

2.....	51
Figura 4.4. Hipsometria da bacia do Rio Cubatão. Elevações em metros...	52
Figura 4.5. Séries de dados hidrológicos para a bacia do Rio Cubatão. Série 1.....	54
Figura 4.6. Séries de dados hidrológicos para a bacia do Rio Cubatão. Série 2.....	55
Figura 4.7. Hipsometria da bacia Pinus I. Elevações em metros.....	57
Figura 4.8. Profundidades interpoladas do solo em metros da bacia Pinus I.....	58
Figura 4.9. Séries de dados hidrológicos para a bacia Pinus I.....	60
Figura 4.10. Malha triangular gerada e perturbada. Elevações em metros.....	65
Figura 4.11. Identificação e solução de depressões. (a) Ponto 1 pit da região em destaque, ponto 2 de transbordamento, ponto 3 pit da depressão vizinha. (b) Depressão corrigida.....	67
Figura 4.12. Delimitação de uma bacia, trajetórias de escoamento. Ponto em destaque representa a exutória.....	68
Figura 4.13. Variação dos índices de células em uma bacia.....	70
Figura 4.14. Exemplo de bacia de terceira ordem.....	71
Figura 4.15. Função distância-área.....	73
Figura 4.16. Rotinas do modelo de caracterização geomorfológica, entradas e saídas de dados.....	74
Figura 4.17. Célula Voronoi e os processos envolvidos.....	77
Figura 4.18. Interface gráfica do modelo Wadi-HM.....	83
Figura 4.19. Intervalos de incerteza calculados para os escoamentos superficial e sub-superficial.....	88
Figura 4.20. Pseudo-código das rotinas do modelo WADII-HM.....	89
Figura 4.21. Depressões na bacia do Rio Pequeno. Escala vertical representa o número de depressões.....	92
Figura 4.22. Depressões na bacia do Rio Pequeno após rotina de correção. Escala vertical representa o número de depressões.	93
Figura 4.23. Depressões na bacia do Rio Cubatão. Escala vertical representa o número de depressões.....	94
Figura 4.24. Depressões na bacia do Rio Cubatão após rotina de correção. Escala vertical representa o número de depressões.	95
Figura 4.25. Depressões na bacia Pinus I. Escala vertical representa o número de depressões.....	96

Figura 4.26. Depressões na bacia Pinus I após rotina de correção. Escala vertical representa o número de depressões.....	97
Figura 4.27. Seleção da bacia do Rio Pequeno. Elevações em metros..	98
Figura 4.28. Seleção da bacia do Rio Cubatão. Elevações em metros..	99
Figura 4.29. Seleção da bacia Pinus I. Elevações em metros.....	100
Figura 5.1. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do TOPMODEL (0,63 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 1, período de dados horários de 14/08/99 a 01/01/00.....	105
Figura 5.2. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do TOPMODEL (0,44 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 1, período de dados diários de 06/04/00 a 31/12/04.....	106
Figura 5.3. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do TOPMODEL (0,80 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Pinus I. Período de dados 10 min de 23/08/08 a 17/11/08.....	107
Figura 5.4. Vazões estimadas da validação do TOPMODEL (0,82 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 2, período de dados horários de 14/08/00 a 01/01/01.....	109
Figura 5.5. Vazões estimadas da validação do TOPMODEL (0,43 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 2, período de dados diários de 05/01/05 a 31/12/07.....	110
Figura 5.6. Distribuição espacial do índice de células para a bacia do Rio Cubatão.....	113
Figura 5.7. Distribuição espacial do índice de células para a bacia do Rio Pequeno.....	112
Figura 5.8. Distribuição espacial do índice de células para a bacia Pinus I.....	114
Figura 5.9. Classificação de Strahler para a bacia do Rio Pequeno....	115
Figura 5.10. Classificação de Strahler para a bacia do Rio Cubatão....	116
Figura 5.11. Classificação de Strahler para a Bacia Pinus I.....	117
Figura 5.12. Função distância-área da bacia do Rio Pequeno.....	120
Figura 5.13. Função distância-área da bacia do Rio Cubatão.....	121
Figura 5.14. Função distância-área da bacia Pinus I.....	122
Figura 5.15. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do WADII-HM (0,63 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 1, período de dados horários de 14/08/99 a 01/01/00.....	125
Figura 5.16. Mapa de saturação da bacia do Rio Pequeno em $t = 0$ h. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.	

.....	127
Figura 5.17. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Pequeno para $t = 0$ h.....	128
Figura 5.18. Mapa de saturação da bacia do Rio Pequeno para a Série 1 em $t = 500$ h. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.....	129
Figura 5.19. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Pequeno para a Série 1 em $t = 500$ h.....	130
Figura 5.20. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 0$ h.....	131
Figura 5.21. (Continuação) Variáveis em uma célula no bacia do Rio Pequeno, Série 1: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m ³ /h; (4) escoamento sub-superficial de saída em m ³ /h; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m ³ ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m ³ ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m ³ ; (10) escoamento de retorno de entrada em m ³ /h; (11) escoamento de retorno de saída em m ³ /h; (12) escoamento superficial de entrada em m ³ /h; (13) escoamento superficial de saída em m ³ /h; (14) escoamento total em m ³ /h; (15) profundidade do lençol freático em metros.....	133
Figura 5.22. Vazões estimadas da validação do WADII-HM (0,71 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 2, período de dados horários de 14/08/00 a 01/01/01.....	134
Figura 5.23. Mapa de saturação da bacia do Rio Pequeno para a Série 2 em $t = 750$ h. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.....	135
Figura 5.24. Mapa de profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Pequeno para a Série 2 em $t = 750$ h.....	136
Figura 5.25. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 750$ h.....	137
Figura 5.26. (Continuação) Variáveis em uma célula no bacia do Rio Pequeno, Série 2. (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m ³ /h; (4) escoamento sub-superficial de saída em m ³ /h; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de	

	intercepção em m3; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m3; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m3; (10) escoamento de retorno de entrada em m3/h; (11) escoamento de retorno de saída em m3/h; (12) escoamento superficial de entrada em m3/h; (13) escoamento superficial de saída em m3/h; (14) escoamento total em m3/h; (15) profundidade do lençol freático em metros.....	139
Figura 5.27.	Profundidades do solo em metros para a bacia do Rio Pequeno.....	140
Figura 5.28.	Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do WADII-HM (0,44 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 1, período de dados diários de 06/04/00 a 31/12/04.....	142
Figura 5.29.	Mapa de saturação na bacia do Rio Cubatão para a Série 1 em t = 0 d. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.....	143
Figura 5.30.	Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Cubatão para a Série 1 em t = 0 h.....	144
Figura 5.31.	Mapa de saturação para a bacia do Rio Cubatão na Série 1 em t = 350 d. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.....	145
Figura 5.32.	Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Cubatão para a Série 1 em t = 350 d.....	146
Figura 5.33.	Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em t = 0 d.....	147
Figura 5.34.	(Continuação). Variáveis em uma célula no bacia do Rio Cubatão, Série 1: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m3/h; (4) escoamento sub-superficial de saída em m3/h; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de intercepção em m3; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m3; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m3; (10) escoamento de retorno de entrada em m3/h; (11) escoamento de retorno de saída em m3/h; (12) escoamento superficial de entrada em m3/h; (13) escoamento superficial de saída em m3/h; (14) escoamento total em m3/h; (15) profundidade do lençol freático em metros.....	149

- Figura 5.35. Vazões estimadas da validação do WADII-HM (0,50 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 2, período de dados diários de 05/01/05 a 31/12/07..... 150
- Figura 5.36. Mapa de saturação na bacia do Rio Cubatão para a Série 2 em $t = 600$ d. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas..... 151
- Figura 5.37. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Cubatão para a Série 2 em $t = 600$ d..... 152
- Figura 5.38. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 600$ d..... 153
- Figura 5.39. (Continuação). Variáveis em uma célula na bacia do Rio Cubatão: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m³/h; (4) escoamento sub-superficial de saída em m³/h; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m³; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m³; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m³; (10) escoamento de retorno de entrada em m³/h; (11) escoamento de retorno de saída em m³/h; (12) escoamento superficial de entrada em m³/h; (13) escoamento superficial de saída em m³/h; (14) escoamento total em m³/h; (15) profundidade do lençol freático em metros..... 155
- Figura 5.40. Profundidades do solo em metros para a bacia do Rio Cubatão..... 156
- Figura 5.41. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do WADII-HM (0,81 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Pinus I. Série 1. Período de dados 10 min de 23/08/08 a 17/11/08..... 158
- Figura 5.42. Mapa de saturação na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 0$ 10min. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas..... 159
- Figura 5.43. Profundidades do lençol freático em metros na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 0$ 10min..... 160
- Figura 5.44. Mapa de saturação na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 8000$ 10min. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas..... 161
- Figura 5.45. Profundidades do lençol freático em metros na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 8000$ 10min..... 162
- Figura 5.46. Posição de uma célula selecionada durante a condição de

- saturação em $t = 0$ 10min..... 163
 Figura 5.47. (Continuação). Variáveis em uma célula na bacia Pinus I, período de calibração. (a) Posição da célula na bacia durante a condição de saturação inicial $t=0$. (b) Gráficos ao longo do tempo: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m^3/h ; (4) escoamento sub-superficial de saída em m^3/h ; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m^3 ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (10) escoamento de retorno de entrada em m^3/h ; (11) escoamento de retorno de saída em m^3/h ; (12) escoamento superficial de entrada em m^3/h ; (13) escoamento superficial de saída em m^3/h ; (14) escoamento total em m^3/h ; (15) profundidade do lençol freático em metros..... 165
 Figura 5.48. Profundidades do solo em metros para a bacia do Pinus I.... 166
 Figura 5.49. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,63 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,63 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 1, período de dados horários de 14/08/99 a 01/01/00. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos... 168
 Figura 5.50. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,82 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,71 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 2, período de dados horários de 14/08/00 a 01/01/01. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos... 169
 Figura 5.51. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,44 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,44 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 1, período de dados diários de 06/04/00 a 31/12/04. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos... 171
 Figura 5.52. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,43 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,50 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 2, período de dados diários de 05/01/05 a 31/12/07. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos... 172
 Figura 5.53. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,80 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,81 Nash-Sutcliffe) para a bacia

do Pinus I. Período de dados 10 min de 23/08/08 a 17/11/08. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos.....	174
Figura 5.54. Erro em metros na estimativa das profundidades do solo pelo modelo WADII-HM.....	176
Figura 5.55. Histograma do erro na estimativa das profundidades do solo.....	177
Figura 5.56. Intervalos de incerteza para a bacia do Rio Pequeno de acordo com os parâmetro de profundidade do solo.....	178
Figura 5.57. Intervalos de incerteza para a bacia Pinus I de acordo com a variação dos parâmetros de profundidade do solo.....	179

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Parâmetros do TOPMODEL.....	31
Tabela 3.2. Relação de trabalhos com aplicação do TOPMODEL.....	32
Tabela 3.3. Relação de trabalhos com modificação da formulação do TOPMODEL.....	36
Tabela 4.1. Características das séries de dados da Bacia do Rio Pequeno.	49
Tabela 4.2. Características das séries de dados da Bacia do Rio Cubatão.	53
Tabela 4.3. Características das séries de dados da Bacia Pinus I.....	59
Tabela 4.4. Matriz com informações de cada célula.....	62
Tabela 4.5. Parâmetros do modelo distribuído WADII-HM.....	85
Tabela 4.6. Variáveis representadas na matriz tempo.....	86
Tabela 4.7. Intervalo de parâmetros e unidades.....	90
Tabela 4.8. Intervalo de parâmetros para calibração do modelo WADII- HM.....	101
Tabela 5.1. Parâmetros calibrados do modelo TOPMODEL e unidades.... 104	
Tabela 5.2. Características da bacia do Rio Pequeno de acordo com a ordem dos rios.....	118
Tabela 5.3. Características da bacia do Rio Cubatão de acordo com a ordem dos rios.....	118
Tabela 5.4. Características da bacia Pinus I de acordo com a ordem dos rios.....	119
Tabela 5.5. Parâmetros calibrados do modelo WADII-HM para as bacias de estudo.....	123
Tabela 5.6. Resumo das performances dos modelos. Células em destaque indicam melhor desempenho do modelo.....	173

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo Descrição

A	Área total de uma bacia
A_{SAT}	Área saturada total de uma bacia
B	Largura de um canal
C	Coefficiente de porcentagem de impermeabilização do solo
C_1, C_2 e	
C_3	Coefficientes do método de Muskingun-Cunge
C_{cv}	Parâmetro de ajuste de velocidade
D	Profundidade da camada impermeável do solo
	Profundidade do solo usando uma relação com as
D_{el}	elevações
D_{max}	Profundidade máxima do solo em uma bacia
D_{min}	Profundidade mínima do solo em uma bacia
	Profundidade do solo usando uma relação com as
D_{sl}	declividades
E_a	Taxa de esvaziamento de um reservatório
E_p	Evapotranspiração potencial
F_0	Número de Froude
K_0	Condutividade hidráulica saturada na superfície do solo
K_S	Condutividade hidráulica saturada
M	Número de elementos
N	Número de elementos
NSE	Função objetivo de NASH-SUTCLIFFE (1970)
	Função objetivo de NASH-SUTCLIFFE (1970) do log das
NSE_{LOG}	vazões
Q, q	Vazão
Q_0	Vazão inicial de uma série de dados.

Q_b	Escoamento sub-superficial total de uma bacia
Q_{of}	Escoamento superficial total de uma bacia
Q_s	Vazão sub-superficial da bacia quando S é zero
Q_v	Recarga total do aquífero em uma bacia
R	Precipitação média sobre uma bacia
R_V	Parâmetro de velocidade de escoamento
S	Déficit de armazenamento ou saturação
S_0	Déficit inicial no reservatório de zona de raízes
S_0	Declividade do fundo do canal
S_f	Declividade da linha d'água ou de atrito
S_i	Déficit médio de armazenamento ou saturação
S_{rmax}	Déficit máximo no reservatório da zona de raízes
S_{rz}	Reservatório da zona de raízes
S_{sz}	Reservatório da zona saturada
S_{uz}	Reservatório da zona não saturada
T	Transmissividade de uma camada de solo saturada
T_0	Transmissividade máxima
T_D	Tempo de permanência da água na zona não saturada
TFP	Porcentagem de precipitação que atinge diretamente o solo
V	Velocidade de um escoamento
V_{CH}	Velocidade do escoamento na rede de drenagem
X	Coefficiente de peso relativo do hidrograma de entrada
[L]	Unidade de medida de comprimento
[T]	Unidade de medida de tempo

Símbolo Descrição

a	Área acumulada à montante de uma célula por unidade de comprimento
a'	Área de uma célula ou região
ac'	Área acumulada à montante de uma célula
$area$	Área de uma célula Voronoi
a_{SAT}	Área saturada de uma célula
c_k	Celeridade da onda
cl	Comprimento de contorno
dt	Intervalo de tempo infinitesimal
el	Elevação ou cota de uma célula
el_{max}	Elevação máxima em uma bacia
el_{min}	Elevação mínima em uma bacia
ep	Evaporação
f	Coefficiente de declínio da condutividade hidráulica em função da profundidade
g	Aceleração da gravidade
h	Altura de escoamento
$hint$	Altura do reservatório de interceptação
k	Coefficiente de armazenamento em um reservatório conceitual
kn	Número da onda cinemática
l	Comprimento
lc	Comprimento da aresta pela qual o escoamento sai de uma célula Voronoi
m	Parâmetro de decaimento da condutividade com a profundidade
mC	Área mínima acumulada para aplicação do Muskingum-Cunge método

n	Número de reservatórios em um sistema de cascata
nl	Coefficiente de linearidade em um reservatório conceitual
o	Variável observada
\hat{o}	Variável simulada
\bar{o}	Média da variável observada
q_{total}	Vazão de uma célula Voronoi a partir da vazão específica
q_{esp}	Vazão específica de uma bacia
q_b	Vazão sub-superficial em uma célula ou região
q_i	Vazão de entrada de um reservatório conceitual
q_o	Vazão de saída de um reservatório conceitual
q_{of}	Vazão superficial
q_p	Vazão de saída do reservatório não-saturado
q_v	Vazão sub-superficial na zona não saturada
r	Precipitação sobre uma célula ou partícula
r'	Parâmetro de ajuste de velocidade
s	Armazenamento em um reservatório conceitual
t	Um determinado passo de tempo
tc	Tempo de contribuição de uma área até a exutória Vazão de saída em um reservatório conceitual devido a um pulso
u	
z	Altura do escoamento de um fluxo
z'	Profundidade do lençol freático

Símbolo Descrição

β	Ângulo de inclinação de uma célula
β'	Expoente da curva-chave
Δl	Comprimento de discretização
Δt	Intervalo de tempo de discretização
Φ	Gradiente hidráulico
η	Porosidade do solo
Θ	Conjunto de parâmetros de uma dada simulação
κ	Coordenada de um ponto de uma malha
λ	Índice topográfico médio
λ_i	Índice topográfico local
τ	Tempo onde ocorre um pulso em um reservatório conceitual
δ^*	Fator de atenuação da onda
σ^*	Número da onda

RESUMO

DESENVOLVIMENTO DE UM MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO POR MEIO DE CÉLULAS VORONOI COM CONSIDERAÇÃO DAS PROFUNDIDADES DO SOLO

O solo constitui um fundamental elemento no ciclo hidrológico. É nele onde diversos fenômenos acontecem, como por exemplo: saturação, infiltração e percolação. Desta forma, a profundidade do solo é um parâmetro necessário em muitos modelos hidrológicos. Outra importante utilidade do conhecimento da profundidade do solo é na estimativa de deslizamentos de terra e mapeamentos de área de risco. O presente trabalho teve como objetivo principal desenvolver um modelo hidrológico distribuído, denominado WADII-HM, baseado no modelo hidrológico TOPMODEL, levando em consideração a distribuição espacial das profundidades do solo na bacia. Também foram objetivos do trabalho desenvolver e implementar um modelo, denominado WADII, para caracterização morfológica de bacias hidrográficas implementado em MATLAB; implementar um modelo de predição da variação espacial das profundidades do solo em uma bacia; implementar em linguagem C um modelo hidrológico distribuído espacialmente através de células Voronoi; comparar o modelo WADII-HM com o TOPMODEL e validar a predição das profundidades do solo com dados observados em uma bacia. A metodologia consistiu basicamente na implementação dos modelos em suas respectivas linguagens computacionais, aplicação dos modelos em três bacias: (1) Rio Pequeno (106 km²), (2) Rio Cubatão (395 km²) e (3) Pinus I (0,10 km²) e comparação das simulações com o modelo TOPMODEL. Dados de precipitação e evapotranspiração foram utilizados em três diferentes resoluções temporais, sendo de uma hora para a bacia do Rio Pequeno, vinte e quatro horas para a bacia do Rio Cubatão e dez minutos para a bacia Pinus I. O período de dados para as bacias foi dividido em uma série para calibração e outra série para validação do modelo, exceto para a bacia Pinus I, onde os modelos foram aplicados utilizando uma única série. Entretanto, para esta bacia, usando dados observados de profundidades do solo, o modelo WADII-HM foi validado na sua predição de profundidades do solo. Por meio das simulações e comparações foi possível estabelecer que: (i) um dos resultados do

modelo geomorfológico WADII é a matriz hidrológica. Através dessa matriz várias propriedades geomorfológicas podem ser derivadas. Uma propriedade é o índice de células. A distribuição espacial deste índice orienta a sequência de cálculo de balanço hídrico e a propagação dos escoamentos de cada célula; (ii) a determinação das condições iniciais de saturação e escoamentos da bacia usando uma relação com as vazões específicas de cada célula mostrou bom resultados; (iii) o modelo WADII-HM foi calibrado e validado para todas as bacias em análise produzindo satisfatórios resultados; (iv) os modelos WADII-HM e TOPMODEL simularam os hidrogramas observados de maneira similar em todas as bacias, com vantagens para o TOPMODEL na série de validação da bacia Rio Pequeno e no erro absoluto total para a bacia Pinus I. Vantagem para o modelo WADII-HM para todas as simulações na bacia do Rio Cubatão; (v) as profundidades do solo foram estimadas e validadas para a bacia Pinus I.

Palavras-chave: Modelo distribuído, TOPMODEL, profundidades do solo, WADII-HM.

ABSTRACT**DISTRIBUTED HYDROLOGICAL MODEL DEVELOPMENT
BY MEANS VORONOI CELLS TAKING INTO ACCOUNT SOIL
DEPTH**

Soil is an important element in the water cycle. Many phenomenon take place in the soil, for example: saturation, infiltration and percolation. Thus, the soil depth is a necessary parameter in many hydrological models. Besides, the knowledge about soil depths is important for land slides estimates and for hazard area mapping. The present work had the main objective to develop a distributed hydrological model, named WADII-HM, based on the hydrological model TOPMODEL, taking into account the spatial distribution of soil depths in the watershed. In addition, this study developed and implemented, using MATLAB language, a model named WADII, for geomorphological characterization of watersheds; implemented a model to spatially distribute the soils depths; implemented in C language a spatially distributed hydrological model using Voronoi cells; compared the WADII-HM model to the TOPMODEL model and validated the spatial distribution of soil depths using observed data. The methodology consisted basically in to implement the models in their computational languages, to apply the models in three watersheds: Pequeno River (106 km²); (2) Cubatão River (395 km²) e (3) Pinus I (0,10 km²) and to compare the simulations to the TOPMODEL. Precipitation and evapotranspiration data were used in three different temporal resolutions: one hour for Pequeno River watershed; twenty two hours for Cubatão River watershed and ten minutes for Pinus I watershed. The data period was divided in one data series for model calibration and another one for model validation, except to the Pinus I watershed, where the models were applied using only one data series. However, for this watershed, the WADII-HM model was validated using an observed spatial distribution of soil depths. Through the simulations and the comparisons was possible state that: (i) one of the results from the WADII model is the hydrologic matrix. Using this matrix many geomorphologic proprieties can be derived, as the cell index. The spatial distribution of this index guides the procedure for water balance estimates and flow routing for every cell; (ii) he assumption to

determine the initial water content in every cell using a relationship with the specific discharge shown good results; (iii) the WADII-HM model was calibrated and validated for all the analyzed watersheds with satisfactory results. (iv) the WADII-HM and TOPMODEL models simulated the observed discharges in a similar way, some advantages for the TOPMODEL model in the validation series for the Pequeno River watershed and in the absolute error for the Pinus I watershed. Advantages for the WADII-HM model in all simulations for the Cubatão River watershed; (v) the soil depths in the Pinus I watershed were estimated and validated.

Key-words: Distributed model, TOPMODEL, soil depth, WADII-HM.

1 INTRODUÇÃO

Os fenômenos naturais possuem grande complexidade, dificultando sua compreensão através de estudos, devido à impossibilidade de medição de todas as suas partes e/ou etapas. Uma abordagem básica destes fenômenos, por meio da utilização de leis empíricas e de hipóteses, torna-se necessária para compreensão física. Uma das formas de ação na prevenção de desastres é o monitoramento e a modelagem que servirão de base ao zoneamento de áreas de perigo e/ou risco e ao sistema de alerta (KOBAYAMA *et al.*, 2004).

O sucesso da modelagem e da simulação depende da qualidade do monitoramento, e que não há um bom modelo sem o uso de dados obtidos do fenômeno monitorado. Assim, a modelagem e o monitoramento não se confrontam, passando a serem métodos científicos mutuamente complementares, efetuados sempre paralelamente (KOBAYAMA & MANFROI, 1999).

A modelagem é o processo de implementação e/ou aplicação de modelos. O modelo é uma representação simplificada de um sistema (ou objeto) tanto estático quanto dinâmico. Existem três tipos de modelos: (1) modelo físico, (2) modelo matemático e (3) modelo analógico. O primeiro utiliza formas físicas, sendo imitativos de um segmento do mundo real (CHRISTOFOLETTI, 2002). O segundo utiliza linguagens matemáticas para representar a natureza dos sistemas e o terceiro usa a analogia das equações que regem diferentes fenômenos para modelar o sistema mais conveniente (TUCCI, 1998). Qualquer modelo corresponde a uma aproximação da realidade. Para um bom modelo são necessárias observações do sistema, ou seja, monitoramento.

A simulação é a execução do modelo. Na execução, a calibração do modelo é indispensável. Pela natureza da simulação, quanto mais sofisticado o modelo, mais calibrações são necessárias. A calibração do modelo é sempre feita através de comparação dos dados obtidos pelo monitoramento com os dados simulados no modelo.

O TOPMODEL (Topography-based hydrological model) é um modelo hidrológico baseado na área variável de contribuição. Embora a primeira publicação deste modelo ter sido em 1979 (BEVEN & KIRKBY, 1979), somente recebeu seu acrônimo em 1984 (BEVEN *et al.*, 1984). Este modelo é considerado semi-distribuído pois somente o parâmetro relacionado à topografia é distribuído, os demais parâmetros como precipitação e transmissividade são constantes para toda a bacia.

Há muitos trabalhos de aplicação do TOPMODEL com boas predições e muitos trabalhos com modificações da formulação original. Apesar de ser um modelo semi-distribuído o TOPMODEL possui poucos parâmetros para serem calibrados, resultando em tempos de simulações relativamente curtos. Além disso, seus parâmetros possuem sentido físico e podem ser levantados em campo.

Modelos hidrológicos distribuídos são modelos que levam em consideração a distribuição espacial de variáveis e parâmetros, apresentando resultados distribuídos espacialmente sobre uma bacia hidrográfica. A distribuição de um modelo, ou a caracterização da bacia, é feita através da geração de uma malha composta por pequenos elementos denominados células. Estas células podem assumir formatos regulares ou irregulares.

Uma das principais vantagens das malhas triangulares, que são um exemplo de malhas irregulares, é a possibilidade do uso de diferentes resoluções na mesma malha. Esta propriedade pode reduzir o tamanho do espaço para armazenamento da malha. Apesar desta vantagem, as malhas triangulares são pouco exploradas na literatura (Vivoni *et. al.*, 2004).

As malhas Voronoi, ou malhas baseadas no polígono de Voronoi, constituem um exemplo de malhas irregulares. Segundo Tucker *et al.* (2001), as malhas Voronoi possuem algumas vantagens sobre malhas regulares e triangulares: (i) são mais viáveis para a modelagem por diferenças finitas em escoamentos unidimensionais, pois cada nó da malha tem uma única área de contribuição e direção de drenagem; (ii) permitem o mapeamento das direções de escoamento além das direções com incrementos de 45 graus e (iii) os canais ou rios não são identificados pelos escoamentos que passam pelas arestas dos triângulos possibilitando a introdução de mecanismos físicos ou morfológicos para tal identificação.

Para cada célula de uma malha um modelo hidrológico realiza o balanço hídrico assim como a propagação dos escoamentos para outra célula. No componente de balanço hídrico, o solo desempenha um fundamental papel. É nele onde diversos fenômenos acontecem, como por exemplo, saturação, infiltração, percolação, dentre outros. Desta forma, seu conhecimento, isto é, conhecimento de suas propriedades são importantes na modelagem hidrológica.

A profundidade do solo, uma das propriedades do solo e definida aqui como a distância a partir da superfície até um material mais ou

menos consolidado (Kuriakose *et al.*, 2009), é utilizada para determinação da quantidade de água no solo, profundidade do lençol freático e vazão sub-superficial e/ou subterrânea.

Segundo Dahlke *et al.* (2009), citando Tromp-van Meerveld & McDonnell (2006), a profundidade do solo é vista como o principal controle no armazenamento solo-água. A profundidade do solo também afeta a distribuição espacial da saturação do solo. Outra importante utilidade do conhecimento da profundidade do solo, é na estimativa de deslizamentos de terra e o mapeamento de áreas de risco. No modelo de estabilidade de encostas proposto por Skempton & DeLory (1957), há o parâmetro de profundidade do solo.

Alguns modelos usam a profundidade do solo de forma implícita, como por exemplo o modelo TOPMODEL, que usa um valor de deficit médio de saturação para estimar as profundidades do lençol freático.

Na literatura, pode-se encontrar alguns trabalhos que tentam modelar a distribuição espacial das profundidades do solo. Kuriakose *et al.* (2009) classificaram os modelos de previsão de profundidades do solo em três tipos: (1) modelos de conceituação física; (2) modelos empírico-estatísticos e (3) modelos de interpolação a partir de dados levantados em campo.

Entretanto, há carência de trabalhos nos quais as profundidades do solo são validadas hidrológicamente. Isto é, um modelo hidrológico com um modelo de mapeamento das profundidades do solo incorporado cujos parâmetros possam ser calibrados pelo modelo hidrológico.

Desta forma, este trabalho tem como objetivo desenvolver um modelo hidrológico distribuído através de células Voronoi com um modelo de mapeamento das profundidades do solo incorporado.

Para alcançar este objetivo é desenvolvido também um modelo para extrair informação geomorfológica de uma bacia hidrografia. Desta forma, o processo de modelagem é ordenado da seguinte forma: (1) modelo geomorfológico, (2) modelo de mapeamento das profundidades do solo e (3) modelo hidrológico.

O modelo de profundidades do solo é incorporado ao modelo hidrológico e seus parâmetros determinados através da calibração do modelo hidrológico.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Desenvolver um modelo hidrológico distribuído, baseado no modelo TOPMODEL, para mapear a distribuição espacial das profundidades do solo em uma bacia hidrográfica.

2.2 Objetivos Específicos

- Teorizar e implementar um modelo de caracterização morfológica de bacias hidrográficas;
- Implementar um modelo hidrológico distribuído espacialmente através de células Voronoi;
- Teorizar um modelo de mapeamento da variação espacial das profundidades do solo em uma bacia;
- Comparar o modelo hidrológico distribuído implementado com o modelo TOPMODEL;
- Calibrar e validar os modelos TOPMODEL e o modelo distribuído implementado com relação as vazões observadas para todas as bacias selecionadas;
- Validar a predição das profundidades do solo pelo modelo distribuído implementado com dados observados em uma bacia.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Propagação de Escoamentos em Modelos Hidrológicos

A propagação dos volumes de água calculados em modelos hidrológicos, geralmente utilizando equações de balanço hídrico, são propagadas (distribuição dos volumes ao longo do tempo) até a exutória da bacia basicamente utilizando-se três métodos: histograma tempo-área, propagação hidrológica e propagação hidráulica.

3.1.1 HISTOGRAMA TEMPO-ÁREA

A propagação dos volumes de água pode ser estimada através da aplicação de um histograma ou função tempo-área (BEVEN & KIRKBY, 1979; SAGHAFIAN *et al.*, 2002; TUCCI & CAMPANA, 1993). O histograma tempo-área é derivado a partir de uma função chamada distância área.

O número de pontos, células ou regiões, em uma bacia são relacionados a suas respectivas distâncias até a exutória da bacia por uma função denominada função largura (*width function*) (RODRIGUEZ-ITURBE & RINALDO, 1997). A função distância-área é um caso particular da função largura usando a área total invés do número de pontos. Estas funções são de grande importância na investigação do comportamento hidrológico de uma bacia.

O hidrograma unitário geomorfológico (RINALDO & RODRIGUEZ-ITURBE, 1996) pode ser derivado a partir de uma função largura. O modelo hidrológico TOPMODEL também usa uma função distância-área para propagação dos escoamentos.

A função distância-área é usualmente usada para distribuição dos volumes no tempo. Esta tarefa é realizada através da transformação da função distância-área e um histograma tempo-área aplicando-se um parâmetro de velocidade.

A Figura 3.1 mostra uma bacia hidrográfica e o mapeamento espacial das distâncias até a exutória da bacia.

O histograma tempo-área é estacionário, ou seja, as velocidades não mudam ao longo do tempo. Segundo Saghafian *et al.* (2002), embora a estacionalidade é a maior limitação no histograma tempo-área, o método possui muitas vantagens e potencialidades.

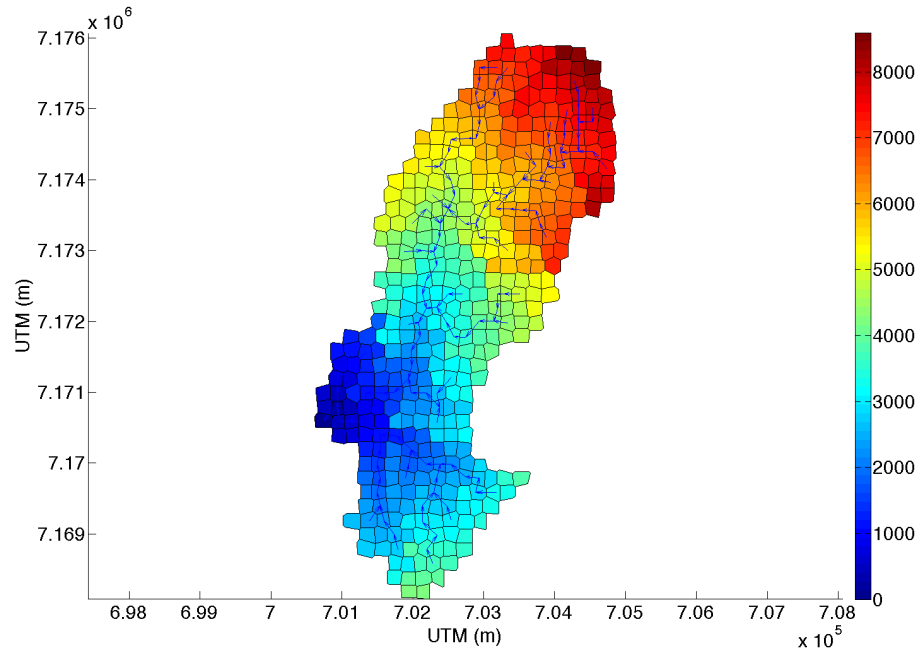


Figura 3.1. Distribuição espacial das distâncias em metros de cada célula a exutória.

A distribuição temporal da chuva efetiva pode ser contabilizada na estimativa de vazões. A influência da forma e rede de drenagem da bacia podem ser vistas. Ainda segundo Saghafina *et al.* (2002), muitos hidrologistas consideram o histograma tempo-área com um modelo concentrado. Entretanto, o histograma tempo-área tem o potencial de performar como um modelo distribuído pela inclusão de uma não-uniforme chuva efetiva e características espacialmente distribuídas da bacia. O uso de SIGs facilita a extração da função distância-área.

3.1.2 PROPAGAÇÃO HIDROLÓGICA

3.1.2.1 Reservatórios conceituais

A propagação hidrológica se dá através do uso de reservatórios conceituais. Um reservatório conceitual, segundo Wagener *et al.* (2004), pode ser descrito como a combinação de duas equações. Uma função que descreve a relação entre vazão de saída e quantidade de água armazenada:

$$s_{(t)} = k qo_{(t)}^{nl}, \quad (3.1)$$

na qual $qo_{(t)}$ [LT^{-1}] é a vazão de saída no instante t ; $s_{(t)}$ [L] é o armazenamento no instante t ; nl é um coeficiente de não linearidade e k [T] é um coeficiente de armazenamento. E a equação de balanço de massa é:

$$\frac{ds_{(t)}}{dt} = qi_{(t)} - qo_{(t)}, \quad (3.2)$$

na qual $qi_{(t)}$ [LT^{-1}] é a vazão de entrada no reservatório e $s_{(t)}$ [L] é a variação do volume no tempo t .

A Figura 3.2 mostra algumas configurações de reservatórios.

Uma bacia pode ser representada por uma série de reservatórios conceituais idênticos (Nash, 1957). A vazão de saída de um reservatório linear ao receber um pulso de entrada é definida como

$$u_{(t-\tau)} = \left(\frac{1}{k}\right) e^{\left[-1\left(\frac{t-\tau}{k}\right)\right]}, \quad (3.3)$$

na qual $u_{(t-\tau)}$ é a vazão de saída devido ao impulso ocorrido no tempo τ

do evento de duração t .

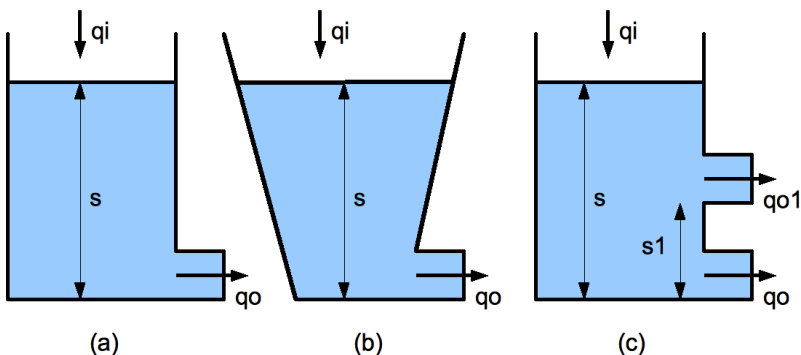


Figura 3.2. Tipos de reservatórios. (a) Linear, (b) não-linear e (c) linear com múltiplas saídas.

Considerando uma cascata de n reservatórios em série, a vazão de saída $q_{n(t)}$ do reservatório n será:

$$q_{n(t)} = \frac{1}{k(n-1)!} \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{k}}. \quad (3.4)$$

Esta equação expressa matematicamente uma função gama de probabilidade. Este método considera o armazenamento e o tempo de permanência da água em cada reservatório. Desta forma, o hidrograma de entrada sofre redução e retardamento do pico. Este método é bastante eficiente na representação da propagação de escoamentos, uma vez, que diversas combinações de reservatórios podem ser feitas, seja em série ou paralelo.

3.1.2.2 Modelo Muskingun-Cunge

Outro modelo de propagação de escoamentos é o modelo Muskingun-Cunge (Cunge, 1969), o qual é uma modificação do modelo Muskingun proposto inicialmente por (McCarthy, 1938). Este modelo é comumente utilizado na propagação de escoamentos e também é baseado no conceito de reservatório.

No modelo de Muskingum-Cunge a variação do volume do reservatório $[L^3]$, neste caso, considerado como um trecho de canal, é definida como sendo:

$$s_{(t)} = k(X q_{i(t)} + (1-X)q_{o(t)}), \quad (3.5)$$

na qual, segundo Singh & McCann (1980), k [T] representa o tempo médio de viagem da onda de cheia e é igual a diferença de centroides entre o hidrograma de entrada e saída do trecho de canal; X é o coeficiente usado como peso relativo dos hidrogramas de entrada e saída no armazenamento.

Combinando a Equação (3.5) com a Equação de balanço de massa (3.2) origina

$$q_{i+1}^{j+1} = C_1 q_i^{j+1} + C_2 q_i^j + C_3 q_{i+1}^j, \quad (3.6)$$

na qual q_{i+1}^{j+1} $[L^3T^{-1}]$ é a vazão a ser estimada na saída do canal $i+1$ no tempo $j+1$ usando as vazões q_i^j $[L^3T^{-1}]$ e q_i^{j+1} $[L^3T^{-1}]$ na entrada do canal i e nos tempos j e $j+1$, respectivamente e q_{i+1}^j $[L^3T^{-1}]$ na saída do canal $i+1$ no tempo j ; C_1 , C_2 e C_3 são coeficientes definidos por:

$$C_1 = \frac{c_k \left(\frac{\Delta t}{\Delta l} \right) - 2X}{2(1-X) + c_k \left(\frac{\Delta t}{\Delta l} \right)} ; \quad (3.7)$$

$$C_2 = \frac{c_k \left(\frac{\Delta t}{\Delta l} \right) + 2X}{2(1-X) + c_k \left(\frac{\Delta t}{\Delta l} \right)} ; \quad (3.8)$$

$$C_3 = \frac{2(1-X) - c_k \left(\frac{\Delta t}{\Delta l} \right)}{2(1-X) + c_k \left(\frac{\Delta t}{\Delta l} \right)}, \quad (3.9)$$

nas quais c_k [LT^{-1}] é a celeridade da onda; Δt é o passo de tempo; Δl [L] é o comprimento do trecho de canal e $C_1 + C_2 + C_3 = 1$.

A Figura 3.3 esquematiza a discretização tempo-espacial de 4 pontos do método de Muskingum-Cunge.

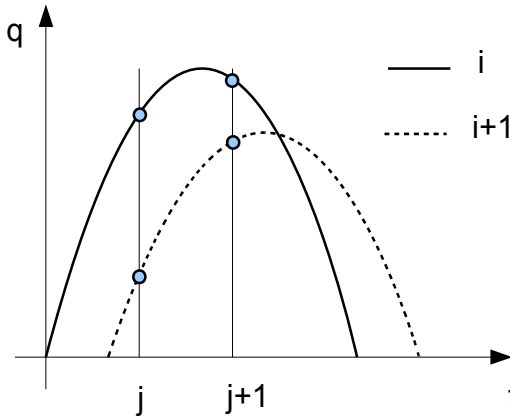


Figura 3.3. Discretização tempo-espacial de 4 pontos do método de Muskingum-Cunge.

Ponce (1979) propôs uma equação simplificada do método de Muskingum considerando:

$$C_1 = C_2 = C_3 = \frac{1}{3}, \quad (3.10)$$

e portanto, simplificando a equação do método de Muskingum:

$$q_{i+1}^{j+1} = \frac{q_i^{j+1} + q_i^j + q_{i+1}^j}{3}. \quad (3.11)$$

De acordo com o trabalho de Cunge (1969), que usou uma aproximação por diferenças finitas das equações de St. Venant negligenciando o fator de inércia, os parâmetros X e c_k podem ser estimados através da equação de Manning e curva-chave, portanto:

$$c_k = \frac{\beta' Q}{A}, \quad (3.12)$$

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{\frac{Q}{B}}{S_0 c_k \Delta l} \right), \quad (3.13)$$

nas quais Q [L^3T^{-1}] é a vazão de referência; A [L^2] é a área da seção vertical do canal relativa a Q ; B [L] é a largura horizontal do escoamento em relação a Q ; S_0 é a declividade do canal; Δl [L] é o comprimento do trecho de canal e β' é o expoente da curva chave.

No método convencional de Muskingum, os parâmetros X e c_k são considerados constantes e são obtidos através de calibração usando dados observados de vazão. No método de Muskingum-Cunge, tais parâmetros, de acordo com as equações 3.12 e 3.13 são dependentes da vazão de referência Q . Esta vazão é mantida constante durante a simulação.

Ponce & Yevjevich (1978) introduziram uma parametrização variável no método de Muskingum-Cunge. Os parâmetro c_k e X variam ao longo do tempo e podem ser estimados através de aproximação por dois, três ou quatro pontos. Guang-Te & Singh (1992) testaram três métodos de parametrização variável do método de Muskingum-Cunge e concluíram que estes são mais acurados do que o método convencional.

Segundo Ponce & Chaganti (1994), a parametrização variável no método introduz a não-linearidade. Isto é, o modelo é linear quando os parâmetros c_k e X não variam ao longo da simulação e não-linear quando variam. Os autores revisaram o método de parametrização variável e modificaram as discretizações de três e quatro pontos. Constataram que estes métodos possuem uma melhor conservação de massa do que os originais.

Sobre a conservação de massa do método, Todini (2007) propôs um novo método que conserva a massa durante a propagação do hidrograma. O novo método se aproxima da solução das equações de Saint Venant, tanto em termos do nível de água como de vazão quando a aproximação parabólica é usada.

A aplicação do método de Muskingum ou Muskingum-Cunge depende da escolha de Δl e Δt e por conseguinte na estimativa de X . Em alguns casos o modelo se torna instável e gera vazões negativas.

Brutsaert (2005) recomenda que os valores de X devem ficar entre 0 e 0,5. Pois com valores acima de 0,5 a magnitude do pico do escoamento aumenta à medida que a onda se propaga para jusante, o que nunca ocorre quando modelos de armazenamento são utilizados. Já para valores negativos de X , ocorre um aumento na taxa de escoamento saindo e conseqüente diminuição do valor de armazenamento. Brutsaert (2005) recomenda também que Δt deve ser menor ou igual a 4 ou 5 vezes o tempo de pico do hidrograma. A relação entre Δl e Δt deve ser:

$$\frac{\Delta l}{\Delta t} \leq \frac{c_k}{2X}, \quad (3.14)$$

$$\frac{\Delta l}{\Delta t} \geq \frac{c_k}{2(1-X)}. \quad (3.15)$$

Considerando estas recomendações, a região de validade do modelo, ou a região onde o modelo produz boas aproximações e é estável pode ser mapeada e é apresentada na Figura 3.4.

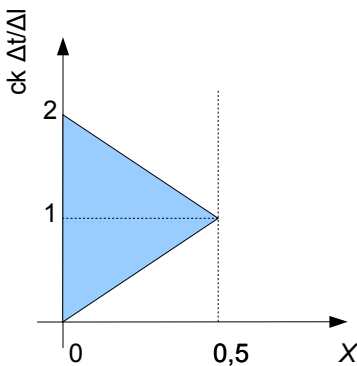


Figura 3.4. Região de validade do modelo Muskingum-Cunge.

A região de validade do método de Muskingum-Cunge é recomendada, entretanto alguns estudos mostram que o método pode produzir boas estimativas mesmo quando os valores de X e c_k situam-se fora da região. Szilagyi (1992) testou o modelo em canais naturais e constatou que o modelo produziu acuradas estimativas quando os

valores X foram negativos.

Rocha *et al.* (2009) aplicaram o método de Muskingum-Cunge em canais regulares com diferentes declividades e comprimentos e compararam com o método dinâmico do HEC-RAS. Constataram que o modelo Muskingum-Cunge produziu bom resultados mesmo com o mapeamento de X e c_k fora da região de validade. A Figura 3.5 mostra o mapeamento dos resultados de Rocha *et al.* (2009).

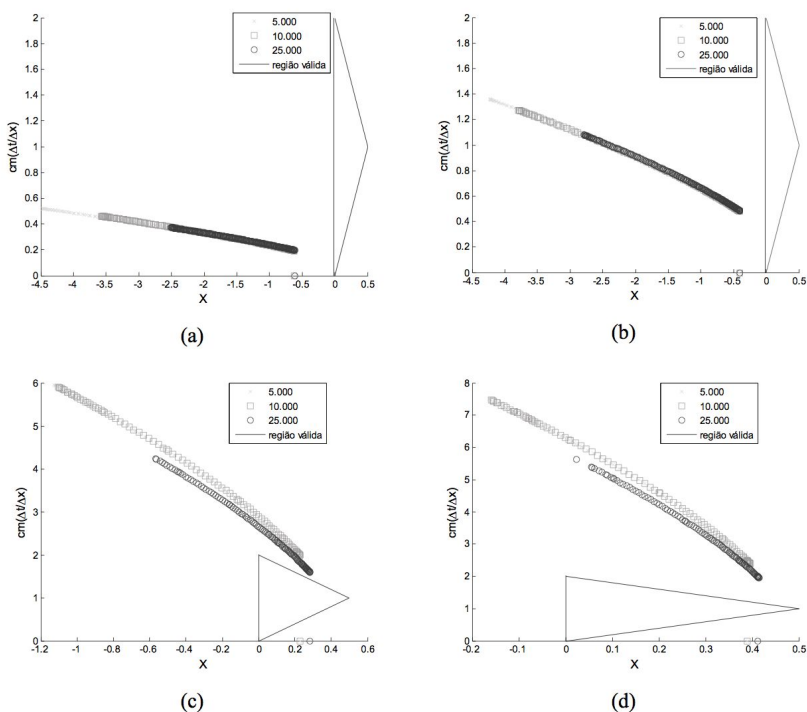


Figura 3.5. Mapeamento dos coeficientes de validação para o Muskingum-Cunge: (a) 0,0005m/m; (b) 0,001m/m; (c) 0,005m/m; e (d) 0,01m/m. Comprimentos de 5000, 10000 e 25000 metros.

Heartherman (2004) propôs que o intervalo válido para o coeficiente X deve ser entre 0,5 e ∞ .

Birkhead & James (2002) modificaram o método Muskingum-Cunge a fim de contabilizar o armazenamento em bancos ao longo do canal. Aplicaram o novo método em um trecho de rio. Observaram que 40% do armazenamento total no trecho do rio é devido ao armazenamento em bancos.

O método de Muskingum-Cunge é amplamente usado em hidrologia e drenagem urbana, devido sua simplicidade de aplicação e demanda de dados. A literatura é vasta na aplicação do método em modelos hidrológicos. Seu uso é preferido devido à habilidade de representar o armazenamento do hidrograma durante a passagem da onda nos trechos de canal.

Orlandini & Rosso (1998) usaram o método de Muskingum-Cunge para propagação dos escoamentos em seu modelo aplicando-o em uma bacia de 840 km² (Itália). Características geométricas do canal em toda a bacia como perímetro, largura e área foram estimadas através de relações considerando a variabilidade espacial da área acumulada e características do canal na exutória. Concluíram que o uso de características estimadas do canal produziram significante melhorias na geração de hidrogramas.

Takeuchi et al (1999) introduziram o método de Muskingum-Cunge no modelo hidrológico TOPMODEL. Simularam dados diários em duas bacias (3570 km² e 750 km²) e verificaram bons ajustes do modelo.

Montaldo *et al.* (2004) utilizaram Muskingum-Cunge em um modelo distribuído hidrológico para avaliar o efeito da atenuação de pico de hidrogramas de 14 reservatórios em uma bacia 1534 km². Concluíram que o modelo aplicado é uma ferramenta na avaliação da capacidade existente de armazenamento de uma bacia e pode servir de ferramenta para o gerenciamento hidrológico estrutural ou não-estrutural.

3.1.3 PROPAGAÇÃO HIDRÁULICA

Outro método mais robusto para propagação de escoamentos é a aplicação das equações que regem o escoamento de fluidos newtonianos (Saint Vénant). As equações da conservação da massa e conservação do momento, como seguem, respectivamente:

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q, \quad (3.16)$$

$$\frac{\partial z v}{\partial t} + \frac{(\partial z v^2)}{\partial x} + q v_q + g z \frac{\partial z}{\partial x} = g z (S_0 - S_f), \quad (3.17)$$

nas quais v_q é a componente de velocidade correspondente a vazão de contribuição lateral q ; z é altura do escoamento ou altura da lâmina d'água; v é a velocidade do escoamento na direção x ; S_0 é a declividade do fundo; S_f é a declividade da linha de energia; g é a aceleração da gravidade e t é o intervalo de tempo. A bibliografia é ampla na demonstração da origem destas duas equações, cita-se: Neto & Alvarez (1973), Wilson & Kirkby (1980), Neves (1989), Tokaty (1994), Righetto (1998) e Chanson (1999).

A onda cinemática desconsidera todos os termos da equação de momento, resultando na igualdade entre a declividade da linha de energia e a declividade do fundo do canal, isto é, escoamento uniforme. A onda difusiva desconsidera o termos de aceleração. A onda gravitacional despreza os efeitos da gravidade e atrito. A onda dinâmica considera todos os termos da equação de momento.

O modelo da onda cinemática tem sido aplicado para um amplo espectro de problemas, incluindo modelagem de vazões em bacias, propagação de escoamentos em canais e rios, movimento da água do solo saturado, escoamentos em macroporos, escoamentos sub-superficiais, erosão e transporte de sedimentos, escoamento de detritos, transporte de solutos etc. É razoável que dentro de certas limitações, as quais podem variar de acordo com o problema, a natureza hidrológica pode ser certamente aproximada pelo modelo da onda cinemática (SINGH, 2002).

Takasao & Shiiba (1988) acoplaram a um modelo de onda cinemática uma função que representa o padrão da topografia (divergente ou convergente). Com este novo modelo desenvolveram um método para representar o escoamento em uma rede de canais de forma concentrada.

