



**Universidade Federal de Alagoas – UFAL**  
**Centro de Tecnologia – CTEC**  
**Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e**  
**Saneamento – PPGRHS**



**LEONARDO LOPES DE AZEREDO VIEIRA**

**EFEITOS DE ALTERAÇÕES DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E DE**  
**MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE O ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA**  
**BACIA EXPERIMENTAL DE SANTANA DO IPANEMA – ALAGOAS**

MACEIÓ  
2011

**LEONARDO LOPES DE AZEREDO VIEIRA**

**EFEITOS DE ALTERAÇÕES DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E DE  
MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE O ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA  
BACIA EXPERIMENTAL DE SANTANA DO IPANEMA – ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento – PPGRHS da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de mestre em Recursos Hídricos e Saneamento.

Orientador: Prof. D.Sc. Vladimir Caramori Borges de Souza.

MACEIÓ

2011

**Catlogação na fonte**  
**Universidade Federal de Alagoas**  
**Biblioteca Central**  
**Divisão de Tratamento Técnico**  
**Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale**

V658e    Vieira, Leonardo Lopes de Azevedo.  
          Efeitos de alterações de uso e ocupação do solo e de mudanças climáticas sobre o escoamento superficial na bacia experimental de Santana do Ipanema-Alagoas / Leonardo Lopes de Azevedo Vieira. – 2011.  
          175 f. : il., tabs.

Orientador: Vlademir Caramori Borges de Souza.  
Dissertação (mestrado em Engenharia : Recursos Hídricos e Saneamento) – Universidade Federal de Alagoas. Centro de Tecnologia, Maceió, 2011.

Bibliografia: f. 157-172.  
Apêndices: f. 173-175.

1. Bacia hidrográfica experimental. 2. Semi-árido – Alagoas. 3. Modelagem computacional. 4. Kineros 2. 5. Mudanças climáticas. I. Título.

CDU: 556.51(813.5)



Universidade Federal de Alagoas – UFAL

Centro de Tecnologia – CTEC

Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamentos – PPGRHS

Campus A. C. Simões, Av. Lourival de Melo Mota, S/N

Tabuleiro do Martins – CEP 57072-970 – Maceió – Alagoas

Tel/Fax: (82) 3214-1279

E-mail: ppgrhs@yahoo.com

Homepage://www.ctec.ufal.br/posgraduacao/ppgrhs



EFEITOS DE ALTERAÇÕES DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE O ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA BACIA EXPERIMENTAL DE SANTANA DO IPANEMA – ALAGOAS

**LEONARDO LOPES DE AZEREDO VIEIRA**

Dissertação submetida à banca examinadora do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento da Universidade Federal de Alagoas e aprovada no dia 20 de dezembro do ano de 2010.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Vladimir Caramori Borges de Souza  
(Orientador – UFAL)

  
Prof. Dr. Christopher Freire Souza  
(UFAL)  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cleuda Custódio Freire  
(UFAL)  
Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida  
(UEPB)

*Dedico este trabalho com todo carinho ao meu pai Ivan, a minha mãe Ondina, aos meus irmãos Ivan e Ivana, a minha esposa Vanessa e a minha filha Luísa.*

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus queridos pais Ivan Vieira e Ondina Lopes de Azeredo pelo amor, dedicação e compreensão em todos os momentos da minha vida, sem a imprescindível ajuda deles este sonho não teria se concretizado.

Aos meus irmãos Ivan Lopes de Azeredo Vieira e Ivana Lopes de Azeredo Vieira pelas demonstrações de amizade e o incentivos ao longo de toda minha jornada.

À Vanessa Fabiana Clementino Silva, pelo amor sincero e por todas as horas inesquecíveis na minha vida, pelo carinho, pela sua imensa compreensão ao longo desses últimos anos e principalmente por me presentear com minha filha Luísa.

Aos meus grandes amigos Hugo e Humberto pelo apoio em todos os momentos difíceis, como também por todos os bons momentos vividos juntos.

A todos os amigos do Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, pelas amizades conquistadas, pelos momentos festivos, pelas freqüentes trocas de conhecimentos e pelas dificuldades superadas.

Ao professor Vladimir Caramori Borges de Souza, por todo o apoio concedido desde o início, pelas orientações, auxílios, ensinamentos, paciência e por toda a confiança demonstrada ao longo deste trabalho.