Liu *et al.* (2004) aplicaram um modelo bidimensional de onda cinemática para simular escoamento superficial em uma encosta artificial sob chuva artificial. O modelo proposto apresentou resultados satisfatórios quando comparado a observações experimentais.

Sobre a onda difusiva, Ponce (1986) desenvolveu um modelo difusivo e através de simulações numéricas encontrou melhores convergências do que a onda cinemática, além do primeiro ser

independente da resolução da malha. Fato este devido à introdução do número de Reynolds na equação geral de propagação da onda.

Langendoen (1996) discretizou o modelo da onda difusiva juntamente com um modelo de transporte de sedimentos. Escolheu o modelo de difusão pela sua estabilidade e eficiência.

Di Giammarco (1996) discretizou em volumes finitos, utilizando uma malha de Voronoi, o modelo de onda cinemática para propagar em duas dimensões o escoamento superficial. As saídas do modelo mostraram um acurada aproximação da solução analítica.

Como comentado anteriormente a onda dinâmica é a solução integral das equações de Saint Vénant. Tuan & Sugio (2002) discretizaram em uma dimensão a onda dinâmica para propagação de escoamento. Aplicaram o modelo para a representação de um grande evento de inundação. Constataram que o modelo não serviu apenas para propagar a onda de cheia, mas também, para revelar relações entre os rios da bacia.

Acoplando um novo modelo hidrológico, baseado em reservatórios (estrutura semelhante ao Tank model proposto por SUGAWARA, 1961), a uma propagação dinâmica, Cao Don *et al.* (2005) desenvolveram um novo modelo (RASC). Este modelo foi aplicado a uma bacia de 151,8 km². Os autores propuseram que o novo modelo em análises hidrológicas substituiria dois modelos: um hidrológico e conectado a este um hidrodinâmico.

Keskin & Ağiralioglu (1997) encontraram uma nova forma da equação de momento para resolver o escoamento em canais retangulares. O modelo simplificado foi resolvido com um esquema explícito de diferenças finitas. Compararam os resultados com uma solução dinâmica apresentando boas aproximações e com a solução cinemática, apresentando melhores aproximações.

Collischonn *et al.* (2001) desenvolveram um modelo dinâmico, utilizando diferenças finitas, para simulação de canais de irrigação com controle por comportas. O modelo proposto pode ser utilizado no dimensionamento de canais e de comportas.

Como existem varias aproximações das equações de momento, surge a dúvida de qual aproximação é a melhor. Entretanto, deve-se levar em conta os objetivos do projeto e a disponibilidade de dados.

Daluz Viera (1983) realizou um estudo comparativo entre os resultados das aproximações dos modelos de difusão, onda cinemática e gravitacional com os resultados do modelo dinâmico (equações

completas de Saint-Vénant). Os modelos foram comparados para vários valores dos números adimensionais F_0 (Froude) e kn (número da onda cinemática). Daluz Vieira (1983) realizou uma análise estatística baseada no erro médio quadrático para comparação dos resultados. O erro médio quadrático foi estimado para cada par (F_0 e kn). Com estes valores foram traçadas duas áreas de abrangência para os modelos em função de F_0 e kn . A Figura 3.6 mostra as áreas de abrangência de boa estimativa para os modelos segundo duas condições de contorno.

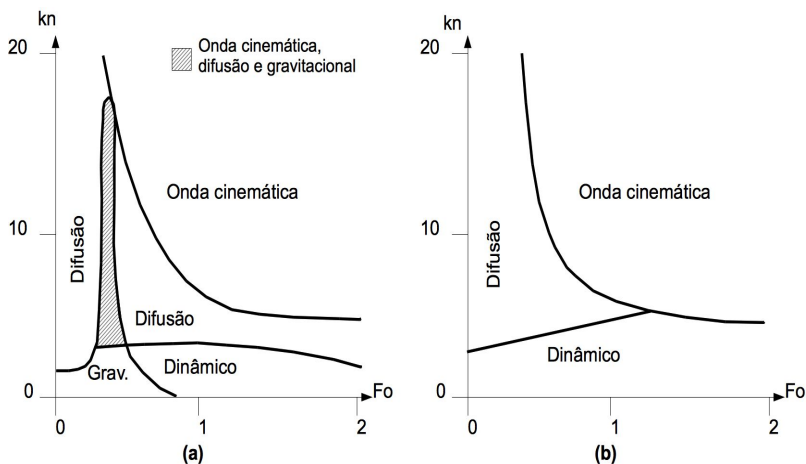


Figura 3.6. Abrangência dos modelos. (a) Divisão em 4 setores para condição inferior de contorno de escoamento crítico. (b) Divisão em três setores para condição inferior de contorno gradiente zero. Adaptação de Daluz Vieira (1983).

Segundo Daluz Vieira (1983), estes gráficos (Figura 3.24) fornecem informações de quando os modelos podem ser usados. No caso de declividades naturais os valores de kn são muito maiores do que 50, neste caso o modelo de onda cinemática pode ser usado com boa aproximação. Em baixas declividades os valores de kn residem entre 5 a 20, neste caso, os modelos de onda cinemática e difusão podem ser usados dependendo do valor de F_0 . Para baixos valores de kn (< 5), o modelo dinâmico deve ser usado quando $F_0 > 1$, caso contrário o modelo da onda gravitacional.

Segundo Ponce (1986), para declividades acentuadas geralmente encontradas em bacias de montante, as condições do escoamento são tais que a onda cinemática produz boas aproximações para o escoamento não permanente. Exceções são caso envolvendo declividades média com ondas rápidas de cheia, para os quais a onda difusa e dinâmica apresentam melhores resultados.

Tsai (2005) elaborou também um estudo de comparação entre os métodos de propagação. Traçou áreas de influência para cada método em função de números adimensionais: celeridade da onda c_k , fator de atenuação da onda δ^* , e número da onda σ^* para dois regimes de escoamentos: M1 regime sub-crítico com escoamento gradualmente desacelerado e M2 regime sub-crítico com escoamento gradualmente acelerado. A onda viaja de montante para jusante se $c_k > 0$ e de jusante para montante se $c_k < 0$. A onda se amplifica quando $\delta^* > 0$, atenua quando $\delta^* < 0$ e é considerada neutra quando $\delta^* = 0$. Dentro do espectro do número da onda, identificou três regiões denominadas de banda pseudo-cinemática, correspondente a pequenos valores de σ^* , banda pseudo-gravitacional, para altos valores de σ^* e banda dinâmica para valores intermediários de σ^* . Tsai observou que em termos de propagação da onda para escoamentos M1, o modelo da onda gravitacional é uma boa aproximação na banda pseudo-gravitacional, enquanto o modelo da onda difusiva é uma boa aproximação para a banda pseudo-cinemática. Para escoamentos M2, os modelos da onda cinemática, quasi-dinâmica e difusiva são boas soluções para a banda pseudo-cinemática e o modelo da onda gravitacional para a banda pseudo-gravitacional. Com relação a discretização do amortecimento ou amplificação da onda os modelos de onda cinemática e gravitacional não contabilizam este fenômeno. Para a banda pseudo-cinemática os modelos de onda difusiva, quase-dinâmica são boas soluções e para a banda pseudo-gravitacional os modelos não apresentaram boas soluções (escoamento M1). No escoamento M2, o modelo da onda difusiva e quasi-dinâmica são boas aproximações, mas não para a banda pseudo-gravitacional.

Além da escolha do modelo de solução da equação de momento para propagação do hidrograma de cheia, outra questão importante é a discretização da área de inundação. Modelos em uma dimensão (1D) resolvem as equações apenas na direção do escoamento enquanto que modelos bidimensionais (2D) resolvem o campo de velocidade na direção do escoamento e na direção perpendicular a este.

Segundo Pappenberger *et al.* (2005), os modelos 1D são criticados não apenas pela expectativa que modelos 2D fornecem melhores resultados na predição da propagação da cheia e inundação de áreas mas também pelo fato de usarem a equação de Manning. Esta equação é computada (1) com um expoente no raio hidráulico de $2/3$, entretanto, análise de dados mostraram que os valores podem variar entre 0,6175 e 0,8395 (MANNING, 1891; LAUSHEY, 1989), (2) como dimensionalmente homogênea, mas não é (CHOW, 1959; MANNING, 1891; DOOGE, 1992) e (3) foi desenvolvida para representar escoamentos uniformes (LAUSHEY, 1989). Apesar disso, modelos 1D podem apresentar bons resultados quando comparados com modelos 2D. Horritt & Bates (2002) avaliaram a predição de hidrograma de inundação e manchas de inundação de três modelos hidrodinâmicos (HEC-RAS (1D), LISFLOOD-FP (1D) e TELEMAC-2D). Compararam os resultados dos modelos com hidrogramas observados e imagens de satélite da mancha de inundação de um determinado evento. Concluíram que todos os modelos apresentaram boas estimativas, entretanto, o modelo HEC-RAS e TELEMAC-2D apresentaram melhores resultados quando calibrados com imagens de satélite ou dados de níveis. O modelo LISFLOOD-FP apresentou resultados piores quando calibrado somente com dados de níveis.

3.2 Modelo hidrológico TOPMODEL

O TOPMODEL utiliza o conceito de área variável (TSUKAMOTO, 1961; BETSON, 1964; HEWLETT & HIBBERT, 1967) aplicado ao mecanismo de geração do escoamento superficial tipo Dunne (DUNNE & BLACK, 1970), isto é, há geração de escoamento superficial quando o solo está saturado. Desta forma, o escoamento superficial é dependente da quantidade de área saturada na bacia, podendo esta variar a cada intervalo da simulação. Esta característica dinâmica e distribuída da bacia é simulada através de dois principais parâmetros do modelo: (1) o índice topográfico que é função da área de contribuição e da declividade de cada célula e (2) o déficit de armazenamento que representa a quantidade de água disponível no solo para cada célula.

3.2.1 COMPONENTES E PROCESSOS NO TOPMODEL

Dois componentes podem ser identificados na formulação do TOPMODEL (Franchini et al., 1996): O balanço hídrico no solo e a propagação do escoamento até a exutória da bacia. O modelo é baseado no armazenamento e é constituído de reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Este conjunto de reservatórios de armazenamento representa a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea. A fonte dominante na geração do escoamento superficial é a chuva que cai sobre uma área variável saturada que é função do nível médio de saturação do solo.

Na Figura 3.7 é criada uma representação dos reservatórios do TOPMODEL em uma condição não saturada, portando sem geração do escoamento superficial e uma condição saturada, como geração do escoamento superficial. Existem três reservatórios: Reservatório da zona de raízes expresso em déficit (S_{rz}); reservatório da zona não saturada (S_{uz}); reservatório da zona saturada (S_{sz}) expresso em déficit (S) ou profundidade (z'). São apresentados os três processos de escoamento: escoamento sub-superficial na zona saturada (q_b); escoamento sub-superficial vertical na zona não saturada (q_v); escoamento superficial na saturação (q_{of}).

Ainda na Figura 3.18, r é a precipitação; a' é a área da célula; D é a profundidade até a camada impermeável; β é a declividade da célula; cl é o comprimento do contorno da célula e η é a porosidade do solo.

3.2.2 ESCOAMENTO SUB-SUPERFICIAL NA ZONA SATURADA

A transmissividade pode ser entendida como a capacidade de uma camada de solo saturada ser permeada pela água e integrada ao longo do perfil do solo. Segundo Beven (1981), a variação da condutividade hidráulica saturada ao longo da profundidade pode ser descrita como uma função exponencial negativa:

$$K_S(z') = K_0 e^{-fz'}, \quad (3.18)$$

na qual $K_S(z')$ [LT^{-1}] é a condutividade hidráulica saturada na profundidade z' [L]; K_0 [LT^{-1}] é a condutividade hidráulica saturada na superfície do solo e f [L^{-1}] é um parâmetro que descreve a taxa de decaimento da condutividade.

Integrando a Equação (3.18) ao longo da profundidade do perfil de solo, produz:

$$T = \frac{K_0}{f} e^{-fz'} , \quad (3.19)$$

na qual T [L^2T^{-1}] é a transmissividade da camada de solo saturado com profundidade z' . A transmissividade é máxima quando z' é igual a zero.

A vazão por unidade de comprimento que atravessa esta camada de solo é definida com a lei de Darcy. O gradiente de potencial hidráulico é aproximado para a declividade da superfície ($\tan\beta$). Uma vez suposto que a declividade da linha de água é igual a declividade da superfície (escoamento uniforme), a vazão sub-superficial por unidade de largura é:

$$q_b = \frac{K_0}{f} e^{-fz'} \tan\beta . \quad (3.20)$$

Segundo Hornberger et al. (1998), a profundidade z' , isto é, a profundidade do lençol freático, pode ser expressa em termos de armazenamento (déficit de saturação local) S [L]. Desta forma:

$$z' = \frac{S}{\eta} , \quad (3.21)$$

na qual η é a porosidade do solo. Substituindo (3.21) em (3.20), produz:

$$q_b = \frac{K_0}{f} e^{-f\left(\frac{S}{\eta}\right)} \tan\beta . \quad (3.22)$$

O termo f/η pode ser substituído por $1/m$, sendo m [L] parâmetro que também descreve o decaimento da condutividade com a profundidade e pode ser estimado a partir da interpretação da curva de recessão.

Denominando o termo K_0/f como T_0 [L^2T^{-1}], o qual representa a transmissividade do perfil do solo quando este está saturado na superfície, a Equação (3.22) fica:

$$q_b = T_0 e^{-\left(\frac{S}{m}\right)} \tan\beta . \quad (3.23)$$

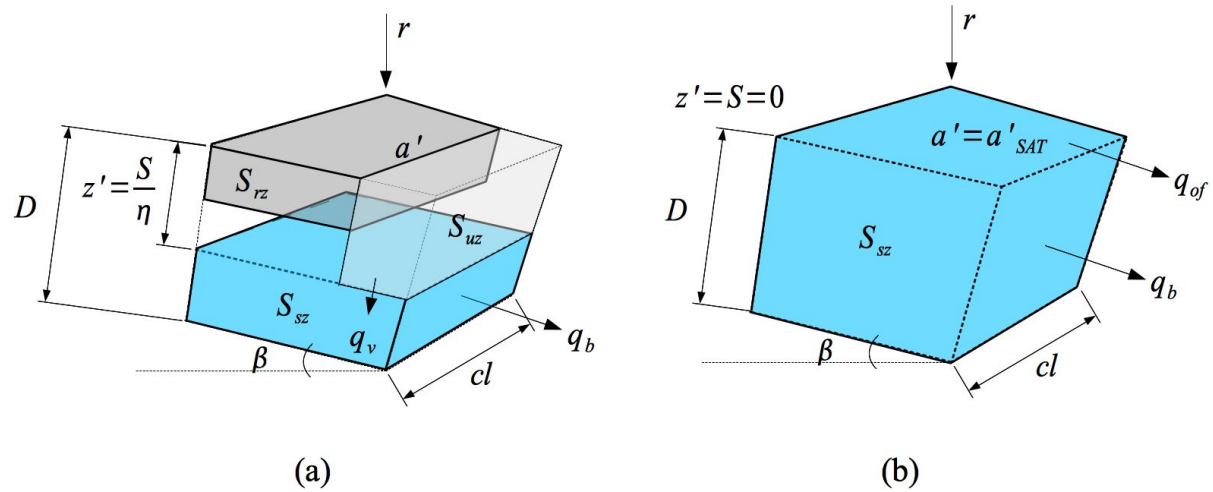


Figura 3.7. Reservatórios e processos no TOPMODEL. (a) Condição não saturada e (b) condição saturada.

A interpretação física para o parâmetro de decaimento m é que este representa a profundidade efetiva do perfil de solo interativamente com o parâmetro T_0 . Um alto valor de m aumenta a profundidade ativa do perfil de solo. Um pequeno valor de m , especialmente quando associado com um valor alto de T_0 , caracteriza um solo pouco profundo, mas com um pronunciado decaimento da transmissividade. Esta combinação tende a produzir uma bem definida e curta curva de recessão (BEVEN *et al.*, 1995).

O déficit de armazenamento S assume valores positivos para déficit e valores negativos para saturação (BEVEN & WOOD, 1983). Iorgulescu & Jordan (1994) explicam que a estrutura do modelo permite déficits negativos. Desta forma a Equação (3.23) pode definir o escoamento de retorno.

A vazão por unidade de comprimento em uma célula da bacia para a qual a área drenada acumulada ac' [L^2] por unidade de contorno cl [L] é a [L] ($= ac' / cl$) é:

$$q_b = r a , \quad (3.24)$$

na qual, r [LT^{-1}] é a intensidade da precipitação sobre uma célula. Desta forma, substituindo a Equação (3.24) em (3.23) e isolando o déficit, produz:

$$S = -m \ln \left(\frac{ar}{T_0 \tan \beta} \right) , \quad (3.25)$$

rearranjando:

$$S = -m \ln \left(\frac{r}{T_0} \right) - m \lambda , \quad (3.26)$$

na qual $\lambda = \ln(a / \tan \beta)$ é o índice topográfico local. Este índice estabelece o conceito de similaridade hidrológica (BEVEN & KIRKBY, 1979). Locais de mesmo índice topográfico são considerados possuir comportamento hidrológico semelhante, aumentando a eficiência computacional do modelo. Segundo Campling *et al.* (2002) o índice topográfico indica a propensão de uma área tornar-se saturada.

O déficit de saturação médio \bar{S} [L] pode ser calculado através da

integração da Equação (3.26) para toda a bacia de área igual a A [L^2]. Desta forma:

$$\bar{S} = \frac{1}{A} \int_0^A S_i dA = \frac{1}{A} \int_0^A \left[-m \ln \left(\frac{r_i}{T_0} \right) - m\lambda_i \right] dA, \quad (3.27)$$

na qual o índice i representa uma específica célula ou região pela qual a bacia é discretizada.

Considerando a precipitação e a transmissividade uniformes para toda a bacia, produz:

$$\bar{S} = -m \ln \left(\frac{R}{T_0} \right) - m\bar{\lambda}, \quad (3.28)$$

na qual R [LT^{-1}] é a intensidade da precipitação para toda a bacia e $\bar{\lambda}$ é o índice topográfico médio da bacia aproximado por:

$$\bar{\lambda} \frac{1}{A} \int_0^A \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) dA = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) a'_i, \quad (3.29)$$

na qual N é o número de elementos em que a bacia é discretizada e a'_i [L^2] é a área da célula ou região.

Beven *et al.* (1995) estabeleceram um novo equacionamento para o índice topográfico, onde é incluída a variação espacial da transmissividade, desta forma o índice topográfico de uma específica célula ou região é dado por:

$$\lambda = \ln \left(\frac{a}{T_0 \tan \beta} \right). \quad (3.30)$$

Com este equacionamento o índice topográfico médio da bacia também leva em consideração uma média da transmissividade para toda a bacia. Embora esta conceituação é fisicamente mais aceitável, ela introduz mais parâmetros.

Quando $S \leq 0$, a célula está saturada, portanto:

$$-m \ln \left(\frac{R}{T_0} \right) - m\lambda \leq 0, \quad (3.31)$$

reformulando a Equação (3.28), produz:

$$\frac{R}{T_0} = e^{-\left[\frac{(\bar{S} + m\bar{\lambda})}{m}\right]}, \quad (3.32)$$

e substituindo na Equação (3.31):

$$\lambda \geq \frac{\bar{S}}{m} + \bar{\lambda}. \quad (3.33)$$

Portanto, a área saturada é identificada em função do déficit médio e do índice topográfico médio da bacia.

Escrevendo o déficit de saturação local em função do déficit médio da bacia, isto é, combinando as Equações (3.28) e (3.26):

$$S = \bar{S} + m(\bar{\lambda} - \lambda). \quad (3.34)$$

Através de estudos em campo Beven & Wood (1983) demonstraram que as áreas saturadas tendem a ser encontradas nas partes inferiores de encostas e em depressões convergentes associados a solos com baixa condutividade hidráulica ou a áreas de baixa declividade.

3.2.3 ESCOAMENTO SUB-SUPERFICIAL NA ZONA NÃO SATURADA

São utilizados dois reservatórios S_{RZ} (com um valor máximo igual a S_{RMAX} , correspondente à capacidade de campo) e S_{UZ} (com um valor máximo igual ao déficit local de saturação) que representam respectivamente o déficit de armazenamento abaixo e o armazenamento acima da capacidade de campo (umidade do solo residual após um período de drenagem natural em torno de 24 horas). Segundo Hornberger *et al.* (1985), o escoamento vertical torna-se significativa quando assume valores acima da capacidade de campo. Com esta abordagem, fluxos da zona não saturada para a zona saturada somente são possíveis quando a capacidade de campo é excedida. Abaixo da capacidade de campo, a água é mantida no S_{rz} podendo ser retirada através da evapotranspiração. Franchini *et al.* (1996) fizeram algumas observações quanto ao reservatório S_{rz} : Apesar do nome (reservatório de zona de raízes), este reservatório representa a capacidade de interceptação da precipitação pela vegetação. Ele não interage com os

fluxos entre a zona saturada e a não saturada. Sua única função é permitir que a água nele armazenada possa ser extraída pela evapotranspiração.

Um fluxo vertical q_V [LT^{-1}] entre o reservatório S_{uz} e a zona saturada foi inicialmente previsto por Beven & Wood (1983) e definido como:

$$q_V = \frac{S_{uz}}{S T_D}, \quad (3.35)$$

na qual S_{uz} [L] é o armazenamento na zona não saturada; S [L] é o déficit de saturação local e T_D [TL^{-1}] é um parâmetro que representa o tempo de permanência da água na zona não saturada.

Beven (1986a, b) propôs outro equacionamento para a recarga da zona saturada:

$$q_V = \nabla \Phi K_0 e^{-fz'}, \quad (3.36)$$

na qual $\nabla \Phi$ é o efetivo gradiente do potencial hidráulico e z' [L] é a profundidade local do lençol freático. É assumido um gradiente unitário, conseqüentemente o fluxo vertical é igual a condutividade hidráulica saturada na profundidade z' .

O modelo permite que o reservatório S_{rz} seja esvaziado na taxa E_a [LT^{-1}], definida como:

$$E_a = E_p \left(1 - \frac{S_{rz}}{S_{RMAX}} \right), \quad (3.37)$$

na qual S_{rz} [L] é o déficit de armazenamento neste reservatório; S_{RMAX} [L] é o déficit máximo e E_p [LT^{-1}] é a taxa de evapotranspiração potencial. Este procedimento é realizado quando não existe drenagem da zona não saturada para a saturada ou quando o déficit de saturação local S é menor ou igual a zero. Caso contrário, a água é extraída na taxa da evapotranspiração potencial E_p .

3.2.4 ESCOAMENTO SUPERFICIAL POR EXCESSO DE SATURAÇÃO

O escoamento superficial q_{of} [L^3T^{-1}] em uma célula saturada pode ser estimado por:

$$q_{of} = r a'_{SAT} , \quad (3.38)$$

na qual r [LT^{-1}] é a intensidade da precipitação e a'_{SAT} [L^2] é a área saturada. A área é considerada saturada quando o reservatório da região não saturada S_{iz} possui valor superior ou igual ao déficit de saturação local S .

3.2.5 COMPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS

O escoamento superficial total da bacia Q_{of} [L^3T^{-1}] é estimado através do somatório de todas as áreas saturadas:

$$Q_{of} = \sum_{i=1}^N r_i a'_{SAT i} , \quad (3.39)$$

na qual r_i é a precipitação sobre a célula i ; $a'_{SAT i}$ é a área saturada e N é o número de células saturadas na bacia. Para precipitação constante sobre toda a bacia:

$$Q_{of} = R \sum_{i=1}^N a'_{SAT i} . \quad (3.40)$$

Segundo Beven *et al.* (1995) e Beven (2001), a recarga total da zona saturada Q_v [L^3T^{-1}] é dada por:

$$Q_v = \sum_{i=1}^N q_{vi} a'_i , \quad (3.41)$$

na qual q_{vi} é a recarga da zona saturada da célula, a'_i é a área da célula e N é o número de células.

O escoamento sub-superficial total da bacia é estimado através de:

$$Q_b = \sum_{k=1}^M l_k T_0 e^{-\left(\frac{S}{m}\right)} \tan \beta , \quad (3.42)$$

na qual l_k [L] é o comprimento do trecho de cada trecho de canal k e M é o número de trechos.

Para inicialização da estimativa da vazão sub-superficial, a Equação (3.34) é substituída em (3.42):

$$Q_b = \sum_{k=1}^M l_k T_0 e^{\left(\lambda - \frac{\bar{S}}{m} - \bar{\lambda}\right)} \tan \beta, \quad (3.43)$$

portanto, a vazão sub-superficial para toda a bacia é:

$$Q_b = \sum_{k=1}^M l_k a_k T_0 e^{\left(\frac{-\bar{S}}{m} - \bar{\lambda}\right)}. \quad (3.44)$$

Como a_k é a área de contribuição por unidade de comprimento, então:

$$A = \sum_{k=1}^M l_k a_k, \quad (3.45)$$

na qual A é a área total da bacia. Portanto:

$$Q_b = A T_0 e^{-\bar{\lambda}} e^{\left(\frac{-\bar{S}}{m}\right)}. \quad (3.46)$$

Definindo $A T_0 e^{-\bar{\lambda}} = Q_S$, Q_S [L^3T^{-1}] representa a vazão sub-superficial quando S é igual a zero (BEVEN *et al.*, 1995). Segundo Iorgulescu & Jordan (1994), este valor pode ser interpretado como a vazão sub-superficial quando o déficit médio de armazenamento é igual a zero, não implicando que toda a bacia esteja saturada, mas em média sim. Desta forma, o escoamento sub-superficial pode ser estimado em função do déficit médio de saturação da bacia:

$$Q_b = Q_S e^{\left(\frac{-\bar{S}}{m}\right)}. \quad (3.47)$$

Para que no início da simulação o déficit de saturação possa ser estimado, a Equação (3.47) é rearranjada para:

$$S_{t=0} = -m \ln \left(\frac{Q_0}{Q_S} \right), \quad (3.48)$$

na qual Q_0 [L^3T^{-1}] é a vazão observada no instante de tempo $t = 0$. Uma vez que $S_{t=0}$ é conhecido, os valores locais de déficit de saturação podem ser calculados através da Equação (3.34) (BEVEN, 2001).

Para uma curva de recessão, Q_b pode ser estimada em função de Q_S e m :

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_s} + \frac{t}{m}, \quad (3.49)$$

na qual t é o intervalo de tempo utilizado na estimativa.

A Equação (3.49) demonstra que m pode ser encontrado através da interpretação de vazões de recessão durante períodos quando a evapotranspiração é mínima (BEVEN *et al.*, 1995 e BEVEN, 2001).

O déficit médio de armazenamento é calculado para cada intervalo de tempo como uma função do déficit médio anterior (forma implícita) mais a diferença entre o escoamento total sub-superficial e a recarga total da zona saturada. Equacionando o cálculo:

$$S_t = S_{t-1} + \left[\frac{Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}}}{A} \right]. \quad (3.50)$$

3.2.6 PROPAGAÇÃO DOS ESCOAMENTOS ATÉ A EXUTÓRIA

Para propagar os escoamentos ao longo da rede de drenagem o modelo estabelece um histograma tempo-área derivado a partir de uma função distância-área. Segundo Rodrigues-Iturbe & Rinaldo (1997), a função distância-área organiza a área de drenagem em função de sua distância da exutória da bacia. Esta função representa as características da estrutura da bacia e pode ser interpretada para mostrar o comportamento da bacia a eventos de chuva.

O tempo para que uma determinada área contribua para a exutória da bacia é expresso por:

$$tc = \sum_{i=1}^N \frac{l_i}{R_V} \quad (3.51)$$

na qual l_i [L] é o comprimento do i -ésimo segmento de escoamento e R_V [LT^{-1}] é a velocidade média no canal da sub-bacia e N é o número de segmentos entre o ponto considerado e a exutória. Para um valor de R_V um histograma é encontrado para qualquer valor da área de contribuição, uma relação linear entre distância e tempo. Esta relação é baseada no modelo da onda cinemática que considera o escoamento uniforme. Segundo Beven & Kirkby (1979), esta relação linear é satisfatória para bacias menores que 1.000 km². A Equação (3.51) permite que o histograma e a distribuição dos escoamentos superficiais

até a exutória sofram alterações dinamicamente com a alteração da área de contribuição (BEVEN & KIRKBY, 1979).

3.2.7 HIPÓTESES DO TOPMODEL

O processo de modelagem matemática tem como passos iniciais a análise e a percepção do sistema a ser modelado e a determinação de hipóteses que geram o modelo conceitual do sistema. Seguindo este processo e analisando a formulação apresentada anteriormente o modelo hidrológico TOPMODEL foi desenvolvido com as seguintes hipóteses:

1. A variação temporal da zona saturada é aproximada por sucessivas representações em estado permanente;
2. O gradiente do potencial hidráulico da zona saturada (perfil do lençol freático) é igual à declividade da superfície;
3. A transmissividade em um perfil de solo, varia de acordo com uma função exponencial negativa;
4. A recarga da zona saturada é homogênea em toda a bacia;
5. A precipitação é considerada uniformemente distribuída sobre a bacia;
6. A transmissividade é homogênea para toda a bacia;
7. A propagação do escoamento na bacia é realizada de forma linear baseada no modelo da onda cinemática (escoamento uniforme) e através de um histograma tempo - área.

A aceitação ou rejeição das hipóteses depende dos objetivos e local do estudo, desta forma, vários estudos validaram ou modificaram as hipóteses do TOPMODEL. Esta é uma das mais importantes contribuições do TOPMODEL, pois a validação ou modificação das hipóteses possibilitaram um melhor entendimento do comportamento do sistema.

A Tabela 3.1 resume os parâmetros do TOPMODEL.

Tabela 3.1. Parâmetros do TOPMODEL.

Parâmetro	Descrição	Unidade
m	Decaimento da transmissividade no perfil do solo	m
$\ln T_0$	Transmissividade efetiva do solo saturado	$\ln(\text{m}^2\text{h}^{-1})$
T_D	Tempo de permanência da água na zona não-saturada	h m^{-1}
S_{rmax}	Déficit máximo no reservatório de zona de raízes	m
V_{CH}	Velocidade do escoamento	m h^{-1}
Sr_0	Déficit inicial no reservatório de zona de raízes	m
Q_0	Vazão específica inicial observada da série	m h^{-1}

3.2.8 APLICAÇÕES DO TOPMODEL

A Tabela 3.2 mostra algumas aplicações do TOPMODEL. Os trabalhos foram colocados destacando-se a localização da bacia, o tamanho da bacia, o tamanho da malha na qual foi discretizada a bacia, o intervalo de tempo das simulações e a função objetivo utilizada e seus valores na calibração e/ou na validação. As funções objetivos utilizadas nestes trabalhos estabelecem relações entre a variância dos erros e a variância observada (Nash, LogNash e E) ou entre a variância total e a observada (R^2).

Tabela 3.2. Relação de trabalhos com aplicação do TOPMODEL.

Referência	Bacia		Intervalo	Função objetivo		
	Nome - Local	Área [km ²]		Malha [m]	Tipo	Valor
Beven & Wood (1983)	White Oak Run, Virginia, EUA	5	*	1 d	R ²	0,96
	Crimple Beck, Yorkshire, GB	8	*	1 d	R ²	0,93
	North Fork, Virginia, EUA	456	*	1 d	R ²	0,93
Beven <i>et al.</i> (1984)	Crimple Beck, Yorkshire, GB	8	**	3 h	E	0,67
	Hodge Beck, North York Moors, GB	13	**	3 h	E	0,58
	Wye, Plynlimon, GB	10,55	**	3 h	E	0,84
Robson <i>et al.</i> (1993)	Kirkton, Balquhidder, GB	-	100	1 d	R ²	0,80 – 0,83
	Monachyle, Balquhidder, GB	-	100	1 d	R ²	0,64 – 0,78
Yorgulescu & Jordan (1994)	Alloux, Lausanne, SUI	0,036	5/10	1 h	Nash	0,80 – 0,84
	Corbassière, Lausanne, SUI	1,85	5/10	1 h	Nash	0,63 – 0,84
Gallart <i>et al.</i> (1994)	Cal Parisa, Vallcebre, ESP	0,36	15	5 min	-	-
Ambroise <i>et al.</i> (1996b)	Ringelbach, Soultzeren, FRA	0,36	5	18 min	Nash/LogNash	0,83 – 0,87
Franchini <i>et al.</i> (1996)	Sieve, ITA	840	400	1 d	Nash	0,852 – 0,914

Referência	Bacia			Intervalo	Função objetivo	
Mine & Clarke (1996)	Rio Belém, Paraná, BRA	42	250	1 h	Nash	0,82
Holko & Lepisto (1997)	Jalovecky Creek, Western Tatras, SLO	22,1	100	1 d/1 h	-	-
Piñol <i>et al.</i> (1997)	L'Avic, Catalonia, ESP	0,516	-	30 min	Nash	0,50
	La Teula, Catalonia, ESP	0,385	-	30 min	Nash	0,70
Güntner <i>et al.</i> (1999)	Brugga, Black Forestal, ALE	40	50	1 h	Nash e outros	0,85 – 0,93
Varela & Campana (2000)	Rio Descoberto, Distrito Federal, BRA	114	***	1 h	Nash	< 0.70
Santos (2001)	Bacia Rio Pequeno, Paraná, BRA	104	40	1 h	Nash	0,57 – 087
Peters <i>et al.</i> (2003)	Panola Mountain Research, Georgia, EUA	0,41	2	30 min	Nash	0,57 – 0.69
Ranzini <i>et al.</i> (2004)	Bacia D, Cunha, São Paulo, BRA	0,56	-	1 h	Nash	0.20 – 0.79
Ferreira (2004)	Rib. dos Marins, Piracicaba, São Paulo, BRA	20	70	1 h	Nash	-5,06 – 0,95
Coelho & Anjo (2005)	Ribeirão Pirapitingüi, São Paulo, BRA	67	50	1 h	Nash	0,61 – 0,78
Cabral <i>et al.</i> (2005)	Riacho Gameleira, Pernambuco, BRA	6,4	30	15 min	Nash	0,93

*Discretização por planos de escoamento, ** Discretização por planos de escoamento e interpretação de fotografias aéreas, *** Várias resoluções, - Não apresentado.

Tabela 3.2 - Continuação

3.2.9 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Muitos trabalhos sobre o TOPMODEL não o utilizaram apenas como ferramenta para previsão de vazão ou áreas saturadas, mas procuraram analisar a sensibilidade e/ou incerteza do modelo aos seus parâmetros de entrada ou avaliar a previsão do modelo para variáveis distribuídas espacialmente, como a altura do lençol freático.

A precipitação constitui um parâmetro fundamental em modelos hidrológicos. Recentemente, o interesse pela sua variação espacial tem aumentado. Corral *et al.* (2000) utilizaram dados de um radar para uma nova versão distribuída do TOPMODEL. Taschner *et al.* (2001) avaliaram os dados provenientes de um modelo meteorológico, dados de radar meteorológico e dados de pluviógrafos para a simulação de um evento de inundação com o TOPMODEL. Andréassin *et al.* (2001) estudaram o efeito de dados incorretos de precipitação sobre alguns modelos, dentre eles o TOPMODEL. Hossain *et al.* (2004) estudaram a incerteza das estimativas de chuva provenientes de um radar e a sensibilidade do modelo a estes dados. Boston *et al.* (2004) processaram dados de várias estações pluviométricas através de correlações e funções de transferência e obtiveram resultados melhores do que a simples média.

A conversão da precipitação em vazão varia de acordo com a bacia e as condições climáticas. Xiong & Guo (2004) estudaram os efeitos de baixos valores do coeficiente de deflúvio na eficiência do TOPMODEL.

Na previsão da profundidade do lençol freático com comparação com dados em campo são destacados os trabalhos de Lamb *et al.* (1997) que propuseram uma função de potência para a distribuição do índice topográfico. Seibert *et al.* (1997) calibraram parâmetros do TOPMODEL utilizando dados de vazão. Compararam valores calculados do nível do lençol freático com níveis medidos em 37 pontos. Recalibraram o modelo utilizando estes novos dados. Buttle *et al.* (2001) testaram a hipótese de relacionamento entre o índice topográfico e níveis de lençol freático em bacias florestadas e deflorestada. Desbarats *et al.* (2002) aplicaram dois métodos geoestatísticos para determinação espacial do nível do lençol freático, um deles usando a formulação do TOPMODEL. Blazkova *et al.* (2002) utilizaram informações de áreas saturadas na bacia de estudo para calibrar os parâmetros do TOPMODEL. Observaram que o uso das áreas saturadas é um importante fator na sensibilidade da transmissividade. Freer *et al.*

(2004) aplicaram a versão dinâmica do TOPMODEL para a previsão de níveis de inundação em uma bacia e utilizaram os dados medidos para redução de incerteza da calibração. Molénat *et al.* (2005) confrontaram dados medidos de lençol freático com as previsões do TOPMODEL. Observaram que as previsões melhoraram quando a hipótese de estado permanente da distribuição do lençol freático foi substituída por uma hipótese cinemática e difusiva

O índice topográfico é um parâmetro do TOPMODEL derivado a partir da topografia da bacia. Esta por sua vez pode ser representada digitalmente através de uma malha regular. Vários trabalhos investigaram a influência da resolução da malha sobre os parâmetros do TOPMODEL. Alguns trabalhos apresentaram soluções compensatórias: Franchini *et al.* (1996) desenvolveram uma relação empírica e Sauliner *et al.* (1997) estudaram a influência da resolução da malha sobre a condutividade hidráulica saturada apresentando uma compensação analítica. Ibbitt & Woods (2004) desenvolveram um procedimento para ajustar a média da distribuição do índice topográfico a fim de maximizar a entropia de Shannon. Pradhan *et al.* (2004) formularam um fator de resolução para o efeito da escala nas áreas por unidade de contorno do índice topográfico e um método fractal para o efeito da escala nas declividades. Desta forma, os métodos combinados originam um novo método para cálculo do índice topográfico invariante na escala ou resolução da malha.

3.2.10 MODIFICAÇÕES DA FORMULAÇÃO DO TOPMODEL

Desde sua concepção, o TOPMODEL vem recebendo modificações em sua formulação. É notado que as modificações realizadas na estrutura do TOPMODEL estão concentradas em cinco categorias: (1) Suposições do modelo; (2) variabilidade espacial de parâmetros; (3) índice topográfico; (4) propagação dos escoamentos e (5) decaimento da transmissividade. A Tabela 3.3 apresenta alguns trabalhos que modificaram a formulação do TOPMODEL.

Tabela 3.3. Relação de trabalhos com modificação da formulação do TOPMODEL.

Autor	Modificação
Hornberger et al (1985)	Introduziram mais dois reservatórios à formulação do TOPMODEL. Um reservatório extra para simulação da interceptação e outro para simular a interceptação da vegetação junto ao solo. (1)
Beven (1986a,b)	Introduziram um novo equacionamento para o escoamento vertical baseado na equação de Darcy, eliminando o parâmetro T_D . (1)
Quinn <i>et al.</i> (1991)	Criaram um nível de referência para o nível do lençol freático. O gradiente hidráulico é computado em função da superfície do lençol e não da superfície. (1)
Beven <i>et al.</i> (1995)	Desenvolveram uma formulação para a variação espacial da transmissividade acompanhada do índice topográfico. (2)
Ambroise <i>et al.</i> (1996a)	Modificaram o decaimento da transmissividade para uma função parabólica e linear. (5)
Duan & Miller (1997)	Alteraram a função de decaimento da transmissividade para uma função de potência e uma função de potência para a distribuição do índice topográfico. (3,5)
Lamb <i>et al.</i> (1997)	Propuseram uma formulação empírica à taxa de decaimento exponencial do TOPMODEL e uma distribuição. (5)
Saulnier <i>et al.</i> (1997)	Incluíram a variabilidade espacial da profundidade do solo efetiva. (2)
Takeuchi <i>et al.</i> (1999)	Introduziram o método de Muskingum-Gunge para propagação do escoamento na rede de drenagem. Denominaram o novo modelo de BTOPMC. (4)

Autor	Modificação
Valeo & Moin (2000)	Modificaram o cálculo do índice topográfico para levar em consideração usos urbanos do solo. Denominaram o novo modelo de TOPURBAN. (3)
Corral <i>et al.</i> (2000)	Aplicaram a formulação do TOPMODEL para cada célula de uma malha de 1 km e os escoamentos gerados foram propagadas de célula em célula através de um hidrograma unitário. (2,3)
Saulnier & Datin (2004)	Utilizaram um índice topográfico dinâmico variando com a área saturada para melhorar o balanço de água na bacia. (3)
Beven & Freer (2001)	Propuseram uma nova formulação dinâmica ao TOPMODEL. Na qual há uma explícita redistribuição dos fluxos para pontos de mesma similaridade hidrológica. Uma abordagem mais flexível que a formulação original do índice topográfico. (1)
Campling <i>et al.</i> (2002)	Introduziram mais um parâmetro denominado índice topográfico de referência, estimado a partir da interpretação da distribuição espacial do índice topográfico. (3)
Walter <i>et al.</i> (2002)	Reformularam a formulação do TOPMODEL para viabilizá-lo em bacias com solos pouco profundos. O novo modelo é denominado de STOPMODEL. Substituíram o déficit de armazenamento pelo déficit de umidade como variável de estado. (1)
Bandaragoda <i>et al.</i> (2004)	Combinaram as formulações do TOPMODEL com um algoritmo de onda cinemática, chamaram o novo modelo de TOPNET. (4)
Lane <i>et al.</i> (2004)	Desenvolveram um índice para corrigir áreas saturadas desconectadas devido a resolução da malha. (3)
Candela <i>et al.</i> (2005)	A propagação do escoamento foi ampliada para as encostas através da utilização de diferentes velocidades para cada pixel baseadas no uso do solo. (4)

(1) Suposições do modelo; (2) variabilidade espacial de parâmetros; (3) índice topográfico; (4) propagação dos escoamentos e (5) decaimento da transmissividade.

Tabela 3.3 - Continuação

3.2.11 ESTUDOS COMPARATIVOS

Na versão original do TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) toda a água disponível no reservatório da zona de raízes era permitida infiltrar para o reservatório de saturação do solo em cada intervalo de tempo. Esta hipótese gerava uma super estimativa no escoamento. Beven *et al.* (1984) introduziram o conceito de capacidade de campo ao modelo. A capacidade de campo é entendida como a umidade permanente no solo após a drenagem natural durante um período aproximado de 24 a 48 horas. Os autores através de comparações visuais dos hidrogramas com a versão original concluíram que a nova formulação produziu uma melhora na simulação principalmente na previsão de hidrogramas em períodos secos e na resposta do escoamento sub-superficial.

Ambroise *et al.* (1996b) compararam a versão original do TOPMODEL a uma formulação com decaimento parabólico da transmissividade. Eles observaram que para a bacia estudada as duas formulações apresentaram desempenhos similares. Entretanto, a nova formulação apresentou uma bem definida melhoria nas baixas vazões.

Lamb *et al.* (1997) compararam com a formulação original uma nova formulação, cuja variação exponencial da transmissividade foi substituída por uma função empírica. Através de dados de níveis do lençol freático em 105 piezômetros propuseram uma distribuição de potência do índice topográfico. Esta alteração, apesar da pouca melhora nos resultados, sugere que o avanço das áreas saturadas na bacia pode ser mais rápido do que o índice topográfico original prevê.

Saulnier *et al.* (1997), após a introdução da variabilidade da profundidade do solo, verificaram que o parâmetro m apresentou quase o mesmo valor da versão original. Isto confirmou a insensibilidade do modelo modificado para o parâmetro de profundidade, concluindo que a simulação de vazões na bacia não foi afetada pela variação da profundidade efetiva dos solos. Entretanto, concluíram que a variabilidade da profundidade do solo poderia ser útil na previsão de variáveis internas da bacia.

Piñol *et al.* (1997) criaram cinco modelos a partir da estrutura do TOPMODEL e compararam com o original. O primeiro modelo permite a variação espacial do armazenamento no reservatório zona de raízes, o segundo modelo inclui um mecanismo extra de geração de escoamento através do escoamento sub-superficial correspondendo a fluxos

preferenciais, o terceiro modelo cria um parâmetro adicional para representar a expansão e contração da área de contribuição, o quarto modelo introduz um parâmetro que divide a bacia em áreas de contribuição e não contribuição para o escoamento e o quinto modelo é a inclusão das modificações de todos os modelos anteriores. Concluíram que para a bacia estudada as modificações apresentaram sensíveis melhoras.

Peters *et al.* (2003) comparam duas formulações dinâmicas do TOPMODEL à formulação apresentada por Beven *et al.* (1995). A primeira formulação dinâmica considerou a similaridade hidrológica em uma matriz bidimensional de área acumulada e declividade, a segunda formulação dinâmica introduziu novas características para refinar o conceito de similaridade. Os autores destas formulações concluíram que houve melhoria nas estimativas de períodos de recessão e nos limites de incerteza quando comparados com a formulação original. Entretanto, o estudo não foi suficiente para mostrar evidências que a versão original era inapropriada para a simulação de hidrogramas. O critério de comparação foi baseado na variância dos dados observados e calculados, limites de incerteza, medidas de entropia e inspeção visual de hidrogramas.

Silva *et al.* (2005) compararam duas formulações que modificaram o índice topográfico do TOPMODEL com a formulação original. Constataram que as novas formulações não apresentaram melhorias nas simulações, entretanto, uma das formulações comparadas apresentou uma redução de incerteza por calibração.

3.3 Representação digital do terreno em bacias hidrográficas

Segundo Li *et al.* (2004), modelos digitais de terreno (MDT) são definidos como uma simples representação estatística da superfície contínua do solo por uma grande quantidade de pontos com coordenadas (x, y, z) conhecidas em um arbitrário campo coordenado. Ainda segundo Li *et al.* (2004), há muitas definições de modelos digitais:

- MDS: Modelo digital do solo ou de uma superfície sólida.
- MDA ou MDE: Modelo digital de alturas ou elevações que representam medidas acima de uma referência (*datum*).
- MDT: Modelo digital do terreno que representa não somente elevações mas propriedades da superfície topográfica tais como declividade, aspecto e informações sócio-econômicas.

Desta forma, o termo MDT tende a ser mais amplo e é mais comumente usado nas mais diversas áreas.

Segundo Hengl & Reuter (2009), MDTs podem ser classificados basicamente em dois grupos: baseados em *raster* ou malha regular (forma matricial) e vetorial ou malha irregular. A Figura 3.8 mostra alguns exemplos destes grupos.

Em MDTs de malhas regulares a informação na dimensão z são armazenadas em forma de matriz e as coordenadas x e y podem ser calculadas durante a leitura da matriz com base em um ponto base.

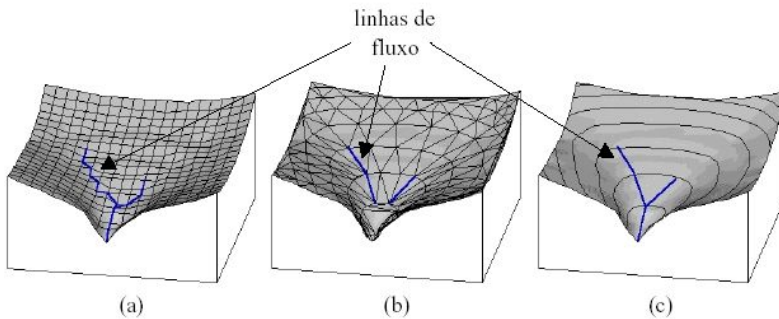


Figura 3.8. Representação de uma bacia. (a) Malha regular, (b) Malha irregular triangular e (c) Linhas de contorno (RENNÓ e SOARES, 2001).

Hengl & Reuter (2009) colocam as principais vantagens e desvantagens de malhas regulares:

Vantagens:

- Malhas regulares têm uma simples estrutura e podem facilmente serem reconstruídas.
- É considerado mais fácil projetar parâmetros relativos a superfície e objetos usando malhas regulares, porque simples algoritmos podem ser usados.
- Malhas regulares têm uma estrutura espacial uniforme. Quase todas as propriedades são definidas pelo tamanho da célula.
- Malhas regulares são mais viáveis para modelos computacionais usados em processamento de imagens e impressão.

Desvantagens:

- Malhas regulares super-amostram regiões de topografia suave e

pouco-amostram regiões de topografia acidentada.

- A re-projeção de uma malha regular implica na perda de acurácia, devido ao fato que a malha inicial perde sua estrutura regular em uma nova projeção, devendo portanto, ser recalculada.
- As diferentes distâncias entre centros de células nas direções cardinais e diagonais têm um impacto negativo na precisão de muitos modelos hidrológicos.

Tucker et al. (2001) também apontou outras desvantagens de malhas regulares:

- Sob certas circunstâncias, as malhas regulares podem introduzir *bias* na determinação da rede de drenagem de uma bacia.
- O uso de malhas regulares torna difícil ou impossível a modelagem de processos geológicos.

Para as malhas irregulares há alguns tipos tais como: malha de triângulos irregulares (TINs), malhas de polígonos irregulares (Voronoi) e malha de elementos curvilíneos. Dentre estes tipos, os mais empregados são as TINs e malhas Voronoi.

As TINs possuem como vantagens:

- Segundo Palacios-Vélez & Cuevas-Renaud (1986) como também Jones, Wright & Maidment (1990), as malhas baseadas em TIN representam de maneira mais acurada a topografia. A TIN não necessita de interpolação dos dados originais. Além disso, as faces dos triângulos são adaptadas a qualquer mudança abrupta da topografia.
- A arbitrariedade da malha é menor, pois três pontos são necessários para definição de um plano.
- Estas malhas podem ser constrangidas através da introdução de características lineares tais como: redes de drenagem e curvas de nível.
- A principal vantagem dessas malhas é a resolução variável. Isto é, é permitido o aumento de resolução onde a topografia é acidentada e a diminuição onde a topografia é suave. Além disso a resolução pode variar de acordo com propriedades hidrológicas, favorecendo o detalhamento como por exemplo, ao longo da rede de drenagem e áreas de inundação (Vivoni *et al.*, 2004).

Como desvantagem principal das TINs:

- Ocupam maior espaço, quando comparados as malhas

regulares, para armazenamento dos dados da malha, tais como: pontos, vértices, arestas e faces.

Os modelos baseados em malhas regulares ganharam popularidade devido ao crescente desenvolvimento dos pacotes de software SIGs. As malhas regulares são derivadas das imagens de satélite em formato *raster* (malhas regulares com informações de cor, altura etc). Ainda assim, alguns SIGs utilizam TINs para delimitação de sub-bacias ou visualização em três dimensões da superfície.

Segundo Vivoni *et al.* (2004), a principal desvantagem das TINs pode ser compensada pela variação espacial da resolução.

Todd (2005) comparou a quantidade mínima de pontos necessária para a representação de diferentes conjuntos de dados, usando um erro de 0,1%, entre uma malha regular e uma TIN. O resultado é apresentado na Figura 3.9.

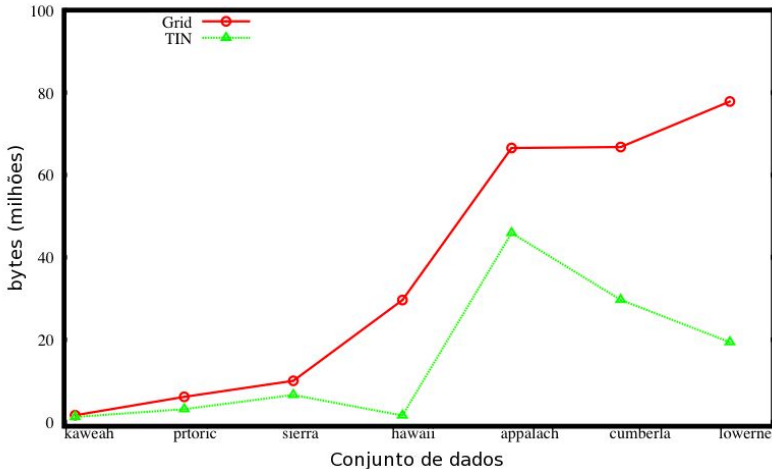


Figura 3.9. Comparação entre uma malha regular (*grid*) e uma TIN com relação a quantidade de dados armazenada. Modificado de Todd (2005).

Como mostrado na Figura 3.9, TINs são mais eficientes na amostragem de uma superfície do que malhas regulares.

Malhas Voronoi podem ser entendidas como um caso particular das TINs. As malhas Voronoi podem ser geradas a partir das TINs e vice-versa.

Em uma malha Voronoi cada vértice da TIN é cercado por uma região denominada Voronoi ou Thiessen (Figura 3.10a). Esta região é

definida por um conjunto de n pontos de acordo com o número de pontos vizinhos ao ponto p . Estes pontos que cercam o ponto p da malha são definidos através das mediatrizes (segmentos perpendiculares a um segmento dividindo-o ao meio) das arestas dos respectivos triângulos da TIN (Figura 3.10b).

Uma célula Voronoi possui área igual a área do polígono formado pelos pontos ao redor do ponto p . Possui comprimento (medida usada na determinação do comprimento do escoamento em modelos hidrológicos) igual ao comprimento de uma aresta desse polígono. A escolha da aresta depende da orientação do escoamento. A distância entre células é determinada pelo comprimento da aresta do respectivo triângulo. A declividade da célula é determinada pela média das declividades dos triângulos da TIN nos quais o ponto p pertence.

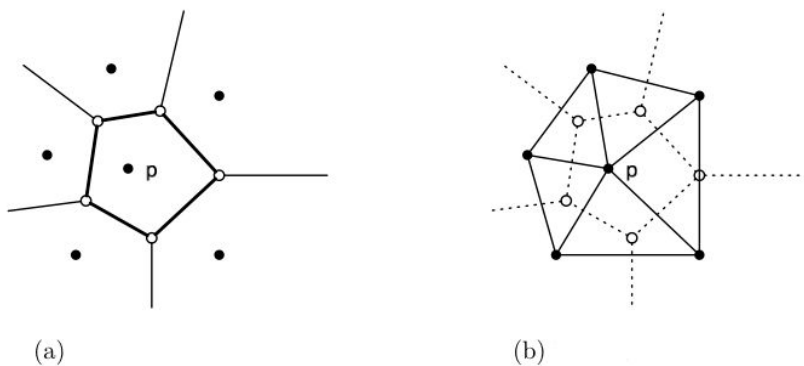


Figura 3.10. Célula de uma malha Voronoi. Modificada de Todd (2005). (a) Região Voronoi do ponto p . (b) Voronoi e TIN.

Segundo Tucker *et al.* (2001), as malhas Voronoi possuem algumas vantagens sobre malhas regulares e triangulares:

- São mais viáveis para a modelagem por diferenças finitas em escoamentos unidimensionais, pois cada nó da malha tem uma única área de contribuição e direção de drenagem.
- Permitem o mapeamento das direções de escoamento além das direções com incrementos de 45 graus.
- Os canais ou rios não são identificados pelos escoamentos que passam pelas arestas dos triângulos possibilitando a introdução de mecanismos físicos ou morfológicos para tal identificação.

Vivoni et al. (2004) argumentam que embora as TIN possuem vantagens sobre as malhas regulares são pouco exploradas na literatura para modelagem hidrológica.

3.4 Profundidades do Solo em Bacias Hidrográficas

Profundidade do solo ou espessura da camada de solo em uma bacia hidrográfica constitui um importante parâmetro em hidrologia. Neste trabalho é usada a definição adotada por engenheiros e geomorfologistas, que é a profundidade a partir da superfície até um material mais ou menos consolidado (Kuriakose *et al.*, 2009).

A maioria dos modelos hidrológicos baseiam-se na consideração de uma camada de solo finita sobre uma camada de solo impermeável. Tal consideração é válida em solos rasos e explica a melhor eficiência de modelos hidrológicos em tais áreas. Entretanto, a estimativa espacial das profundidades é pouco explorada na literatura.

Kuriakose *et al.* (2009) classificaram os modelos de previsão de profundidades do solo em três tipos: (1) modelos de conceituação física, os quais levam em consideração os processos de intemperismo, denudação e acumulação; (2) modelos empírico-estatísticos que levam em consideração propriedades como topografia e uso do solo e (3) modelos de interpolação a partir de dados levantados em campo.

Saulnier *et al.* (1997) introduziram dois modelos de variação espacial da profundidade do solo. O primeiro baseado em uma relação linear com a elevação dada por:

$$D_i = D_{max} - \left(\frac{D_{max} - D_{min}}{el_{max} - el_{min}} \right) \cdot (el_i - el_{min}), \quad (3.52)$$

na qual D_i [L] é a profundidade no solo na célula i ; el_i é a elevação da célula; D_{max} [L] e D_{min} [L] são as profundidades máxima e mínima na bacia, respectivamente e el_{max} [L] e el_{min} [L] são as elevações máxima e mínima na bacia, respectivamente.

O segundo modelo prevê a variação linear da profundidade baseado na declividade:

$$D_i = D_{max} - \left(\frac{D_{max} - D_{min}}{\tan \beta_{max} - \tan \beta_{min}} \right) \cdot (\tan \beta_i - \tan \beta_{min}), \quad (3.53)$$

na qual \tan_i é a declividade da célula i e \tan_{\max} e \tan_{\min} são as declividades máxima e mínima na bacia, respectivamente.

Saulinier *et al.* (1997) introduziram este mapeamento espacial em um novo índice topográfico para o TOPMODEL. Aplicaram esse modelo de variação espacial em uma bacia de 8,4 km². Verificaram que as vazões simuladas não sofreram grandes variações de acordo com a introdução da variabilidade espacial das profundidades do solo, entretanto, a distribuição pode ser importante na avaliação de respostas distribuídas da bacia.

Tesfa *et al.* (2008) desenvolveram um modelo estatístico para previsão das profundidades do solo levando em consideração a topografia e uso do solo. Aplicaram o modelo em uma bacia com 28 km² com 819 medidas observadas de profundidades do solo. Verificaram que o modelo estatístico explicou 50% da distribuição espacial das profundidades do solo e constituiu um importante avanço na solução da necessidade da distribuição espacial de profundidades de solo em modelagem distribuída. As Figuras 3.11 e 3.12 mostram as comparações do modelo com dados observados.

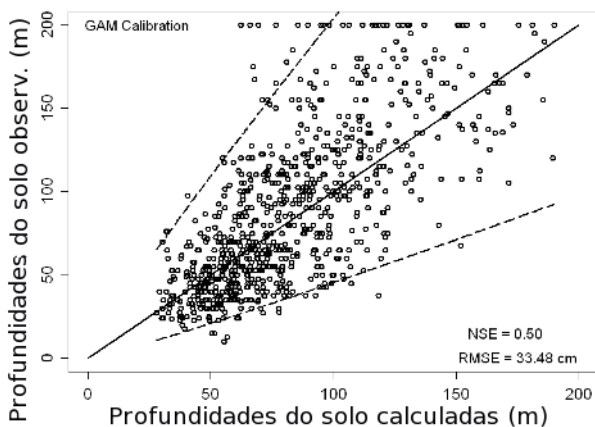


Figura 3.11. Comparação das profundidades do solo calculadas e observadas, pontos de calibração do modelo de Tesfa *et al.* (2008).

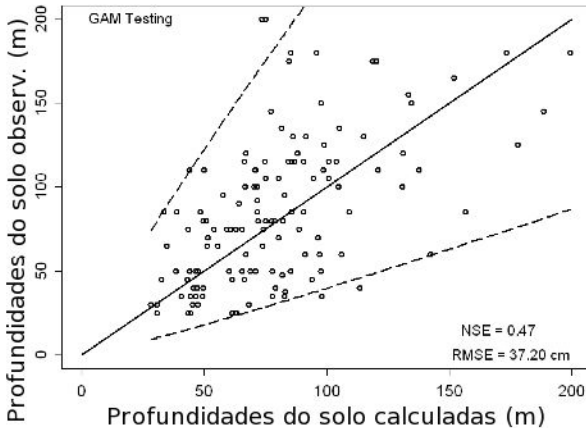


Figura 3.12. Comparação das profundidades do solo calculadas e observadas, pontos de validação do modelo de Tesfa *et al.* (2008).

Observando as Figuras 3.11 e 3.12 nota-se que Tesfa *et al.* (2008) obtiveram um bom ajuste do modelo com Nash-Sutcliffe de 0,47 na validação do modelo e RMSE (Raiz do erro médio quadrático) de 37,20 cm.

Dahlke *et al.* (2009) criaram também um modelo estatístico usando classes de uso de solo e outros parâmetros do terreno, entretanto, o modelo necessita de pontos levantados em campo para espacializar a informação sobre toda a bacia. Obtiveram valores de RMSE igual a 0,46 metros, usando 2 classes de uso de solo e 0,87 para 9 classes. Argumentaram que embora o erro seja menor usando-se menos classes, a variância dos dados observados é melhor explicada com o uso de um maior número de classes. Concluíram que a acurácia do modelo depende da quantidade de pontos amostrados.

Kuriakose *et al.* (2009) compararam dois modelos de predição de profundidades. Concluíram que o fator mais influente na estimativa, para a bacia estudada, é o uso do solo.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Áreas de Estudo e Dados Hidrológicos

Para este estudo três bacias foram selecionadas de acordo com a disponibilidade de dados e seguindo critérios de área total da bacia e escala temporal dos dados hidrológicos. Desta forma, as bacias são: bacia do Rio Pequeno com 106 km² e intervalo de dados em horas; bacia do Rio Cubatão com 395 km² e intervalo de dados em dias e bacia Pinus I (também chamada bacia experimental do Rio Saci) com 0,10 km² e disponibilidade de dados a cada 10 minutos.

Na bacia do Rio Cubatão há algumas estações pluviométricas. Entretanto, para este trabalho a precipitação é considerada uniformemente distribuída sobre todas as bacias. Esta consideração é realizada com a intenção de promover uma comparação mais efetiva entre os modelos TOPMODEL e o modelo distribuído proposto, uma vez que o modelo TOPMODEL usa apenas um valor de precipitação para cada passo de tempo da simulação.

4.1.1 BACIA DO RIO PEQUENO

A bacia do Rio Pequeno (Figura 4.1), com aproximadamente 106 km², está totalmente inserida no município de São José dos Pinhais, região metropolitana de Curitiba, Paraná. Na divisão das grandes bacias do estado, esta área pertence a bacia do Rio Iguaçu. A topografia da bacia é pouco acidentada e suas altitudes variam de 895 m a 1270 m. Segundo Santos (2001), os tipos de solos encontrados na bacia são: Organossolos, latossolos, argilissolos e cambissolos. O uso do solo na bacia é classificado em: urbano (4%); agricultura e/ou solo exposto (3%); matas (54%), campo (35%), banhados e/ou várzeas (3%) e outros (1%). A declividade média da bacia é de 3,8% e máxima de 28,3%. A precipitação média anual da região é aproximadamente 1.400 mm.

A informação topográfica dessa bacia foi retirada de cartas topográficas na escala de 1:10000.

Os dados hidrológicos horários foram obtidos da estação fluviométrica Fazendinha. As precipitações foram obtidas da estação Chácara do Guajubi. Os dados de evapotranspiração foram calculados de acordo com o método de Penman modificado (DOORENBOS &

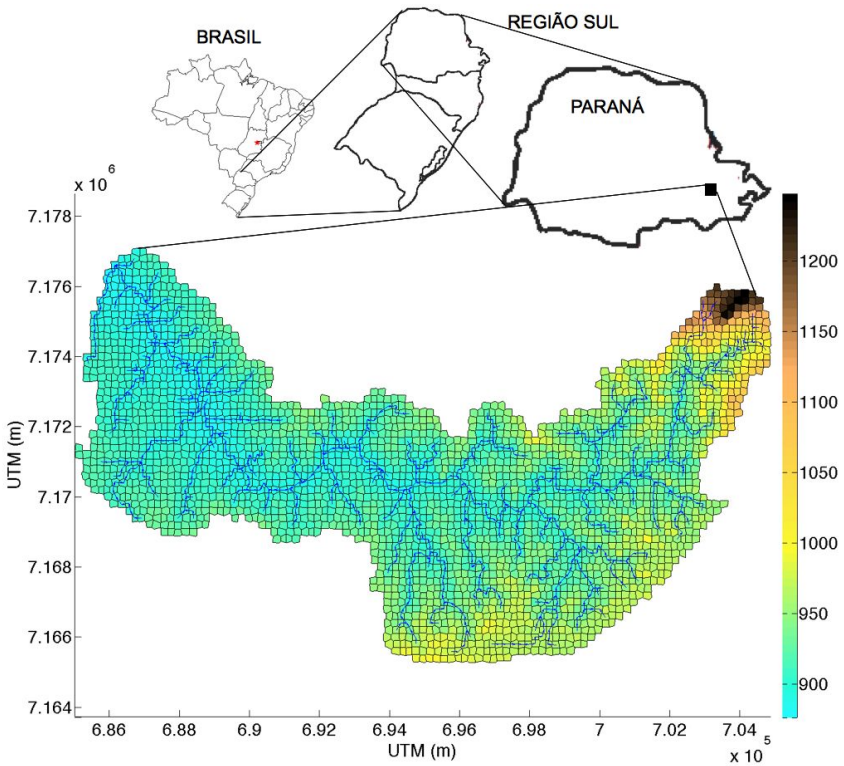


Figura 4.1. Hipsometria e localização da Bacia do Rio Pequeno.

Elevações em metros.

PRUIT, 1992).

O período dos dados compreende o intervalo de 14/08/99 até 01/01/01. O período dos dados foi dividido em duas séries (Tabela 4.1). A primeira série (3360 medidas) foi utilizada para calibração e a segunda (3360 medidas) para validação do modelo.

Tabela 4.1. Características das séries de dados da Bacia do Rio Pequeno.

Série	Período	Precip. total (mm)	Precip. máxima (mm/h)	Evapotr. potencial total (mm)	Vazão total (mm)	Vazão máxima (mm/h)	Vazão mínima (mm/h)
1	14/08/99 01/01/00	437,00	42,00	505,02	314,55	0,22	0,03
2	14/08/00 01/01/01	483,80	18,80	504,65	381,37	0,36	0,04

As Figuras 4.2 e 4.3 mostram as séries de dados hidrológicos para a bacia do Rio Pequeno.

4.1.2 BACIA DO RIO CUBATÃO

A bacia do Rio Cubatão (Figura 4.4) abrange os municípios de Garuva e Joinville. Localiza-se na região nordeste do Estado de Santa Catarina, a uma distância de 180 km da capital, Florianópolis. Possui uma área de 395 km², com extensão do canal principal de 88 km. As elevações variam de 9 a 1610 metros. Sua nascente está situada na Serra Queimada, na cota altimétrica de 1.100 m, e sua foz, no estuário da Baía da Babitonga (GONÇALVES *et al.*, 2006). As declividades máxima e mínima são 74,7% e 9,2%, respectivamente.

A hidrografia apresenta seu sistema organizado predominantemente na vertente da Serra do Mar. É fortemente influenciada por aspectos estruturais e geomorfológicos, apresentando formato dendrítico, com leitos encachoeirados e encaixados em vales profundos, com vertentes curtas nos cursos superior e médio. Nas planícies de inundação, apresenta baixa declividade e grande sinuosidade natural (COMISSÃO DE POLÍTICAS DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL E DA AGENDA 21 MUNICIPAL, 1998).

Segundo Gonçalves *et al.* (2007), na área de planalto houve a supressão de grandes áreas de mata nativa para a realização de reflorestamento com *Pinnus elliotis* na década de 1970, justamente nas áreas de nascente do Rio Cubatão. Por isso essas áreas constituíram o principal setor de desmatamento no ano de 1975.

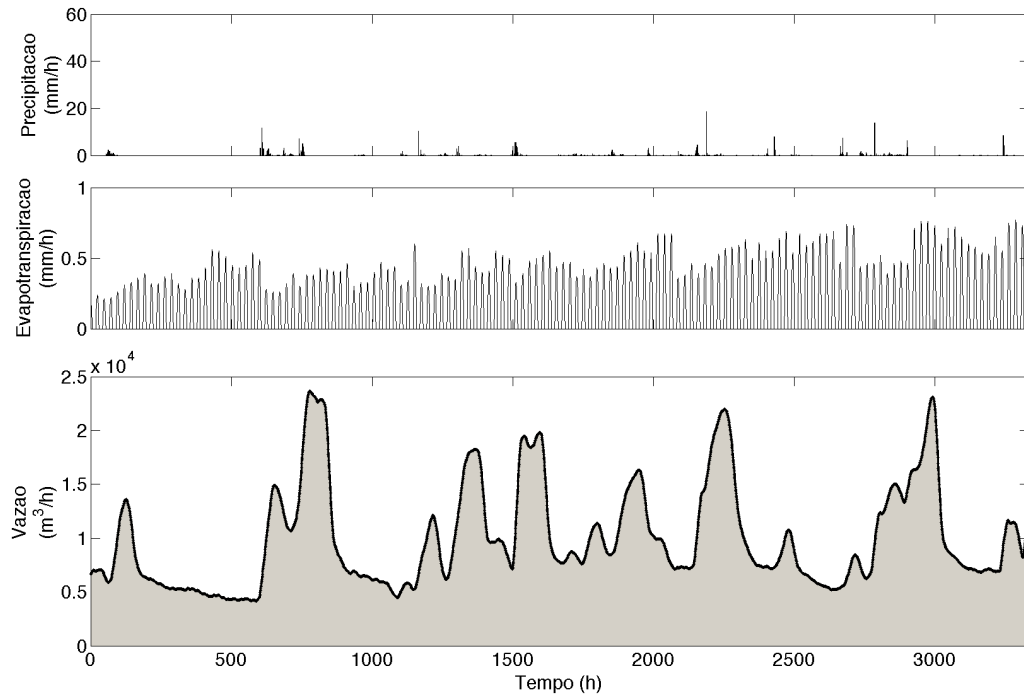


Figura 4.2. Séries de dados hidrológicos da bacia do Rio Pequeno. Série 1.

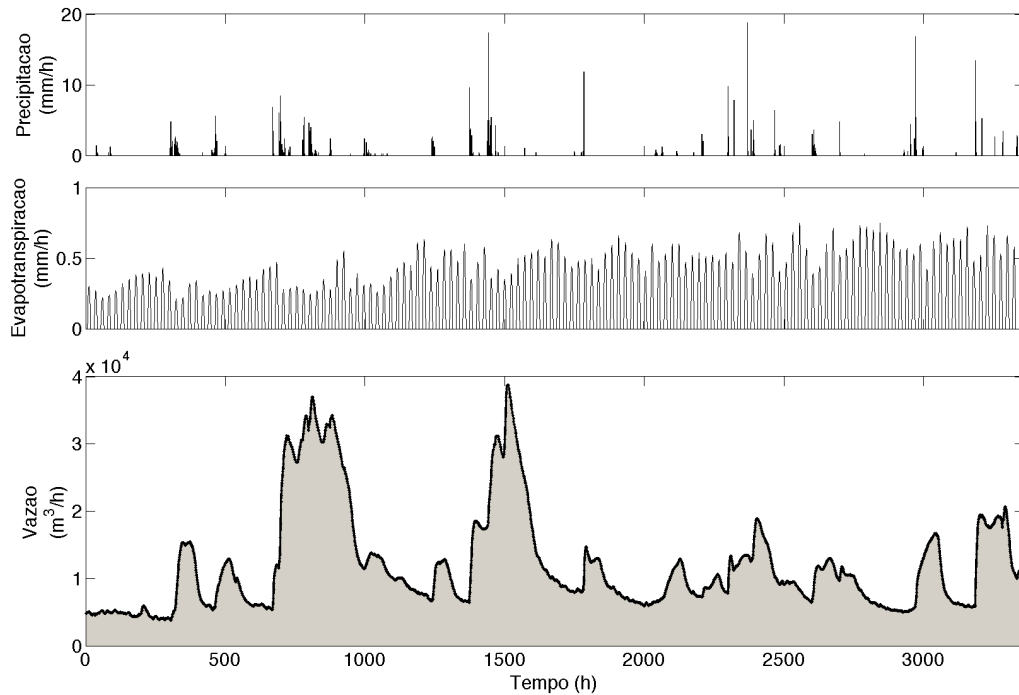


Figura 4.3. Séries de dados hidrológicos da bacia do Rio Pequeno. Série 2.

A área urbanizada da bacia do Rio Cubatão possui uma área de 4.398,12 ha, dos quais 1.925,10 ha estão representados pelo distrito industrial. É composto por uma área densamente habitada, representada pelos bairros Jardim Paraíso, Jardim Sofia, Jardim Kelly, Vila Cubatão, parte do Bom Retiro, distrito industrial e pela área de expansão urbana, onde as atividades agrícolas e pecuárias se mantêm em alguns locais, apesar da pressão imobiliária (GONÇALVES *et al.*, 2006). Joinville tornou-se um pólo regional, visto que várias cidades vizinhas, a exemplo dos municípios de Araquari, São Francisco do Sul e Garuva, vêm implantando novas indústrias e muitas vezes os funcionários destas vêm residir em Joinville.

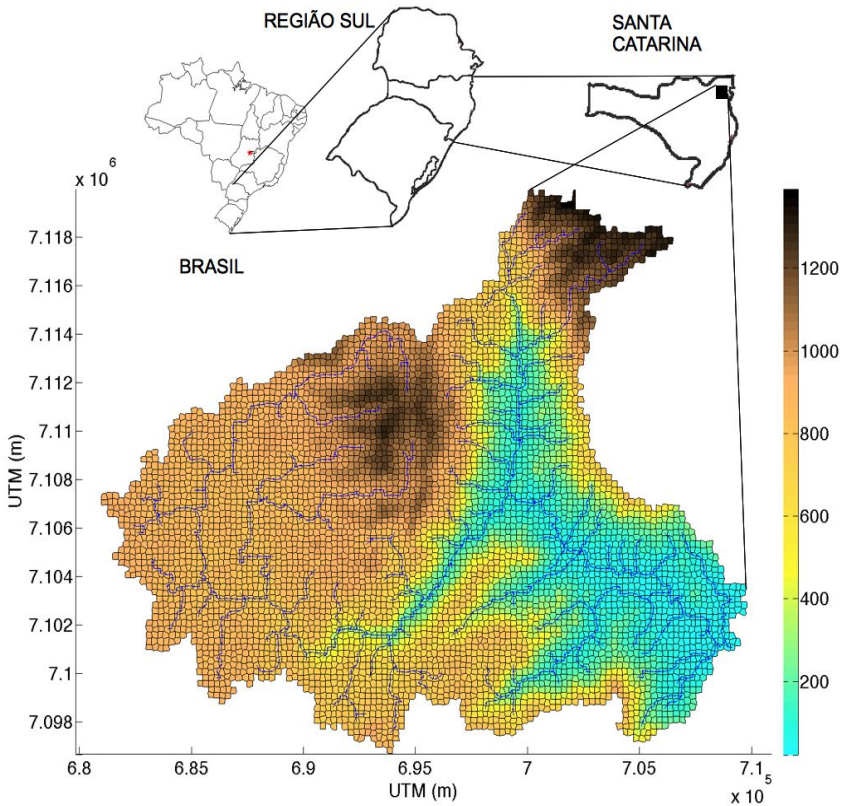


Figura 4.4. Hipsometria da bacia do Rio Cubatão. Elevações em metros.

Os dados hidrológicos diários (vazão, precipitação e evapotranspiração) utilizados no presente trabalho foram obtidos de cinco estações as quais são: Abaeté, Quiriri, Univille, Aeroporto e Barragem.

Para o presente trabalho foram utilizados os dados compreendidos entre 06/04/2000 a 31/12/2007, os quais foram cedidos pelo Comitê de Gerenciamento da Bacia Hidrográfica do Rio Cubatão do Norte (CCJ).

A precipitação média diária sobre a bacia foi obtida através de aplicação do Método de Thiessen com uso dos dados obtidos nas estações Abaeté, Quiriri, Univille e Aeroporto.

Os dados de evapotranspiração foram obtidos a partir de parâmetros meteorológicos e aplicando o método de Penman modificado (DOORENBOS & PRUIT, 1992).

A vazão no local da Barragem do Rio Cubatão foi monitorada quase semanalmente, o que proporcionou ausência de dados diários.

O período de dados foi dividido em duas séries, a primeira foi utilizada para calibração (06/04/2000 a 31/12/2004) (1731 medidas) e a segunda para validação do modelo (05/01/2005 a 31/12/2007) (1091 medidas). A Tabela 4.2 resume os dados.

Tabela 4.2. Características das séries de dados da Bacia do Rio Cubatão.

Série	Período	Precip. total (mm)	Precip. máxima (mm/d)	Evapotr. potencial total (mm)	Vazão total (mm)	Vazão máxima (mm/d)	Vazão mínima (mm/d)
1	06/04/00 31/12/04	8975,70	79,60	2621,30	659,45	28,29	0,65
2	05/01/05 31/12/07	5542,00	197,20	1610,80	446,84	17,14	0,50

As Figuras 4.5 e 4.6 mostram as séries de dados hidrológicos para a bacia do Rio Cubatão.

Como os dados observados de vazões não foram medidos no mesmo espaço temporal dos dados de precipitação e evapotranspiração, e também de forma não contínua, os dados observados são apresentados através de pontos nos gráficos de hidrogramas.

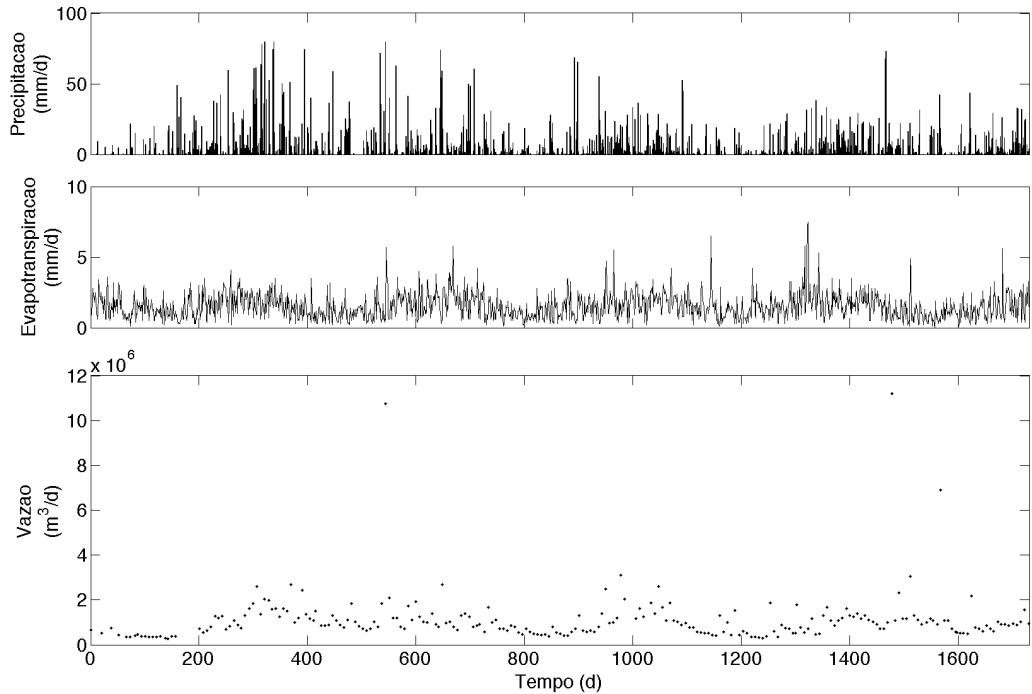


Figura 4.5. Séries de dados hidrológicos para a bacia do Rio Cubatão. Série 1.

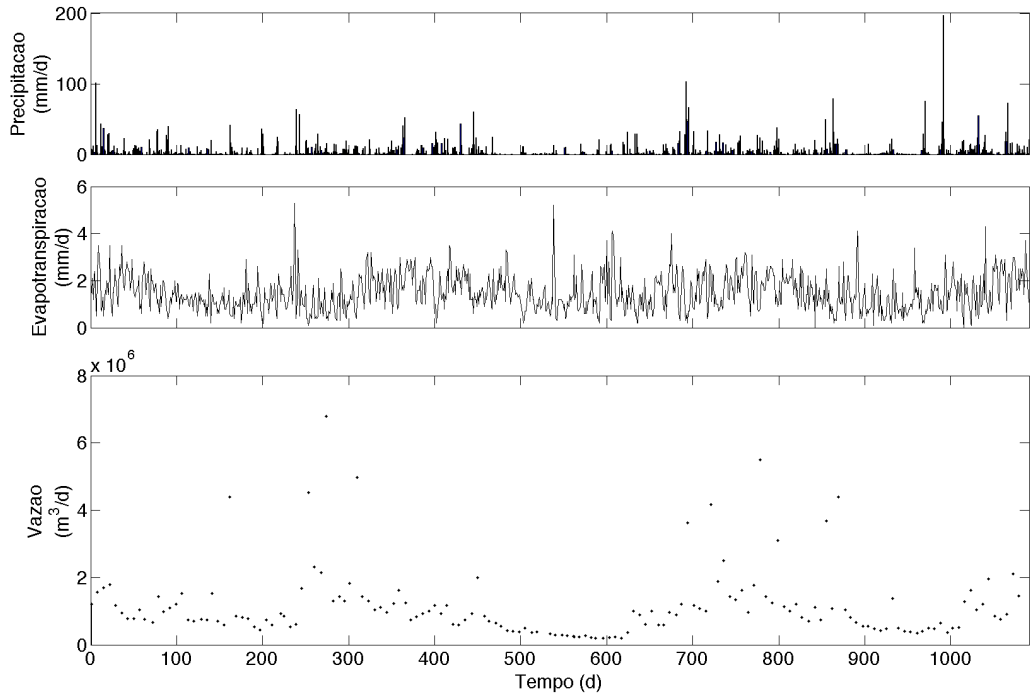


Figura 4.6. Séries de dados hidrológicos para a bacia do Rio Cubatão. Série 2.

4.1.3 BACIA PINUS I

Segundo Chaffe (2009), a bacia Pinus I está localizada na região norte do estado de Santa Catarina no município de Rio Negrinho (Figura 4.7). A bacia é de segunda ordem (classificação de Strahler) e possui área de aproximadamente 0.10 km². É caracterizada por reflorestamento de pinus e vegetação nativa, sendo que a segunda encontra-se principalmente como mata ciliar. A área de reflorestamento da bacia experimental é de 8,7 ha composta por Pinus de 30 anos. Esse reflorestamento foi formado por espaços de 3 m entre fileiras e 2 m entre as árvores de Pinus, o que resulta em uma densidade de aproximadamente 1666 Pinus/ha. Entretanto, devido a desbastes ou morte das plantas, atualmente a densidade é de aproximadamente 673 Pinus/ha. Os Pinus apresentam em média 30 m de altura, 29,9 cm de diâmetro e 60 m²/ha de área basal. A área da mata nativa é de aproximadamente 1,5 ha e é formada basicamente por floresta secundária com várias espécies de tamanho médio. A bacia possui declividade média de 9,1% e máxima de 45,8%.

Santos (2009) realizou um levantamento das profundidades do solo na bacia Pinus I, através da perfuração de poços em 20 pontos na bacia, com a finalidade de investigar os mecanismos de geração de escoamento e de conectividade hidrológica. As profundidades do solo foram interpoladas para toda a bacia usando regressão baseada no índice topográfico. Este levantamento, após interpolação para toda a bacia, é mostrado na Figura 4.8.

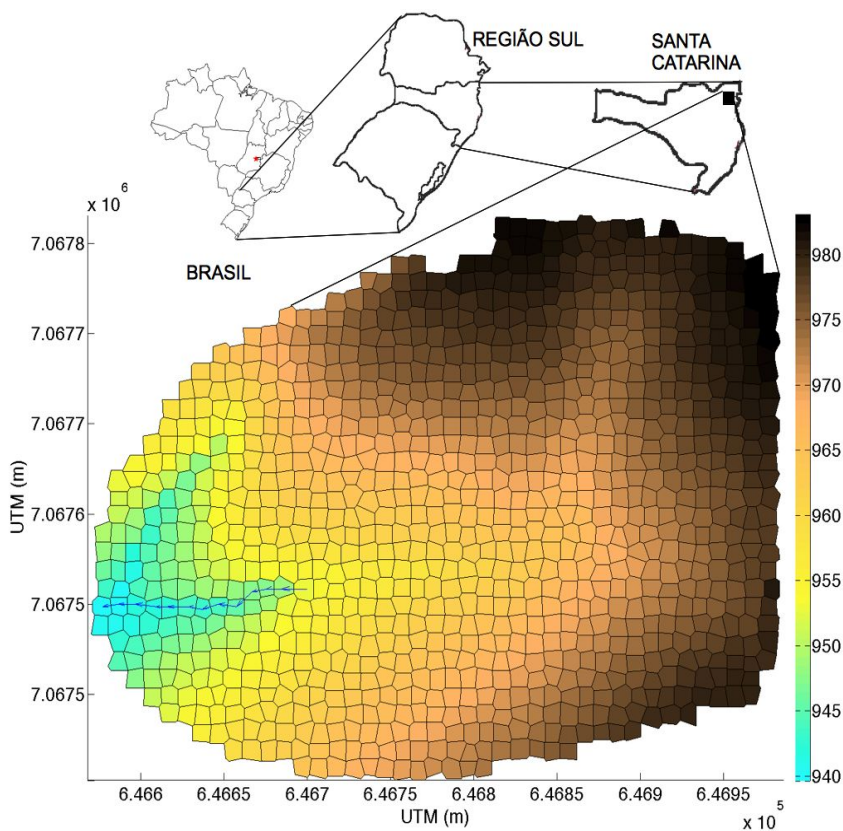


Figura 4.7. Hipsometria da bacia Pinus I. Elevações em metros.

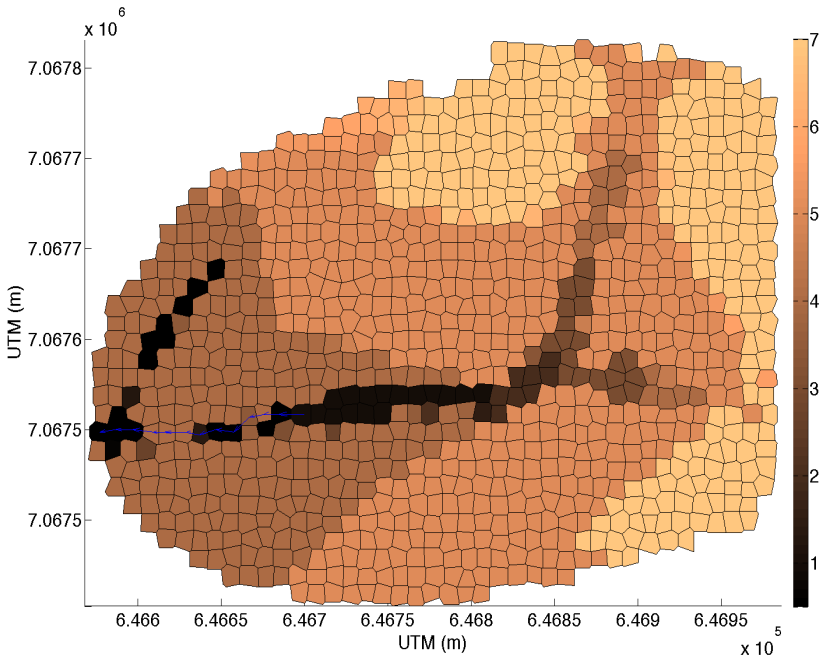


Figura 4.8. Profundidades interpoladas do solo em metros da bacia Pinus I.

Para esta bacia foram utilizados os dados coletados por Santos (2009). Os dados de vazão foram obtidos através de um sistema de monitoramento do nível d'água do rio e transformação através de curva-chave. Esse sistema é formado por uma estrutura, composta por uma calha Parshall, um vertedor triangular na base da calha e um vertedor retangular acima da calha, um sensor de nível d'água e uma régua linimétrica. Os dados de nível foram armazenados em um datalogger a cada 10 minutos. Uma série de medição de vazão do dia 23/08/2008 às 04h20min até o dia 17/11/2008 às 06h20min foi realizada.

A precipitação foi medida também em intervalos de 10 minutos. A evapotranspiração foi calculada utilizando dados diários de uma estação meteorológica distante 28 km da bacia. O método de Penman

modificado foi utilizado e uma função seno foi aplicada para transformar os dados diários em dados de evapotranspiração a cada 10 minutos. A Tabela 4.3 resume os dados para a bacia Pinus I.

Tabela 4.3. Características das séries de dados da Bacia Pinus I.

Série	Período	Precip. total (mm)	Precip. máxima (mm/10 min)	Evapotr. potencial total (mm)	Vazão total (mm)	Vazão máxima (mm/10 min)	Vazão mínima (mm/10 min)
1	23/08/08 17/11/08	522,78	14,49	261,16	286,95	0,20	0,002

A Figura 4.9 mostra graficamente a série de dados hidrológicos para a bacia Pinus I.

4.2 Modelo de Caracterização Geomorfológica – WADII – Teoria

O modelo é chamado WADII (*WatersheD investigation II*), sendo uma nova implementação e abordagem do modelo implementado por Silva (2005), devido ao fato da nova implementação ser baseada em células Voronoi e não em células triangulares. Este modelo tem como objetivo extrair informação geomorfológica a partir da topografia de uma bacia, discretizada com células Voronoi. Esta informação consiste em variáveis que serão utilizadas por um modelo hidrológico através de uma matriz denominada matriz hidrológica. Um modelo hidrológico pode ler a matriz hidrológica e realizar cálculos de balanço hídrico para cada célula assim como de propagação do escoamento de célula para célula.

Além da matriz hidrológica, o modelo WADII classifica os rios da bacia e gera a função distância-área. Para isso, o modelo soluciona o problema de depressões e regiões planas na bacia. O modelo geomorfológico também possui a propriedade de perturbar pontos, quando estes são originados de uma malha regular.

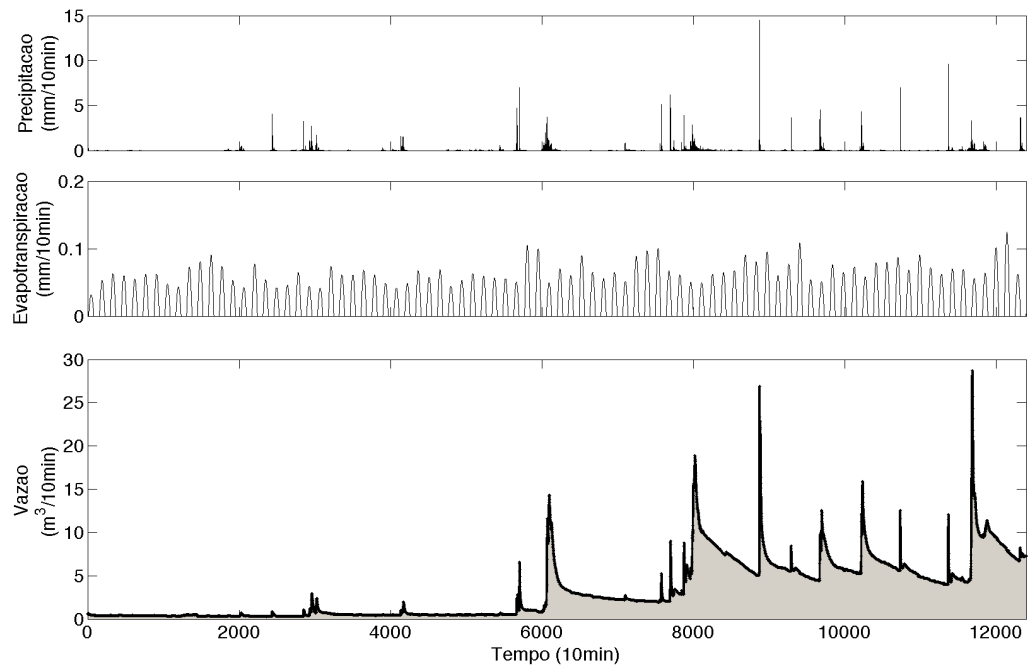


Figura 4.9. Séries de dados hídricas para a bacia Pinus I.

4.2.1 PERTURBAÇÃO DE PONTOS DE UMA MALHA

Esta perturbação tem como objetivo quebrar a dependência da formação dos triângulos sobre o espaçamento da malha, e posteriormente, na determinação das trajetórias de escoamento.

A perturbação é realizada para cada ponto da malha de acordo com um parâmetro de entrada que representa a percentagem da perturbação em ambas as direções x e y.

$$\kappa_p(i, j) = grid * perturb \pm \kappa(i, j), \quad (4.1)$$

onde κ_p é a coordenada perturbada x ou y do ponto a ser perturbado com coordenada κ ; *grid* é o comprimento da célula; *perturb* é o valor em percentagem da perturbação; e *i* e *j* representam os índices da linha e coluna, respectivamente.

4.2.2 LINHAS DE ESCOAMENTO E CORREÇÃO DE DEPRESSÕES

O modelo gera as linhas de escoamento seguindo as células Voronoi. Uma direção de escoamento é definida quando existe um ponto de elevação inferior ao ponto que está sendo analisado. Os pontos vizinhos a um determinado ponto *p* da malha, determinados pela malha TIN, são analisados e o ponto de menor elevação e/ou maior declividade é escolhido (*pm*). Desta forma a direção de escoamento é definida pela reta que une *p* a *pm*. A trajetória de escoamento é assumida tomando *p* = *pm* e analisando os vizinhos do novo ponto *p*. Isso é realizado sucessivamente até a rotina não encontrar pontos de elevação inferior.

Se não existem falsas depressões no modelo digital de terreno (MDT), cada ponto da malha terá sua trajetória até a real exutória da bacia. Entretanto, erros em MDT são comuns, por isso a existência de falsas depressões.

Depressões são definidas como um conjunto de pontos ligados entre si através das trajetórias de escoamento, no qual o *outlet* é um ponto cercado por pontos com elevação superior. Este ponto é denominado *pit* e todos os pontos que contribuem para esse ponto formam uma depressão. Após a identificação das falsas depressões, a rotina, seguindo um parâmetro de diferença de nível, tenta achar um ponto vizinho a depressão, considerado como ponto de extravasamento. Caso afirmativo, este ponto de extravasamento é considerado o novo

outlet da depressão, e as trajetórias de escoamento são orientadas para aquele ponto. Em outras palavras, a depressão é preenchida até o parâmetro de diferença de nível, se há algum ponto vizinho com elevação inferior a elevação de preenchimento, este ponto é considerado o *outlet*.

4.2.3 MATRIZ HIDROLÓGICA

As variáveis armazenadas na matriz hidrológica correspondem a cada célula da malha e são desta forma descritas: área da célula [L²], declividade, comprimento da aresta de saída do escoamento [L], distância até a próxima célula de jusante [L] e índice da célula.

A Tabela 4.4 mostra um exemplo dessa matriz.

Tabela 4.4. Matriz com informações de cada célula.

Célula index	Número próxima célula	Área célula	Área acumulada	Área total acumulada	Declividade	Comprimento	Comprimento acumulado	Comprimento acumulado total	Distância até próxima célula	Índice topográfico	Número da célula
1	169	40.99	0.00	40.99	0.00001	6.21	0.00	6.21	3.17	13.40	98
2	170	38.87	35.79	74.66	0.00001	4.92	4.76	9.68	6.87	13.50	99
1	99	35.79	0.00	35.79	0.00001	4.76	0.00	4.76	7.42	13.53	100
1	172	31.97	0.00	31.97	0.00001	4.76	0.00	4.76	7.07	13.42	101
2	173	38.46	131.20	169.65	0.00001	5.30	5.12	10.42	8.40	14.72	102
2	175	35.75	56.29	92.04	0.07945	5.12	4.34	9.46	6.53	4.93	103

O índice da célula, um número inteiro, representa a ordem com que as células devem ser analisadas por um modelo hidrológico. Inicialmente, todas as células possuem o índice 1, a medida que recebem contribuições de outras células, seus índices aumentam.

4.2.4 ORDEM DOS RIOS DA BACIA

Uma importante característica morfológica de bacias hidrográficas é a ordem dos seus rios. O método mais utilizado é o de Strahler (1952). O rios, ou canais de uma bacia, podem ser identificados através da introdução de um valor mínimo de área acumulada, a partir da qual um canal é iniciado. Esta metodologia (Montgomery and Dietrich, 1988, 1992, 1993) é bastante empregada nos dias atuais em softwares SIG.

4.2.5 FUNÇÃO DISTÂNCIA-ÁREA

O número de pontos em uma bacia são relacionados às suas respectivas distâncias da exutória através da função-largura (*width-*

function) (RODRÍGUES-ITURBE, 1997). A função distância-área é um caso particular da função-largura. Esta função usa a área em função do número de pontos. Essas funções são de grande importância na investigação do comportamento hidrológico de uma bacia.

O hidrograma unitário geomorfológico (RODRÍGUES-ITURBE, 1996) pode ser derivado a partir de uma função-largura. O TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) usa a função distância-área para propagação dos escoamentos.

O modelo WADII deriva a função distância-área a partir da matriz hidrológica e mapeia espacialmente as distâncias da exutória.

4.3 Modelo de Caracterização Geomorfológica – WADII - Implementação

Um conjunto de rotinas e uma interface gráfica em MATLAB foram implementados com a finalidade de fornecer uma ferramenta para análise geomorfológica de bacias hidrográficas.

4.3.1 IMPORTAÇÃO DE PONTOS

A rotina *load* do MATLAB é usada para armazenar pontos x , y , z em formato texto em uma matriz. Os *Softwares* SIG permitem que dados em formatos *raster* sejam exportados no formato texto x , y , z . Desta forma, esta rotina pode ler dados provenientes de outros softwares.

4.3.2 PERTURBAÇÃO DE PONTOS E GERAÇÃO DE MALHA TIN

Essa rotina, chamada *perturb_grid*, usa o comando *meshgrid* do *Matlab* para gerar uma malha de pontos regular sobre o espaço amostral definido pelos pontos importados.

Após a definição dos pontos da malha, as coordenadas dos pontos são perturbadas randomicamente de acordo com a Equação 4.1.

Com os pontos perturbados é usada uma rotina do *Matlab* chamada *griddata* para interpolar os valores de z de acordo com os pontos originais importados. Em seguida a rotina *delaunay* é usada para geração da malha de triângulos irregulares (Triangulated irregular Network – TIN).

A chamada da rotina é apresentada da seguinte forma, os termos à

esquerda da igualdade representam as saídas da função e os termos à direita representam as entradas da função:

```
[p,X, Y, Z] = pertub_grid(p_i, grid, pertub,'interp'),
```

onde p é uma matriz de pontos x,y,z perturbados; $grid$ é o espaçamento da malha; $pertub$ é a percentagem de perturbação; X, Y, Z são matrizes independentes de cada coordenada; p_i é a matriz original de pontos x,y,z ; $interp$ é um *string* definindo qual tipo de interpolação escolhida, linear ou distância inversa. A Figura 4.10 mostra uma malha gerada e perturbada.

Em conjunto com a rotina *pertub_grid* foram implementadas duas rotinas adicionais denominadas *find_neighbours* e *find_steepest_neighbours*. Essas duas funções têm o objetivo identificar os vizinhos de cada ponto de acordo com a malha TIN e encontrar o ponto vizinho de maior declividade, para o qual a trajetória de escoamento seguirá, respectivamente.

A chamada da rotina é:

```
[NP, nb] = find_neighbours_points(tri, p),
```

onde tri é a matriz com índices dos pontos que forma um triângulo proveniente da rotina *delaunay*; NP é uma matriz com listas de pontos correspondentes aos vizinhos de cada ponto da matriz p ; nb é a matriz contendo os índices dos triângulos que contém esse ponto.

```
NSP = find_steepest_neighbours_points(p,NP),
```

onde NSP é a matriz contendo os índices do ponto de máxima declividade para cada ponto da matriz p .

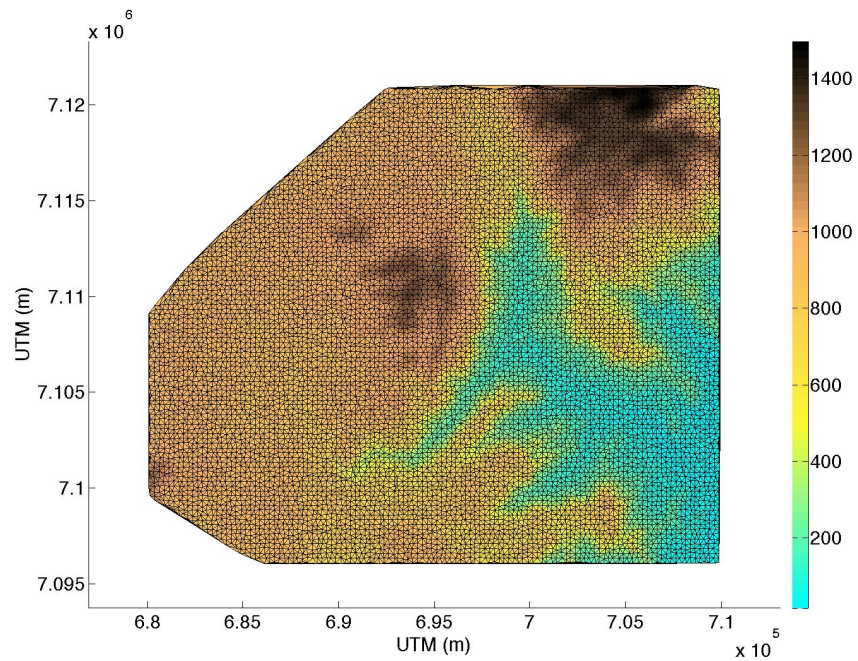


Figura 4.10. Malha triangular gerada e perturbada. Elevações em metros.

4.3.3 DETERMINAÇÃO DAS DIREÇÕES DAS TRAJETÓRIAS DE ESCOAMENTO E IDENTIFICAÇÃO E SOLUÇÃO DE DEPRESSÕES

Foi implementada uma rotina chamada *solve_pit_regions* com o objetivo de traçar as trajetórias de escoamento associadas a cada ponto da malha e armazenar em uma matriz as falsas depressões.

A chamada da rotina *solve_pit_regions* é:

```
[region, region_n, p_region, pits, NSP_c, NP_c] =  
    solve_pit_regions(NP, NSP, p, threshold),
```

onde *threshold* é o valor da diferença de elevação entre *pit* e o ponto a ser buscado como saída da região; *NSP_c* e *NP_c* são as matrizes *NSP_c* e *NP_c* corrigidas; *pits* é uma matriz contendo todos os pontos *pit*; *p_region* é uma matriz de dimensão igual ao número total de pontos da malha cujos valores representam o número da depressão na qual o ponto pertence; *region_n* é uma matriz cuja dimensão é igual ao número de depressões e contém o número de pontos de cada depressão; *region* é uma matriz de dimensão igual ao número de depressões e contém uma lista dos pontos pertencentes a cada depressão.