Ao professor Jaildo Santos Pereira pelo constante incentivo nos anos de graduação, por todos os ensinamentos e por ter me dado oportunidade de ingressar nas atividades de pesquisa.

Ao professor Valmir de Albuquerque Pedrosa, pela ajuda e conselhos sobre os melhores caminhos a serem seguidos na profissão.

Aos demais professores que fazem parte do antigo Departamento de Águas e Energia, pelos ensinamentos, respeito e responsabilidade com que fizeram seus trabalhos durante estes anos em que estivemos na UFAL, fazendo assim, com que despertássemos interesse pela área.

Ao Marcos, do Laboratório de Solos, pela ajuda nas análises.

Aos amigos de projeto BEER Sebastião Falcão, Sérgio Ávila, Daisy Oliveira, Irene Chaves e Claudionor Oliveira, pela fundamental ajuda prestada no campo, pelo companheirismo e pelos momentos de alegria compartilhados.

À comunidade rural de Santana do Ipanema, pela importante colaboração e apoio, em especial a Amâncio Leobino, Antônio Francisco Silva e Ademir Santos.

A FAPEAL pela concessão de bolsas de estudo durante o curso de mestrado.

À FINEP pelo financiamento do projeto de pesquisa BEER-REHISA/UFAL, através do Edital MCT/FINEP/CT-HIDRO 04/2005 - Bacias Representativas, que deu suporte à realização deste trabalho de mestrado.

“Se teus esforços forem vistos com indiferença,  
nunca desanimes, pois o sol, ao nascer, dá o maior espetáculo e,  
mesmo assim, a maioria da platéia continua dormindo.”

(Autor desconhecido)



## RESUMO

O semi-árido alagoano apresenta um grave panorama em relação à disponibilidade hídrica, devido à distribuição irregular da precipitação, solos rasos e altas taxas de evaporação. Contudo, esta região é carente de informações que auxiliem na análise e compreensão dos processos hidrológicos e suas variáveis, através da aplicação de métodos que busquem a otimização e melhor gestão dos seus recursos hídricos. O objetivo desse trabalho foi prognosticar o escoamento superficial para três cenários de uso e ocupação do solo na Bacia Experimental de Santana do Ipanema (BESI). O cenário 1 considerou o uso atual do solo, o cenário 2 considerou o uso atual do solo aliado à conservação das Áreas de Preservação Permanente, definidas através da Lei nº 4.771/65 e Resolução CONAMA nº 303/2002, já o cenário 3 considerou as mudanças climáticas referenciadas pelos relatórios do *Intergovernmental Panel on Climate Change* – IPCC. A BESI é composta por três unidades de estudo: sub-bacia 1 (3,90 km<sup>2</sup>), sub-bacia 2 (0,127 km<sup>2</sup>) e a microbacia de 0,005 km<sup>2</sup>. Na modelagem chuva-vazão aplicou-se o modelo Kineros2 para dez eventos de precipitação ocorridos entre os anos de 2007 e 2008, nas duas sub-bacias 1 e 2 da BESI. Os resultados obtidos para o cenário 1 estiveram sempre entre os resultados apresentados para os cenários 2 e 3, já o cenário 2, apresentou os menores volumes escoados e os maiores volumes interceptados e infiltrados, enquanto que no cenários 3 esta relação se inverte. Percebe-se que nas duas sub-bacias estudadas o efeito do desmatamento do solo, cenário 3, conduz a um acréscimo considerável no volume escoado, contribuindo ainda mais para a escassez hídrica da região, já que, há uma diminuição da infiltração, conseqüentemente da recarga do aquífero subterrâneo, responsável por manter o escoamento de base nos meses sem chuva.

**Palavras-chave:** Bacia hidrográfica experimental. Semi-árido – Alagoas. Modelagem Computacional. Kineros2. Mudanças climáticas.