A rotina atua de forma iterativa resolvendo e atualizando o número de depressões. A Figura 4.11 mostra a identificação de uma depressão e sua solução.

4.3.4 DELIMITAÇÃO DA BACIA DE ACORDO COM A EXUTÓRIA E GERAÇÃO DE MALHA VORONOI

A rotina *select_watershed* seleciona os pontos da malha cuja trajetórias de escoamento passam por um ponto definido. Este ponto é considerado a exutória da bacia. Além de selecionar os pontos a rotina armazena as distâncias plana e inclinada de cada ponto ao seu vizinho. A chamada da rotina é:

```
[wshed, p_w] = select_watershed([x y], NSP_c, p),
```

onde *p_w* é uma matriz contendo somente os pontos que pertencem à bacia selecionada; *wshed* é a matriz que contém os índices da bacia e as distâncias de cada ponto aos respectivos vizinhos.

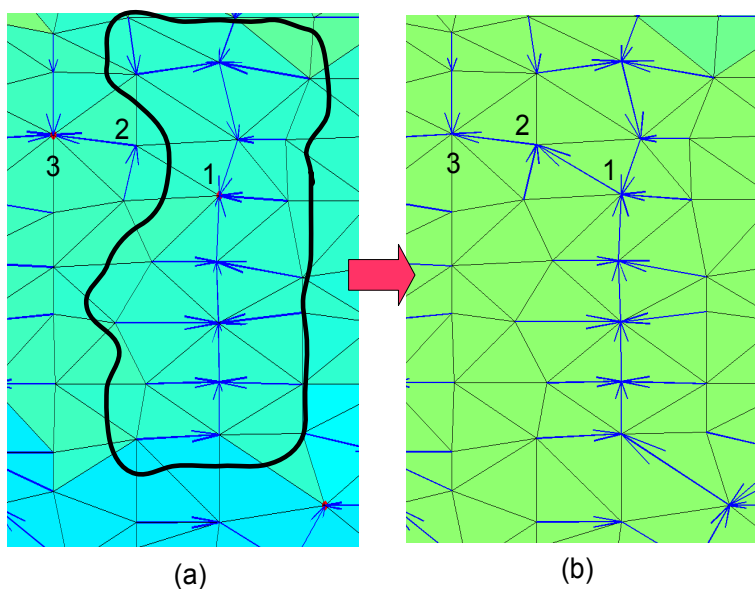


Figura 4.11. Identificação e solução de depressões. (a) Ponto 1 *pit* da região em destaque, ponto 2 de transbordamento, ponto 3 *pit* da depressão vizinha. (b) Depressão corrigida.

Após a bacia ser selecionada é aplicada uma outra rotina para estimar alguns atributos de cada célula *Voronoi* criada previamente com a rotina *voronoin* do *Matlab*. Estes atributos correspondem a área da célula, declividade, comprimento da aresta da célula no sentido do escoamento e distância até a célula vizinha no sentido do escoamento. A chamada da rotina:

```
[vor_att] = voronoi_attributes(VP, VI, NSP, NP,
                             p_w)
```

onde *VP* e *VI* são matrizes provenientes da aplicação da função *voronoin* e *vor_att* é a matriz contendo os atributos de cada célula *Voronoi*. *vor_att* tem dimensão igual ao número de pontos que pertencem a bacia selecionada. A Figura 4.12 mostra as trajetórias de escoamento da bacia selecionada.

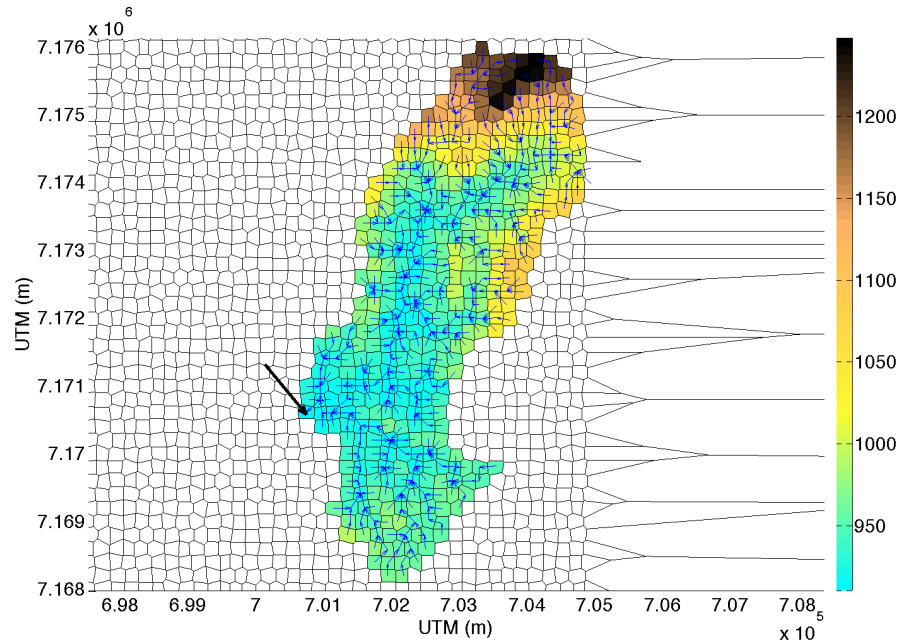


Figura 4.12. Delimitação de uma bacia, trajetórias de escoamento. Ponto em destaque representa a exutória.

4.3.5 GERAÇÃO DA MATRIZ HIDROLÓGICA BASE PARA MODELOS HIDROLÓGICOS

A rotina *cumulative* é criada com o objetivo de extrair informação da malha *Voronoi* e resumi-la em forma de uma matriz, chamada de matriz hidrológica. Essa matriz também determina o índice de células com base no sentido de escoamento.

A Figura 4.13 mostra a distribuição espacial desses índices em uma bacia.

A chamada da rotina é:

```
[matrix_acum] = cumulative(p_w, NSP, vor_att),
```

onde *matrix_acum* é a matriz hidrológica que armazena as informações de cada célula.

4.3.6 CLASSIFICAÇÃO DOS RIOS SEGUNDO STRAHLER

A rotina implementada *select_river*, identifica quais células pertencem a canais de rios levando em consideração um valor da área acumulada mínimo. Após a aplicação dessa rotina, outra rotina é aplicada chamada *get_river_order*. Esta última, classifica os rios selecionados na função anterior e conta o número de células para cada ordem, comprimentos totais, áreas totais e declividades médias. As células que não são classificadas com canais são atribuídas como valor zero, caracterizando as encostas da bacia. A chamada das funções é:

```
[p_r] = select_river(p_w, matrix_acum, river_threshold),
```

```
[out, out_r] = get_river_order(matrix_acum, p_r),
```

onde *river_threshold* é um valor de área acumulada, a partir da qual uma célula é marcada como nascente; *p_r* é a matriz com os pontos considerados rios; *out* é uma matriz contendo o valor da ordem de Strahler e *out_r* é matriz que contém o resumo das áreas, declividades, comprimentos e números de células para cada ordem. A Figura 4.14 mostra uma bacia de $1,82 \times 10^7 \text{ m}^2$ com um *river_threshold* aplicado de $5 \times 10^5 \text{ m}^2$ e a classificação de Strahler aplicada.

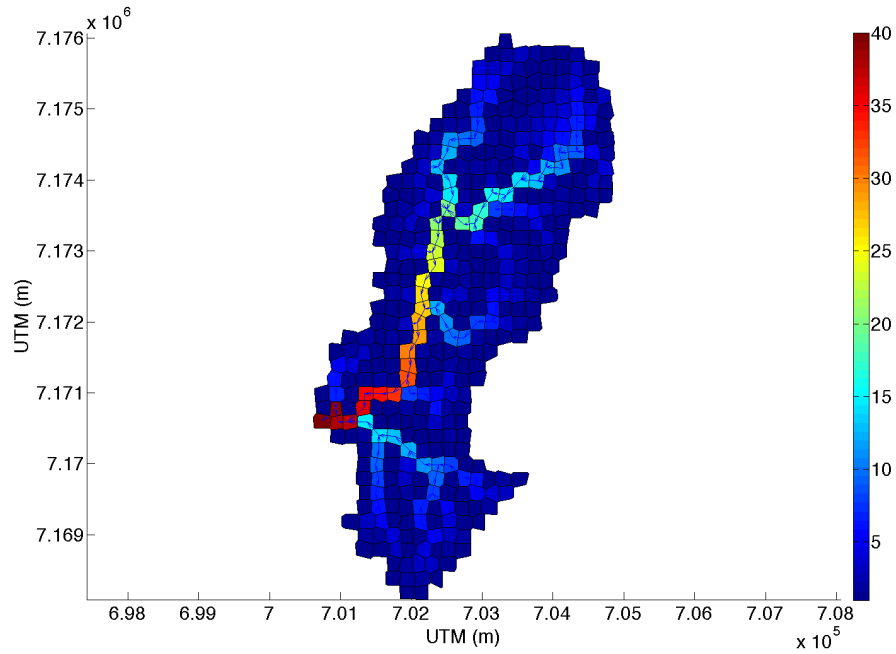


Figura 4.13. Variação dos índices de células em uma bacia.

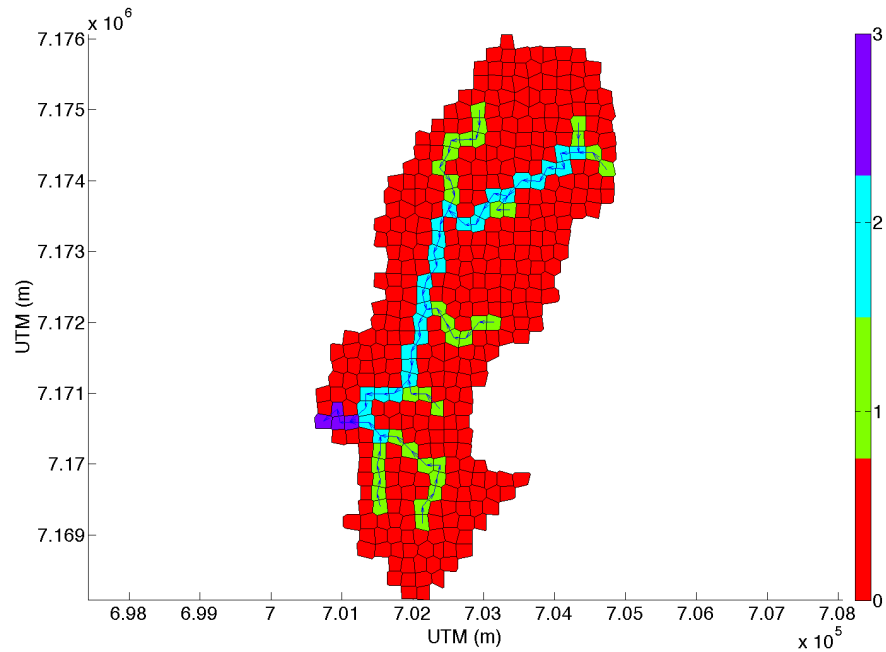


Figura 4.14. Exemplo de bacia de terceira ordem.

4.3.7 FUNÇÃO DISTÂNCIA-ÁREA

A função distância-área é extraída através de uma rotina chamada *get_histo*. Esta rotina organiza as distâncias de cada célula até a exutória da bacia em forma de um histograma. As áreas são agrupadas em classes de acordo com um parâmetro de entrada. A chamada da rotina é:

```
[h] = get_histo(matrix_acum, wshed(:,2), out, n_classes),
```

onde *n_classes* é um número inteiro que define o número de classes que a função deve ser agrupada e *h* é a matriz que armazena os valores do histograma.

A Figura 4.15 mostra uma função distância-área agrupada em 50 classes da bacia da Figura 4.14.

A Figura 4.16 resume as rotinas do modelo de caracterização geomorfológica e os principais parâmetros de entrada e saída.

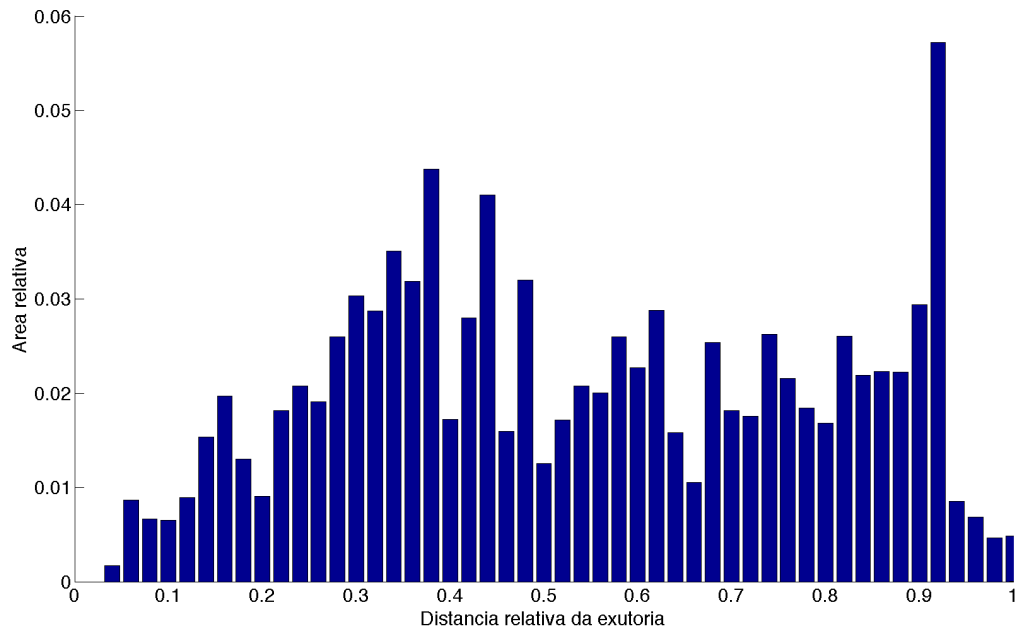


Figura 4.15. Função distância-área.

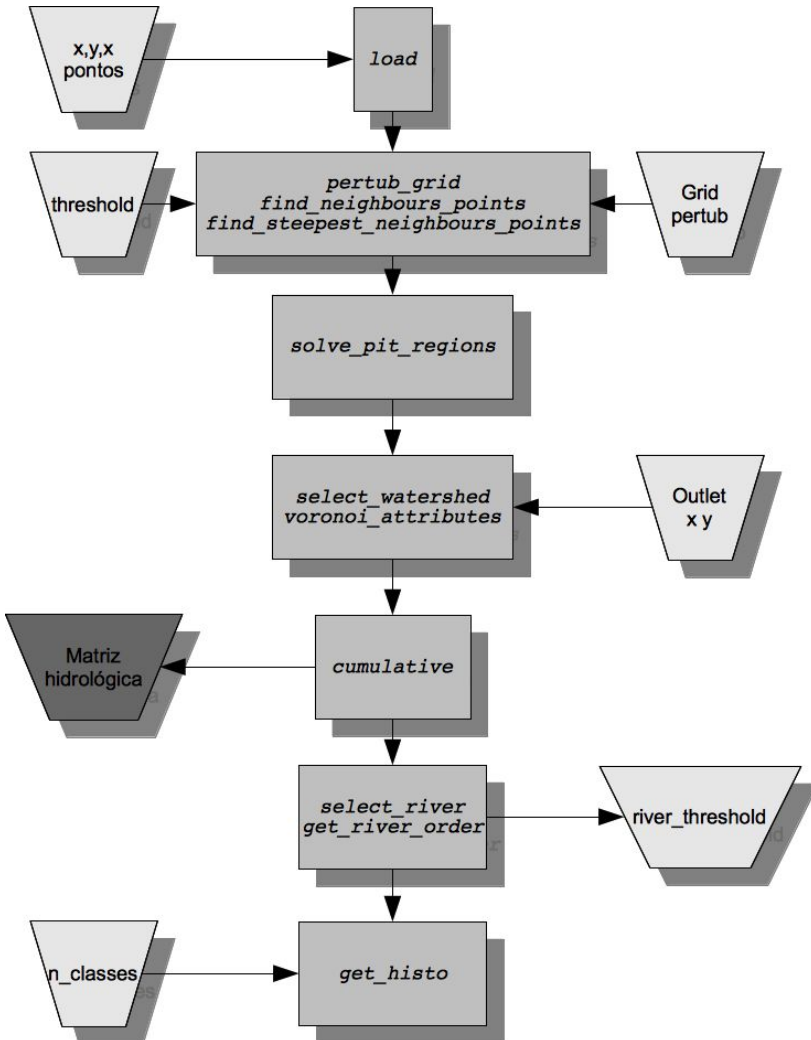


Figura 4.16. Rotinas do modelo de caracterização geomorfológica, entradas e saídas de dados.

4.4 Modelo de mapeamento das profundidades do solo

O modelo aqui proposto distribui espacialmente as profundidades do solo em uma bacia seguindo o modelo proposto por Saulnier *et al.* (1997). A distribuição espacial das profundidades do solo é mapeada em função da elevação e da declividade. São usadas as Equações (3.52) e (3.53). Além disso, é prevista uma distribuição exponencial:

$$D_i = \exp \left[\log D_{max} - \log \left(\frac{D_{max} - D_{min}}{el_{max} - el_{min}} \right) \cdot (el_i - el_{min}) \right], \quad (4.2)$$

$$D_i = \exp \left[\log D_{max} - \log \left(\frac{D_{max} - D_{min}}{\tan \beta_{max} - \tan \beta_{min}} \right) \cdot (\tan \beta_i - \tan \beta_{min}) \right], \quad (4.3)$$

nas quais D_i [L] é a profundidade no solo na célula i ; el_i [L] é a elevação da célula; D_{max} [L] e D_{min} [L] são as profundidades máxima e mínima na bacia, respectivamente; el_{max} [L] e el_{min} [L] são as elevações máxima e mínima na bacia, respectivamente; $\tan \beta_i$ é a declividade da célula i e $\tan \beta_{max}$ e $\tan \beta_{min}$ são as declividades máxima e mínima na bacia, respectivamente. Esta distribuição exponencial é escolhida devido ao fato que muitas relações hidrológicas (vazão e área acumulada, profundidade e condutividade) baseiam-se em distribuições exponenciais. O modelo também permite o mapeamento das profundidades diretamente e indiretamente proporcional às elevações.

É considerado que a influência da elevação e da declividade na determinação da altura do solo é a mesma. Desta forma a profundidade D [L] de uma célula é calculada por:

$$D = \frac{(D_{el} + D_{sl})}{2}, \quad (4.4)$$

onde D_{el} é a profundidade calculada pela Equação (3.52) ou (4.2) e D_{sl} é a profundidade calculada pela Equação (3.53) ou (4.3).

Com essa abordagem, para o mapeamento das profundidades do solo em uma bacia, são necessários dois parâmetros de entrada D_{min} e D_{max} , os quais são as profundidades mínima e máxima encontradas na bacia, respectivamente.

4.5 Modelo Hidrológico Distribuído

4.5.1 TEORIA DO WADII-HM

O modelo hidrológico distribuído aqui proposto, chamado WADII-HM (Watershed Investigation – Hydrological Model) consiste na distribuição espacial do armazenamento em reservatórios para cada célula Voronoi, pelas quais a bacia é discretizada.

Cada célula Voronoi da bacia representa os processos de escoamento sub-superficial, escoamento vertical e escoamento superficial, tendo como entradas a precipitação e vazões provenientes de outras células de acordo com a topografia. A propagação dos escoamentos é realizada através de parâmetros de velocidade em função da área acumulada. No trecho do rio principal onde o armazenamento deve ser significativo é aplicado o método de Muskingum-Cunge. A Figura 4.17 mostra uma célula Voronoi e os processos envolvidos.

Observando a Figura 4.17 pode-se descrever o percurso da precipitação dentro da célula como: (1) interceptação; (2) precipitação direta sobre o solo; (3) precipitação sobre solo impermeável gerando escoamento superficial; (4) precipitação sobre solo permeável, infiltrando em solo não-saturado e geração do escoamento superficial; (5) Percolação para o lençol freático do reservatório não-saturado e (6) escoamento sub-superficial para a célula de jusante.

4.5.1.1 Interceptação

O processo de interceptação vegetal é modelado através da introdução de um reservatório. Dois parâmetros de entrada estão associados a este reservatório: (1) *hint* [L] que define a altura do armazenamento total e (2) *TFP* [%] que define a porcentagem de chuva que cai diretamente sobre o solo, desta forma, $1-TFP$ define o tamanho do reservatório.

Este reservatório pode ser esvaziado a uma taxa de evapotranspiração calculada como na abordagem do TOPMODEL:

$$E_a = E_p \left(\frac{s}{hint} \right), \quad (4.5)$$

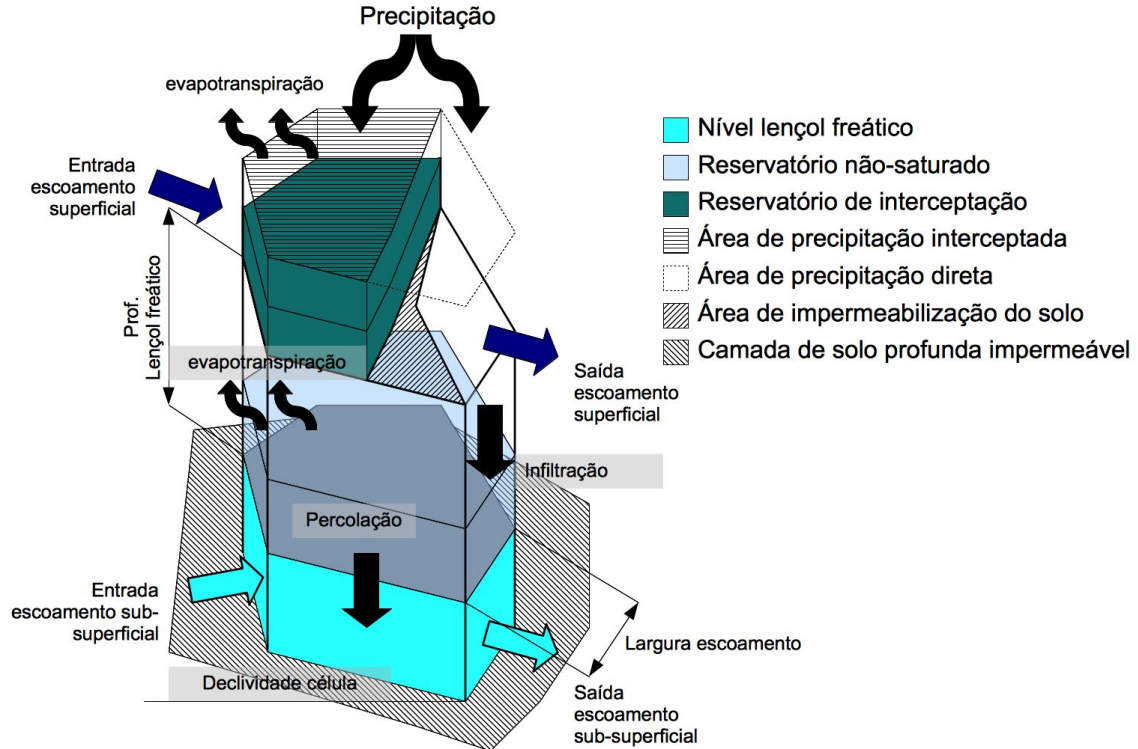


Figura 4.17. Célula Voronoi e os processos envolvidos.

onde s [L] é o volume de água armazenado no reservatório em um dado passo de tempo e E_p [LT⁻¹] é a evapotranspiração potencial.

É um reservatório linear sem saídas, dessa forma seu balanço hídrico, ou seja a variação do seu volume s [L³], para cada passo de tempo é realizado:

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = q_i - q_o, \quad (4.6)$$

onde q_i [L³T⁻¹] é a precipitação que entra no reservatório e q_o [L³T⁻¹] é a evapotranspiração.

Quando este reservatório atinge sua capacidade máxima toda a precipitação é considerada como entrada no solo.

O modelo aplica a reservação por interceptação apenas nas células não consideradas canais.

4.5.1.2 Impermeabilização do solo

A impermeabilização do solo é modelada através do parâmetro C [%]. Este parâmetro define a porcentagem do solo impermeável. Ele é introduzido com a finalidade de modelar áreas urbanas com alta impermeabilização do solo. A precipitação que cai sobre uma área impermeabilizada gera escoamento superficial.

4.5.1.3 Infiltração e percolação

O processo de infiltração e percolação é modelado através de um reservatório não-linear com uma saída denominado reservatório não-saturado. A água que cai sobre o solo entra nesse reservatório. A vazão de saída (percolação) q_p [L³T⁻¹] é representada como sendo:

$$q_p = \left(\frac{s}{k} \right)^{\frac{1}{nl}}, \quad (4.7)$$

onde nl é o parâmetro de linearidade; k [L^{1-nl}T^{nl}] representa a relação entre armazenamento e vazão e s [L³] é o armazenamento no reservatório.

O balanço hídrico nesse reservatório é dado por:

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = qi + q_{of} - qo - q_p, \quad (4.8)$$

onde q_{of} [L^3T^{-1}] é o escoamento superficial na entrada da célula permitido para infiltrar neste reservatório.

Este reservatório possui uma capacidade máxima dinâmica. Isto é, ela varia ao longo da simulação e é função da distância entre o lençol de água e a superfície do solo.

Quando o reservatório não-saturado atinge sua capacidade máxima a água que nele entra é dirigida inteiramente para compor o escoamento superficial.

4.5.1.4 Escoamento sub-superficial

O escoamento sub-superficial Q_b [L^3T^{-1}] de uma célula Voronoi é considerado como sendo:

$$Q_b = K_0 e^{-f(D-z)} \tan \beta l c z, \quad (4.9)$$

na qual lc [L] é comprimento da aresta da célula Voronoi pela qual o escoamento passa; D [L] é profundidade do solo; z [L] é a altura do nível de água na célula; K_0 [LT^{-1}] é a condutividade hidráulica saturada da célula; f [L^{-1}] é o parâmetro que descreve o decaimento da condutividade; $\tan \beta$ é a declividade da célula.

4.5.1.5 Escoamento superficial

Como dito anteriormente o escoamento superficial é gerado em duas condições: (1) quando a precipitação cai sobre uma parcela de solo impermeável e (2) quando o solo (célula) está saturado.

4.5.1.6 Balanço hídrico na célula

A altura de água na célula (profundidade da camada de solo menos a profundidade do lençol freático) h [L] é dada por:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{-Q_{bs} + Q_{be} + q_p}{area}, \quad (4.10)$$

na qual Q_{bs} [L^3T^{-1}] é vazão sub-superficial que sai da célula; Q_{be} [L^3T^{-1}] é a vazão sub-superficial que entra na célula; q_p [L^3T^{-1}] é a vazão vertical proveniente do reservatório não-saturado (percolação) e $area$ [L^2] é a área da célula.

Usando a Equação (4.10) a altura de água na célula é atualizada para cada passo de tempo:

$$h_t = h_{t-1} + \frac{\Delta h}{\eta}, \quad (4.11)$$

onde h_t é a altura de água na célula no tempo t ; h_{t-1} é a altura de água na célula no tempo anterior e η é a porosidade do solo.

Quando a altura de água na célula é calculada e esta altura é maior que a profundidade D da camada impermeável, o volume excedente de água por unidade de área q_r [LT^{-1}] é usado para compor o escoamento de retorno no próximo passo de tempo:

$$q_r = (h_t - D)\eta. \quad (4.12)$$

4.5.1.7 Propagação dos escoamentos

O escoamento sub-superficial é propagado de célula para célula instantaneamente. Este procedimento é adotado com a finalidade de simular o efeito pistão da água no solo.

O escoamento superficial é propagado usando dois procedimentos: (1) em função da área acumulada e da vazão e (2) usando o método de Muskingum-Cunge.

A velocidade de propagação em função da área e vazão segue o método utilizado por Ivanov *et al.* (2004):

$$v_{l,t} = C_{cv} \left(\frac{Q_{of}}{ac'} \right)^{r'}, \quad (4.13)$$

na qual C_{cv} e r' são parâmetros a serem calibrados, Q_{of} [L^3T^{-1}] é a vazão superficial e ac' [L^2] a área acumulada.

O método de Muskingum-Cunge utilizado no presente trabalho é o simplificado por Ponce (1979), onde a vazão de saída de um trecho de

canal ou célula é dada por

$$q_{i+1}^{j+1} = \frac{q_i^{j+1} + q_i^j + q_{i+1}^j}{3}, \quad (4.14)$$

na qual q_{i+1}^{j+1} [L^3T^{-1}] é a vazão a ser estimada na saída do canal $i+1$ no tempo $j+1$ usando as vazões q_i^j [L^3T^{-1}] e q_i^{j+1} [L^3T^{-1}] na entrada do canal i e nos tempos j e $j+1$, respectivamente e q_{i+1}^j [L^3T^{-1}] na saída do canal $i+1$ no tempo j

O algoritmo de propagação escolhe qual método utilizar em função de um parâmetro mC que representa a área mínima acumulada a partir da qual o método de Muskingum-Cunge deve ser utilizado, áreas acumuladas menores que esse parâmetro o primeiro método é utilizado.

4.5.1.8 Separação do hidrograma

O escoamento superficial é modelado neste modelo quando a precipitação cai sobre uma camada de solo impermeável. Desda forma, quando não há precipitação, toda parcela de água que escoo em um rio é considerada escoamento sub-superficial. Entretanto, a Equação (4.8) permite que o escoamento de retorno e/ou escoamento superficial infiltre no reservatório não-saturado. Sendo assim, o escoamento de retorno pode ser composto por escoamento sub-superficial e escoamento superficial. Para uma coerente separação do hidrograma o modelo na entrada da célula calcula as percentagens de cada escoamento (sub-superficial, precipitação e superficial) e as aplica no volume total de escoamento de retorno da célula, mantendo a proporção entre os escoamentos.

4.5.1.9 Condições iniciais

As condições iniciais ou condições antecedentes referem-se à quantidade de água armazenada na bacia e sua determinação é necessária na maioria dos modelos hidrológicos.

Assim como no TOPMODEL o modelo aqui proposto usa a primeira vazão observada para estimar a quantidade de água armazenada na bacia. Com a vazão observada Q_0 [L^3T^{-1}] é calculada a vazão específica da bacia q_{oesp} [LT^{-1}]:

$$q_0 esp = \frac{Q_0}{A}, \quad (4.15)$$

onde A [L^2] é a área da bacia. A vazão específica é então redistribuída para cada célula da malha e considerada como a vazão total da célula $q_0 total$ [$L^3 T^{-1}$] no primeiro passo de tempo da simulação:

$$q_0 total = q_0 esp \cdot ac'. \quad (4.16)$$

A vazão total da célula é então comparada com a vazão sub-superficial da célula quando está saturada, dada pela Equação (4.9) com z igual a D , portanto:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \tan \beta lc. \quad (4.17)$$

Se a vazão total for maior que a vazão sub-superficial é adotado que há escoamento superficial igual a diferença entre as vazões. Caso a vazão específica for menor ou igual a vazão sub-superficial a altura de água na célula é calculada por:

$$h = \ln \left(\frac{q_0 total f}{lc K_0 \tan \beta} \right) \left(\frac{1}{f} \right) + D. \quad (4.18)$$

O escoamento superficial calculado é colocado como escoamento de entrada em cada célula para o próximo passo de tempo.

4.5.2 IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO WADII-HM

O modelo WADII-HM, foi implementado em linguagem C. Esta linguagem foi escolhida por oferecer um melhor desempenho computacional quando comparada a linguagem MATLAB e por possibilitar a interoperabilidade com outras linguagens e softwares.

A rotina em linguagem C necessita de arquivos texto de entrada que são (1) um arquivo com as condições iniciais de simulação e o atalho para os demais arquivos; (2) arquivo com os parâmetros hidráulicos de velocidade; (3) arquivo com parâmetros referentes ao tipo de solo; (4) arquivo com parâmetros do uso do solo; (5) arquivo com a matriz de pontos x,y,z ; (5) arquivo com a matriz hidrológica base; (6) arquivo com a relação das estações pluviométricas; (7) arquivo com a relação das

estações fluviométricas; (8) arquivos com a série de precipitação e evapotranspiração para estação; (9) arquivos com a série de vazões observadas para cada estação.

Uma interface em MATLAB (Figura 4.18) foi construída para facilitar a preparação dos dados de entrada para o modelo WADII-HM.

Simulation name: pequeno_simulation2

Path: /Volumes/HD2/Documents/matlab/tri/pequeno//simul

Time interval: 1

Initial channel area: 600000

First step: 1

Last Step: 500

Monte Carlo: 10

SD limit: 80%

OF index: Nash

OF threshold: 0

Soil depth interpolation: linear

Nodes: 1

Soil parameters: Set/Modify

Soil use parameters: Set/Modify

Hydraulic parameters: Set/Modify

Rainfall stations

606066	7980456	5969
343243	3432432	152

Observed stations

686359.4471	7176414.7059	5664
694009.2165	7170201.7543	2571

Uncertainty reanalysis:

Buttons: Add, Clear, Generate, Run, Plot, Plot_MC, Plot stations

Figura 4.18. Interface gráfica do modelo Wadi-HM

Nesta interface são introduzidos os parâmetros para simulação:

Simulation name: Define o nome da simulação que será usado nos arquivos de entrada e saída.

Path: Endereço dos arquivos de simulação.

Time interval: Representa o intervalo de tempo da simulação em horas.

Initial channel area: Representa a área mínima acumulada a partir da qual a rede de drenagem se inicia e a interceptação vegetal é aplicada.

First step: Primeiro passo de tempo da série de dados na qual a simulação irá iniciar.

Last step: Último passo de tempo da série de dados onde a simulação deve terminar.

Monte Carlo: Número de simulações Monte Carlo para autocalibração.

SD limit: Número de desvios padrões para definição dos intervalos de incerteza. Ex 1,456 representa o intervalo de 90%.

OF index: Número inteiro 0 ou 1 representando o tipo de função objetivo usada na avaliação da performance do modelo, 0 para Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970) e 1 para LogNash (Wagener *et al.* . 2004)

OF threshold: Simulações com performance acima ou igual a este parâmetro são usadas para estimativa dos intervalos de incerteza.

Soil parameters: Definição da matriz de parâmetros relacionados ao tipo de solo. Cada tipo de solo compõem uma linha da matriz, e nas colunas cada parâmetro relacionado.

Soil use parameters: Definição da matriz de parâmetros relacionados ao uso do solo. Cada uso de solo compõem uma linha da matriz, e nas colunas cada parâmetro relacionado.

Hydraulic parameters: Matriz dos parâmetros de propagação dos escoamentos.

Rainfall stations: Matriz que contém a lista das estações pluviométricas na bacia e suas respectivas coordenadas x e y.

Observed stations: Matriz que contém a lista das estações fluviométricas na bacia e suas respectivas coordenadas x e y.

A interface transforma as matrizes de dados e as especificações da simulação em arquivos texto e chama a rotina em C do modelo WADII-HM.

A Tabela 4.5 resume os parâmetros do modelo WADII-HM.

Tabela 4.5. Parâmetros do modelo distribuído WADII-HM.

Parâmetro	Unidade	Significado	Fonte de dado
<i>hint</i>	mm	Altura de armazenamento do reservatório de interceptação	Associado ao uso do solo
<i>TFP</i>	%	Porcentagem da precipitação que atinge diretamente o solo	Associado ao uso do solo
<i>C</i>	%	Porcentagem de impermeabilização do solo	Associado ao uso do solo
<i>K₀</i>	mm/h	Condutividade hidráulica saturada do solo	Associado ao tipo de solo
<i>f</i>	m ⁻¹	Decaimento da condutividade em uma camada de solo	Associado ao tipo de solo
<i>η</i>	-	Porosidade do solo	Associado ao tipo de solo
<i>nl</i>	-	Coefficiente de linearidade do reservatório não-saturado	Associado ao tipo do solo
<i>k</i>	m ^{1-nl} h ^{nl}	Relação entre armazenamento e vazão	Associado ao tipo do solo
<i>r'</i> e <i>C_{cv}</i>	-	Parâmetros da relação vazão e área acumulada	Associados a características do canal
<i>mC</i>	m ²	Área mínima para propagação do escoamento pelo método MC	Associado a características do canal
<i>D_{min}</i>	m	Profundidade mínima do solo na bacia	Associado à geomorfologia da bacia
<i>D_{max}</i>	m	Profundidade máxima do solo na bacia	Associado à geomorfologia da bacia

A implementação em linguagem C do modelo WADII-HM é composta de várias rotinas separadas em arquivos, cujas principais são: *main.c*: Constitui o arquivo principal de todo o modelo, onde são feitas as chamadas de todas as funções implementadas.

typedefs.h: Contém as definições de tipos e variáveis globais.

obj_functions.h: Contém a implementação das funções objetivo.

stat_func.h: Contém rotinas para estimativa de média e desvio padrão de

Os intervalos de incerteza calculados na rotina *uncertainty.h* usam dois tipos de função objetivo, Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970) e log de Nash-Sutcliffe (Wagener *et al.* .2004):

$$NSE_{\log}(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (\ln(o(t)) - \ln(\hat{o}(t|\Theta)))^2}{\sum_{t=1}^N (\ln(o(t)) - \ln(\bar{o}))^2}, \quad (4.19)$$

$$NSE(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (o(t) - \hat{o}(t|\Theta))^2}{\sum_{t=1}^N (o(t) - \bar{o})^2}, \quad (4.20)$$

nas quais $o(t)$ é a variável observada no instante t ; $\hat{o}(t|\Theta)$ é a variável prevista para o instante t dado o conjunto de parâmetros Θ ; \bar{o} é a média da variável observada, N é o número de passos ou intervalos de tempo.

Para determinação dos intervalos de incerteza é assumida uma distribuição normal de probabilidade. Para cada passo de tempo as simulações do modelo com valor da função objetivo acima de um limite são computadas, e uma média e um desvio padrão são calculados. Os limites são definidos através da probabilidade escolhida para representar a maioria das simulações. Usualmente é escolhido o valor de 90% em torno da média, o que representa 1,645 desvios padrões. Com a finalidade de compreensão das capacidades e deficiências do modelo aqui proposto, os intervalos são definidos para os escoamentos superficial e sub-superficial. A Figura 4.19 mostra um exemplo de intervalos de incerteza calculados. Através dessa abordagem é possível identificar a variação dos escoamentos servindo de suporte na calibração dos parâmetros.

A Figura 4.20 mostra o fluxograma de interação das rotinas do modelo WADII-HM em forma de pseudo-código.

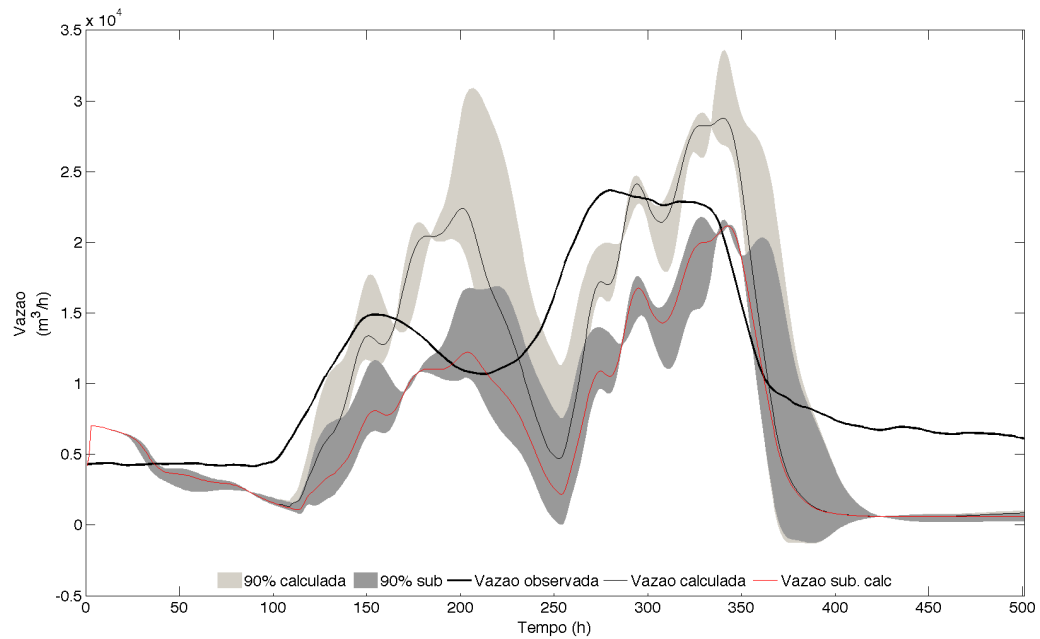


Figura 4.19. Intervalos de incerteza calculados para os escoamentos superficial e sub-superficial.

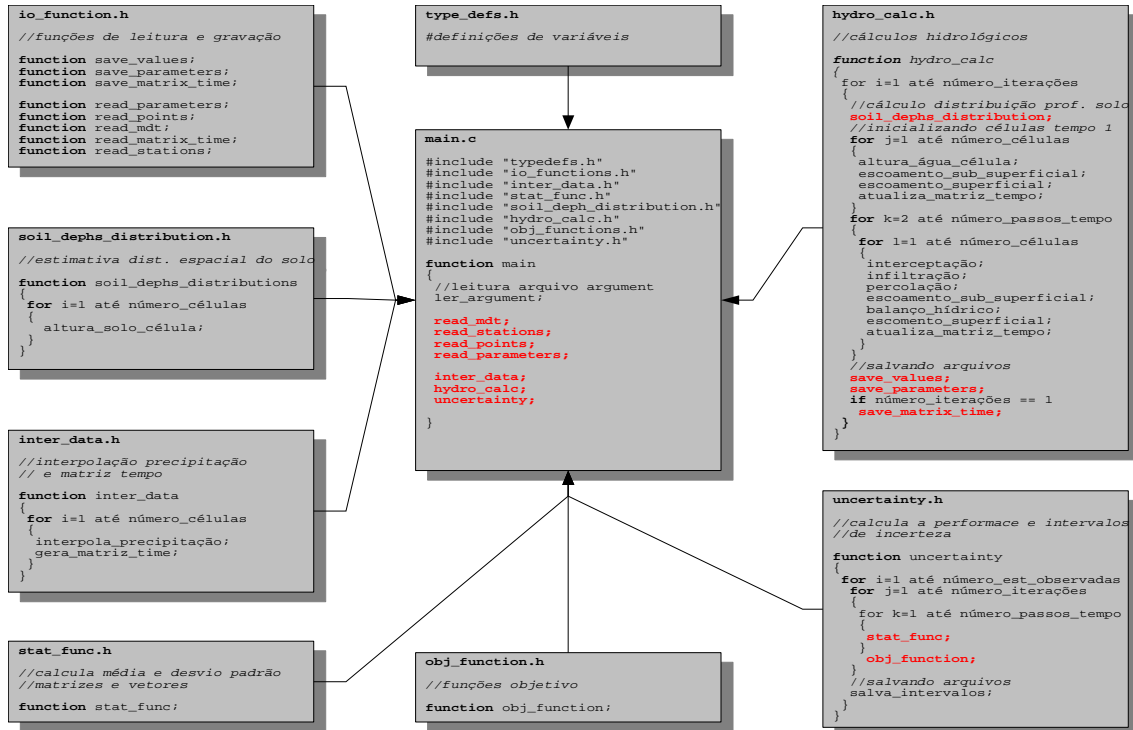


Figura 4.20. Pseudo-código das rotinas do modelo WADII-HM.

4.6 Aplicação dos Modelos

4.6.1 APLICAÇÃO DO TOPMODEL

Para fins de comparação com o modelo proposto, o modelo TOPMODEL foi calibrado nas bacias de estudo para as séries 1 das bacias Rio Pequeno e Rio Cubatão e para a única série disponível da Bacia Pinus I. O modelo também foi validado para as séries 2 das bacias Rio Pequeno e Rio Cubatão.

O método de Monte-Carlo foi usado para escolha da melhor simulação. Foram realizadas mil simulações para todas as bacias. Para a bacia do Rio Pequeno foi escolhido o coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,3 para seleção dos melhores conjuntos de parâmetros. Para a bacia do Rio Cubatão um limite de log Nash-Sutcliffe de zero. Para a bacia Pinus I, Nash-Sutcliffe de 0,3.

O mapeamento do índice topográfico foi calculado para todas as bacias utilizando o software GRASS (2009). O índice para a bacia do Rio Pequeno variou de 2,8 a 28,1. Para a bacia do Rio Cubatão variou de 3,5 a 22,0. Para a bacia Pinus I a variação ficou entre 1,5 e 14.

A Tabela 4.7 mostra o intervalo de parâmetros adotado para cada bacia. O parâmetro Sr_0 não foi calibrado devido ao modelo apresentar baixa sensibilidade a esse parâmetro.

Tabela 4.7. Intervalo de parâmetros e unidades.

Bacia	$\ln T_0$ ($\ln(\text{m}^2 \text{ h}^{-1})$)	m (m)	S_{rmax} (m)	T_D (h m^{-1})	V_{CH} (m h^{-1})
Rio Pequeno	-10 a 10	0,003 a 0,10	0 a 0,25	0,05 a 120	300 a 2000
Rio Cubatão	0,01 a 0,10	1×10^{-5} a 0,10	1×10^{-5} a 0,10	2 a 1000	300 a 1000
Pinus I	-10 a 50	0,01 a 0,10	1×10^{-5} a 0,10	0 a 100	100 a 1000

4.6.2 APLICAÇÃO DO MODELO GEOMORFOLÓGICO WADII

Utilizando os dados topográficos (MDT) de cada bacia, as rotinas do modelo WADII foram aplicadas.

Para a geração das malhas perturbadas foi utilizado uma distância entre pontos de 200 metros, 250 metros e 10 metros para as bacias do Rio Pequeno, Rio Cubatão e Pinus I, respectivamente. Foi adotada uma porcentagem de perturbação de malha de 30% para todas as bacias. Com isto as malhas são compostas, respectivamente, por 6262 pontos, 17958 pontos e 1419 pontos para as bacias do Rio Pequeno, Rio Cubatão e Pinus I.

Depressões foram identificadas aplicando as rotinas de identificação e solução de depressões. Para a bacia do Rio Pequeno 364 regiões planas foram encontradas. Um total de 865 regiões para a Bacia do Rio Cubatão e 18 para a Pinus I. As depressões foram corrigidas aplicando-se um *threshold* de 50 metros, 100 metros e 5 metros para as bacias do Rio Pequeno, Rio Cubatão e Pinus I, respectivamente. Restaram 10, 32 e 5 depressões para as bacias do Rio Pequeno, Rio Cubatão e Pinus I, respectivamente. As Figuras 4.21 a 4.26 mostram a solução das depressões para as bacias de estudo.

A delimitação da área de interesse de acordo com o posicionamento das estações fluviométricas foi realizado inserindo as coordenadas UTM das estações. O algoritmo selecionou os pontos com contribuição para os pontos das estações. A bacia do Rio Pequeno possui exutória selecionada na estação fluviométrica com coordenadas UTM 686142,16 e 7176576,95. A bacia Rio Cubatão exutória em 709032,55 e 7101059,65 e a bacia Pinus I exutória em 646578,25 e 7067543,23. As Figuras 4.27 a 4.29 mostram as bacias selecionadas de acordo com as exutórias.

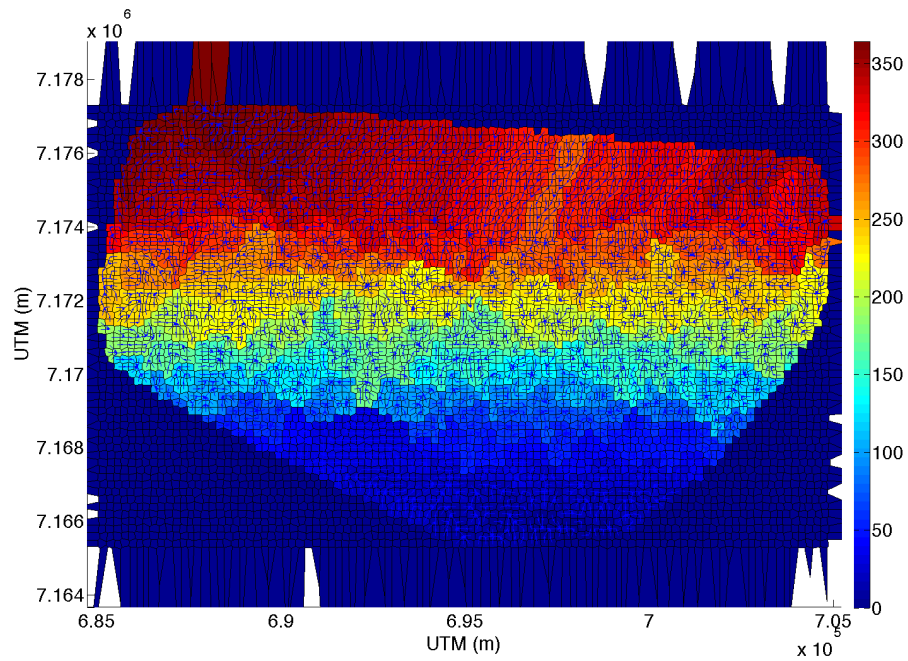


Figura 4.21. Depressões na bacia do Rio Pequeno. Escala vertical representa o número de depressões.

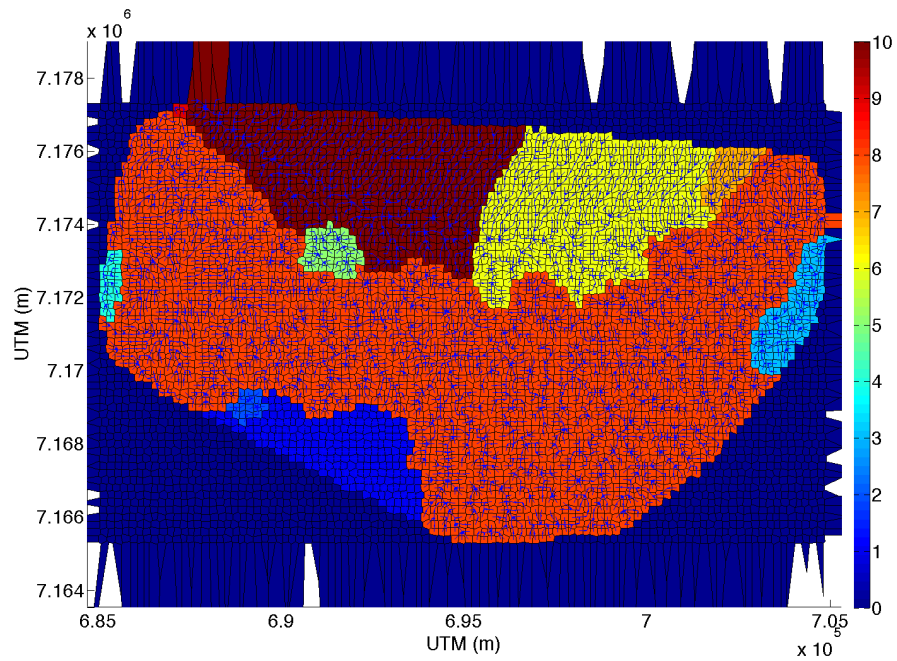


Figura 4.22. Depressões na bacia do Rio Pequeno após rotina de correção. Escala vertical representa o número de depressões.

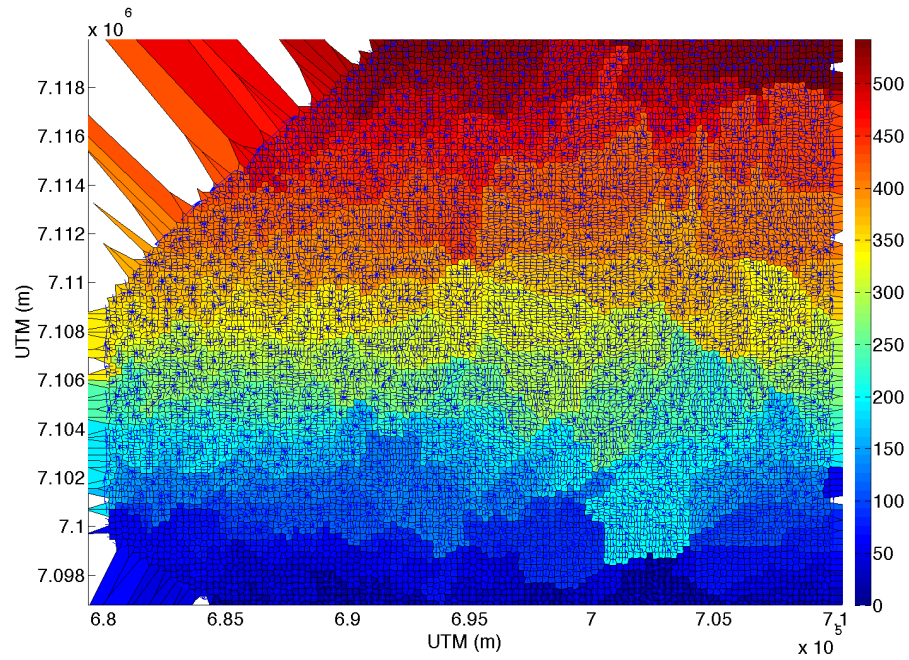


Figura 4.23. Depressões na bacia do Rio Cubatão. Escala vertical representa o número de depressões.

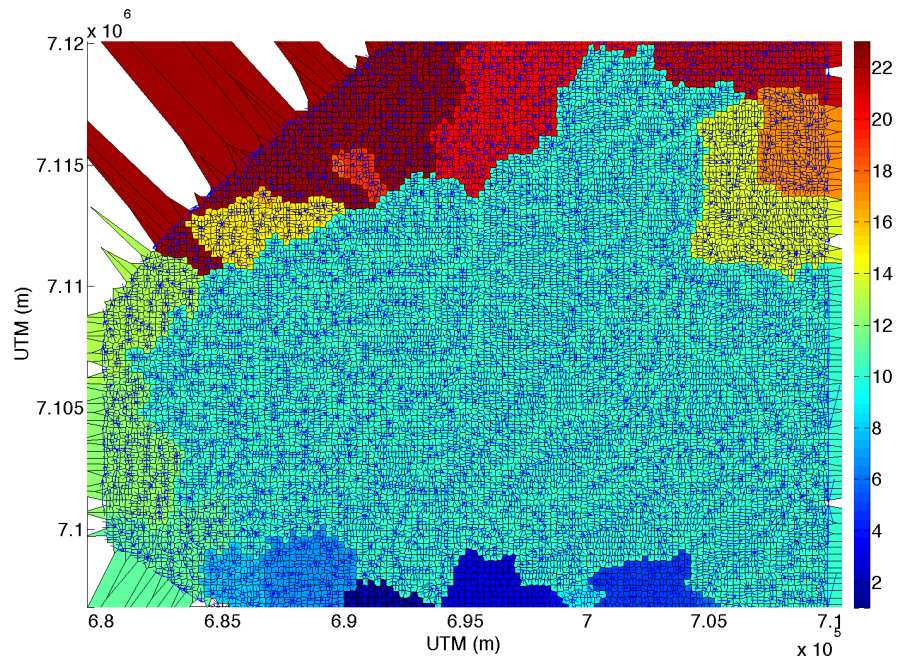


Figura 4.24. Depressões na bacia do Rio Cubatão após rotina de correção. Escala vertical representa o número de depressões.

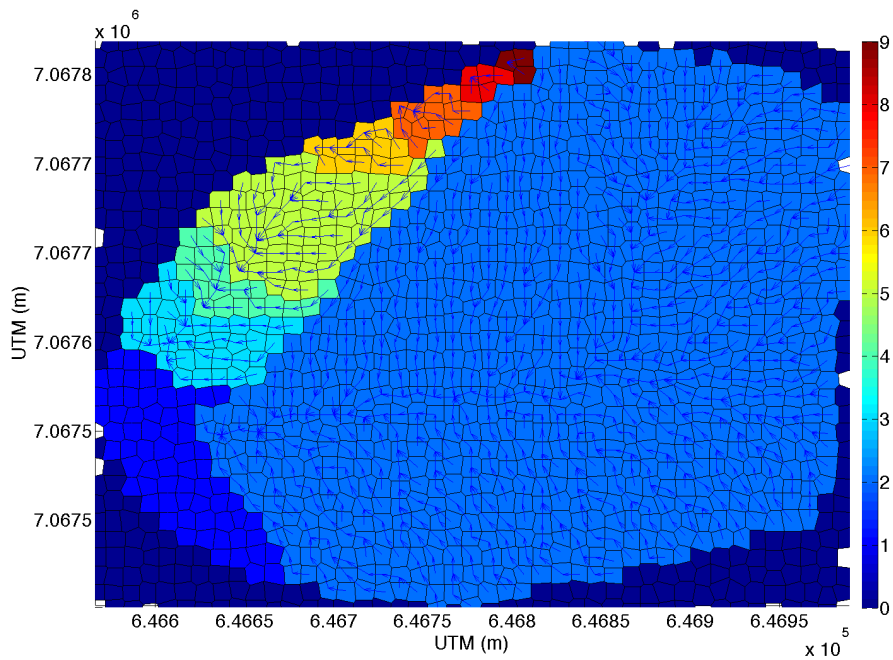


Figura 4.25. Depressões na bacia Pinus I. Escala vertical representa o número de depressões.

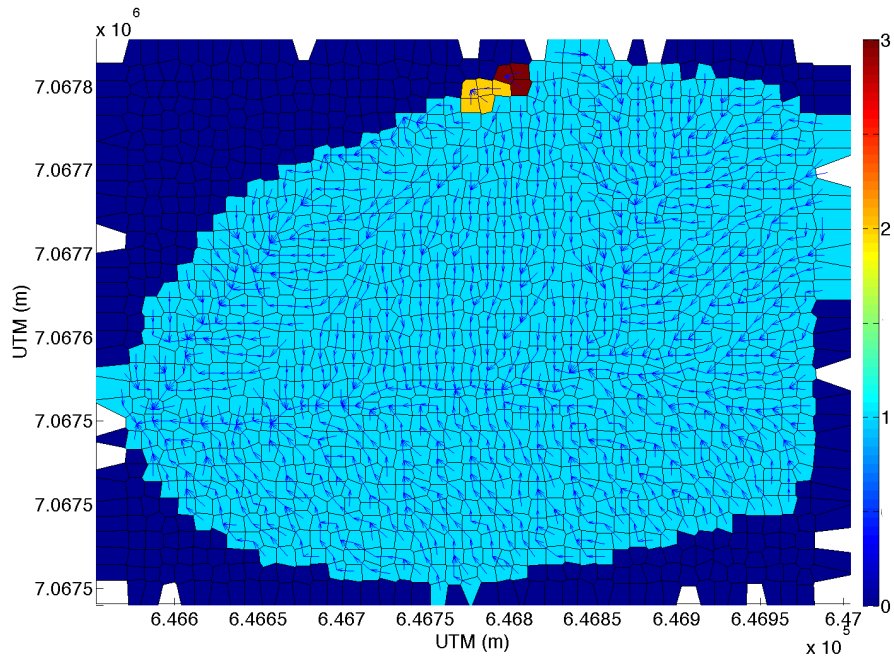


Figura 4.26. Depressões na bacia Pinus I após rotina de correção. Escala vertical representa o número de depressões.

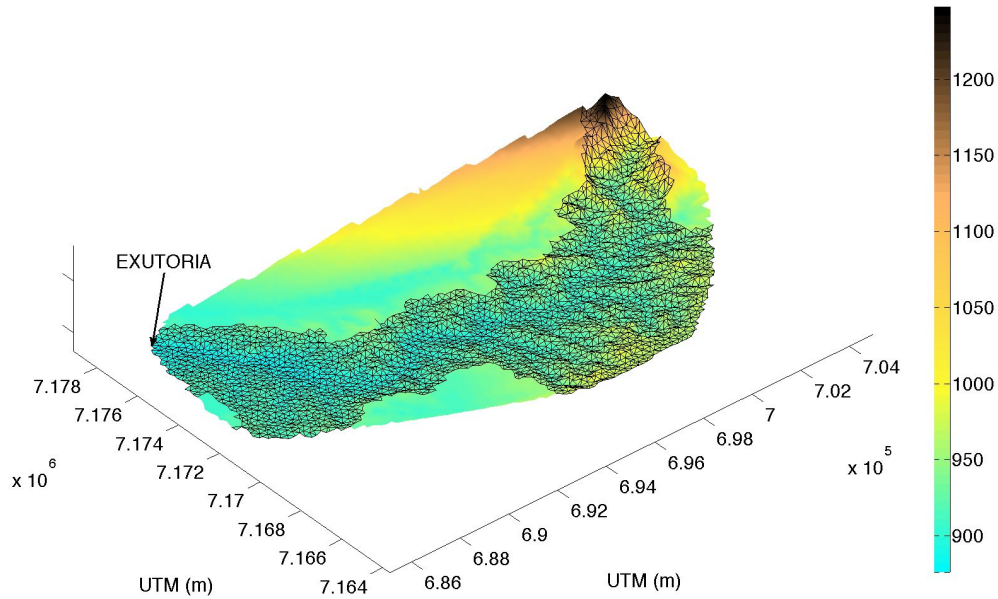


Figura 4.27. Seleção da bacia do Rio Pequeno. Elevações em metros.

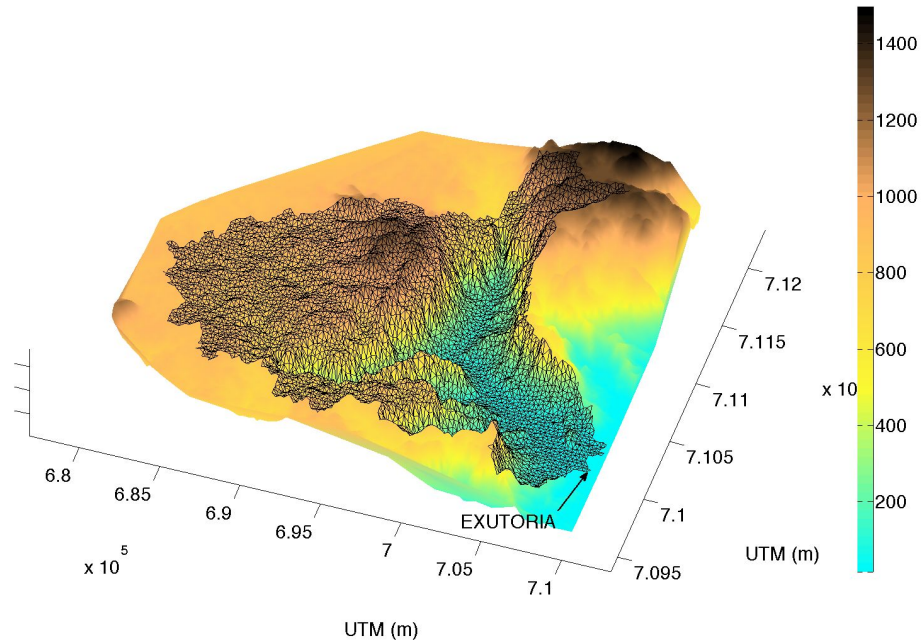


Figura 4.28. Seleção da bacia do Rio Cubatão. Elevações em metros.

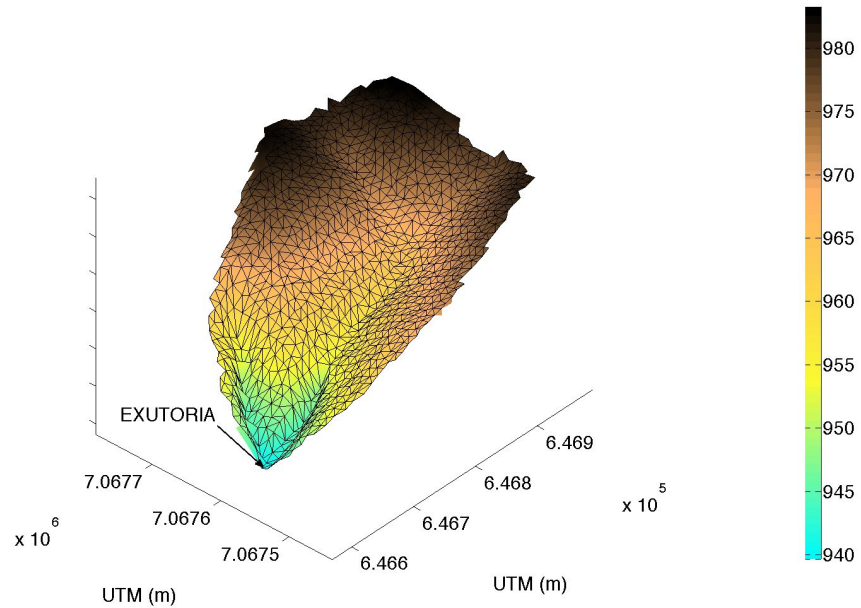


Figura 4.29. Seleção da bacia Pinus I. Elevações em metros.

Na sequência, as rotinas de geração de malha Voronoi e criação da matriz hidrológica base foram aplicadas.

Para a a classificação dos rios de acordo com Strahler, a variável *river threshold* foi especificada como sendo igual 600000 m² nas bacia Rio Pequeno e Rio Cubatão e 70000 m² para a bacia Pinus I. Estes valores foram testados de acordo com comparação com cartas topográficas.

As funções distância-áreas foram extraídas das bacias e um valor de 50 classes para o agrupamento foi aplicado.

4.6.3 APLICAÇÃO DO MODELO DISTRIBUÍDO WADII-HM

O modelo WADII-HM foi aplicado para as bacias de estudo obtendo informação do modelo geomorfológico WADII, convertida em arquivos texto conforme explicado anteriormente.

Após prévias simulações os intervalos de parâmetros utilizados na calibração foram definidos e estão apresentados na Tabela 4.8.

Tabela 4.8. Intervalo de parâmetros para calibração do modelo WADII-HM.

Parâmetro (unidade)	Rio Pequeno	Rio Cubatão	Pinus I
<i>hint</i> (mm)	1 – 5	1 – 5	1 – 10
<i>TFP</i> (%)	0 – 0	0 – 0	0 – 0
<i>C</i> (%)	0 – 0	0 – 20	0 – 0
<i>K₀</i> (mm/h)	800 – 2200	100 – 800	1000 - 50000
<i>f</i> (m ⁻¹)	3 – 15	1 – 9	10 – 40
<i>η</i>	0,4 – 1,0	0,3 – 1,0	0,7 – 0,9
<i>nl</i>	1 – 1	1 – 1	1 – 1
<i>k</i> (m ^{1-nl} h ^{nl})	1 – 10	5 – 10	0,001 – 0,02
<i>r'</i>	0,07 – 0,10	0,03 – 0,10	0,01 – 0,03
<i>C_{cv}</i>	300 – 600	100 – 400	50 – 200
<i>mC</i> (m ²)	6x10 ⁷ – 1x10 ⁸	6x10 ⁵ – 4x10 ⁹	1,5x10 ⁶ – 1,5x10 ⁶
<i>D_{min}</i> (m)	1 – 5	1 – 10	0 – 0,5
<i>D_{max}</i> (m)	10 – 80	40 – 80	5 – 12

O parâmetro *TFP* foi definido como igual a zero, e seu valor não variou durante as simulações. Isso significa que toda a chuva foi esperada para alcançar o reservatório de interceptação, em outras palavras, não existe chuva direta ao solo. O parâmetro *C* foi definido para zero nas bacias Rio Pequeno e Pinus I, prevendo a não existência de solo impermeabilizado em ambas as bacias. O parâmetro *mC* que define a atuação do método de Muskingum-Cunge foi definido para a bacia do Pinus I para um valor acima da área da bacia, isso significa, que o método não foi aplicado para esta bacia, em virtude do tamanho da bacia e desta forma, o armazenamento na rede de drenagem pôde ser desconsiderado.

Os parâmetros de profundidade do solo para a bacia do Pinus I foram definidos através de observações em campo.

Para calibração do modelo usando o procedimento Monte Carlo, foram realizadas 100 simulações para a bacia do Rio Pequeno, para a bacia do Rio Cubatão 200 simulações e 1000 para a bacia Pinus I. O intervalo do passo do tempo foi configurado para 1 hora, 24 horas e 0,167 hora para as bacias do Rio Pequeno, Rio Cubatão e Pinus I, respectivamente.

Para delimitação dos intervalos de incerteza, a distância em torno da média foi escolhida para representar 90% das vazões provenientes das várias simulações em cada passo tempo. Portanto, este valor representa uma distância de 1,645 desvios padrões.

De acordo com as simulações do TOPMODEL as funções objetivo escolhidas foram Nash-Sutcliffe para as bacias do Rio Pequeno, e Pinus I e log de Nash-Sutcliffe para a bacia do Rio Cubatão, uma vez que esta função log prioriza o ajuste nas vazões mínimas.

Os valores de aceite das simulações de acordo com as funções objetivo escolhidas foram determinadas com base nas simulações do TOPMODEL, ou seja, valores de 0,3 para a bacia do Rio Pequeno e Pinus I, e zero para a bacia do Rio Cubatão. Estes números são escolhidos para uma melhor seleção dos conjuntos de parâmetros considerados com bons ajustes e promover um número suficiente de simulações para determinação dos intervalos de incerteza.

A distribuição espacial das profundidades dos solos foram definidas como exponencial para as bacias do Rio Pequeno e Rio Cubatão, e exponencial invertida para a Bacia Pinus I.

4.7 Comparação entre os Modelos TOPMODEL e WADII-HM

Os modelos foram comparados em termos do ajuste (função objetivo) aos dados observados para a calibração e validação, e comparação dos erros (diferenças entre vazões observadas e estimadas) para cada simulação.

4.8 Comparação das Profundidades de Solo Observadas e Estimadas

A predição das profundidades do solo é uma das principais características do modelo WADII-HM. Portanto, como na bacia Pinus I existem dados de profundidade do solo, as profundidades estimadas pelo modelo foram comparadas com as profundidades interpoladas para a bacia a partir de dados observados (erro). Um mapa com a distribuição espacial do erro foi gerado e é apresentado nos resultados.

4.9 Análise da Sensibilidade do Modelo WADII-HM aos Parâmetros de Profundidades do Solo

A avaliação da sensibilidade do modelo foi avaliada usando intervalos de incerteza gerados com simulações Monte Carlo considerando apenas a variação dos parâmetros de profundidades do solo e o tipo de distribuição para as bacias do Rio Pequeno e Pinus I. Foram escolhidos dois trechos das respectivas Séries 1. Para a bacia do Rio Pequeno o período de 0 h a 1000 h e para a bacia Pinus I, de 0 10min a 4500 10min.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Modelo TOPMODEL

Das mil simulações realizadas com o TOPMODEL para a bacia do Rio Pequeno 648 obtiveram uma eficiência, coeficiente de Nash-Sutcliffe, superior ou igual a 0,3. O melhor conjunto de parâmetros obteve coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,63.

Para a bacia do Rio Cubatão, das mil simulações testadas 456 permaneceram acima do coeficiente de log de Nash-Sutcliffe igual a zero. O melhor conjunto de parâmetros obteve eficiência igual a 0,44.

Na bacia Pinus I das 1000 simulações, um número de 481 obtiveram eficiência acima do limite estabelecido de 0,3. O melhor conjunto de parâmetros obteve Nash-Sutcliffe de 0,80.

A Tabela 5.1 resume os valores dos parâmetros referentes as melhores simulações de cada bacia.

Tabela 5.1. Parâmetros calibrados do modelo TOPMODEL e unidades.

Bacia	$\ln T_0$ ($\ln(\text{m}^2 \text{ h}^{-1})$)	m (m)	S_{rmax} (m)	T_D (h m^{-1})	V_{CH} (m h^{-1})
Rio Pequeno	1,11	0,035	$6,7 \times 10^{-4}$	4,44	342,52
Rio Cubatão	0,57	0,097	$8,82 \times 10^{-2}$	11,48	781,28
Pinus I	0,17	0,045	$3,47 \times 10^{-3}$	45,68	242,37

As Figuras 5.1 a 5.3 mostram o resultado da calibração do TOPMODEL para todas as bacias.

Através da Tabela 5.1 é notado que o parâmetro de velocidade V_{CH} apresentou maior valor para a bacia do Rio Cubatão, explicado pela altas declividades da bacia. O parâmetro T_D que representa o tempo de permanência da água no reservatório não saturado apresentou maior valor para a bacia Pinus I, de acordo com a cobertura vegetal. A transmissividade (T_0) apresentou menor valor para a bacia Pinus I. Entretanto, mesmo com esse valor quase não há escoamento superficial na bacia.

Observando os hidrogramas referentes a calibração do TOPMODEL, é possível observar que para a bacia do Rio Pequeno, o modelo obteve um satisfatório ajuste (0,63 Nash-Sutcliffe).

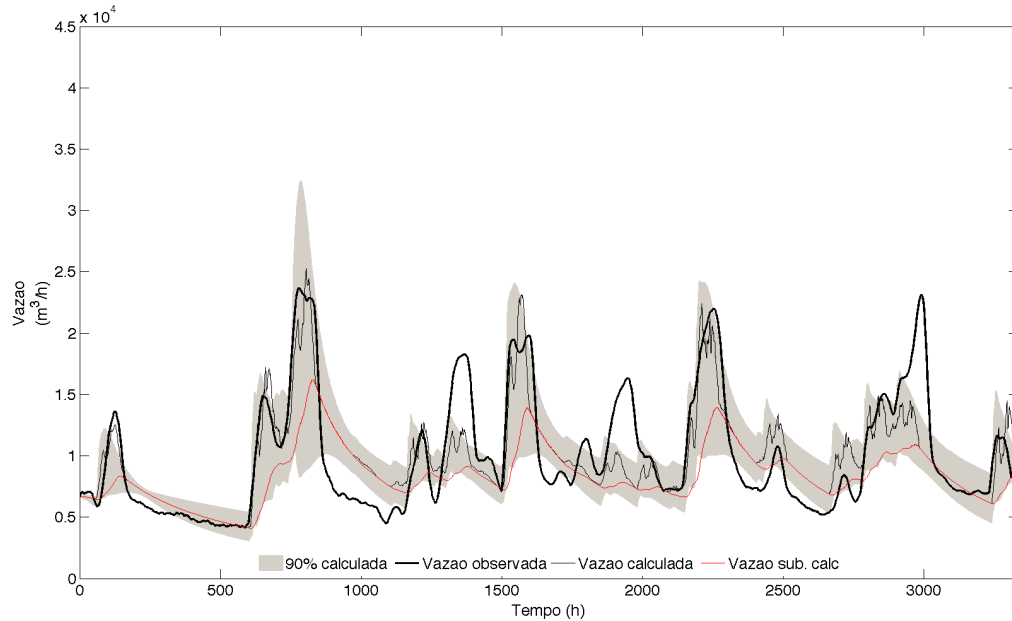


Figura 5.1. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do TOPMODEL (0,63 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 1, período de dados horários de 14/08/99 a 01/01/00.

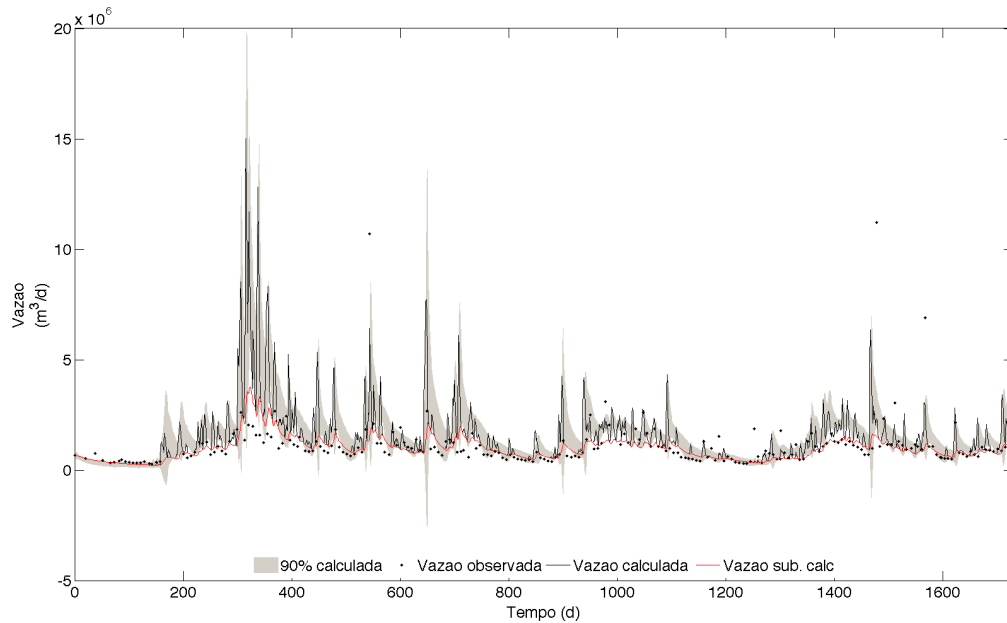


Figura 5.2. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do TOPMODEL (0,44 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 1, período de dados diários de 06/04/00 a 31/12/04.

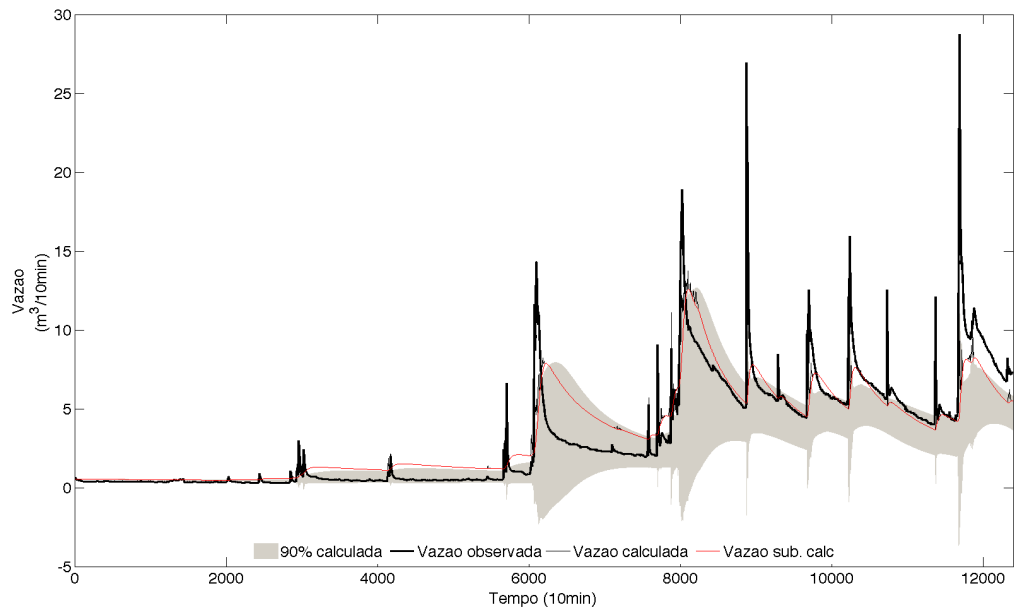


Figura 5.3. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do TOPMODEL (0,80 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Pinus I. Período de dados 10 min de 23/08/08 a 17/11/08.

É notado a dificuldade do modelo em simular períodos de recessão. Estes períodos são notados principalmente nos tempos 250 h, 800 h, 1800 h, 2300 h e 2800 h (Figura 5.1). Isto pode ter ocorrido pela deficiência do modelo em simular recessões nesta bacia e ou erro de dados. A deficiência em simular as recessões pode ser confirmada através do intervalo de incerteza, onde os períodos de recessão residem fora do intervalo. Como a função objetivo escolhida para calibração foi o coeficiente de Nash-Sutcliffe, o qual enfatiza o ajuste nas vazões mais altas, as vazões mínimas podem ter sido preteridas em função de um melhor ajuste já que o modelo não consegue modelar a variância dos dados observados. Também é observado que no tempo em torno de 1800 h, o modelo não representa os picos de vazões. Fato que pode ser associado a erros nos dados de precipitação, ou à não consideração da distribuição espacial da precipitação.

Para a bacia do Rio Cubatão, a função objetivo escolhida foi o log de Nash-Sutcliffe, priorizando as vazões mínimas. Mesmo assim, o modelo obteve baixo ajuste (0,44 Nash-Sutcliffe). Neste caso a baixa qualidade dos dados observados pode ser um motivo. Além disso, o modelo ignora muitas vazões, as quais residindo fora do intervalo de incerteza, e gera picos de vazões, algumas vezes, maiores que o dobro das vazões observadas. No início da simulação até o tempo 180 d, acontecem algumas precipitações que não são registradas pelos dados observados de vazão nem pela simulação do modelo.

Na bacia Pinus I, é observado que a série possui duas partes distintas, a primeira até o tempo 6000 10min e outra até o final da série. Isto caracteriza a sazonalidade da região, isto é, um período seco e um período úmido. Mesmo a série possuindo uma alta variância, o modelo TOPMODEL obteve um bom ajuste (0,80). Entretanto, do tempo 3000 10min a 6000 10min as vazões calculadas permaneceram acima das vazões observadas e, novamente, períodos de recessão não foram bem representados (6000 10min a 8000 10min e após 11500 10min). Isto pode estar associado a tentativa do modelo em simular a segunda parte da série (parte úmida).

O modelo TOPMODEL para as bacias do Rio Pequeno e Rio Cubatão também foi validado para as respectivas séries 2. O modelo obteve um coeficiente de Nash-Sutcliffe igual a 0,82 para a bacia do Rio Pequeno e 0,43 para a bacia do Rio Cubatão. Figuras 5.4 e 5.5 mostram esses resultados.

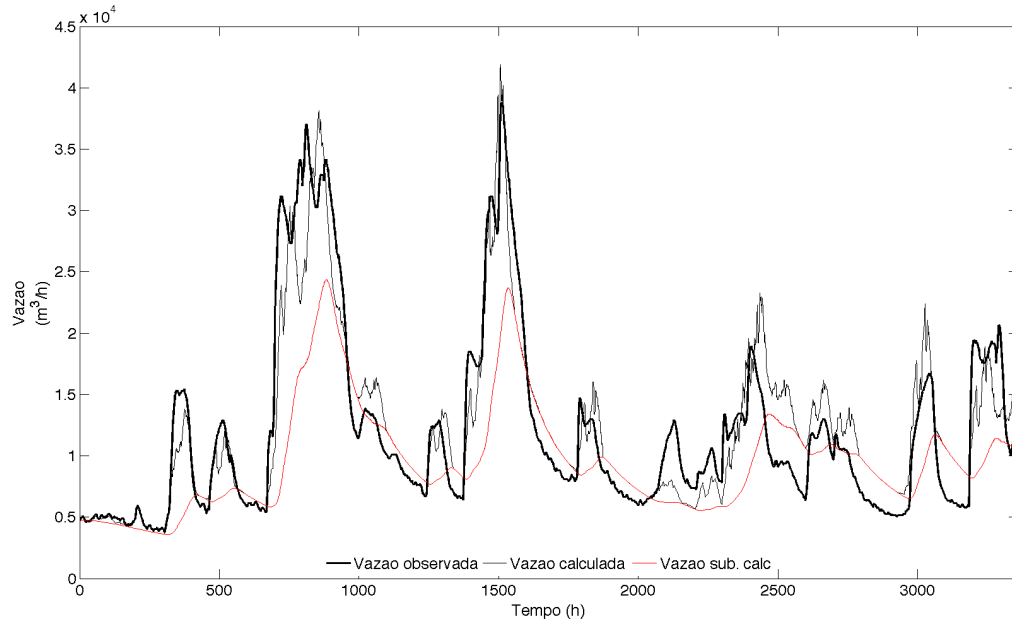


Figura 5.4. Vazões estimadas da validação do TOPMODEL (0,82 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 2, período de dados horários de 14/08/00 a 01/01/01.

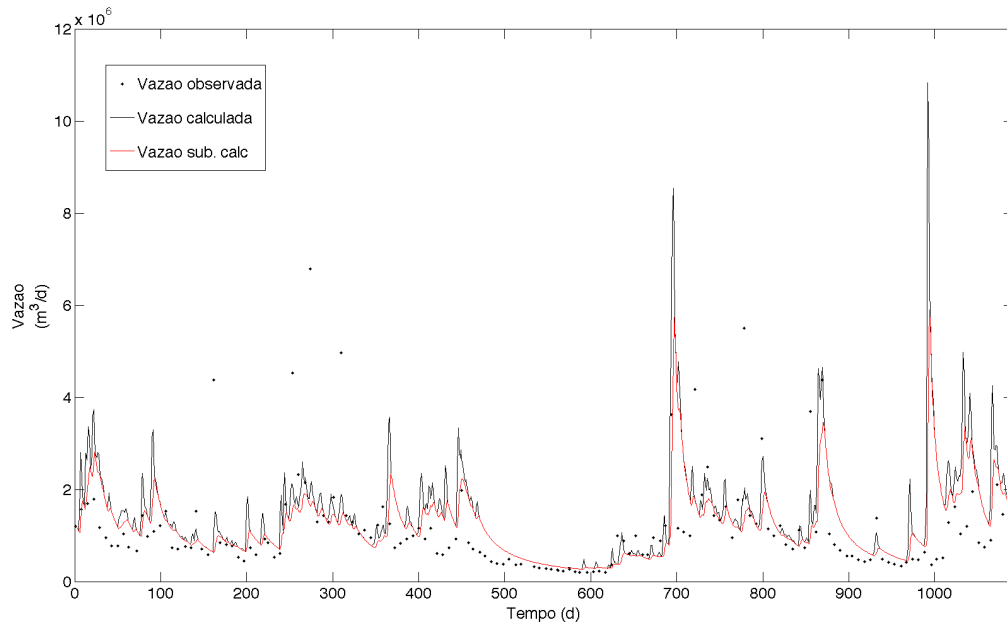


Figura 5.5. Vazões estimadas da validação do TOPMODEL (0,43 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 2, período de dados diários de 05/01/05 a 31/12/07.

Analisando os períodos de validação do TOPMODEL para as bacias do Rio Pequeno e Rio Cubatão, nota-se que, para a bacia do Rio Pequeno, os problemas na representação das recessões persiste, embora para esta série o modelo tenha obtido um desempenho bastante superior em relação à primeira série. A melhoria está associada à melhor representação dos picos de vazões. Para a bacia do Rio Cubatão a validação não apresentou significativa diferença em termos de desempenho (0,43 Nash-Sutcliffe) e em termos da representação das vazões mínimas. O modelo não representa satisfatoriamente as vazões mínimas e deixando também de representar algumas vazões máximas.

5.2 Modelo WADII

Um dos resultados do modelo geomorfológico WADII é a matriz hidrológica. Através dessa matriz várias propriedades geomorfológicas podem ser mapeadas. O índice de células é uma delas e possui a mesma interpretação do índice topográfico do TOPMODEL, a probabilidade de uma célula tornar-se saturada. As Figuras 5.7 a 5.8 mostram a distribuição espacial do índice de células para as três bacias de estudo.

A bacia do Rio Pequeno possui um índice máximo de células igual a 156, e as bacias do Rio Cubatão e Pinus I, 232 e 88, respectivamente. Estes valores significam que o cálculo de balanço hídrico e propagação do modelo hidrológico será efetuado para 156 classes, 232 classes e 88 classes para as bacias do Rio Pequeno, Rio Cubatão e Pinus I, respectivamente.

O mapeamento desse índice mostra as áreas susceptíveis a saturação e ou inundação. As áreas susceptíveis encontram-se ao longo dos principais rios, com valores mais altos para os rios de maior ordem.

Esta distribuição espacial realizada através da interpretação da matriz hidrológica é importante na propagação dos escoamentos, e ou na ordem em que as células devem ser calculadas. Uma célula de ordem 4, por exemplo, deve ser calculada e propagada antes de uma célula de ordem 5.

Outra importante característica geomorfológica é a classificação da rede de drenagem seguindo o método de Strahler. Essa classificação mostra a composição da rede de drenagem e sua distribuição sobre a área da bacia. As Figuras 5.9 a 5.11 mostram a distribuição espacial da classificação de Strahler e as Tabelas 5.2 a 5.4 mostram detalhes da classificação.

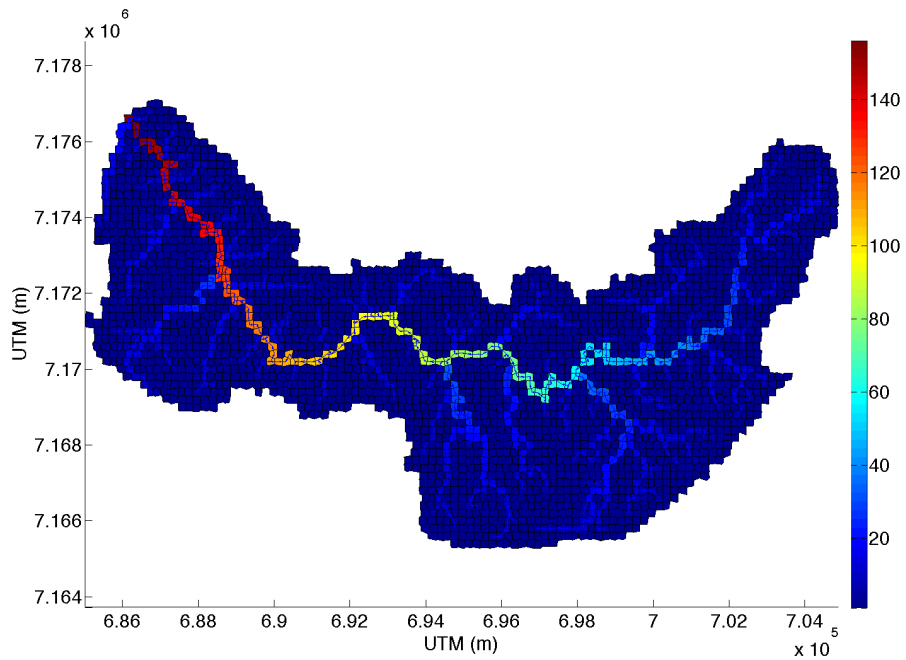


Figura 5.7. Distribuição espacial do índice de células para a bacia do Rio Pequeno.

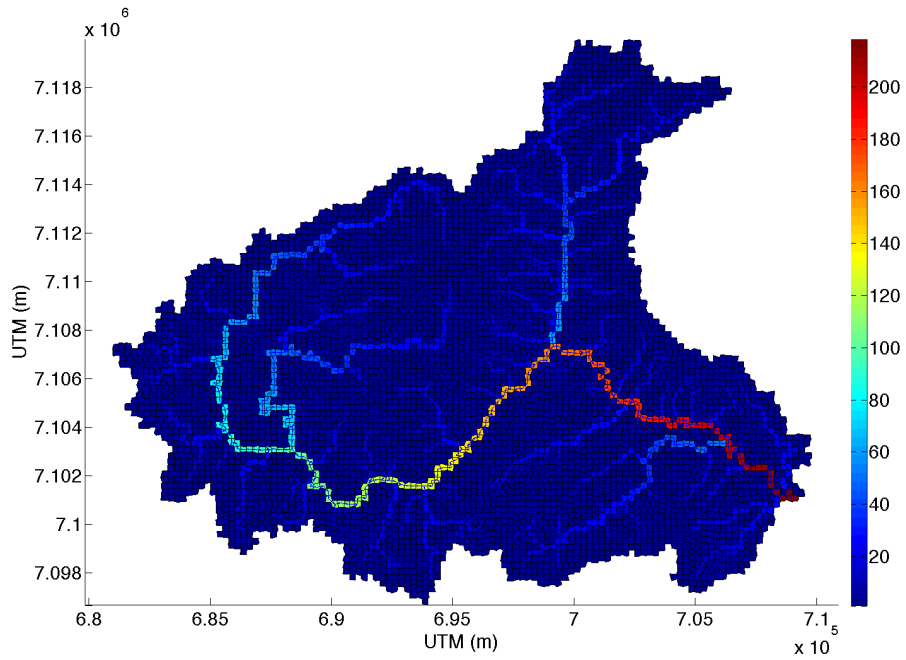


Figura 5.6. Distribuição espacial do índice de células para a bacia do Rio Cubatão.

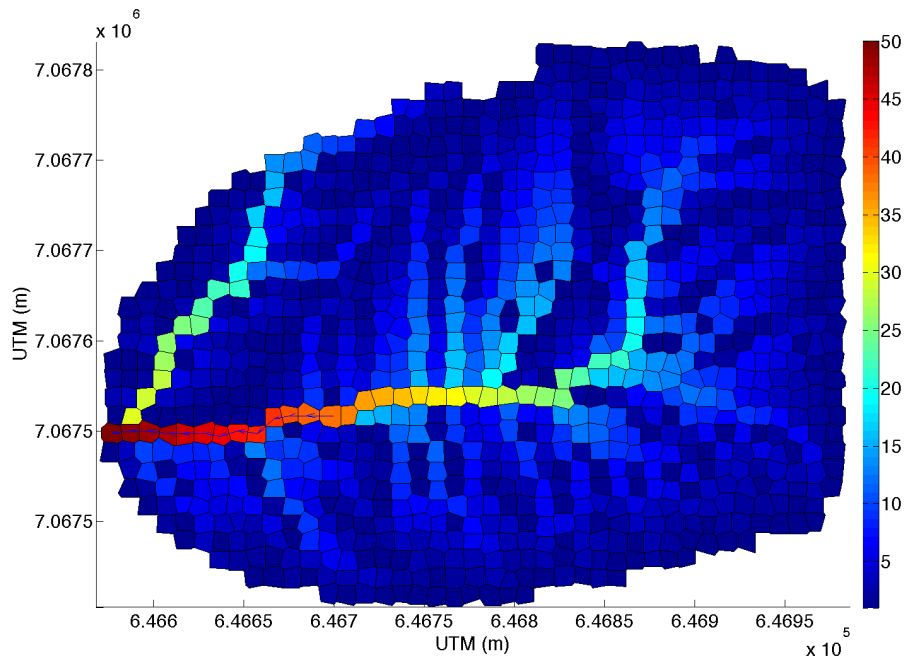


Figura 5.8. Distribuição espacial do índice de células para a bacia Pinus I.

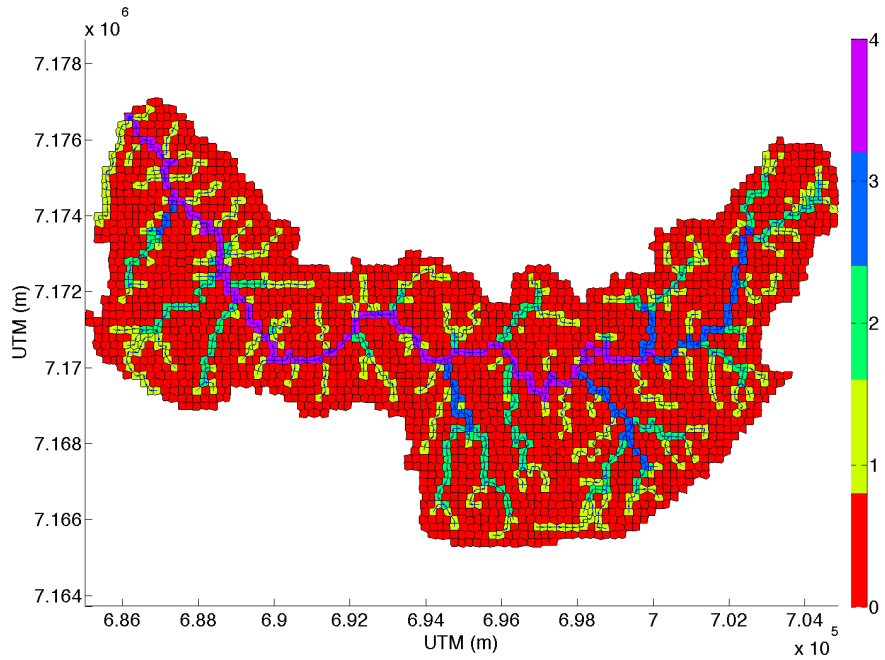


Figura 5.9. Classificação de Strahler para a bacia do Rio Pequeno.

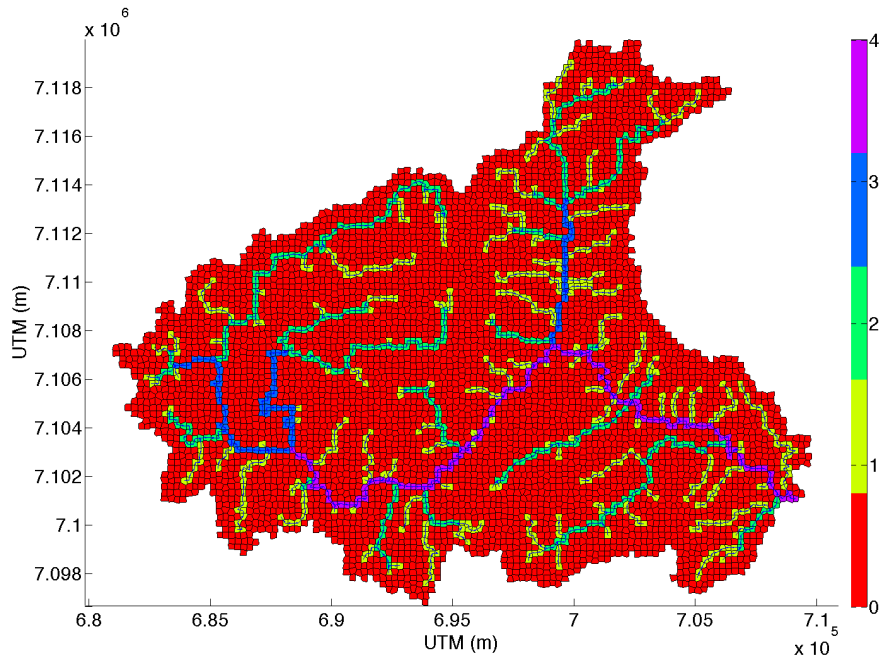


Figura 5.10. Classificação de Strahler para a bacia do Rio Cubatão.

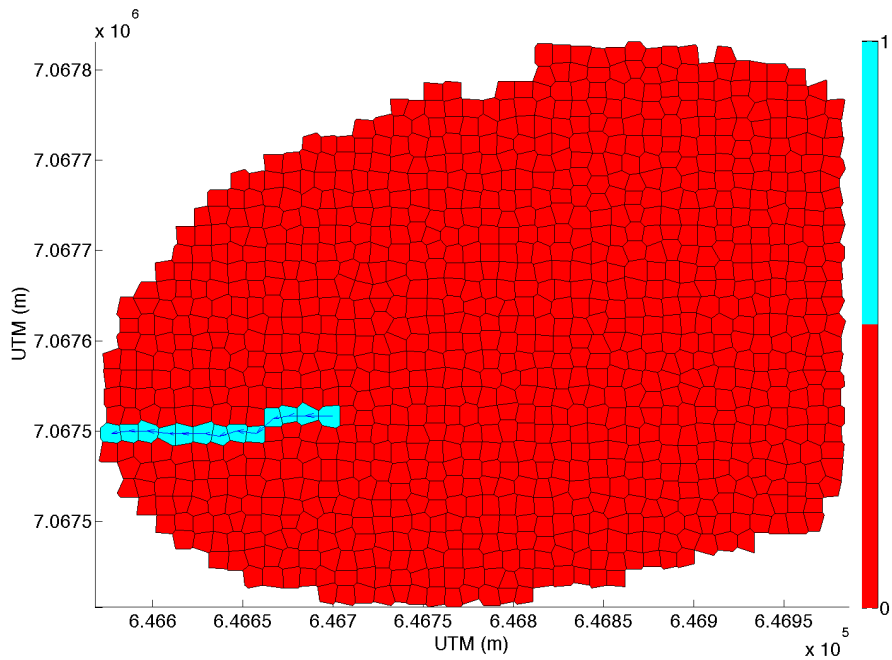


Figura 5.11. Classificação de Strahler para a Bacia Pinus I.

Tabela 5.2. Características da bacia do Rio Pequeno de acordo com a ordem dos rios.

Ordem	Número de células	Comp. total (m)	% Comp.	Área total (m²)	% Área	Declividade média (m/m)
0	2114	4,45x10 ⁵	72,50	8,53x10 ⁷	73,17	0,04
1	422	9,19x10 ⁴	14,97	1,70x10 ⁷	14,58	0,04
2	176	3,82x10 ⁴	6,22	7,10x10 ⁶	6,09	0,04
3	65	1,41x10 ⁴	2,30	2,59x10 ⁶	2,22	0,03
4	113	2,46x10 ⁴	4,01	4,59x10 ⁶	3,94	0,01

A bacia do Rio Pequeno foi classificada como de quarta ordem. Através da Figura 5.9 e Tabela 5.2 é possível notar que o rio de quarta ordem percorre quase toda a bacia. Isto é verificado pelo seu comprimento relativo e área relativa de 4,01 % e 3,94 %, respectivamente. É possível notar que a bacia é plana olhando para as declividades médias correspondentes as ordens.

Tabela 5.3. Características da bacia do Rio Cubatão de acordo com a ordem dos rios.

Ordem	Número de células	Comp. total (m)	% Comp.	Área total (m²)	% Área	Declividade média (m/m)
0	4730	1,25x10 ⁶	80,73	2,95x10 ⁸	80,92	0,14
1	550	1,5x10 ⁵	9,69	3,47x10 ⁷	9,52	0,12
2	339	9,21x10 ⁴	5,94	2,15x10 ⁷	5,90	0,10
3	89	2,27x10 ⁴	1,47	5,57x10 ⁶	1,53	0,06
4	121	3,36x10 ⁴	2,17	7,80x10 ⁶	2,14	0,10

A bacia do Rio Cubatão é classificada como de quarta ordem. O trecho de quarta ordem também percorre grande parte da bacia (2,14 % da área total). Entretanto, é notado uma variação nas declividades para cada trecho. Isso é explicado devido à grande variação das declividades na bacia. Esse fato também explica a declividade média alta no trecho de quarta ordem.

Tabela 5.4. Características da bacia Pinus I de acordo com a ordem dos rios.

Ordem	Número de células	Comp. total (m)	% Comp.	Área total (m²)	% Área	Declividade média (m/m)
0	2842	1,88x10 ⁴	99,19	1,07x10 ⁵	99,18	0,09
1	25	154	0,81	880,70	0,82	0,20

A bacia Pinus I é uma bacia de pequeno tamanho. Esta bacia contém a nascente do rio podendo ser classificada como uma bacia de ordem zero, onde há a variação da posição da nascente. A bacia foi classificada como de primeira ordem usando um limite de área de 7000 m², entretanto, não foi possível ajustar a ordem da bacia conforme mostrado em cartas topográficas (ordem 2). Isto pode estar associado à geomorfologia no local das nascentes, como por exemplo a declividade.

As declividades do trecho de primeira ordem são mais altas que as regiões de encostas, caracterizando desta forma um trecho de forte erosão.

A função distância-área foi extraída das respectivas bacias. As Figuras 5.12 a 5.16 mostram essas funções.