## ABSTRACT

The semiarid region of Alagoas presents a serious panorama concerning water availability, due to an irregular distribution of rainfall, shallow soils and high evaporation rates. However, this region is deprived of information that helps analyzing and understanding the hydrological processes and their variables, through the application of methods that aim to optimize and better manage their water resources. The aim of this study was to predict the runoff for three settings of land use and occupation in the Experimental Basin Santana do Ipanema (BESI). The first setting considered the current use of the soil, the second setting considered the current use of land together with the conservation of Permanent Preservation Areas, as defined by Law n<sup>o</sup>. 4.771/65 and CONAMA Resolution 303/2002, and setting 3 considered climate change reports referenced by the Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC. The BESI is composed of three units of study: sub-basin 1 (0,127 km<sup>2</sup>), sub-basin 2 (3.90 km<sup>2</sup>) and the watershed of 0,005 km<sup>2</sup>. In the model rainfall-runoff applied the model KINEROS2 for ten precipitation events that occurred between the years 2007 and 2008, at the two sub-basins of BESI. The results for setting 1 always stood between the results for settings 2 and 3; setting 2 had the lowest volumes disposed and the highest volumes intercepted and infiltrated, while in setting 3 the relationship is inverted. It was noted that the two sub-basins the effect studied of deforestation of the land, scenario 3, leads to a considerable increase in the volume disposed, further contributing to water scarcity in the region, since there is a decrease in infiltration, and therefore in the recharge of the underground aquifer, which is responsible for maintaining the base flow in the months without rain.

**Keywords:** Experimental Watershed. Semiarid – Alagoas.  
Computational Modeling. KINEROS2. Climate change.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Nova delimitação do semi-árido brasileiro.....	27
Figura 02 – Delimitação do semi-árido alagoano .....	29
Figura 03 – Classificação das escalas nas ciências atmosféricas, hidrológicas e geográficas.....	30
Figura 04 – Diagrama representativo da estrutura do Kíneros2.....	42
Figura 05 – Diagrama da classe textural do solo, segundo classificação pelo USDA e adotada pela Sociedade Brasileira de Ciências do Solo – SiBCS (Fonte: Rocha, 2008).....	50
Figura 06 – Método Beerkan: (a) início do teste; (b) final do teste .....	62
Figura 07 – Determinação da distribuição granulométrica do solo: (a) sedimentação; (b) peneiramento.....	63
Figura 08 – Localização da bacia hidrográfica do rio Ipanema .....	67
Figura 09 – Perfil Longitudinal do rio Ipanema.....	67
Figura 10 – MDT da bacia hidrográfica do rio Ipanema .....	68
Figura 11 – Isoietas médias anuais para bacia hidrográfica do rio Ipanema.....	69
Figura 12 – Localização da bacia do riacho Gravatá .....	71
Figura 13 – Visualização 3D do MDT da bacia hidrográfica do riacho Gravatá .....	72
Figura 14 – MDT da bacia hidrográfica do riacho Gravatá.....	73
Figura 15 – Faixas altimétricas X porcentagem da superfície da BH do riacho gravatá .....	74
Figura 16 – Curva hipsométrica da BH do riacho gravatá.....	74
Figura 17 – Curvas de nível da BH do riacho gravatá.....	76
Figura 18 – Unidades de Mapeamento. ....	80
Figura 19 – Precipitação média mensal em Santana do Ipanema (Período 1913 a 2000).....	81
Figura 20 – Temperaturas médias mensais em Santana do Ipanema (Valores médios de 87 anos).....	82
Figura 21 – Valores médios de evapotranspiração, estação 00937006.....	83
Figura 22 – Unidades geomorfológicas da bacia hidrográfica do riacho Gravatá .....	85
Figura 23 – Caatinga restrita em ambientes de serra .....	86
Figura 24 – (a) Caatinga em época seca e (b) Caatinga em época chuvosa.....	87
Figura 25 – Mata ciliar em pleno processo de antropização e já antropizada.....	87