Observando as funções distância-área, é possível notar que a função distância-área reflete a forma da bacia e a composição da rede de drenagem. A bacia do Rio Pequeno possui uma região estreita localizada na metade da distância total do ponto mais longe até a exutória. Para cada lado desta região há duas regiões distintas, a de jusante e a de montante que também possui uma região estreita localizada em torno dos 0,7 da distância relativa da exutória. A bacia do Rio Cubatão também possui duas regiões definidas. A região estreita da bacia é verificada em torno dos 0,55 da distância relativa. A primeira região, jusante da região estreita, possui uma área maior que a região de montante. Entretanto, essa região estreita é definida não pela forma da bacia mas pelo formato da sua rede drenagem. Esta região acontece no lado inferior do braço de terceira ordem do rio (Figura 5.10) na conjunção com os dois rios de segunda ordem. Para a bacia Pinus I as distâncias se distribuem de forma equilibrada ao longo do canal principal. A forma arredondada da bacia é vista também em sua função distância-área.

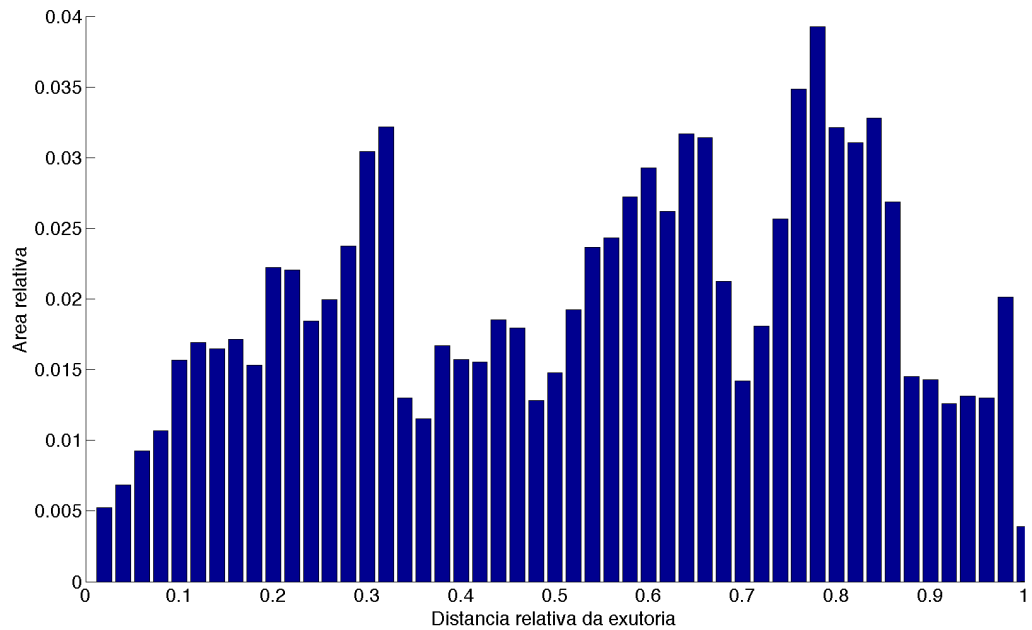


Figura 5.12. Função distância-área da bacia do Rio Pequeno.

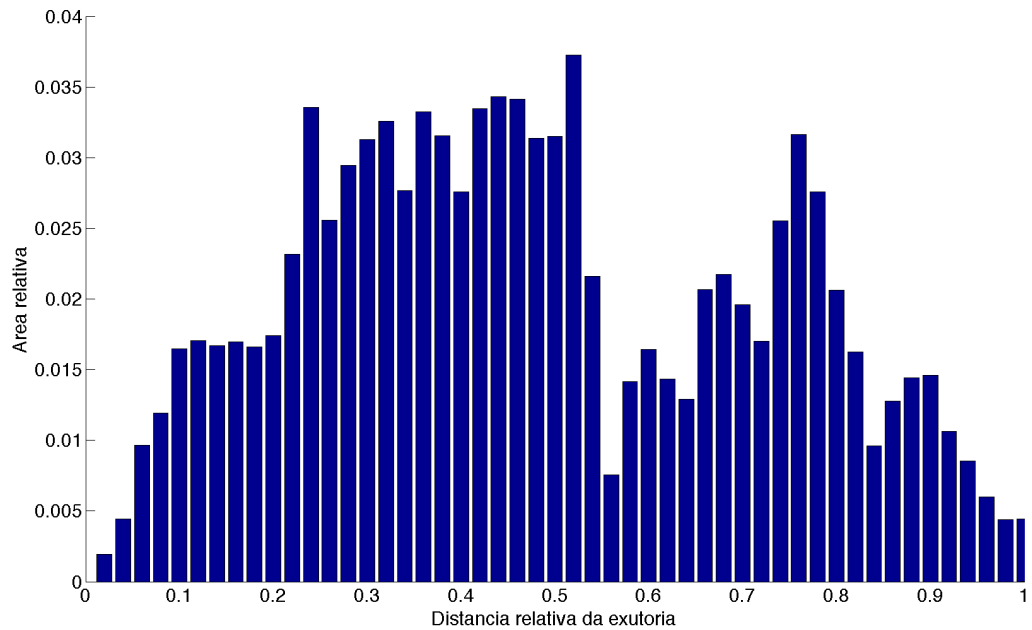


Figura 5.13. Função distância-área da bacia do Rio Cubatão.

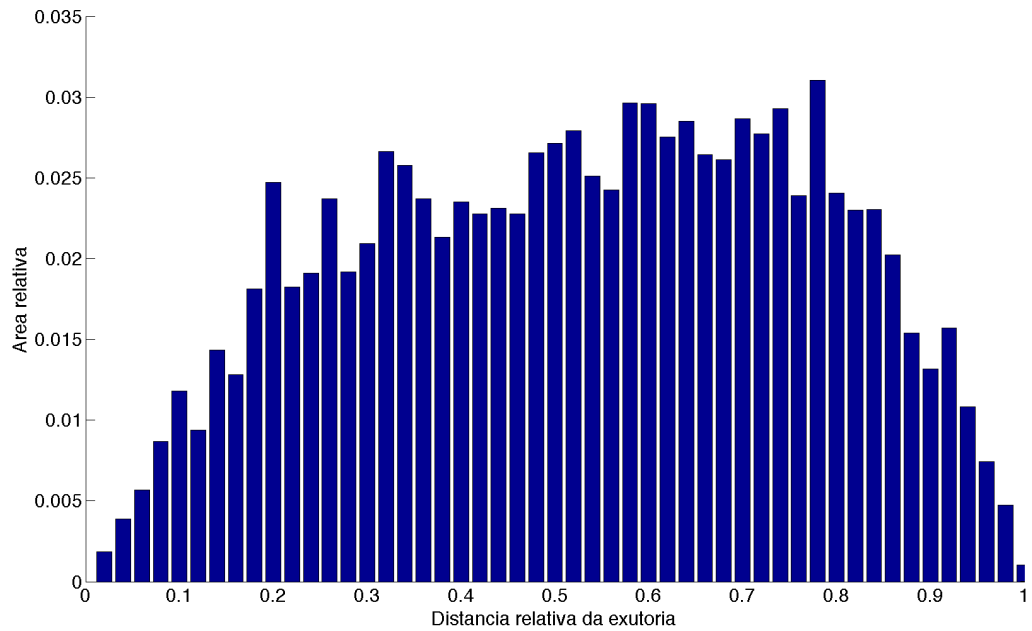


Figura 5.14. Função distância-área da bacia Pinus I.

5.3 Modelo WADII-HM

Após 100 simulações para a bacia do Rio Pequeno, série 1, 83 simulações obtiveram coeficiente de Nash-Sutcliffe maior ou igual a 0,3, com este coeficiente igual a 0,63 para o melhor conjunto de parâmetros. As simulações foram realizadas em um tempo total de 565 segundos. Para a bacia do Rio Cubatão, das 200 simulações 195 obtiveram log Nash-Sutcliffe maior ou igual a 0, sendo a melhor simulação com coeficiente igual a 0,44. O tempo de simulação foi de 1210 segundos. Para a bacia Pinus I das 1000 simulações, 441 com Nash-Sutcliffe acima de 0,30 e 0,81 o coeficiente da melhor simulação.

A Tabela 5.5 resume os parâmetros calibrados do modelo WADII-HM para as bacias de estudo.

Tabela 5.5. Parâmetros calibrados do modelo WADII-HM para as bacias de estudo.

Parâmetro (unidade)	Rio Pequeno	Rio Cubatão	Pinus I
<i>hint</i> (mm)	1,03	4,44	1,23
<i>TFP</i> (%)	0	0	0
<i>C</i> (%)	0	10,74	0
<i>K₀</i> (mm/h)	2003,43	775,80	8877,04
<i>f</i> (m ⁻¹)	6,55	2,52	13,68
<i>η</i>	0,41	0,34	0,83
<i>nl</i>	1	1	1
<i>k</i> (m ^{-nl} h ^{nl})	2,76	6,17	0,013
<i>r'</i>	0,074	0,091	0,031
<i>C_{cv}</i>	566,84	260,82	168,38
<i>mC</i> (m ²)	7,68x10 ⁷	1,06x10 ⁹	1,5x10 ⁶
<i>D_{min}</i> (m)	1,27	3,77	0,37
<i>D_{max}</i> (m)	42,98	52,11	10,35

Analisando a Tabela 5.5 nota-se que para o parâmetro *hint* a bacia

do Rio Cubatão obteve um valor elevado. Isso pode ser explicado pela interceptação também da parte urbanizada da bacia. A condutividade hidráulica saturada (K_0) foi calibrada com valores bem diferentes entre as bacias. Isso se deve ao fato que a condutividade hidráulica saturada do solo está relacionada ao tipo de solo e à profundidade do solo. Para as bacias do Rio Pequeno e Rio Cubatão os intervalos válidos para calibração das profundidades do solo foram escolhidos sem referência a dados observados. Desta forma, valores baixos ou altos de condutividade podem ocorrer devido a tentativa do modelo de compensar o parâmetro de profundidade. De acordo com a Equação (4.9), a vazão sub-superficial é dependente da condutividade e profundidade do solo.

A bacia Pinus I obteve um valor alto de porosidade, acarretando em um alto volume de armazenamento de água pelo solo, desta forma, este armazenamento foi compensado pelo baixo valor do parâmetro k (quando r' é igual a 1) que indica o tempo de permanência da água no reservatório não-saturado.

A Figura 5.15 mostra a simulação das vazões e a comparação com as observadas, Série 1, para a bacia do Rio Pequeno. Através desta figura é possível observar que o modelo ajustou com alta performance as vazões observadas até o tempo 600 h. Entretanto, não representou adequadamente os picos da série nos tempos 800 h, 1600 h e 2200 h. Um melhor ajuste dos parâmetros, principalmente condutividade hidráulica saturada, poderia melhorar a simulação, como pode ser observado no alto escoamento sub-superficial nestes tempos. Picos nos tempos 1800 h, 2000 h e 3000 h não foram representados pelo modelo, justificando um possível erro nos dados de entrada. Ainda em relação à Figura 5.15 é possível notar que os períodos de recessão foram bem representados, inclusive estando dentro do intervalo de incerteza por calibração do modelo.

As Figuras 5.16 e 5.17 mostram a condição de saturação da bacia do Rio Pequeno e as profundidades do lençol freático, respectivamente, para dois diferentes tempos da simulação da série 1, tempo zero e tempo igual a 500 h, sendo este último um período de recessão e de baixas vazões. Através Figura 5.16 é possível notar que a inicialização das vazões e profundidades do lençol freático determinadas pelas equações 4.15 a 4.18 constituiu uma boa estimativa. Na Figura 5.17 nota-se que as profundidades do lençol variaram de 0 m a 0,64 m.

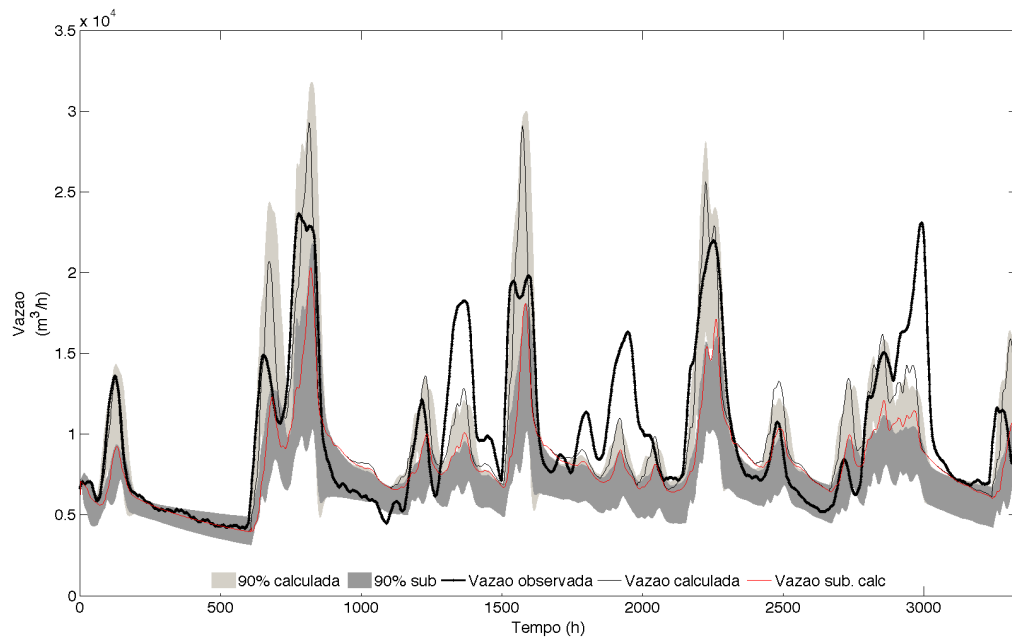


Figura 5.15. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do WADII-HM (0,63 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 1, período de dados horários de 14/08/99 a 01/01/00.

Nas Figuras 5.18 e 5.19 são apresentados a saturação para o momento de tempo igual a 500 h e as profundidades do lençol freático, respectivamente. É possível notar uma ligeira diminuição das áreas saturadas, em comparação com o tempo zero. As profundidades do lençol são um pouco maiores do que o tempo zero, variando de 0 m a 0,68 m.

Descontinuidades na áreas saturadas, por exemplo, áreas contínuas a um trecho de rio, foram observadas e são atribuídas à resolução das malhas Voronoi. Esta resolução, nos trechos de rios, não é suficiente para representar somente o leito dos rios. Desta forma a declividade do rio é alterada pela declividades das encostas que para este trecho de rio contribuem. Este problema pode ser resolvido através do aumento da resolução da malha Voronoi nos trechos dos rios.

A Figura 5.20 mostra a posição de uma célula selecionada na bacia do Rio Pequeno e a variação das variáveis da matriz tempo ao longo da simulação é vista na Figura 5.21. Nos gráficos desta figura é possível notar que a célula escolhida permaneceu toda a simulação não saturada (Figura 5.21, gráfico 6). A profundidade do lençol freático variou aproximadamente 0,20 metros (Figura 5.21, gráfico 15). É possível notar o armazenamento no reservatório de interceptação e o seu esvaziamento de acordo com a evapotranspiração (Figura 5.21, gráfico 7). Como a célula não se saturou, não houve geração de escoamentos de retorno e superficial (Figura 5.21, gráficos 10, 11, 12, 13 e 14). O armazenamento e vazão no reservatório não-saturado (Figura 5.21, gráficos 8 e 9) variaram de acordo a profundidade do lençol freático.

Com os parâmetros calibrados, o modelo foi aplicado para a Série 2 da bacia do Rio Pequeno. O modelo obteve um ajuste de 0,71 (Nash-Sutcliffe). A Figura 5.22 mostra a simulação de vazões e comparação com as observadas.

De acordo com a Figura 5.22 é possível notar que o modelo obteve um bom ajuste na série, principalmente do início da simulação até o tempo 1800 h, aproximadamente. Neste período picos e recessões foram bem representados (exceto o pico no tempo 1500 h que foi super estimado). A partir do tempo 1800 h as declividades das recessões foram representadas, mas as quantidades estimadas ficaram acima dos valores observados. Picos não foram bem representados, como por exemplo o pico do tempo 3000 h.

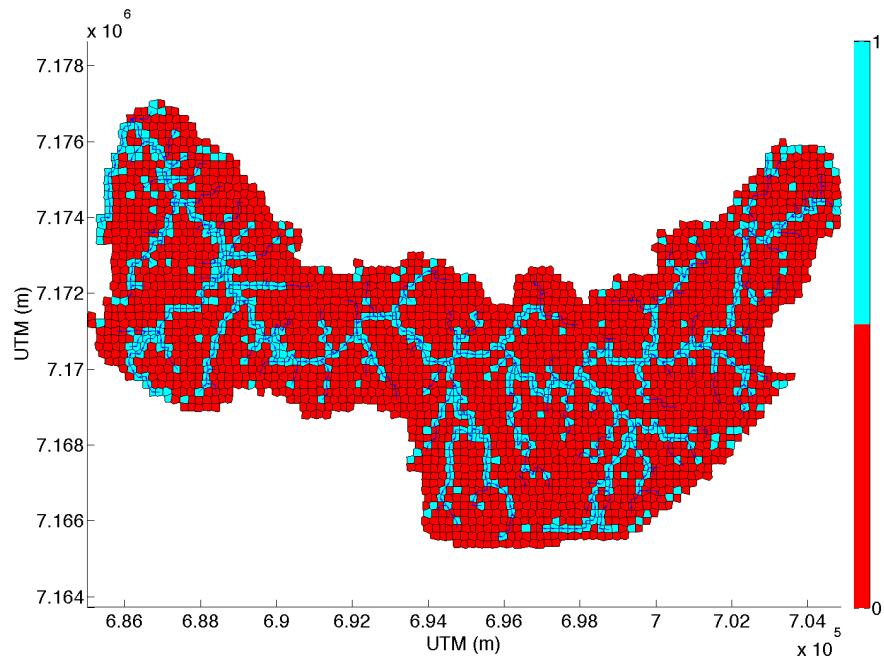


Figura 5.16. Mapa de saturação da bacia do Rio Pequeno em $t = 0$ h. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

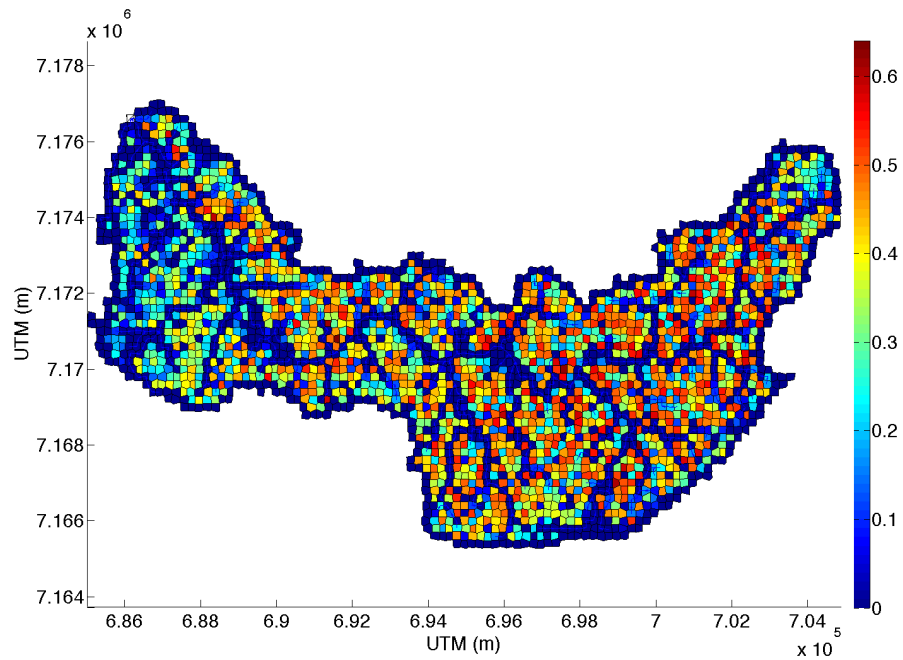


Figura 5.17. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Pequeno para $t = 0$ h.

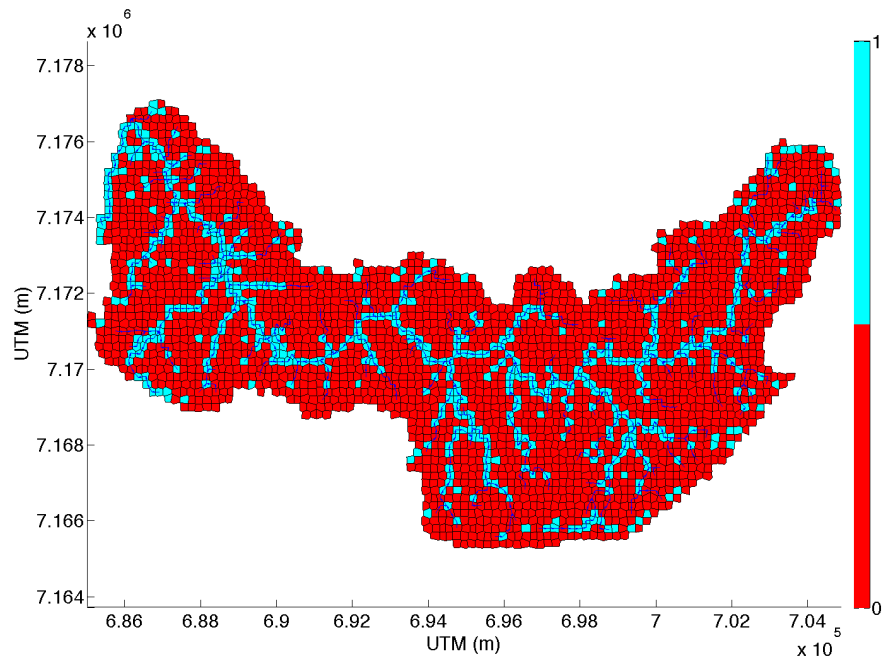


Figura 5.18. Mapa de saturação da bacia do Rio Pequeno para a Série 1 em $t = 500$ h. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

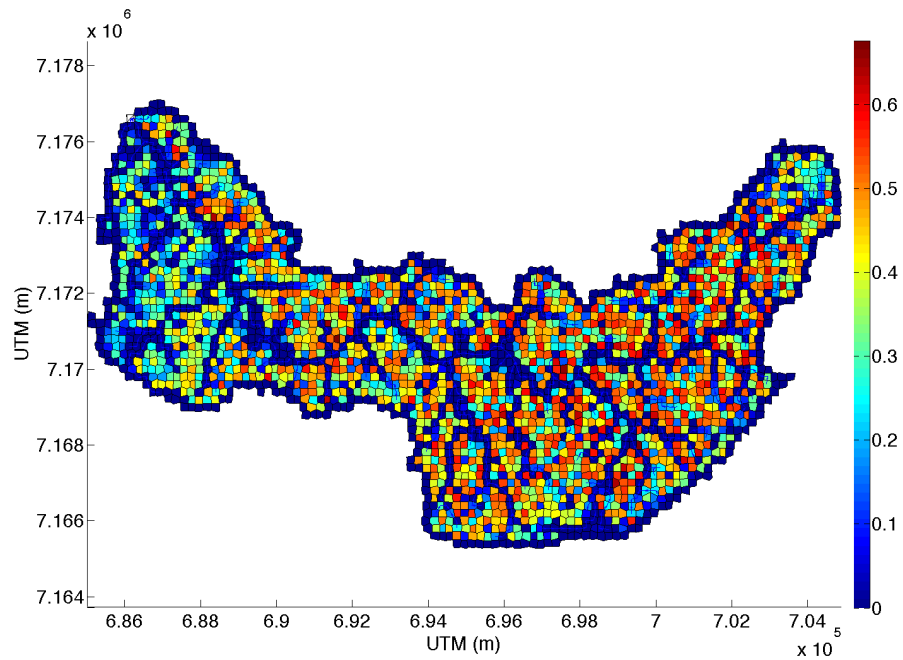


Figura 5.19. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Pequeno para a Série 1 em $t = 500$ h.

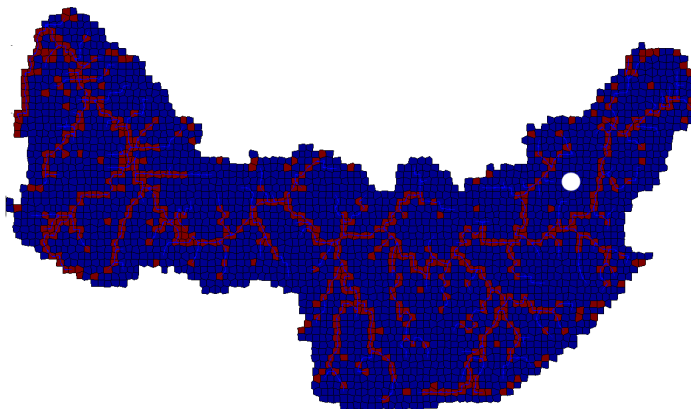


Figura 5.20. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 0$ h.

A Figura 5.23 mostra a variação espacial da saturação da bacia durante um evento de vazões elevadas (tempo 750 h) e as profundidades do lençol freático são vistas na Figura 5.24.

Olhando para a Figura 5.23 é possível notar uma elevada saturação da bacia, principalmente em sua parte mais baixa, próxima à exutória. Isso foi esperado pois essa região é um região de baixas elevações e declividades.

Na Figura 5.24 nota-se que as profundidades do lençol freático variaram de zero a 0,50 m.

A Figura 5.25 mostra a posição de outra célula na bacia do Rio Pequeno e a variação das variáveis da matriz tempo durante a simulação da Série 2 é vista na Figura 5.26. Esta célula indica a posição da nascente de um trecho de rio, mas com área acumulada inferior ao limite (*threshold*) definido para inicialização de um rio.

Durante o período de simulação da Série 2, a célula sofreu saturação em alguns momentos e não-saturação em outros (Figura 5.26, gráfico 6). Como sofreu saturação houve a geração de escoamentos superficial e de retorno (Figura 5.26, gráficos 10, 11, 12, 13 e 14). Este processo de saturação e não-saturação para esta célula caracteriza o movimento da nascente para montante ou jusante em função da saturação do solo. Durante o período simulado a profundidade do lençol freático variou entorno de 0,30 m (Figura 5.26, gráfico 15).

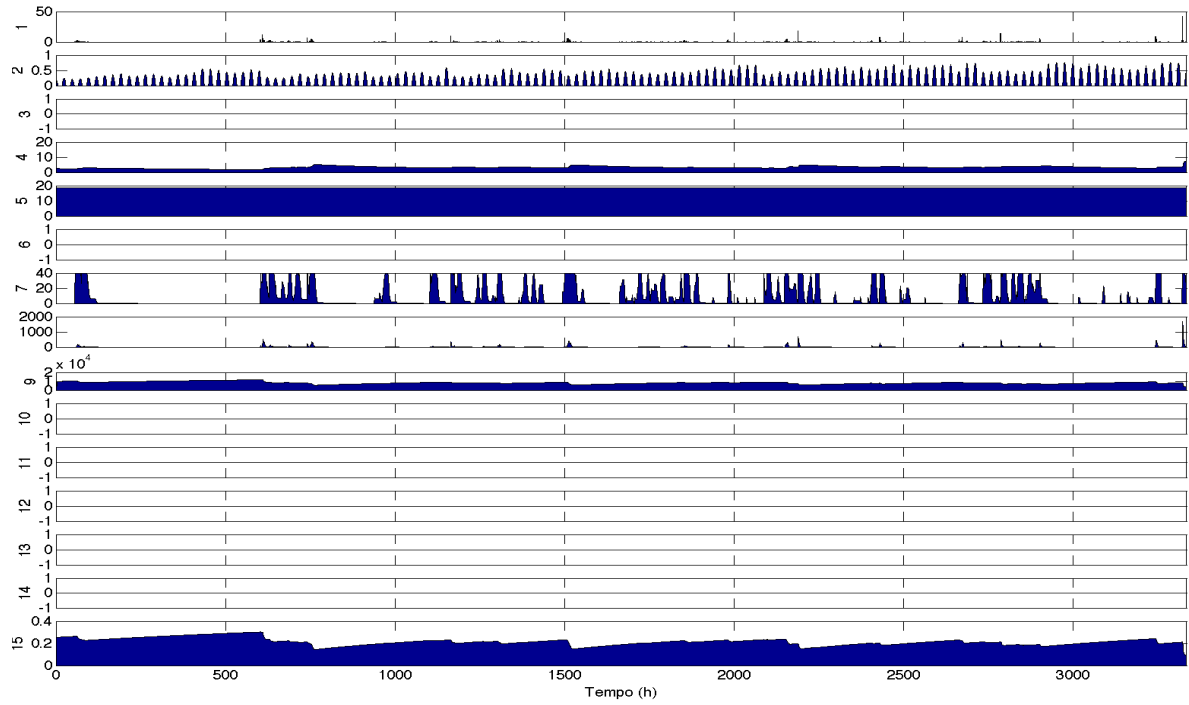


Figura 5.21

Figura 5.21. (Continuação) Variáveis em uma célula no bacia do Rio Pequeno, Série 1: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m^3/h ; (4) escoamento sub-superficial de saída em m^3/h ; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m^3 ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (10) escoamento de retorno de entrada em m^3/h ; (11) escoamento de retorno de saída em m^3/h ; (12) escoamento superficial de entrada em m^3/h ; (13) escoamento superficial de saída em m^3/h ; (14) escoamento total em m^3/h ; (15) profundidade do lençol freático em metros.

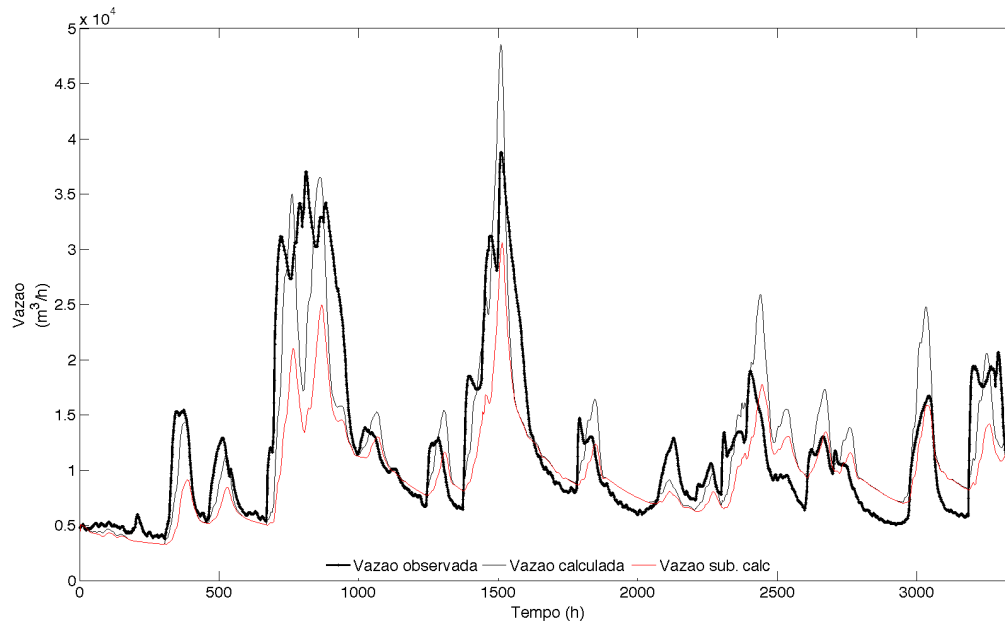


Figura 5.22. Vazões estimadas da validação do WADII-HM (0,71 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 2, período de dados horários de 14/08/00 a 01/01/01.

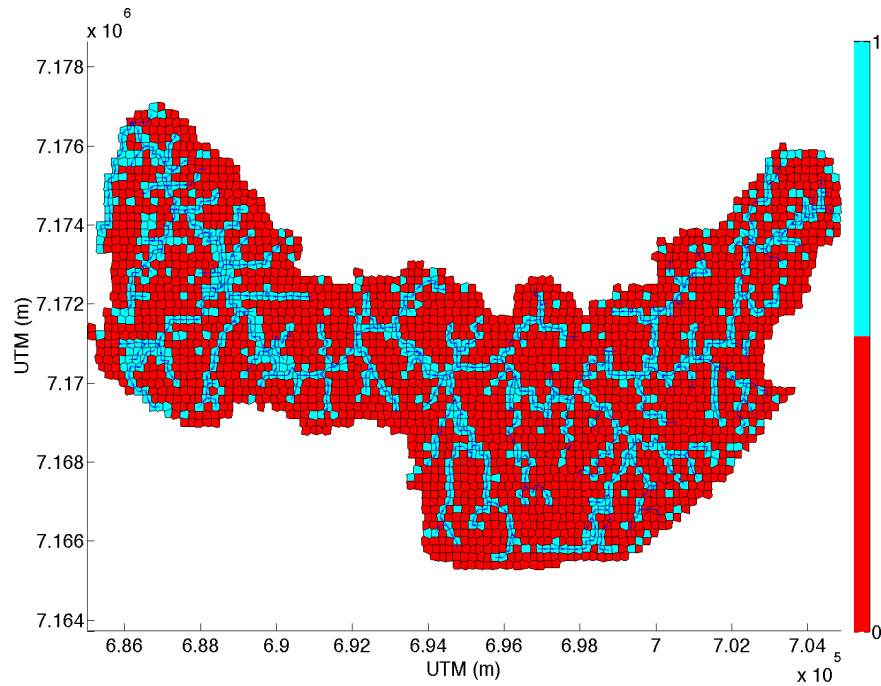


Figura 5.23. Mapa de saturação da bacia do Rio Pequeno para a Série 2 em $t = 750$ h. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

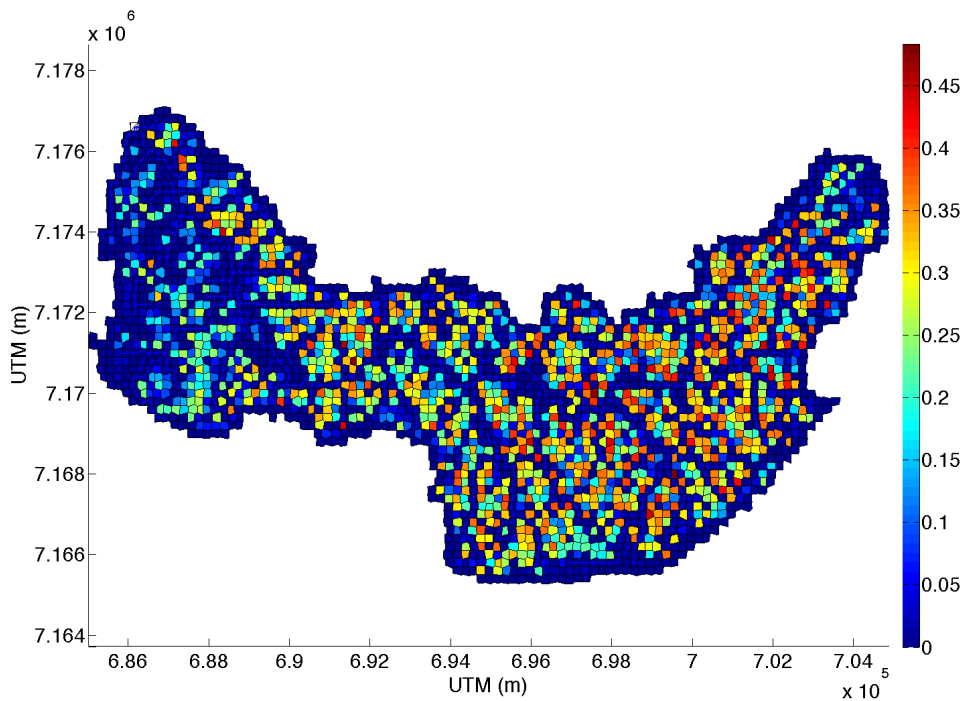


Figura 5.24. Mapa de profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Pequeno para a Série 2 em $t = 750$ h.

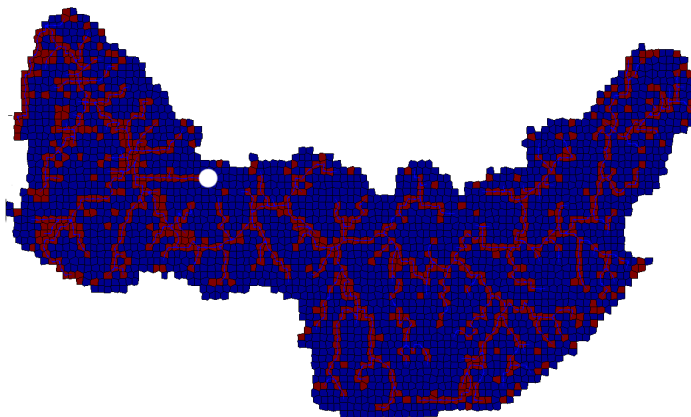


Figura 5.25. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 750$ h.

Através dos parâmetros de profundidades calibrados ($D_{min} = 1,37$ m e $D_{max} = 42,98$ m) foi possível mapear espacialmente as profundidades do solo na bacia do Rio Pequeno (Figura 5.27).

De acordo com a Figura 5.27, as profundidades do solo seguiram o padrão das elevações da bacia, devido à bacia possuir baixas declividades em quase sua totalidade. As maiores profundidades do solo foram mapeadas perto da exutória ao longo do rio principal e as menores profundidades nas elevações mais altas.

Nas simulações de vazões da bacia do Rio Cubatão, Série 1 (Figura 5.28), nota-se que a maioria das vazões observadas permaneceram dentro do intervalo de incerteza, o que significa que o modelo é apto a representar de maneira satisfatória a série de dados.

Também é notado que o modelo registrou a influência de baixas precipitações (gerando picos de vazões). Isto é notado principalmente no intervalo de tempo 0 d a 200 d.

Observa-se que nesta série há um grande evento de precipitação no tempo 350 d. Infelizmente não há vazões observadas coerentes com os dados de precipitação para este período. Isto é, as baixas vazões observadas ($t = 350$ d) não condizem com as precipitações observadas.

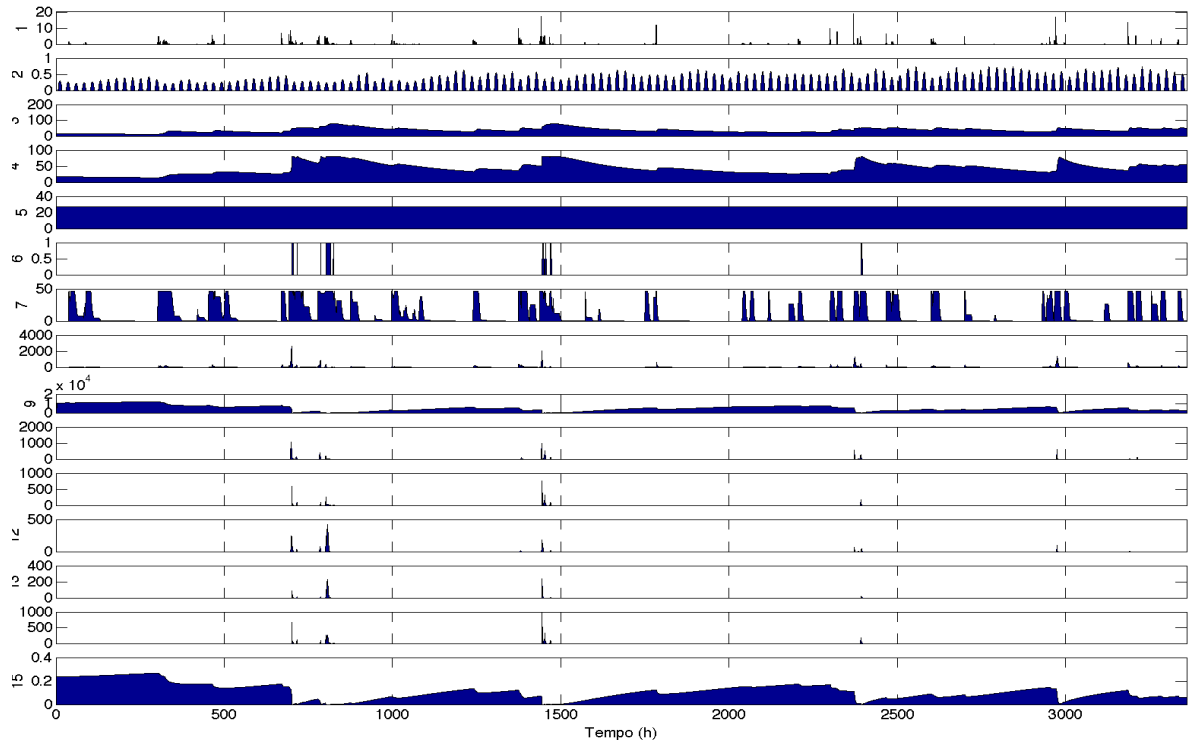


Figura 5.26

Figura 5.26. (Continuação) Variáveis em uma célula no bacia do Rio Pequeno, Série 2. (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m^3/h ; (4) escoamento sub-superficial de saída em m^3/h ; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m^3 ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (10) escoamento de retorno de entrada em m^3/h ; (11) escoamento de retorno de saída em m^3/h ; (12) escoamento superficial de entrada em m^3/h ; (13) escoamento superficial de saída em m^3/h ; (14) escoamento total em m^3/h ; (15) profundidade do lençol freático em metros.

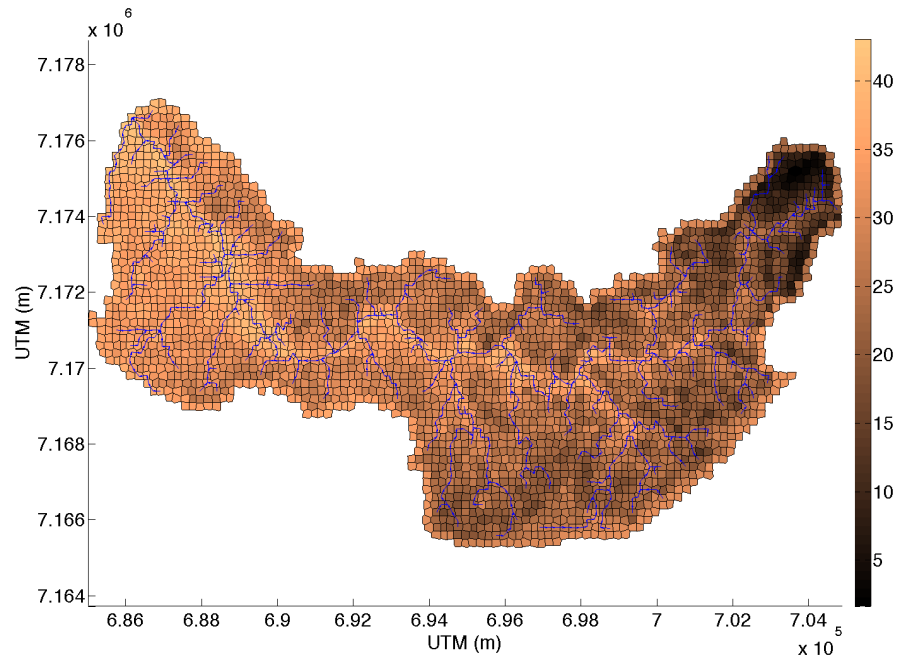


Figura 5.27. Profundidades do solo em metros para a bacia do Rio Pequeno.

Na Figura 5.29 é possível notar que as condições iniciais impostas pelo modelo se ajustaram de forma razoável, mostrando uma condição de saturação inicial condizente com a rede de drenagem na bacia. As profundidades neste tempo ($t = 0$ d), apresentadas na Figura 5.30, variaram de 0 m a 2,2 m, aproximadamente. Na Figura 5.31 é mostrado a saturação da bacia em um período de elevadas vazões ($t = 350$ d). É notado a alta saturação da bacia, incluindo regiões de baixa declividade como nas regiões próxima à exutória, ao longo do rio principal, e em regiões de montante, extremo leste da bacia. As profundidades do lençol freático variaram de 0 a 1,3 m (Figura 5.32)

Descontinuidades na saturação do solo são observadas ao longo dos canais e em alguns casos, trechos inteiros não são representados. Novamente isto é associado a resolução das células Voronoi. Uma resolução de 250 metros foi adotada em pró de uma melhor eficiência computacional, entretanto, na representação dos canais, principalmente aqueles com encostas declivosas é um valor elevado. Este problema pode ser resolvido futuramente com o aumento da resolução nestas áreas, que é um procedimento possível em malhas triangulares e Voronoi.

A Figura 5.33 mostra uma célula na bacia e as variáveis da matriz tempo ao longo da simulação da Série 1 são apresentadas na Figura 5.34.

Na Figura 5.33 é possível notar que a célula escolhida faz parte da rede de drenagem da bacia, portanto não há armazenamento no reservatório de interceptação (Figura 5.34, gráfico 7). A célula sofreu saturação e não-saturação durante alguns períodos da série (Figura 5.34, gráfico 6). A profundidade do lençol freático variou em torno de um metro (Figura 5.34, gráfico 15). A geração dos escoamentos superficial e de retorno é confirmada através dos gráficos 10, 11, 12, 13 e 14 (Figura 5.34). Nota-se a grande quantidade de vazão sub-superficial entrando na célula, caracterizando uma célula com contribuições a partir de outras células (Figura 5.34, gráfico 3).

Com os parâmetros calibrados para a Série 1, o modelo WADII-HM foi validado para a Série 2 da bacia do Rio Cubatão, obtendo um coeficiente de Nash-Sutcliffe igual a 0,50.

A Figura 5.35 mostra a simulação das vazões para esta série. Observando a Figura 5.35 é notado um melhor ajuste do modelo em relação à Série 1.

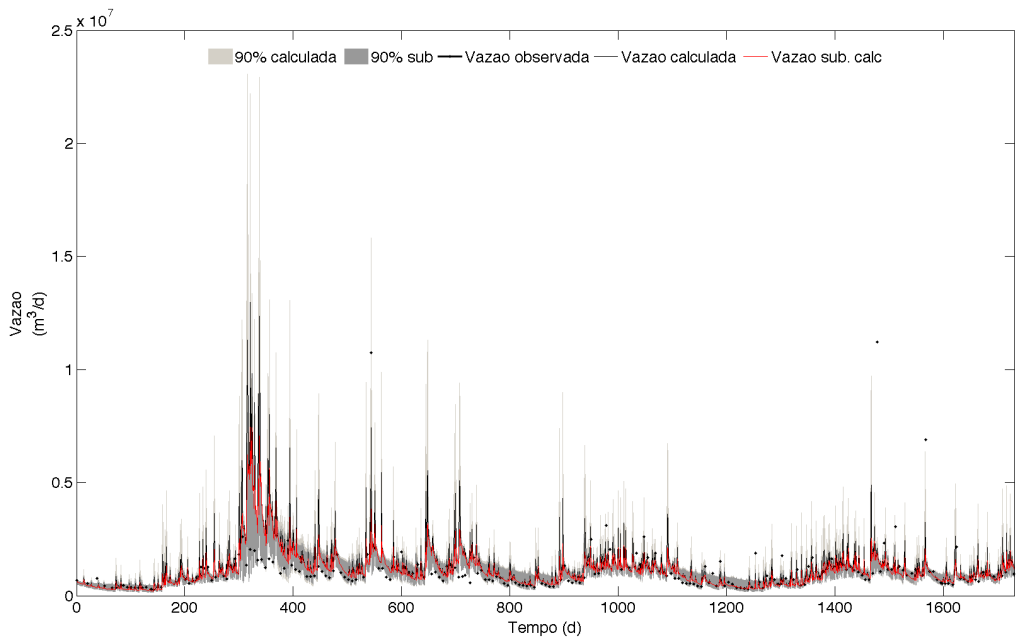


Figura 5.28. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do WADII-HM (0,44 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 1, período de dados diários de 06/04/00 a 31/12/04.

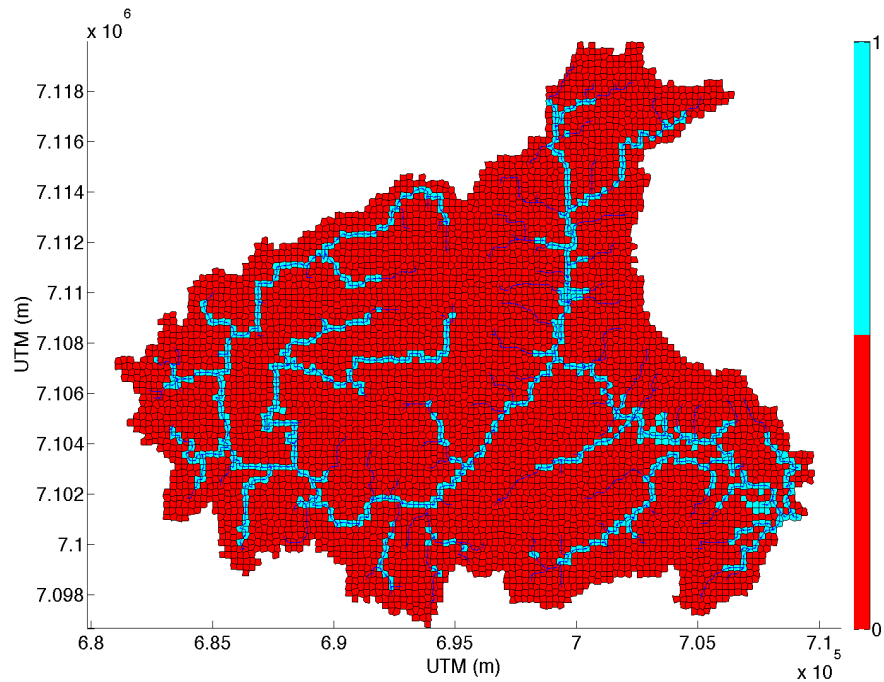


Figura 5.29. Mapa de saturação na bacia do Rio Cubatão para a Série 1 em $t = 0$ d. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

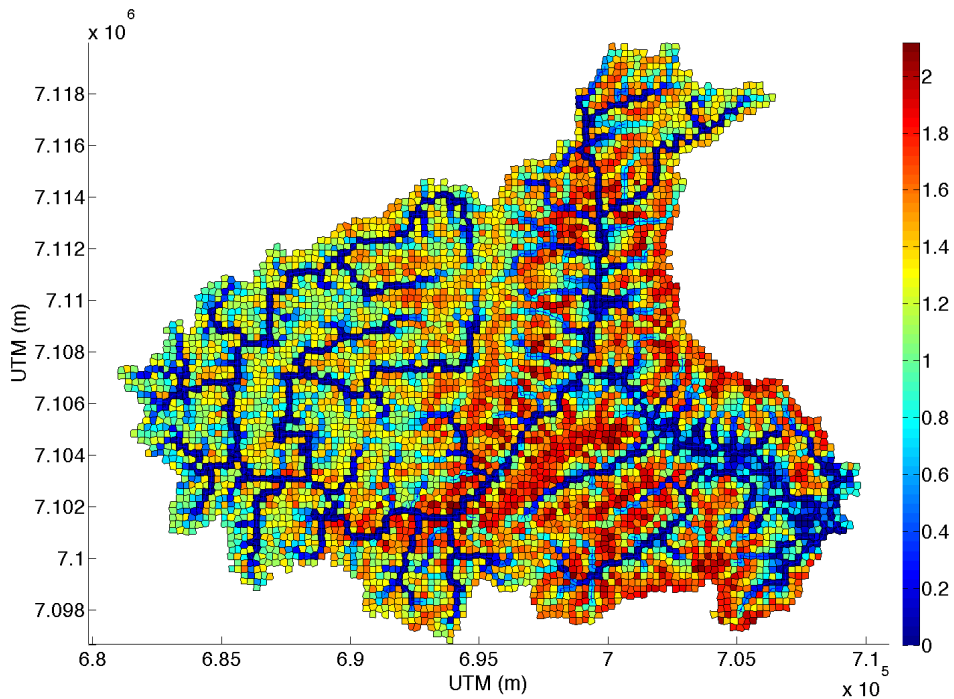


Figura 5.30. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Cubatão para a Série 1 em $t = 0$ h.

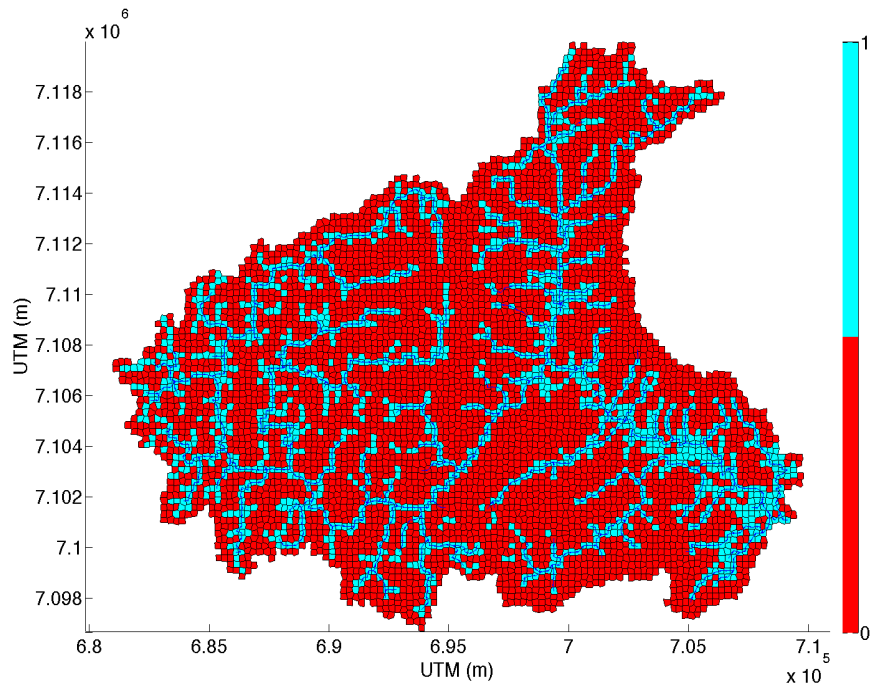


Figura 5.31. Mapa de saturação para a bacia do Rio Cubatão na Série 1 em $t = 350$ d. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

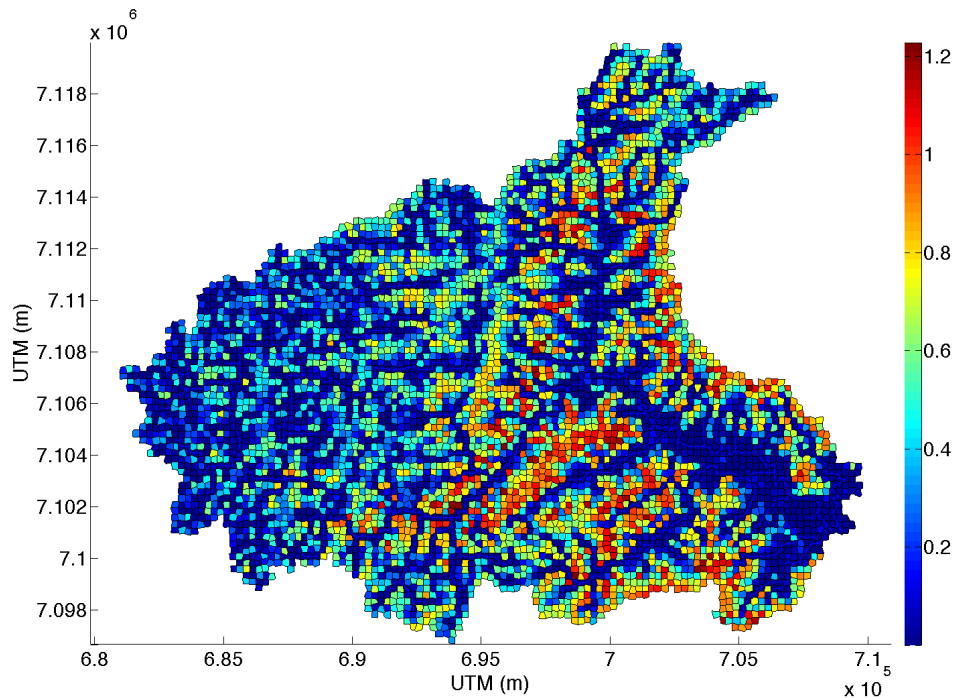


Figura 5.32. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Cubatão para a Série 1 em $t = 350$ d.

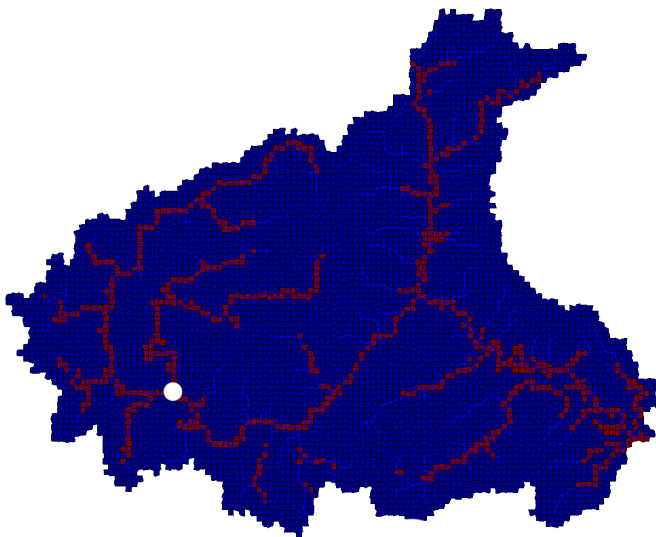


Figura 5.33. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 0$ d.

Ao longo de toda a simulação as vazões de recessão estimadas estiverem acima das vazões observadas. Entretanto, o decaimento das recessões foi bem representado.

Na Figura 5.36 é apresentado a saturação da bacia para um período de baixas vazões ($t = 600$ d) e as respectivas profundidades do lençol freático são apresentadas na Figura 5.37.

Na Figura 5.36 nota-se a baixa saturação da bacia. Resultado este esperado por ser um período de baixas vazões. As profundidades do lençol variaram de 0 a 2,6 metros aproximadamente. Descontinuidades na saturação são observadas e devidas à resolução da malha Voronoi. Novamente neste momento ($t = 600$ d) trechos inteiros de rios não foram marcados como saturados, embora as respectivas profundidades do lençol são próximas de zero.

A Figura 5.38 mostra as variáveis da matriz tempo na Série 2, para uma célula selecionada em uma região de elevada declividade na bacia.

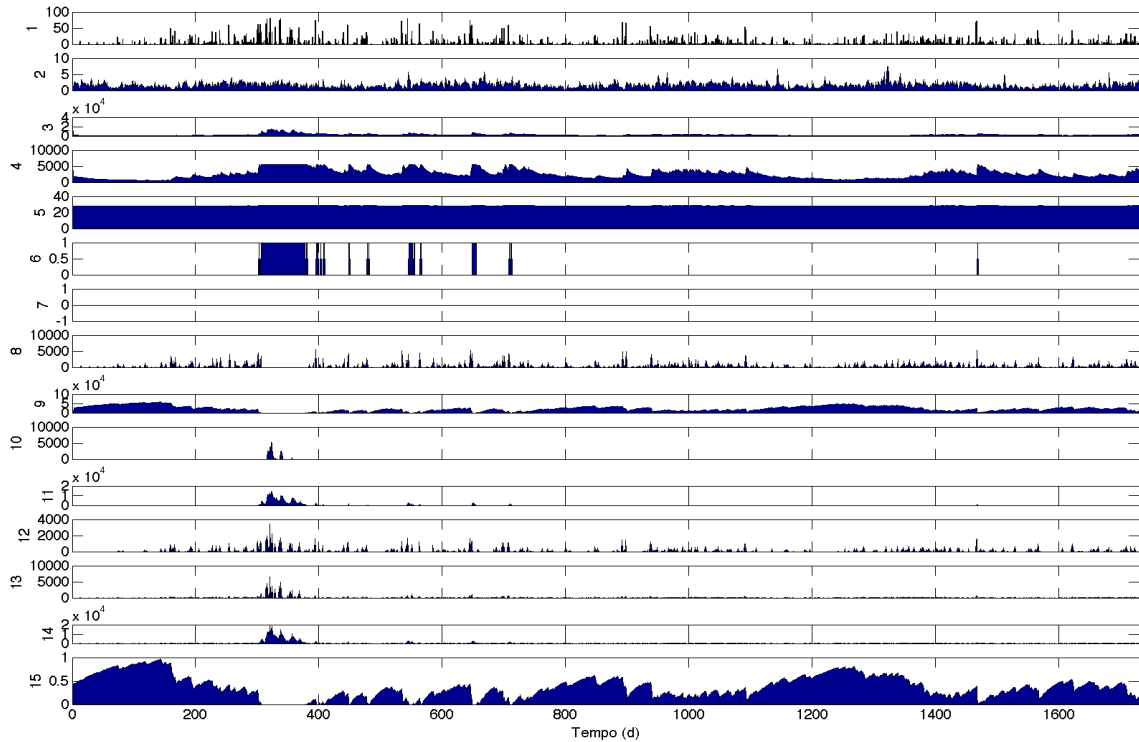


Figura 5.34

Figura 5.34. (Continuação). Variáveis em uma célula no bacia do Rio Cubatão, Série 1: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m^3/h ; (4) escoamento sub-superficial de saída em m^3/h ; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m^3 ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (10) escoamento de retorno de entrada em m^3/h ; (11) escoamento de retorno de saída em m^3/h ; (12) escoamento superficial de entrada em m^3/h ; (13) escoamento superficial de saída em m^3/h ; (14) escoamento total em m^3/h ; (15) profundidade do lençol freático em metros.

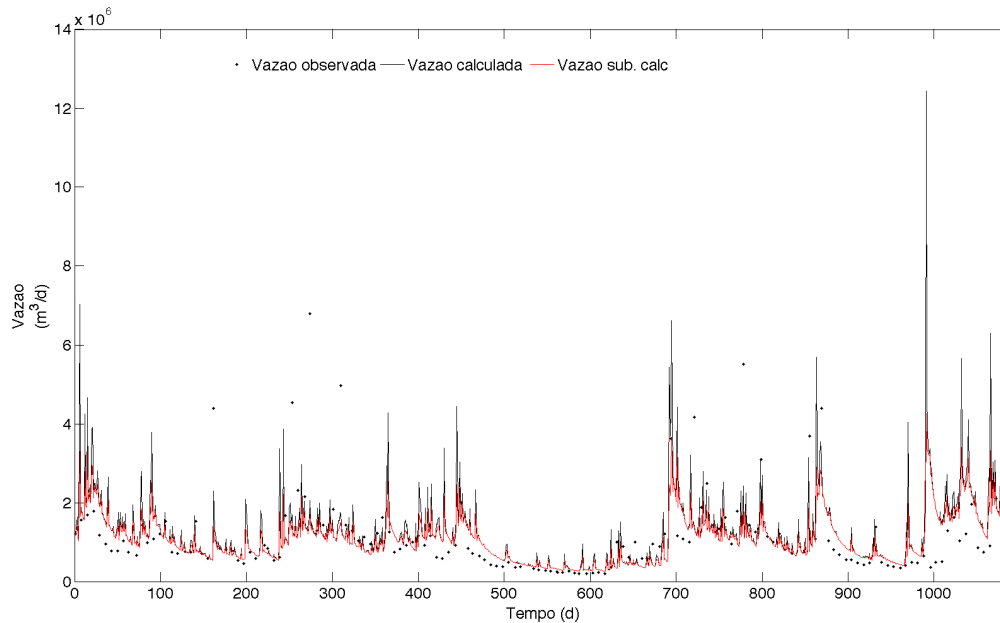


Figura 5.35. Vazões estimadas da validação do WADII-HM (0,50 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 2, período de dados diários de 05/01/05 a 31/12/07.

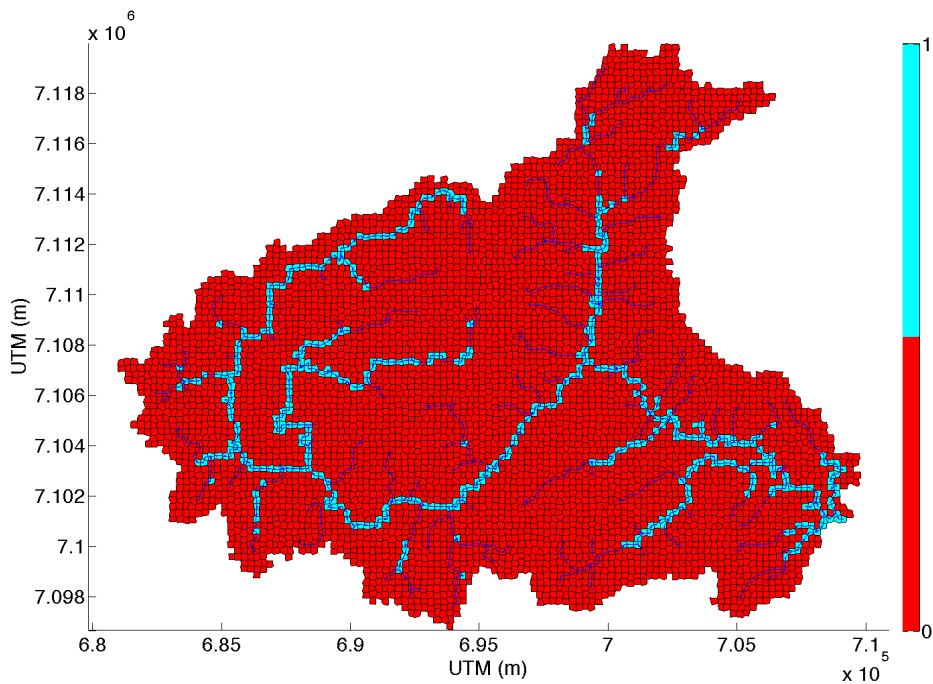


Figura 5.36. Mapa de saturação na bacia do Rio Cubatão para a Série 2 em $t = 600$ d. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

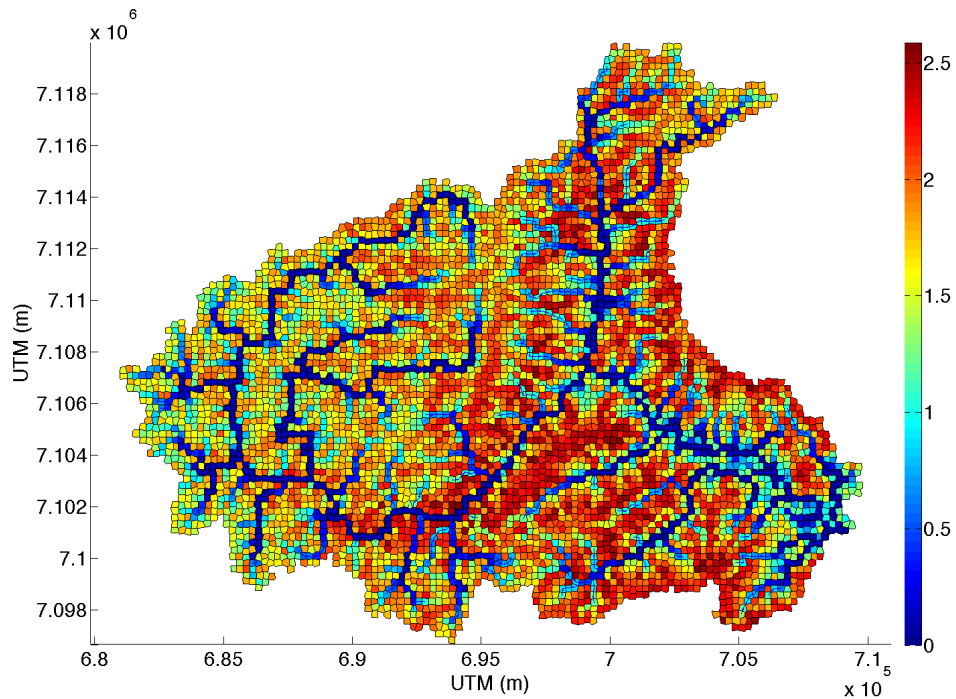


Figura 5.37. Profundidades do lençol freático em metros na bacia do Rio Cubatão para a Série 2 em $t = 600$ d.

A célula indicada na Figura 5.38 não sofreu saturação em nenhum momento da simulação da Série 2 (Figura 5.39, gráfico 6). Devido a este fato, não houve escoamento superficial ou de retorno (Figura 5.39, gráficos 10 e 11). A profundidade do lençol freático variou em torno de um metro (Figura 5.39, gráfico 15).

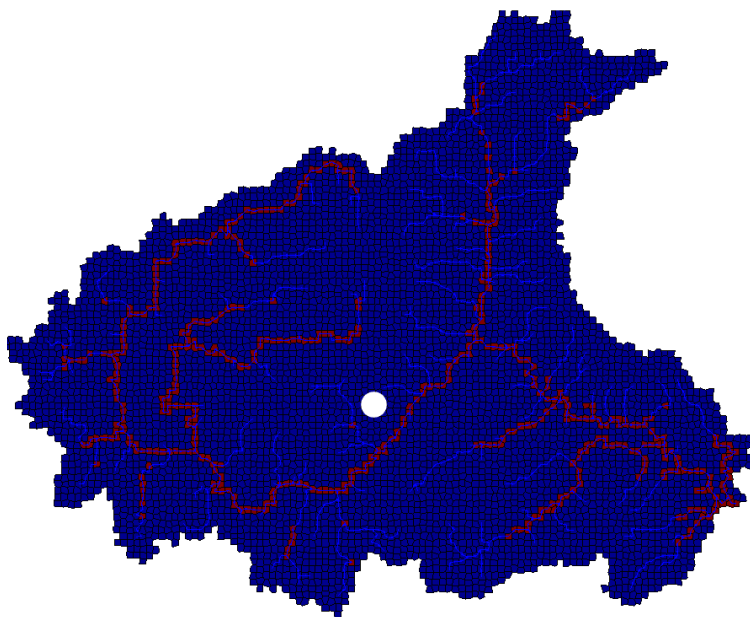


Figura 5.38. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 600$ d

Através dos parâmetros de profundidades calibrados ($D_{min} = 3,77$ m e $D_{max} = 52,11$ m) foi possível mapear espacialmente as profundidades do solo na bacia do Rio Cubatão (Figura 5.40).

As profundidades mapeadas para a bacia do Rio Cubatão seguiram o padrão das elevações, com pequenas profundidades nas regiões mais altas e maiores profundidades nas regiões mais baixas, seguindo o rio principal da bacia. Solos rasos foram notados nos locais de elevadas declividades (parte central da bacia).

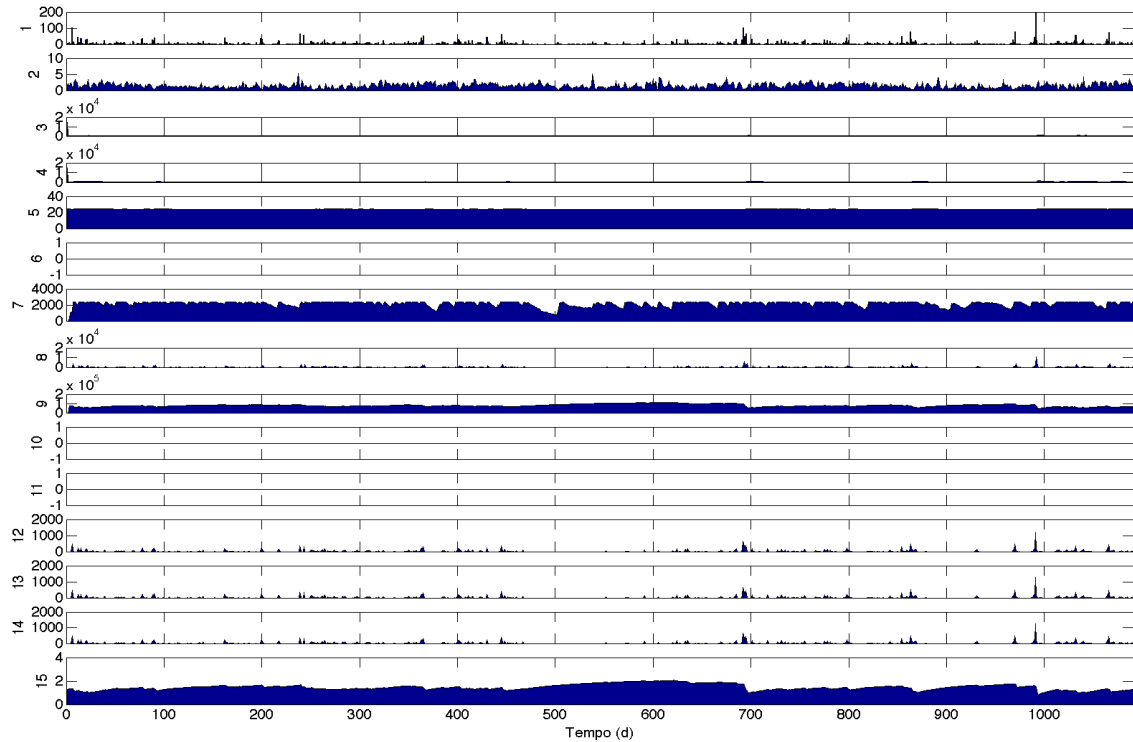


Figura 5.39

Figura 5.39. (Continuação). Variáveis em uma célula na bacia do Rio Cubatão: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m^3/h ; (4) escoamento sub-superficial de saída em m^3/h ; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m^3 ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (10) escoamento de retorno de entrada em m^3/h ; (11) escoamento de retorno de saída em m^3/h ; (12) escoamento superficial de entrada em m^3/h ; (13) escoamento superficial de saída em m^3/h ; (14) escoamento total em m^3/h ; (15) profundidade do lençol freático em metros.

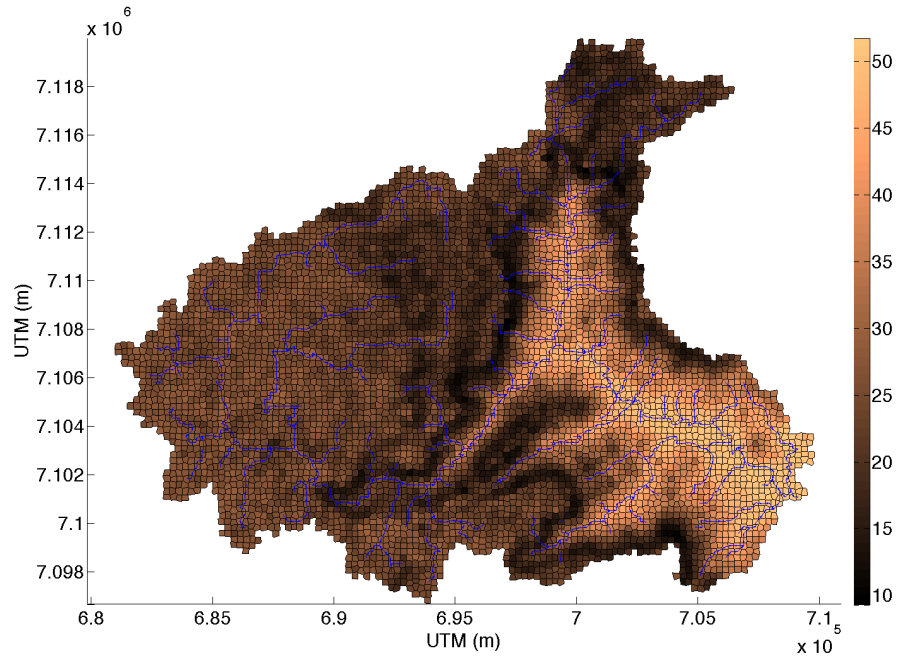


Figura 5.40. Profundidades do solo em metros para a bacia do Rio Cubatão.

A Figura 5.41 mostra a simulação das vazões e a comparação com as vazões observadas da Série 1, para a bacia Pinus I. Por meio desta figura, é possível notar que apesar do modelo obter um coeficiente de Nash-Sutcliffe alto (0,81), o segundo período da série (a partir do tempo 6000 10min), que constitui um período úmido, não foi bem modelado. As vazões estimadas permaneceram abaixo das vazões observadas a partir do tempo 8000 10min. Entretanto, é notado que o decaimento das recessões foi bem representado. A maioria dos picos foram subestimados, mas os tempos de pico foram bem representados. Os intervalos de incerteza compreenderam a maioria das vazões observadas, com exceção do período após o tempo 8000 10min.

No período a partir do tempo 3000 10min ao tempo 8000 10min o período de recessão estimado permaneceu acima do observado. Isto pode ser devido a parametrização do modelo para o período úmido da série.

A Figura 5.42 mostra a saturação da bacia no tempo igual a 0 e as respectivas profundidades do lençol freático são apresentadas na Figura 5.43.

Por meio da Figura 5.42 é possível notar a saturação no momento inicial da simulação ($t = 0$ 10min). A saturação é observada ao longo do trecho de canal e em alguns pontos no divisor da bacia. Novamente, a distribuição de vazões e alturas do lençol freático assumida pelo modelo se mostrou coerente. As profundidades variaram de zero a 0,45 m (Figura 5.43).

Na Figura 5.44 é mostrado a saturação da bacia no tempo igual a 350 10min. É possível ver a saturação dos vales da bacia assim como células de baixa declividade localizadas na vertente da bacia. Para esse tempo as profundidades variaram de zero a 0,25 m (Figura 5.45).

É observado que em ambos os tempos 0 e 350 10min, houve saturação em torno do divisor da bacia, isto é associado ao fato que estas células possuem pouca declividade, desta forma, a vazão sub-superficial é baixa favorecendo a saturação da célula.

A Figura 5.46 mostra a posição de uma célula escolhida na bacia Pinus I.

A Figura 5.47 mostra a evolução das variáveis em um célula da bacia Pinus I durante a simulação da Série 1.

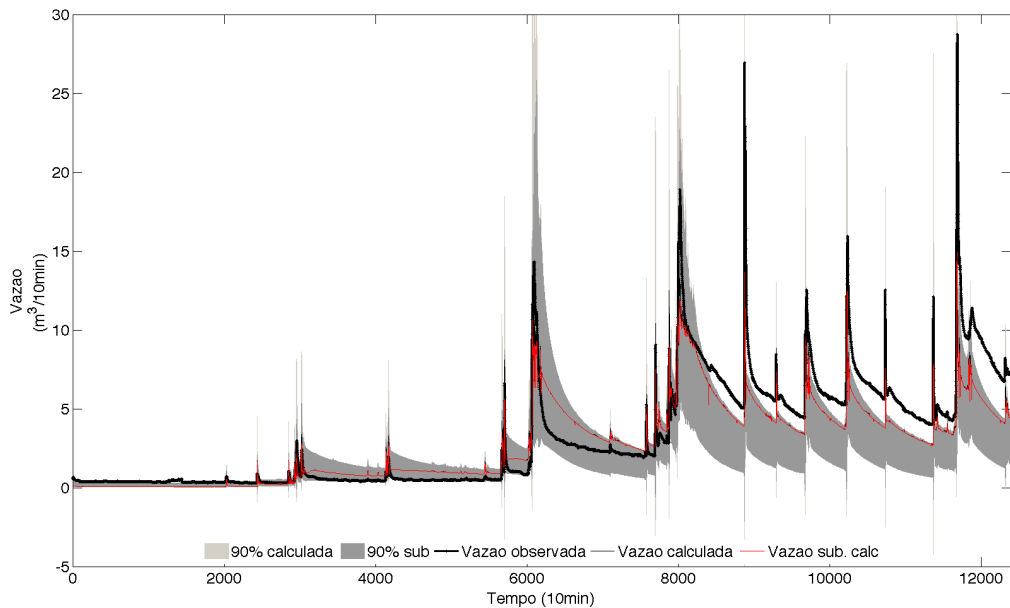


Figura 5.41. Vazões estimadas e intervalo de incerteza da calibração do WADII-HM (0,81 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Pinus I. Série I. Período de dados 10 min de 23/08/08 a 17/11/08.

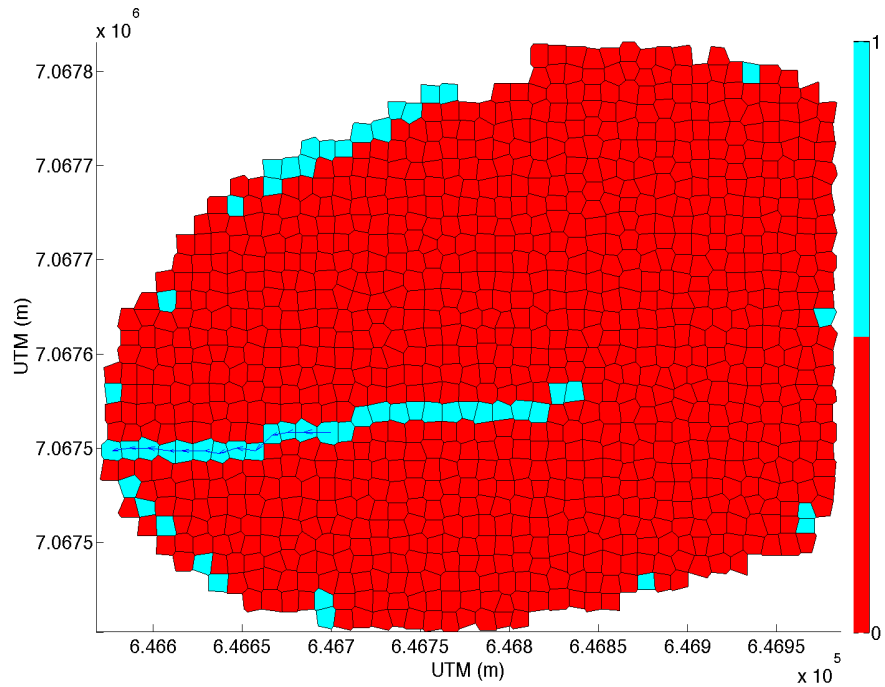


Figura 5.42. Mapa de saturação na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 0$ 10min. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

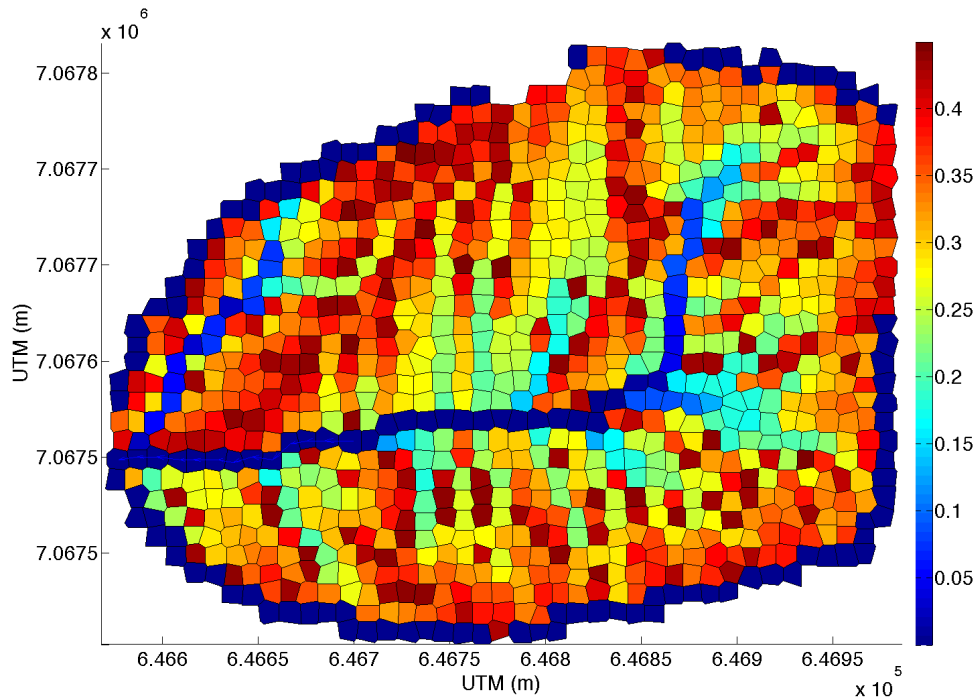


Figura 5.43. Profundidades do lençol freático em metros na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 0$ 10min.

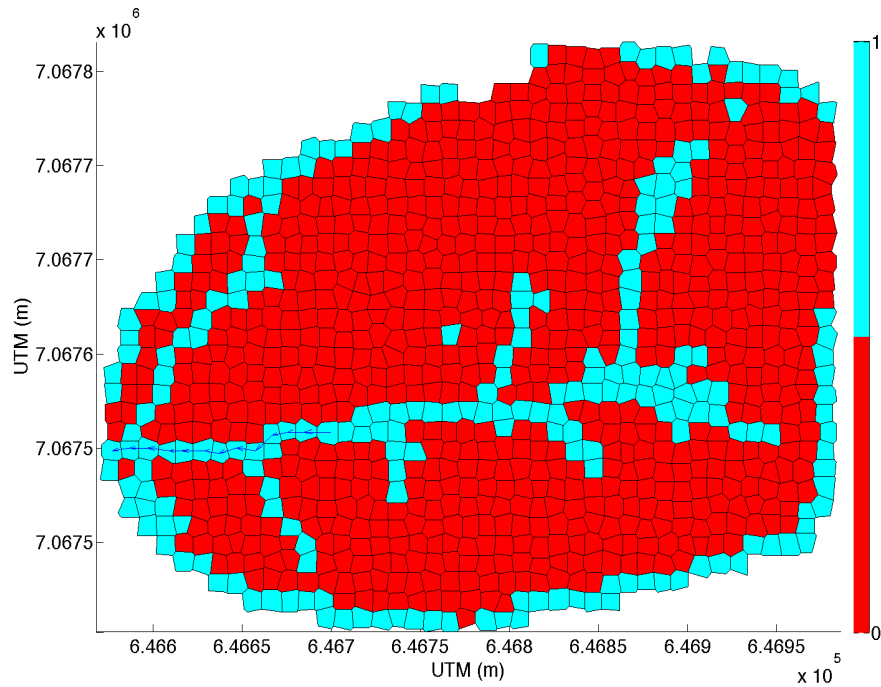


Figura 5.44. Mapa de saturação na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 8000$ 10min. Escala vertical, células 0, não saturadas, células 1, saturadas.

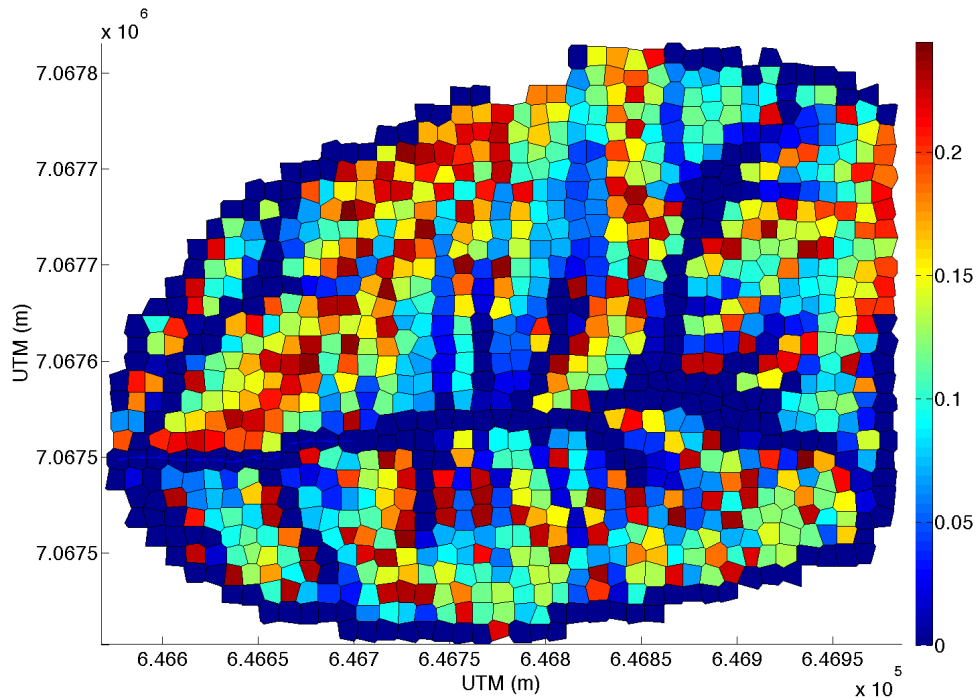


Figura 5.45. Profundidades do lençol freático em metros na bacia Pinus I para a Série 1 em $t = 8000$ 10min.

A célula escolhida está localizada no leito do canal principal da bacia. É observado sua saturação durante a simulação (Figura 5.47, gráfico 6). Em virtude disso, houve geração de escoamento superficial e retorno (Figura 5.47, gráfico 10, 11, 12, 13 e 14). A profundidade do lençol variou de 0 m a 0,18 m, aproximadamente, caracterizando uma região de alta saturação.

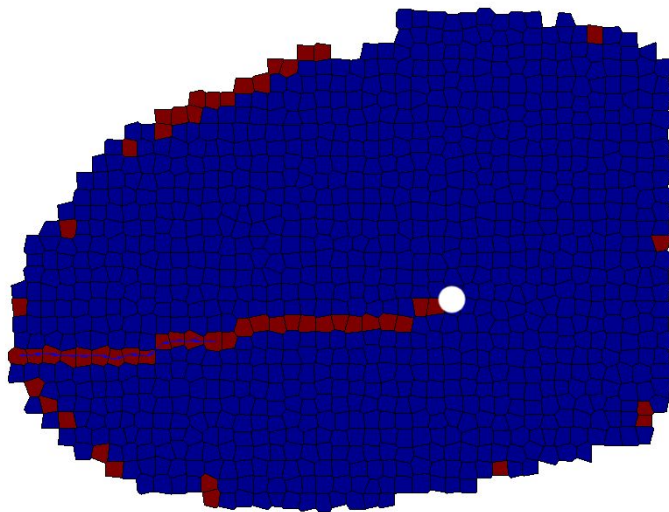


Figura 5.46. Posição de uma célula selecionada durante a condição de saturação em $t = 0$ 10min.

Por meio dos parâmetros de profundidades calibrados ($D_{min} = 0,37$ m e $D_{max} = 10,35$ m) foi possível mapear espacialmente as profundidades do solo na bacia do Rio Pinus I (Figura 5.48).

De acordo com a Figura 5.48 é possível notar que as profundidades do solo nas células próximas ao divisor da bacia diferem das células do interior da bacia. Este fato é associado a baixas declividades dessas células e a sensibilidade do modelo de mapeamento das profundidades do solo ao fator declividade. Baixas declividades implicam em profundidades maiores do solo.

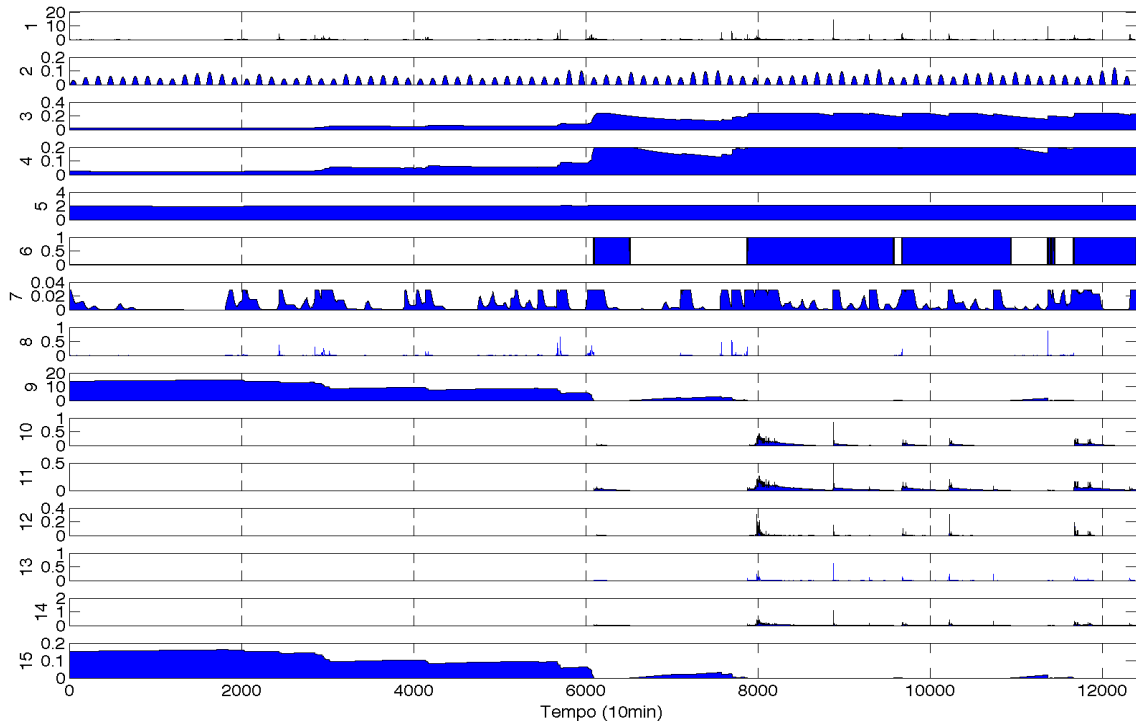


Figura 5.47

Figura 5.47. (Continuação). Variáveis em uma célula no bacia Pinus I, período de calibração. (a) Posição da célula na bacia durante a condição de saturação inicial $t=0$. (b) Gráficos ao longo do tempo: (1) precipitação em mm; (2) evapotranspiração em mm; (3) escoamento sub-superficial de entrada em m^3/h ; (4) escoamento sub-superficial de saída em m^3/h ; (5) elevação do lençol freático em metros; (6) índice de saturação (0 ou 1); (7) armazenamento de interceptação em m^3 ; (8) armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (9) máximo armazenamento no reservatório não-saturado em m^3 ; (10) escoamento de retorno de entrada em m^3/h ; (11) escoamento de retorno de saída em m^3/h ; (12) escoamento superficial de entrada em m^3/h ; (13) escoamento superficial de saída em m^3/h ; (14) escoamento total em m^3/h ; (15) profundidade do lençol freático em metros.

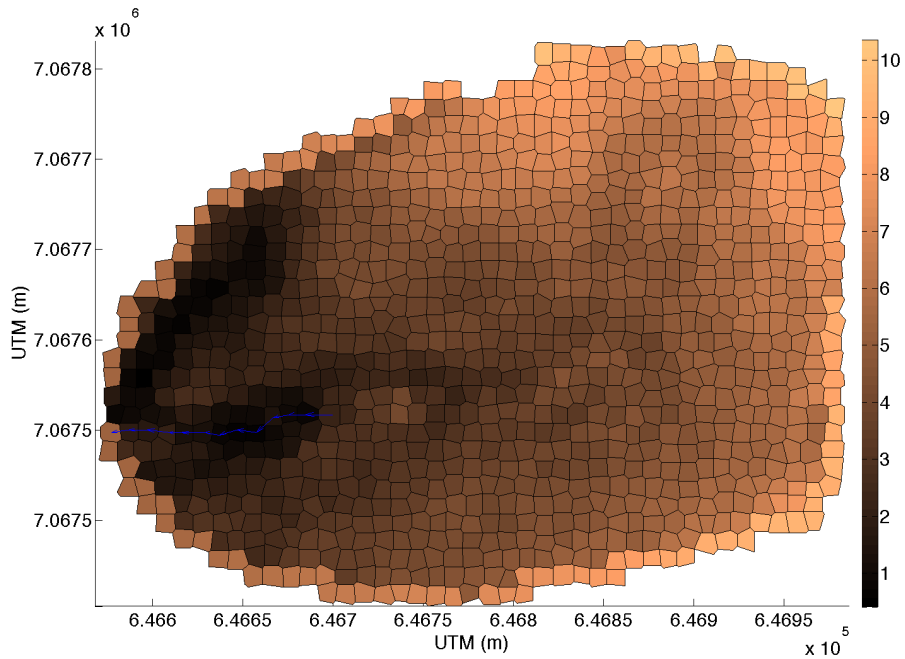


Figura 5.48. Profundidades do solo em metros para a bacia do Pinus I.

Menores profundidades foram mapeadas nas partes mais baixas e ao longo dos canais principais da bacia. Maiores profundidades do solo nas regiões mais altas da bacia. No entorno da bacia é possível notar a influência da declividade na estimativa das profundidades do solo. Estas células possuem baixa declividade e portanto possuem solos menos profundos.

5.4 Comparação entre os Modelos TOPMODEL e WADII-HM

O modelo WADII-HM também foi validado através de comparação com as simulações realizadas pelo modelo TOPMODEL.

As Figuras 5.49 e 5.50 mostram a comparação entre os dois modelos na estimativa das vazões observadas e comparação dos resíduos para a Série 1 e 2, respectivamente, na bacia do Rio Pequeno.

Através das figuras 5.49 e 5.50 percebe-se que os modelos simularam as séries 1 e 2 de maneira similar. Entretanto, enquanto o modelo TOPMODEL obteve um melhor ajuste na maioria dos picos de vazões, o modelo WADII-HM obteve um melhor ajuste nas vazões de recessão. Vazões de recessão foram o diferencial do modelo WADII-HM na Série 1, estimando vazões mais próximas das observadas do que o TOPMODEL.

Nota-se que os eventos modelados pelo modelo WADII-HM possuem uma curva de recessão mais acentuada se aproximando mais dos dados observados. Isto pode estar associado a introdução de parâmetros de velocidade variáveis no tempo e no espaço e no método de Muskingun-Cunge.

Na Série 1, o erro total do modelo TOPMODEL (somatório das diferenças absolutas entre vazões estimadas e observadas) foi de $7,02 \times 10^6$ m³/h e de $6,60 \times 10^6$ m³/h para o modelo WADII-HM (Figura 5.49, gráfico resíduos). Para a Série 2 o erro total do modelo TOPMODEL foi de $8,16 \times 10^6$ m³/h e de $9,46 \times 10^6$ m³/h (Figura 5.50, gráfico resíduos).

De acordo com a aplicação dos dois modelos, TOPMODEL e WADII-HM obtiveram o mesmo coeficiente de Nash-Sutcliffe (0,63) para a série de calibração (Série 1). Entretanto, para a série de validação (Série 2), o modelo TOPMODEL obteve um melhor ajuste (0,82 Nash-Sutcliffe) em relação ao modelo WADII-HM (0,71). Esse melhor ajuste também é evidenciado no erro total absoluto.

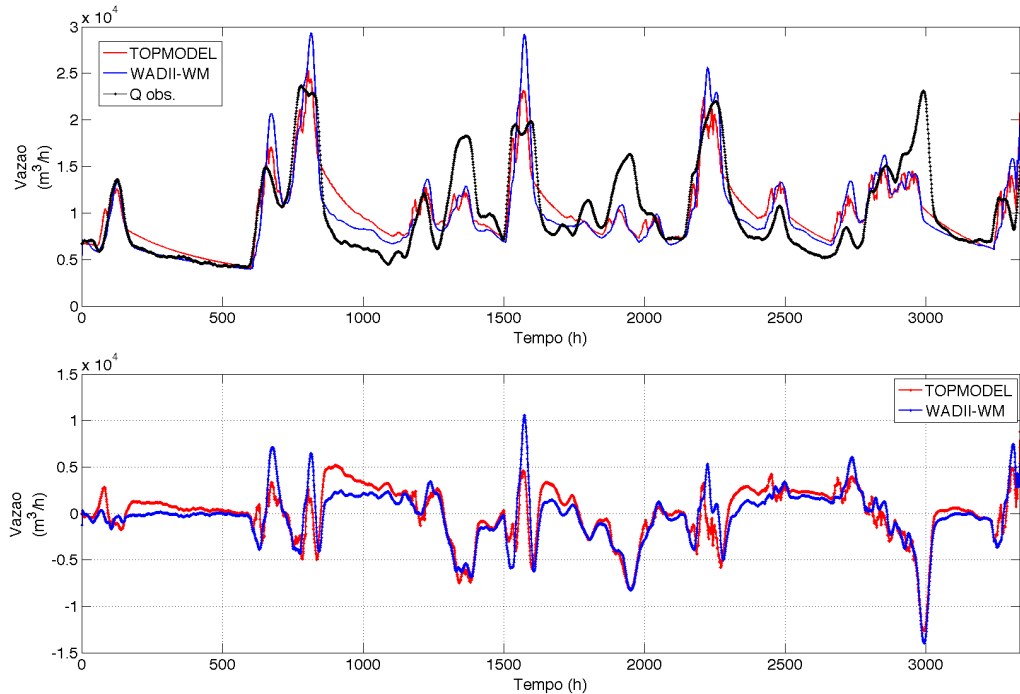


Figura 5.49. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,63 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,63 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 1, período de dados horários de 14/08/99 a 01/01/00. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos.

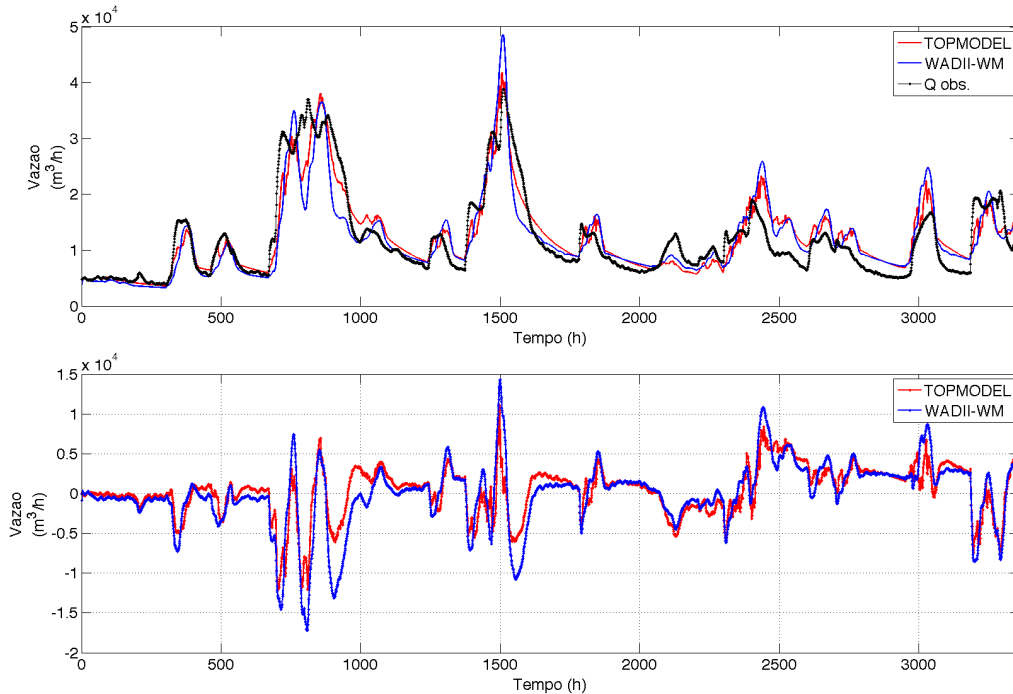


Figura 5.50. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,82 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,71 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Pequeno. Série 2, período de dados horários de 14/08/00 a 01/01/01. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos.