Figura 26 – Cultivo de capim elefante .....	88
Figura 27 – Plantação de palma forrageira .....	88
Figura 28 – Agricultura de subsistência: plantação de milho .....	89
Figura 29 – Localização das unidades de estudo .....	90
Figura 30 – MDT da sub-bacia 2 .....	91
Figura 31 – MDT da sub-bacia 1 .....	92
Figura 32 – (a) Estação Climatológica e (b) Calha Parshall .....	93
Figura 33 – Região desmatada para introdução de pastagem para o gado.....	93
Figura 34 – Regime foliar da caatinga: período seco X período chuvoso .....	94
Figura 35 – Curvas de nível da sub-bacia 2 .....	95
Figura 36 – Curva hipsométrica da sub-bacia 2 .....	96
Figura 37 – Perfil longitudinal do rio principal da sub-bacia 2 .....	96
Figura 38 – Uso e ocupação do solo na região da sub-bacia 2.....	97
Figura 39 – Visão do exutório da sub-bacia 2 .....	97
Figura 40 – Fossa de Sedimentos da microbacia: (a) montante; (b) jusante .....	98
Figura 41 – Localização dos equipamentos na BESI .....	99
Figura 42 – Localização dos sensores na estação climatológica .....	100
Figura 43 – Visualização do pluviômetro (a) e pluviógrafo da microbacia (b) .....	101
Figura 44 – Linígrafos: (a) linígrafo da calha Parshall; (b) linígrafo do açude; (c) linígrafo da fossa de sedimentos e (d) linígrafo da junção dos riachos.....	102
Figura 45 – Visualização do datalogger CR200 .....	103
Figura 46 – Parcelas experimentais de erosão com simulador de chuva .....	104
Figura 47 – Piezômetros instalados na BESI .....	104
Figura 48 – Número de dias chuvosos x lâmina precipitada: pluviógrafo da microbacia .....	106
Figura 49 – Número de dias chuvosos x lâmina precipitada: pluviógrafo da sub- bacia 1 .....	107
Figura 50 – Nível d'água x Precipitação diária .....	108
Figura 51 – Precipitação diária no pluviógrafo da microbacia .....	109
Figura 52 – Precipitação diária no pluviógrafo da sub-bacia 1 .....	109
Figura 53 – Umidade relativa média mensal por faixa de horário .....	110
Figura 54 – Temperatura do ar média mensal .....	111
Figura 55 – Temperatura média do ar X Umidade Relativa do ar média .....	112

Figura 56 – Valores médios diários da Temperatura do ar e Radiação de onda curta .....	113
Figura 57 – Valores médios diários da Velocidade do Vento e Umidade Relativa do ar .....	113
Figura 58 – Comparação entre os balanços hídricos: (a) balanço com dados históricos; (b) balanço com dados monitorados em 2008 .....	114
Figura 59 – Discretização da sub-bacia 01 .....	116
Figura 60 – Discretização da sub-bacia 02 .....	117
Figura 61 – Evento 01 .....	119
Figura 62 – Evento 02 .....	119
Figura 63 – Evento 03 .....	120
Figura 64 – Evento 04 .....	120
Figura 65 – Evento 05 .....	120
Figura 66 – Evento 06 .....	121
Figura 67 – Evento 07 .....	121
Figura 68 – Evento 08 .....	121
Figura 69 – Evento 09 .....	122
Figura 70 – Evento 10 .....	122
Figura 71 – Pontos de Aplicação dos ensaios experimentais .....	123
Figura 72 – Curvas granulométricas dos pontos de análise do método BEERKAN .....	126
Figura 73 – Valores de Infiltração, Interceptação, Armazenamento e Escoamento para os três cenários dos eventos 1, 2 e 7 .....	135
Figura 74 – Valores de Infiltração, Interceptação, Armazenamento e Escoamento para os cenários do Evento 5 .....	136
Figura 75 – Coeficiente de Escoamento para cada um dos cenários estudados na sub-bacia 1 .....	137
Figura 76 – Relação do Coeficiente de Escoamento com o total precipitado por evento para o cenário 1 .....	139
Figura 77 – Hidrograma do evento 01 para os cenários propostos .....	140
Figura 78 – Hidrograma do evento 03 para os cenários propostos .....	140
Figura 79 – Pico de escoamento médio nos três cenários para cada evento .....	142
Figura 80 – Valores de Infiltração, Interceptação, Armazenamento e Escoamento para os três cenários dos eventos 1, 2, 5 e 10 .....	144

Figura 81 – Coeficiente de deflúvio para cada um dos cenários estudados .....	146
Figura 82 – Hidrograma do evento 03 para os cenários propostos.....	147
Figura 83 – Hidrograma do evento 09 para os cenários propostos.....	148
Figura 84 – Variação do coeficiente de escoamento em função da intensidade média da chuva. ....	149
Figura 85 – Variação do coeficiente de escoamento em função da duração do evento .....	149
Figura 86 – Variação do coeficiente de escoamento em função do total precipitado.....	150
Figura 87 – Variação do coeficiente de escoamento em função da umidade do solo para o evento 3 e cenário 1 .....	151
Figura 88 – Influência da umidade inicial do solo no hidrograma simulado – Evento 03 .....	152
Figura 89 – Influência do coeficiente de Manning no hidrograma simulado – Evento 03 .....	153

## LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Bacias Experimentais implantadas pelo projeto IBESA.....	32
Tabela 02 – Escalas de fração do solo .....	50
Tabela 03 – Valores do peso específico real dos grãos para alguns minerais.....	52
Tabela 04 – Classes de solos da unidade de mapeamento RLe3. ....	77
Tabela 05 – Classes de solos da unidade de mapeamento RLe7. ....	77
Tabela 06 – Classes de solos da unidade de mapeamento PVe4. ....	78
Tabela 07 – Classes de solos da unidade de mapeamento RRq2.....	78
Tabela 08 – Classes de solos da unidade de mapeamento SXe1. ....	79
Tabela 09 – Áreas e porcentagens de cada unidade de mapeamento em relação à área da bacia hidrográfica do riacho Gravatá.....	79
Tabela 10 – Áreas e porcentagens de cada unidade de mapeamento em relação à área da bacia hidrográfica do riacho Gravatá.....	86
Tabela 11 – Características morfológicas da bacia do riacho Gravatá .....	86
Tabela 12 – Coordenadas geográficas do exutório das unidades de estudo .....	91
Tabela 13 – Características morfológicas da sub-bacia 1 .....	94
Tabela 14 – Características morfológicas da sub-bacia 2.....	98
Tabela 15 – Sensores utilizados na estação climatológica .....	100
Tabela 16 – Registros da precipitação mensal.....	105
Tabela 17 – Umidade Relativa média mensal .....	110
Tabela 18 – Resumo das características dos eventos selecionados .....	119
Tabela 19 – Resumo das características de cada uma das áreas de experimentos.....	124
Tabela 20 – Classificação textural das amostras .....	127
Tabela 21 – Valores do potencial de capilaridade (G), índice de distribuição do tamanho dos poros ( $\lambda$ ) e porosidade ( $\varphi$ ) .....	127
Tabela 22 – Parâmetros relacionados à cobertura vegetal do solo.....	129
Tabela 23 – Valores do ( $K_s$ ) em cada um dos pontos de análise .....	130
Tabela 24 – Mudanças de uso e ocupação do solo previstas para o Cenário 3 (IPCC). ....	132
Tabela 25 – Valores dos parâmetros Interceptação (Int.), fração da superfície ocupada por vegetação (Ca) e Coeficiente de Manning (n) para cada um dos cenários propostos.....	133

Tabela 26 – Valores de umidade inicial para os 10 eventos de chuva.....	133
Tabela 27 – Volume escoado para sub-bacia 1 para cada um dos cenários .....	134
Tabela 28 – Vazão de pico para cada um dos cenários estudados .....	137
Tabela 29 – Volume escoado para cada um dos cenários estudados .....	143
Tabela 30 – Vazão de pico para cada um dos cenários estudados. ....	145
Tabela 31 – Influência da umidade inicial do solo no volume escoado. ....	150



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIações

<b>ANA</b>	Agência Nacional de Águas
<b>BEER</b>	Bacias Experimentais e Representativas
<b>BESI</b>	Bacia Experimental de Santana do Ipanema
<b>BHR</b>	Bacia Hidrográfica Representativa
<b>BHRG</b>	Bacia Hidrográfica do Riacho Gravatá
<b>CASAL</b>	Companhia de Abastecimento e Saneamento de Alagoas
<b>CNPq</b>	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
<b>CODEVASF</b>	Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco
<b>CPRM</b>	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
<b>EMBRAPA</b>	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
<b>FAO</b>	Food and Agriculture Organization of the United Nations
<b>FINEP</b>	Financiadora de Estudos e Projetos
<b>FNE</b>	Fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste
<b>IBESA</b>	Implantação de Bacias Experimentais no Semi-Árido
<b>IBGE</b>	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
<b>IDH</b>	Índice de Desenvolvimento Humano
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>ISSC</b>	Sociedade Internacional de Ciências do Solo
<b>MDT</b>	Modelo Digital do Terreno
<b>ORSTOM</b>	Instituto Francês de Pesquisa Científica para o Desenvolvimento em Cooperação
<b>PDRH</b>	Plano Diretor de Região Hidrográfica
<b>PNUD</b>	Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento
<b>REHISA</b>	Rede Hidrológica do Semi-Árido
<b>SAEAFS</b>	Sociedade Autônoma de Estudos Avançados em Física do Solo
<b>SEMARH</b>	Secretaria Estadual do Meio Ambiente e Recursos Hídricos