A diferença entre os modelos na simulação da Série 2 é evidenciada na representação dos dois maiores picos da série ($t = 850$ h e 1500 h). TOPMODEL representou melhor estes picos.

Uma alternativa para uma melhoria da performance do modelo WADII-HM seria uma parametrização mais efetiva, no sentido de um maior número de simulações, já que os intervalos de incerteza (Figura 5.15) envolveram de forma mais eficiente as vazões observadas do que o modelo TOPMODEL (Figura 5.1). Para o modelo TOPMODEL a parametrização foi realizada através de 1000 simulações e para o modelo WADII-HM apenas 100 simulações, devido ao custo computacional. Esta diferença no total de simulações para cada modelo é relacionada ao fato que o TOPMODEL é mais rápido para realizar uma simulação do que o modelo WADII-HM.

As Figuras 5.51 e 5.52 mostram a comparação entre os dois modelos na estimativa das vazões observadas e comparação dos resíduos para a Série 1 e 2, respectivamente, na bacia do Rio Cubatão.

Para a bacia do Rio Cubatão os modelos também performaram de maneira similar em ambas as séries. Entretanto, como notados nos gráficos de resíduos (Figuras 5.51 e 5.52) o modelo WADII-HM se aproximou mais das vazões observadas. Fato este confirmado pelo erro absoluto total de $1,41 \times 10^8$ m³/d para o TOPMODEL e $1,21 \times 10^8$ m³/d para o WADII-HM na Série 1 e $9,74 \times 10^7$ m³/d para o TOPMODEL e $8,54 \times 10^7$ m³/d para o WADII-HM para a Série 2. O coeficiente de Nash-Sutcliffe para ambos os modelos na Série 1 foi o mesmo (0,44), e para a Série 2, o modelo WADII-HM mostrou um melhor ajuste (0,50) em comparação com o TOPMODEL (0,43).

Ainda sobre a comparação na bacia do Rio Cubatão, é possível notar que o modelo WADII-HM é mais sensível às pequenas precipitações do que o modelo TOPMODEL. Esse efeito pode ser notado na Série 1, dos tempo 0 d ao tempo 180 d (Figura 5.51). Neste período o TOPMODEL não registrou variações nas vazões.

Na bacia Pinus I, os modelos realizaram simulações com padrões diferentes. Os picos de vazões foram registrados e de certa forma bem modelados pelo modelo WADII-HM. É possível ver o erro inferior deste modelo nos picos em relação ao TOPMODEL na Figura 5.53, gráfico de resíduos. Ainda com relação aos picos, o modelo TOPMODEL não representou os picos até o tempo 6000 10min.

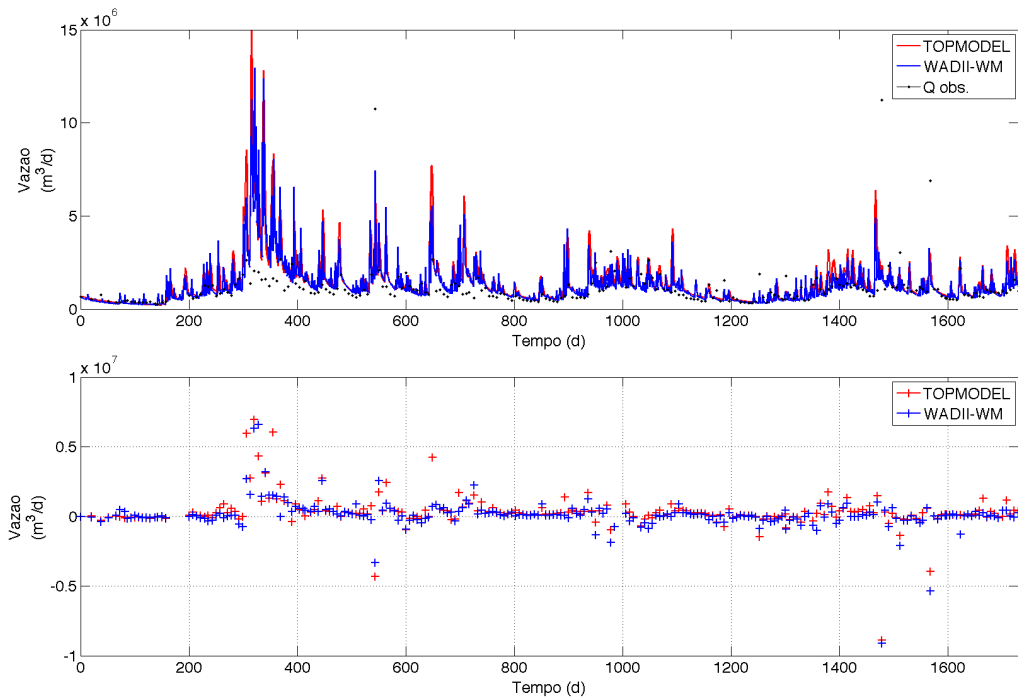


Figura 5.51. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,44 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,44 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 1, período de dados diários de 06/04/00 a 31/12/04. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos.

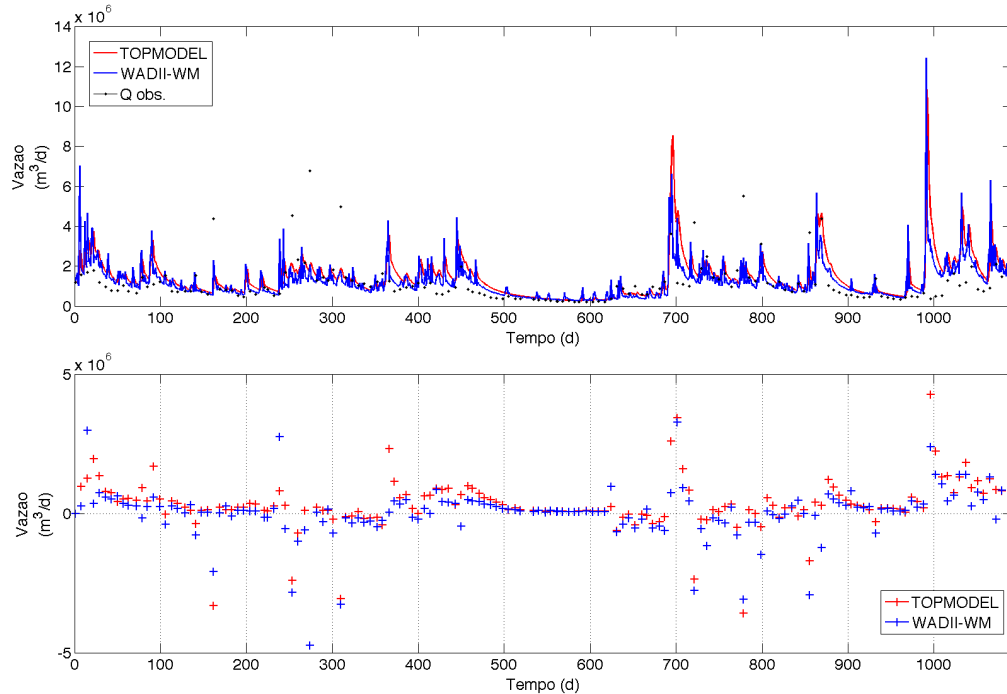


Figura 5.52. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,43 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,50 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Rio Cubatão. Série 2, período de dados diários de 05/01/05 a 31/12/07. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos.

No erro total absoluto, o modelo TOPMODEL teve vantagem, seu erro foi de $1,15 \times 10^4$ m³/10min para $1,24 \times 10^4$ m³/10min do modelo WADII-HM. Enquanto para o coeficiente de Nash-Sutcliffe o modelo WADII-HM foi melhor (0,81) em relação ao TOPMODEL (0,80).

Por meio da Figura 5.53, gráfico de hidrogramas, é notado que o modelo TOPMODEL não representou adequadamente os picos de vazões para toda a série e produziu um efeito de retardamento do pico em uma tentativa de acompanhar a recessão após estes picos. O modelo WADII-HM representou melhor os picos de vazões na série, mas as recessões foram subestimadas, principalmente no período após o tempo 8000 10min.

Quanto aos intervalos de incerteza o TOPMODEL apresentou intervalos maiores (Figura 5.3) que o modelo WADII-HM (Figura 5.41). Considerando o mesmo limite de corte (0,30 Nash-Sutcliffe) é possível dizer que a incerteza de parametrização do modelo TOPMODEL é maior. Observa-se também que os intervalos de incerteza do TOPMODEL não performam os picos de vazões, evidenciando a deficiência do modelo de simular os picos de vazões para esta bacia.

A Tabela 5.6 resume as medidas de comparação entre os dois modelos.

Tabela 5.6. Resumo das performances dos modelos. Células em destaque indicam melhor desempenho do modelo.

Bacia	Nash-Sutcliffe				Erro absoluto total *			
	Série 1		Série 2		Série 1		Série 2	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Rio Pequeno	0,63	0,63	0,82	0,71	$7,02 \times 10^6$	$6,60 \times 10^6$	$8,16 \times 10^6$	$9,46 \times 10^6$
Rio Cubatão	0,44	0,44	0,43	0,50	$1,41 \times 10^8$	$1,21 \times 10^8$	$9,74 \times 10^7$	$8,54 \times 10^7$
Pinus I	0,80	0,81	-	-	$1,15 \times 10^4$	$1,24 \times 10^4$	-	-

1 = TOPMODEL, 2 - WADII-HM

* Para bacia Rio Pequeno erro em m³/h, Rio Cubatão m³/d e Pinus I m³/10min.

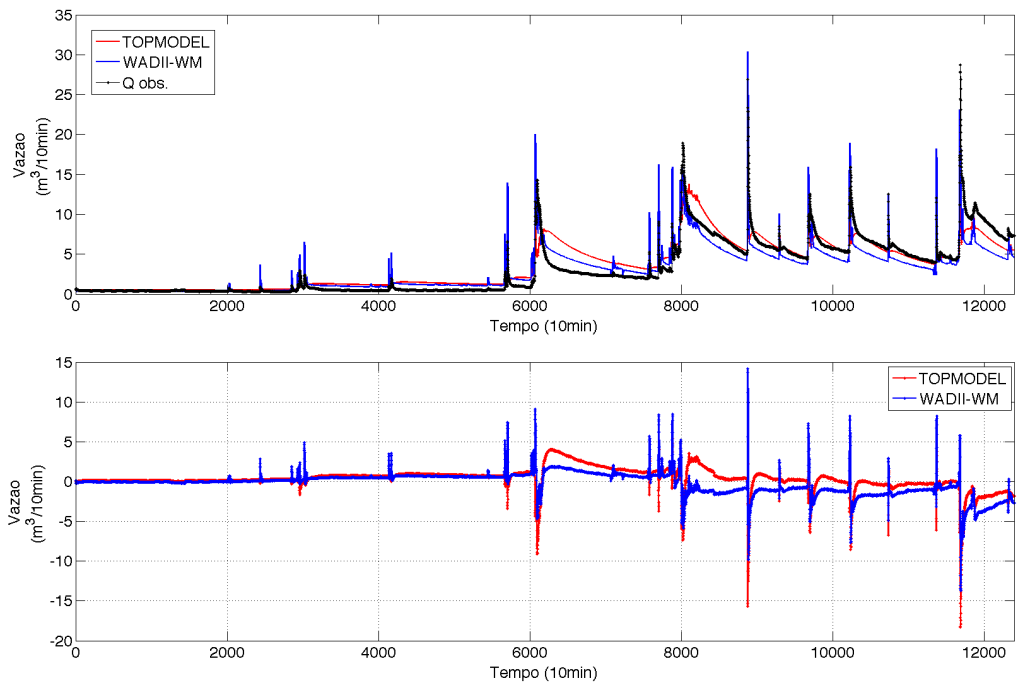


Figura 5.53. Comparação entre os modelos TOPMODEL (0,80 Nash-Sutcliffe) e WADII-HM (0,81 Nash-Sutcliffe) para a bacia do Pinus I. Período de dados 10 min de 23/08/08 a 17/11/08. Gráfico superior comparação dos hidrogramas. Gráfico inferior comparação dos resíduos.

5.5 Validação das Profundidades para a Bacia Pinus I

Como o modelo WADII-HM produziu o mapeamento das profundidades do solo com base em uma distribuição exponencial e em dois parâmetros de profundidades, sendo estes parâmetros calibrados com dados observados de vazão, é necessário validar esta distribuição e por conseguinte o modelo através da comparação como dados de profundidades observados.

A Figura 5.54 mostra o erro absoluto no mapeamento das profundidades do solo para a bacia Pinus I.

Através da Figura 5.54 é possível notar que o modelo super-estimou as profundidades em alguns pontos na ordem de 2 metro e sub-estimou profundidades na ordem de 3,5 metros.

A Figura 5.55 mostra o histograma do erro na estimativa das profundidades do solo.

Através do histograma do erro é possível notar que o erro na estimativa na maioria das células da bacia em torno de 1,5 m. O erro médio quadrático foi de 1,61 m. Em alguns pontos, nos fundos de vale o erro foi maior. Levando em consideração as profundidades amostradas de forma pontual (20 pontos) e interpoladas para toda a bacia, pode-se afirmar que o modelo realizou uma boa estimativa das profundidades e dessa forma sendo validado como modelo estimador das profundidades do solo. O modelo de predição das profundidades do solo incorporado ao modelo hidrológico WADII-HM foi então validado hidrológicamente, com base em uma distribuição exponencial inversa e em parâmetros de profundidades máxima e mínima. Sendo estes parâmetros definidos com base nas medições em campo.

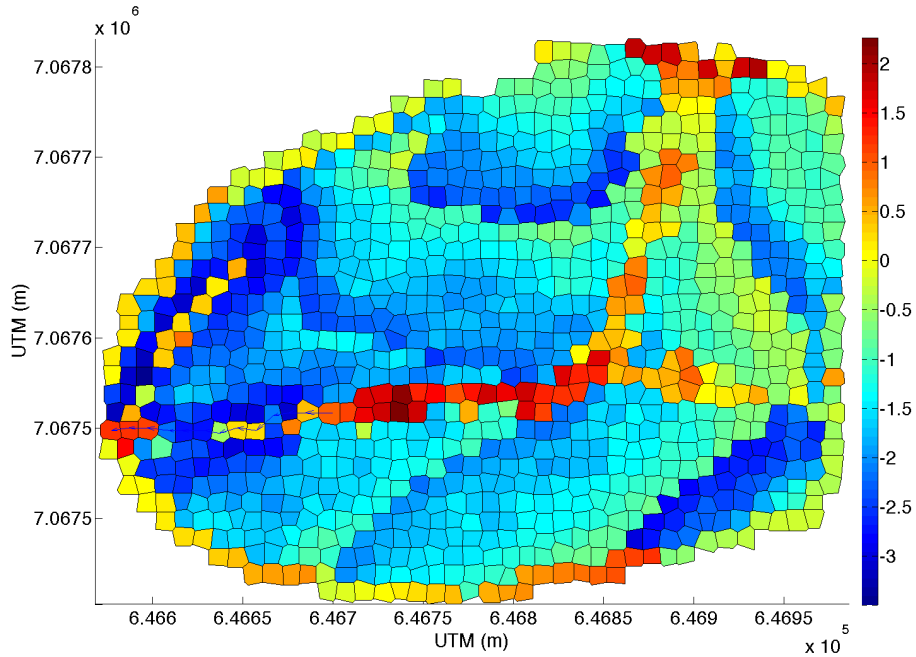


Figura 5.54. Erro em metros na estimativa das profundidades do solo pelo modelo WADII-HM

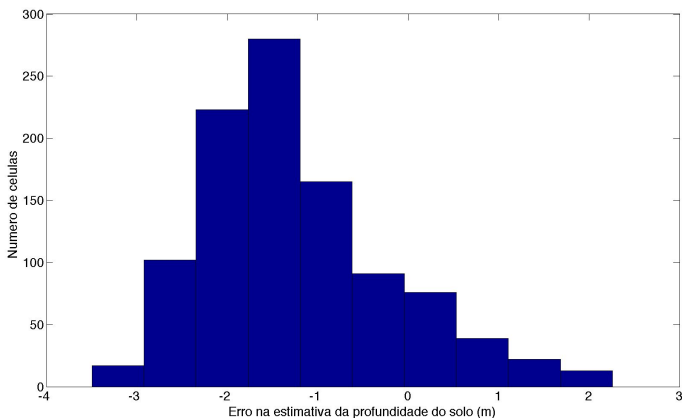


Figura 5.55. Histograma do erro na estimativa das profundidades do solo.

5.6 Sensibilidade do Modelo WADII-HM aos Parâmetros de Profundidades do Solo

A sensibilidade do modelos aos parâmetros de profundidade do solo foram testadas. A sensibilidade foi avaliada de acordo com o tamanho dos intervalos de incerteza por calibração.

As Figuras 5.56 e 5.57 mostram os intervalos de incerteza para os escoamentos superficiais e sub-superficiais para dois períodos das Séries 1 das bacias do Rio Pequeno e Pinus I.

Em ambas as Figuras 5.56 e 5.57 é possível notar que a variação dos parâmetros de profundidades do solo assim como as distribuições de variação das profundidades do solo (exponencial, linear, exponencial invertida e linear invertidas) causam variações consideráveis nas vazões. Indicando sensibilidade dos parâmetros.

É notado que houve variação em ambos os escoamentos principalmente, evidenciado na bacia do Rio Pequeno por ser uma bacia plana e mais sujeita à saturação, do escoamento superficial. Os parâmetros de profundidades alteram as condições de saturação da bacia, desta forma aumentando ou diminuindo o escoamento superficial.

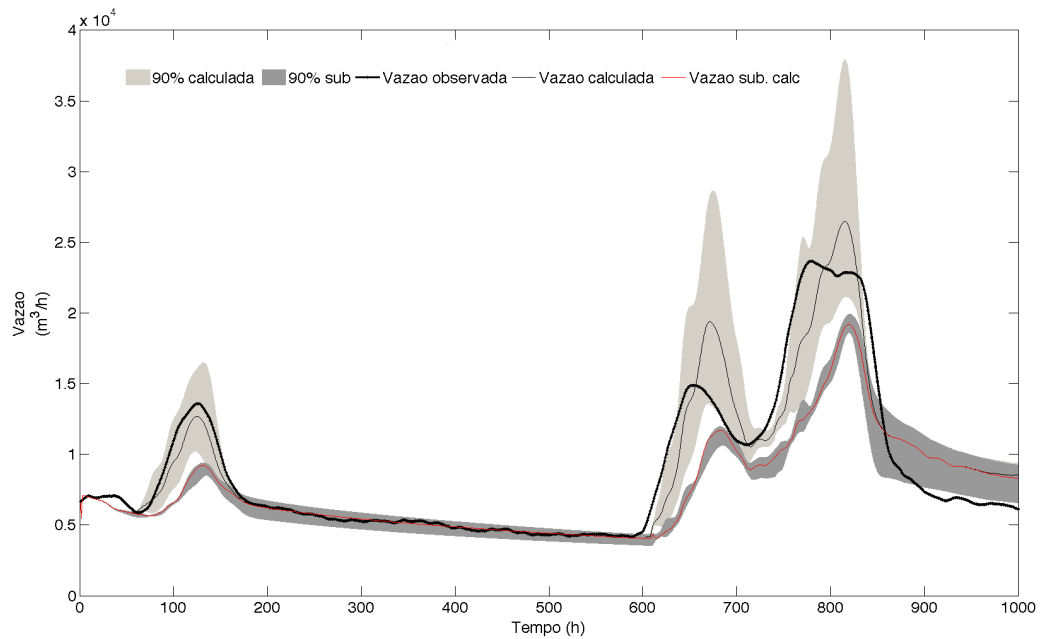


Figura 5.56. Intervalos de incerteza para a bacia do Rio Pequeno de acordo com os parâmetro de profundidade do solo.

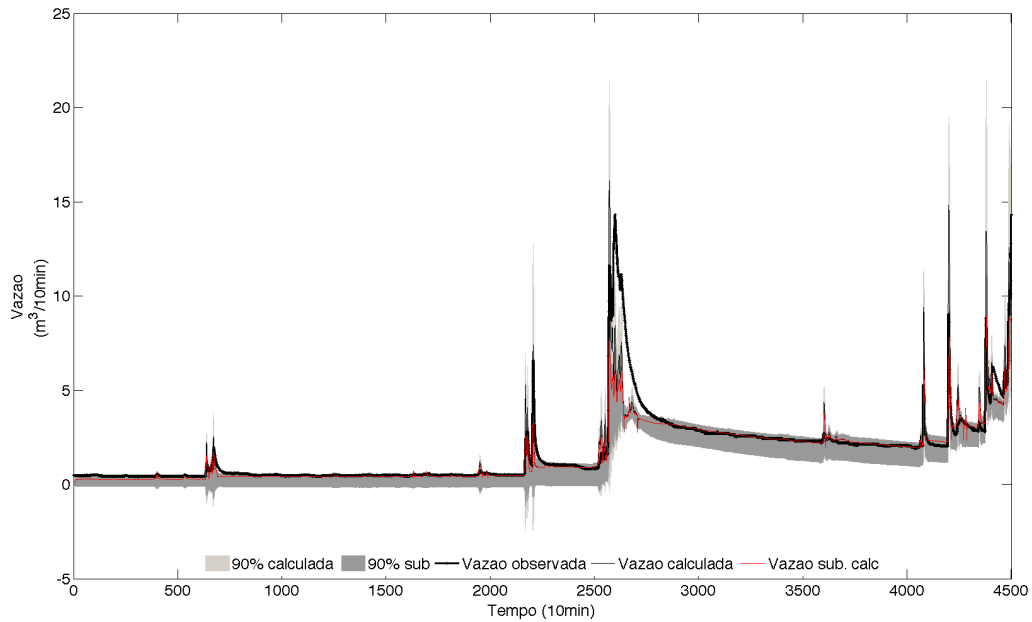


Figura 5.57. Intervalos de incerteza para a bacia Pinus I de acordo com a variação dos parâmetros de profundidade do solo.

No escoamento sub-superficial, os parâmetros alteram a quantidade de água armazenada no solo e a vazão de saída desta camada de solo.

A sensibilidade do modelo aos parâmetros de profundidade do solo é devida ao uso da equação do escoamento sub-superficial (Equação 4.9).

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho um modelo geomorfológico denominado WADII e um modelo hidrológico distribuído denominado WADII-HM foram teorizados e implementados.

O modelo WADII constitui de um conjunto de rotinas em linguagem MATLAB e a partir de dados topográficos realiza a análise geomorfológica de uma bacia hidrográfica. A principal característica deste modelo é o uso de células Voronoi em vez de células regulares ou triangulares. As principais saídas de dados do modelo WADII são a função distância-área, o mapeamento da rede hidrográfica, o mapeamento da classificação de rios por Strahler e a matriz hidrológica. Sendo esta última a principal saída do modelo e base para modelagens hidrológicas.

O modelo WADII-HM é um modelo hidrológico distribuído em células Voronoi utilizando dados do modelo WADII e implementado em linguagem C. O WADII-HM é baseado em algumas suposições do modelo TOPMODEL e aplica um esquema de reservatórios para cada célula Voronoi e propaga o escoamento seguindo um método no qual as velocidades são dependentes da área de contribuição e vazão, e também usando o método de Muskingum-Cunge. Além disso, esse modelo usa como parâmetros de entrada profundidades do solo na bacia. Com estas profundidades, o modelo mapeia espacialmente as profundidades do solo seguindo relações em função das elevações e declividade. Uma das principais características deste modelo é a inicialização das condições iniciais da bacia através de uma relação com a vazão específica para cada célula e o uso da equação de escoamento sub-superficial do TOPMODEL em sua forma não integrada o que dá uma maior sensibilidade do modelo aos parâmetros de profundidades do solo.

A metodologia consistiu basicamente na implementação dos modelos em suas respectivas linguagens computacionais e aplicação em três bacias: (1) Rio Pequeno (106 km²); (2) Rio Cubatão (395 km²) e (3) Pinus I (0,10 km²) e comparação das simulações com o modelo TOPMODEL.

Dados de precipitação e evapotranspiração foram utilizados em três diferentes resoluções temporais, sendo uma hora para a bacia do Rio Pequeno, vinte e quatro horas para a bacia do Rio Cubatão e dez minutos para a bacia Pinus I. O período de dados para as bacias foi dividido em uma série para calibração e outra série para validação do

modelo, exceto para a bacia Pinus I, onde o modelo foi aplicado utilizando uma única série. Entretanto, para esta bacia, dados de profundidades do solo estavam disponíveis e, desta forma, o modelo foi validado na sua predição de profundidades do solo.

Através dos resultados e discussões é possível concluir:

1. Um dos resultados do modelo geomorfológico WADII é a matriz hidrológica. Através dessa matriz várias propriedades geomorfológicas puderam ser mapeadas e foram utilizadas no modelo WADII-HM.
2. A malha Voronoi empregada na discretização das bacias permitiu o mapeamento das diversas características das bacias (ex. índice de células) e propriedades hidrológicas calculadas pelo modelo WADII-HM (ex. saturação do solo).
3. A função distância-área e a classificação por Strahler geradas pelo modelo WADII fornecem subsídios para uma análise geomorfológica das bacias.
4. A condutividade hidráulica saturada (K_0) foi calibrada com valores bem diferentes entre as bacias. Isso se deve ao fato que a condutividade hidráulica saturada do solo está relacionada ao tipo de solo e à profundidade do solo.
5. A determinação das condições iniciais de saturação e escoamentos da bacia usando uma relação com as vazões específicas de cada célula mostrou bons resultados.
6. Descontinuidades no mapeamento de áreas saturadas foram observadas em todas as bacias devido às resoluções das malhas Voronoi escolhidas na análise. Entretanto, este problema pode ser resolvido com o aumento da resolução na malha ao longo dos canais das bacias (vantagem das malhas triangulares e Voronoi).
7. O modelo WADII-HM foi calibrado e validado para todas as bacias em análise produzindo satisfatórios resultados considerando sua eficiência de acordo com o coeficiente de Nash-Sutcliffe.
8. A implementação da matriz tempo no modelo WADII-HM constituiu em uma importante ferramenta na avaliação da distribuição espacial e temporal das variáveis simuladas.
9. O efeito de saturação nas bacias foi bem representado espacial e temporalmente. Foi possível observar a saturação e desaturação de células ao longo dos canais das bacias e em tempos de altas e

- baixas vazões.
10. Os modelos WADII-HM e TOPMODEL simularam os hidrogramas observados de maneira similar em todas as bacias, com vantagens para o TOPMODEL na série de validação da bacia Rio Pequeno e no erro absoluto total para a bacia Pinus I. Vantagem para o modelo WADII-HM para todas as simulações na bacia do Rio Cubatão.
 11. A desempenho do modelo WADII-HM pode ser melhorada através de uma parametrização mais efetiva, no sentido de um maior número de simulações, já que os intervalos de incerteza envolveram de forma mais eficiente as vazões observadas do que o modelo TOPMODEL para as bacias em estudo.
 12. A estimativas das profundidades do solo para a bacia Pinus I foram validadas de acordo com as observações em campo.
 13. O modelo WADII-HM mostrou boa performance na representação de vazões de recessão e sensibilidade a pequenas precipitações. A representação de picos de vazões, principalmente na bacia do Rio Pequeno foi satisfatória, mas necessita revisão de parametrização.
 14. A introdução de métodos que distribuem as velocidades no tempo e no espaço apresentou bons resultados evidenciados principalmente na bacia do Rio Pequeno.

O modelo WADII consiste em um conjunto de rotinas e considerações que neste trabalho foram aplicadas à uma discretização em malha Voronoi. Entretanto, o modelo pode ser portado para malhas regulares, atuando em conjunto com SIGs, como por exemplo o software GRASS. Entretanto, isto implicaria na perda da principal propriedade das malhas Voronoi que é o aumento da resolução em particulares áreas da bacia.

Na mesma maneira o modelo WADII-HM, implementado em linguagem computacional C, pode ser facilmente incorporado aos módulos do software GRASS, a exemplo do modelo TOPMODEL, tornando a entrada e saída de dados mais prática.

O modelo WADII-HM possui 13 parâmetros, o que é considerado um número baixo quando se trata de modelos distribuídos. Os parâmetros podem ser definidos de acordo com o tipo de solo e uso do solo. Entretanto, a parametrização distribuída exige dados observados também distribuídos, como por exemplo, vazões observadas em

algumas sub-bacias.

A técnica Monte Carlo foi usada para parametrização do modelo WADII-HM. Entretanto, esta técnica exige um número suficiente de simulações de forma que todo o espaço amostral dos parâmetros, definidos pelos respectivos intervalos, seja amostrado. Desta forma, no caso de um modelo distribuído, demanda um elevado tempo computacional.

O modelo WADII-HM, em uma futura implementação, poderá usar algoritmos genéticos para realizar a parametrização. Esses algoritmos são mais eficientes e inteligentes do que algoritmos usando Monte Carlo, além de demandar menos simulações. Técnica apropriada para modelos distribuídos onde o tempo para cada simulação é maior do que em modelos concentrados.

Neste trabalho não foi utilizado precipitação espacialmente distribuída, somente disponível na bacia do Rio Cubatão, com o objetivo de validar os processos do modelo WADII-HM e tornar a comparação com o TOPMODEL mais efetiva. Entretanto, o uso de chuva distribuída é uma importante característica do modelo, e poderá ser usada em futuras aplicações.

As profundidades do solo em uma bacia foram estimadas e validadas neste trabalho. E esta propriedade de predição constitui a principal característica do modelo WADII-HM. Entretanto, as profundidades do solo também podem servir como parâmetro de entrada do modelo quando observações em campo estão disponíveis.■

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBROISE, B.; BEVEN, K.J.; FREER, J. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, v. 32, n. 7, p. 2135 – 2145, 1996a.

AMBROISE, B.; FREER, J.; BEVEN, K.J. Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Water Resources Research*, v. 32, n. 7, p. 2147 – 2159, 1996b.

ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN, C.; MICHEL, C.; USART-SANCHEZ, I.; LAVABRE, J. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, v. 250, p. 206 – 223, 2001.

BANDARAGODA, C; David G. TARBOTON, D.G.; WOODS, R. Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project. *Journal of Hydrology*, v. 298, p. 178 – 201, 2004.

BETSON, R.P. What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 1541 – 1551, 1964.

BEVEN, K. J. Kinematic subsurface stormflow. *Water Resources Research*, v. 15, n. 5, p. 1419 – 1424, 1981.

BEVEN, K. J. *Rainfall-runoff modeling: The primer*. New York: John Wiley & Sons, 2001. 360p.

BEVEN, K.J. Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In: ABRAHAMAS, A.D. *Hillslope Processes*. Allen and Unwin, 1986a. p. 187 – 202.

BEVEN, K.J. Runoff production and flood frequency in catchments of order n: an alternative approach. In: GUPTA, V. K.; RODRIGUES-ITURBE, I.; WOOD, E. F. *Scale Problems in Hydrology*. Dordrecht: Reidel, 1986b. p. 107 – 131.

BEVEN, K.J.; FREER, A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, v. 15, p. 1993 – 2011, 2001.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 1, p. 43 – 69, 1979.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A.F. Testing a Physically-based flood forecasting model (Topmodel) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, v. 69, p. 119 – 143, 1984.

BEVEN, K.J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. Topmodel. In: SINGH, V. P. *Computer Models of Watershed*. 1 ed. Local: Water Resources Publication, 1995. p. 627 – 668.

BEVEN, K.J.; WOOD, E.F. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, v. 65, p. 139 – 158, 1983.

BIRKHEAD, A. L.; JAMES, C. S. Muskingum river routing with dynamic bank storage. *Journal of Hydrology*, Volume 264, Issues 1-4, 30 July 2002, Pages 113-132.

BLAZKOVA, S.; BEVEN, K.J.; KULASOVA, A. On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information. *Hydrological Processes*, v. 16, p. 441 – 458, 2002.

BOSTON, T.; XIA, J.; ZHU, Y. Pre-processing rainfall data from multiple gauges to improve TOPMODEL simulation results in a large semi-arid region. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 2313 – 2325, 2004.

BRUTSAERT, W. *Hydrology: an introduction*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 605p.

BUTTLE, J.M.; HAZLETT, P.W.; MURRAY, C.D.; CREED, I.F.; JEFFRIES, D.S.; SEMKIN, R. Prediction of groundwater characteristics in forested and harvested basins during spring snowmelt using a topographic index. *Hydrological Processes*, v. 15, p. 3389 – 3407, 2001.

CABRAL, J.J.S.P.; FILHO, P.F.A.; CANTARELLI, J.R.R.; ANTONINO, A.C.D.; CIRILO, J.A. Modelagem do Riacho Gameleira a partir de modelo digital do terreno obtido de imagem de radar. In: *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 16., 2005, João Pessoa. Anais. João Pessoa: ABRH, 2005. (CD-ROM)

CAMPLING, P.; GOBIN, A.; BEVEN, K.J.; FEYEN, J. Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: The TOPMODEL approach. *Hydrological Processes*, v. 16, p. 231 – 253, 2002.

CANDELA, A; NOTOA, L.V.; ARONICAB, G. Influence of surface roughness in hydrological response of semiarid catchments. *Journal of Hydrology*, v. 313, p. 119 – 131, 2005.

CAO DON, Nguyen; ARAKI, Hiroyuki; YAMANISHI, Hiroyuki; and KOGA, Kenichi. Development and Application of a Rainfall-runoff Model, *Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources*, v. 18, n. 3, p. 257-273, 2005.

CHAFFE, P.L.B. *Monitoramento e modelagem do processo chuva-vazão de uma pequena bacia florestal com ênfase em interceptação*. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS, 2009. 100 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.

CHANSON, H. *The hydraulics of open channel flow*. New York: John Wiley & Sons Inc., 1999, 495 p.

CHOW, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*. MacGraw-Hill, New York.

CHRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de sistemas ambientais*. Ed. Edgard Blücher. 2. Ed. 2002.

COELHO, F.S.A; ANJO, L.F.R. O modelo topmodel no processo chuva-vazão em uma pequena bacia hidrográfica. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 16., 2005, João Pessoa. Anais. João Pessoa: ABRH, 2005. (CD-ROM)

COLLISCHONN, W. ; SEMMELMANN, F. R. ; ROCKENBACH, C. A. . Drenagem urbana e sedimentos: o caso do Arroio Dilúvio. In: Carlos E. M. Tucci; David da Motta Marques. (Org.). *Avaliação e controle da drenagem urbana*. Porto Alegre: ABRH, 2001, v. 2, p. 521-548.

COMISSÃO DE POLÍTICAS DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL E DA AGENDA 21 MUNICIPAL. Agenda 21 Municipal: compromisso com o futuro. 2. ed. rev. Joinville: PMJ, 1998.

143 p.

CORRAL, C.; SEMPERE-TORRES, D.; REVILLA, M; BERENQUER, M. A Semi-Distributed Hydrological Model Using Rainfall Estimates by Radar. Application to Mediterranean Basins. *Phys. Chem. Earth*, v. 25, n. 10 – 12, p. 1133 – 1136, 2000.

CUNGE J.A. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *Journal of Hydraulic Researches*, v. 7, n. 2, p. 205–230, 1969.

DAHLKE, H. E.; BEHRENS, T.; SEIBERT, J.; ANDERSSON, L. Test of statistical means for the extrapolation of soil depth point information using overlays of spatial environmental data and bootstrapping techniques. *Hydrological Processes*, v. 23, p. 3017 – 3029, 2009.

DALUZ VIEIRA, J. H. Conditions governing the use of approximations for the Saint- Vénaint equations for shallow surface water flow. *Journal of Hydrology*, v. 60, p. 43 – 58, 1983.

DESBARATS, A.J.; LOGAN, C.E.; HINTON, M.J.; SHARPE, D.R. On the kriging or water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology*, v. 255, p. 25-38, 2002.

DI GIAMMARCO, P.; TODINI, E.; LAMBERTI, P. A conservative finite elements approach to overland flow: the control volume finite element formulation. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 267 – 291, 1996.

DOOGE, J. C. I., hydrologic models and climate change, *J. Geophys. Res.*, v. 97(D3), p. 2677–2686, 1992.

DOORENBOS, J.; PRUIT, W.O. *Crop water requirements*. Roma: FAO, 1992. 144 p.

DUAN, J.; MILLER, N.L. A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL. *Water Resources Research*, v. 33, p. 2559 – 2562, 1997.

DUNNE, T.; BLACK, R.D. Partial-area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, v. 6, p. 1296 – 1311, 1970.

- FERREIRA, L. *Simulação hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins – Seção Monjolinho – SP*. São Paulo, 2004. 205 f. Tese (Doutor em Engenharia Agrícola) – Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 293 – 338, 1996.
- FREER, J.E.; MCMILLAN, H.; MCDONNELL, J.J.; BEVEN, K.J. Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. *Journal of Hydrology*, v. 291, p. 254 – 277, 2004.
- GALLART, F.; LLORESN, P.; LATRON, J. Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. *Journal of Hydrology*, v. 159, p. 291 – 303, 1994.
- GONÇALVES, M. L.; OLIVEIRA, F. A.; ZANOTELLI, C. T.; OLIVEIRA, T. M. N. et al. *Elaboração do plano diretor dos recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Cubatão do Norte*. Joinville, SC : UNIVILLE, 2007, 109 p.
- GONÇALVES, M. L.; ZANOTELLI, C. T.; OLIVEIRA, F. A. *Diagnóstico e prognóstico das disponibilidades e demandas hídricas do rio Cubatão do Norte – Joinville – Santa Catarina*. Joinville, SC : UNIVILLE, 2006, 92p.
- GRASS Development Team. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Programmer's Manual. ITC-irst, Trento, Italy. 2009.
- GUANG-TE, W.; SINGH, V.P. Muskingum method with variable parameters for flood routing in channels. *Journal of Hydrology*, v. 134, p. 57 – 76, 1992.
- GÜNTNER, A.; UHLENGROOK, S.; SEIBERT, J. LEIBUNDGUT, Ch. Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, v. 13, p. 1603 – 1620, 1999.
- HEATHERMAN, W. J. . Muskingum-Cunge Revisited. Critical Transitions In: *Water And Environmental Resources Management*,

ASCE, 2004.

HENGL, T.; REUTER, H.I. (Editores) *Geomorphometry, Concepts, Software, Application*. Amsterdam: Elsevier, 2009. 765p.

HEWLETT, D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. *Forest Hydrology*. 1 ed. Oxford: Pergamon Press, 1967, p. 275 – 290.

HOLKO, L.; LEPISTO, A. Modelling the hydrological behavior of a mountain catchment using TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, v. 196, p. 361 – 377, 1997.

HORNBERGER, G.M.; BEVEN, K.J.; COSBY, B.J.; SAPPINGTON, D.E. Shenandoah watershed study: Calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, v. 21, p. 1841-1850, 1985.

HORNBERGER, G.M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L. *Elements of Physical Hydrology*. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 1998. 302 p.

HORRITT, M. S., BATES, P. D., 2002. Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation. *Journal of Hydrology*, 268, p. 87-99.

HOSSAIN, F.; ANAGNOSTOU, E.N.; DINKU, T.; BORGA, M. Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 3277 – 3291, 2004.

IBBITT, R.; WOODS, R. Re-scaling the topographic index to improve the representation of physical processes in catchment models. *Journal of Hydrology*, v. 293, p. 205 – 218, 2004.

IORGULESCU, I.; JORDAN, J.P. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, v. 159, p. 255 – 273, 1994.

IVANOV, V.Y.; VIVONI, E.R.; BRAS, R.L.; ENTEKHABI, D. The catchment hydrologic response with a fully-distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research*, v.40, p. 1 – 23,

2004.

JONES, N. L.; WRIGHT, S. G.; MAIDMENT, D. R. Watershed delineation with triangle-based terrain models. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 116, n. 10, pp. 1232-1250, 1990.

KESKIN, M. E.; AGIRALIOGLU, N. A Simplified Dynamic Model for Flood Routing in Rectangular Channels. *Journal of Hydrology*, v. 202, p. 302-314, 1997.

KOBIYAMA, M.; CHECCHIA, T.; SILVA, R. V.; SCHRÖDER, P. H.; GRANDO, A.; REGINATTO, G. M. P. Papel das comunidades e da universidade no gerenciamento de desastres naturais. In: *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, 1., 2004, Florianópolis. Anais... Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. p. 834-846. (CR-ROM)

KOBIYAMA, M.; MANFROI, O. Importância da modelagem e monitoramento em bacias hidrográficas. In: *Curso "O Manejo de Baías Hidrográficas sob a Perspectiva Florestal"*, Curitiba: UFPR, Apostila, 1999. p.111-118.

KURIAKOSE, S. L.; DEVKOTA, S.; ROSSITER, D.G.; JETTEN, V.G. Prediction of soil depth using environmental variables in an anthropogenic landscape, a case study in the Western Ghats of Kerala, India, *Catena*, v. 79, p. 27 – 38, 2009.

LAMB, R.; BEVEN, K.J.; MYRABØ, S. Discharge and water table predictions using a generalized TOPMODEL formulation. *Hydrological Processes*, v. 11, p. 1145 – 1168, 1997.

LANE, S.N.; BROOKES, C.J.; KIRKBY, M.J.; HOLDEN, J. A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 191 – 201, 2004.

LANGENDOEN, E.J. *Discretization diffusion wave model*. Center for computational hydroscience and engineering. School of Engineering, The University of Mississippi, Technical Report, n. CCHE-RT-96-1, 1996.

LAUSHEY, L.M.. A dimensionless Manning-type equation, In: Yen, B.C. (Ed.), *International Conference on Channel Flow and Catchment*

Runoff: Centennial of Manning's Formula and Kuichling's Rational Formula. American Society of Civil Engineers, Charlottesville, p. 453–461, 1989.

LI, Z.; ZHU, Q.; GOLD, C. *Digital terrain modeling. Principles and methodology.* Florida: CRC Press, 2004. 323p.

LIU, Q.Q.; CHEN, L.; SINGH, V.P. Two-dimensional kinematic wave model of overland-flow. *Journal of Hydrology*, v. 291, p. 28 – 41, 2004.

MANNING, R. On the flow of water in open channel and pipes. *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland.* v. 20, p. 161–207, 1891.

MCCARTHY, G. T. *The unit hydrograph and flood routing.* Conf. North Atlantic Division, U.S. Army Corps of Engineers, New London, Conn., 1938.

MINE, M. R.M.; CLARKE, R. T. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: Resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, p. 89 – 115, 1996.

MOLÉNAT, J.; GASCUEL-ODOUX, C.; DAVY, P.; DURAND, P. How to model shallow water-table depth variations: the case of the Kervidy-Naizin catchment, France. *Hydrological Processes*, v. 19, p. 901 – 920, 2005.

MONTALDO, N.; MANCINI, M.; ROSSO, R. Flood hydrograph attenuation induced by a reservoir system: analysis with a distributed rainfall-runoff model. *Hydrological Processes*. v. 18, p. 545 – 563, 2004.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E.. Where do channels begin? *Nature*. v. 336, p. 232 – 234, 1988.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W.E. Channel network sources representation using digital elevation model. *Water Resour. Res.* v. 29, n. 12, p. 3925 – 3934, 1993.

NASH, J.E. *The form of the instantaneous unit hydrograph.* *IASH Publ.*, v. 42, p. 114-118, 1957.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through

- conceptual models I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, v. 10, p. 282 – 290, 1970.
- NETO, A.; ALVAREZ, G.A. *Manual de hidráulica*. 7 ed. Volume 1. São Paulo: Edgard Blücher, 1973, 335 p.
- NEVES, E.T. *Curso de hidráulica*. 9 ed. São Paulo: Globo, 1989, 577 p.
- ORLANDINI, S.; ROSSO R. Parameterization of stream channel geometry in the distributed modeling of catchment dynamics. *Water Resour. Res.*, v. 34, n. 8, p. 1971–1985, 1998.
- PALACIOS-VÉLEZ, O. L.; CUEVAS-RENAUD, B. Automated river-course, ridge and basin delineation from digital elevation data. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 86, p. 299-314, 1986.
- PAPPENBERGER, F.; BEVEN, K.J.; HORRITT, M.; BLAZKOVA, S. Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. *Journal of Hydrology*, v. 302, p. 46 – 69, 2005.
- PETERS, N.E.; FREER, J.; BEVEN, K.J. Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (Panola Mountain, Georgia, USA): a comparison of the original and a new dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, v. 17, p. 345 – 362, 2003.
- PIÑOL, J.; BEVEN, K.J.; FREER, J. Modelling the hydrological response of Mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrological Processes*, v. 11, p. 1287 – 1306, 1997.
- PONCE, V. M. Simplified Muskingum routing equation. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, v. 105(HY1), p. 85-91, 1979.
- PONCE, V. M.; CHAGANTI, P. V. Muskingum-Cunge method revised. *Journal of Hydrology*, v. 163, p. 439-443, 1994.
- PONCE, V. M.; YEJVJEVICH, V. Muskingum-Cunge with variable parameters. *J. Hydr. Div., ASCE*, v. 104, n. 12, p. 1663-1667, 1978.
- PRADHAN, N.R.; TACHIKAWA, Y.; TAKARA, K. Development of scale invariant physically based hydrological model: Scale invariant

TOPMODEL. *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst.*, Kyoto, n. 47 B, p. , 2004.

QUINN, P.F.; BEVEN, K.J.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models, *Hydrological Processes*, v. 5, p. 59 – 79, 1991.

RANZINI, M.; RGHETTO, A.M.; GUANDIQUE, M.E.G.; MORAES, J.M.; ARCOVA, F.C.S.; CICCO, V. Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 9, n. 4, p. 33 – 44, 2004.

RENNÓ, C.R.; SOARES, J.V. Modelos hidrológicos para gestão ambiental. *Relatório técnico parcial*. INPE, 2001, p. 65.

RIGHETTO, A.M. *Hidrologia e recursos hídricos*. 1 ed. São Carlos: EESC-USP, 1998, 840 p.

RINALDO, A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Geomorphological theory of the hydrological response, *Hydrological Processes*, v 10, p. 803 – 829, 1996.

ROBSON, A.J.; WHITEHEAD, P.G.; JOHNSON, R.C. An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments. *Journal of Hydrology*, v. 145, p. 357-370, 1993.

RODRÍGUES-ITURBE, I.; RINALDO, A. *Fractal river basins: Chance and self-organization*. Cambridge, Cambridge University Press, 1997, 547 p.

SAGHAFIAN, B.; JULIEN, P. Y.; RAJAIE, H. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. *Journal of Hydrology*, v. 261, p. 193-203, 2002.

SANTOS, I. *Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR*. Paraná, 2001. 93 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná.

SANTOS, I. *Monitoramento e modelagem de processos*

hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. Santa Catarina, 2009. 83 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Centro de Geografia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina.

SAULNIER, G; BEVEN, K.J.; OBLED, C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, v. 202, p. 158 – 172, 1997.

SAULNIER, G.M.; DATIN, R. Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 1195 – 1218, 2004.

SEIBERT, J.; BISHOP, K.H.; NYBERG, L. A test of Topmodel's ability to predict spatially distributed groundwater levels. *Hydrological Processes*, v. 11, p. 1131 – 1144, 1997.

SILVA, R.V. *Análise comparativa de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno - PR*. Florianópolis, 2005. 128 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.

SINGH, V. P. Is hydrology kinematic? *Hydrological Processes*, v. 16, p. 667 – 716, 2002.

SINGH, V. P.; MCCANN, R. C. Some notes on Muskingum method of flood routing. *Journal of Hydrology*, v. 48, p. 343 – 361, 1980.

SKEMPTON, AW, DELORY, FA. Stability of natural slopes in London clay. *ASCE Journal*, v. 2, p. 378 – 381, 1957.

STRAHLER, A.N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 38, p. 913-920, 1952.

SUGAWARA, M. On the analysis of runoff structure about several Japanese rivers. *Jap. J. Geophysics*, Tokyo, v.2, p.1-76, 1961.

SZILAGYI, J. Why can the weighting parameter of the Muskingum channel routing method be negative? *Journal of Hydrology*, v. 138, p. 145 – 151, 1992.

TAKASAO, T.; SHIIBA, M. Incorporation of the effect of concentration

of flow into the kinematic wave equations and its applications to runoff system lumping. *Journal of Hydrology*, v. 102, n. 30, p. 301-322, 1988.

TASCHNER, S.; LUDWIG, R.; AMUSER, W. Multi-scenario flood modeling in a mountain watershed using data from a NWP model, rain radar and rain gauges. *Phys. Chem. Earth*. v. 26, p. 509 – 515, 2001.

TESFA, T.K.; TARBOTON, D.G.; CHANDLER, D.G.; McNAMARA, J.P. *A generalized additive soil depth model based upon topographic and land cover attributes*. In: 3rdGlobal Workshop on Digital Soil Mapping. Utah, 2008.

TODINI, E. A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum-Cunge approach. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 4, p. 1549 – 1592, 2007.

TOKATY, G. A. *A history and philosophy of fluid mechanics*. 2 ed. Mineola: Dover Publications, Inc, 1994, 241 p.

TROMP-VAN MEERVELD, H.J.; MCDONNELL, J.J. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, v. 42, 2006.

TSAI, C.W. Flood routing in mild-sloped rivers-wave characteristics and downstream backwater effect. *Journal of Hydrology*, v. 308. 151 -157 , 2005.

TSUKAMOTO, Y. An experiment on subsurface flow, *Journal of Japanese Society Forestry*, Tokio, v. 43, p. 61 – 68, 1961.

TUAN, N. L.; SUGIO, S. Flood control measures in the Red River basin and numerical simulation of their operation. *Integrated Water Resources Management* (Proceedings of a symposium held at Davis, California, April 2000). IAHS Publ. no. 272, 2001, pp. 341–348.

TUCCI, C. E. M. *Modelos hidrológicos*. 1 ed. Porto Alegre: Vozes, 1998. 669 p.

TUCCI, C.E.M.; CAMPANA, N. Simulação Distribuída com IPH II – Nova versão. *X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e I Simpósio de Recursos Hídricos do Cone Sul Gramado*. Anais. 1993.

TUCKER, G.E.; LANCASTER, S.T.; GASPARINI, N.M.; BRÁS, R.L.; RYBARCZYK, S.M. An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. *Computers & Geosciences*, v. 27, p. 959 – 973, 2001.

VALEO, C.; MOIN, S.M.A. Variable source area modelling in urbanizing watersheds. *Journal of Hydrology*, v. 228, p. 68 – 81, 2000.

VIVONI, E.R.; IVANOVI, V. Y.; BRAS, R.L.; ENTEKHABI, D. Generation of triangulated irregular networks based on hydrological similarity. *Journal of Hydrologic Engineering*, jul/ago, 2004.

WAGENER, T.; WHEATER, H.S.; GUPTA, H.V. Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments. 1 ed. London: Imperial College Press, 2004. 306 p.

WALTER, M.T.; STEENHUIS, T.S.; MEHTA, V.K.; THONGS, D.; ZION, M.; SCHNEIDERMAN, E. Refined conceptualization of TOPMODEL for shallow subsurface flow. *Hydrological Processes*, v. 16, p. 2041 – 2046, 2002.

WILSON, A.G.; KIRKBY, M.J. *Mathematics for geographers and planners*. 2 ed. Oxford: Clarendon Press, 1980, 408 p.

XIONG, L.; GUO, S. Effects of the catchment runoff coefficient on the performance of TOPMODEL in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 1823 – 1836, 2004.

YORGULESCU, I.; JORDAN, J.-P. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, v. 159, p. 255 – 273, 1994.