<b>SiBCS</b>	Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos
<b>SRTM</b>	Shuttle Radar Topography Mission
<b>SUDENE</b>	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
<b>UFAL</b>	Universidade Federal de Alagoas
<b>UFCE</b>	Universidade Federal do Ceará
<b>UFPB</b>	Universidade Federal da Paraíba
<b>UFPE</b>	Universidade Federal de Pernambuco
<b>UFRN</b>	Universidade Federal do Rio Grande do Norte
<b>USDA</b>	United States Department of Agriculture
<b>USGS</b>	United States Geological Survey

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>A</b>	Área da bacia	[km <sup>2</sup> ]
<b>C1</b>	Variância de dispersão	
<b>D</b>	Diâmetro efetivo de uma partícula de solo	[μm]
<b>D<sub>f</sub></b>	Dimensão fractal do solo	
<b>D<sub>g</sub></b>	Parâmetro de escala do tamanho das partículas	[μm]
<b>DH</b>	Equidistância entre as cotas	[km]
<b>D%</b>	Declividade média	[%]
<b>e</b>	Índice de vazios	
<b>F(D)</b>	Distribuição do tamanho das partículas	
<b>g</b>	Aceleração da gravidade	[m.s <sup>-2</sup> ]
<b>G</b>	Potencial de capilaridade	[m]
<b>h</b>	Potencial matricial	[m]
<b>h<sub>a</sub></b>	Altura da lâmina d'água	[m]
<b>h(θ)</b>	Curva de retenção da água no solo	
<b>h<sub>ea</sub></b>	Potencial de entrada de ar	[mm]
<b>h<sub>f</sub></b>	Pressão matricial na frente da infiltração	[mm]
<b>h<sub>g</sub></b>	Parâmetro de normalização	[mm]
<b>K</b>	Condutividade hidráulica do solo	[mm.s <sup>-1</sup> ]
<b>K(θ)/K(h)</b>	Condutividade hidráulica não saturada	[mm.s <sup>-1</sup> ]
<b>K<sub>s</sub></b>	Condutividade hidráulica saturada	[mm.s <sup>-1</sup> ]
<b>M e N</b>	Parâmetros de Forma da curva F(D)	
<b>m e n</b>	Parâmetros de forma de h(θ)	
<b>M</b>	Peso total da amostra	[m]
<b>M<sub>S</sub></b>	Peso das partículas sólidas	[m]
<b>M<sub>W</sub></b>	Peso da parte líquida	[m]
<b>M<sub>a</sub></b>	Peso da parte gasosa	[m]
<b>Mc</b>	Peso da cápsula	[m]
<b>p</b>	Parâmetro de tortuosidade	
<b>P<sub>atm</sub></b>	Pressão atmosférica	[kPa]
<b>Q</b>	Vazão	[m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]
<b>R</b>	Raio efetivo de um poro no solo	[μm]

<b>s</b>	Dimensão fractal relativa do solo	
<b>S</b>	Sorvidade do solo	[mm.s <sup>-1/2</sup> ]
<b>S(R)</b>	Curva porosimétrica	
<b>SCn</b>	Somatória do comprimento das curvas de nível	[km]
<b>V<sub>a</sub></b>	Volume ocupado pelos gases	[cm <sup>3</sup> ]
<b>V<sub>w</sub></b>	Volume ocupado pela água	[cm <sup>3</sup> ]
<b>V<sub>v</sub></b>	Volume dos poros	[cm <sup>3</sup> ]
<b>V<sub>s</sub></b>	Volume ocupado pelas partículas sólidas	[cm <sup>3</sup> ]
<b>V</b>	Volume total da amostra	[cm <sup>3</sup> ]
<b>z</b>	Largura da garganta da Calha Parshall	[pol]
<b>φ</b>	Porosidade total do solo	[%]
<b>δ<sub>s</sub></b>	Peso específico dos grãos	[g.cm <sup>-3</sup> ]
<b>δ</b>	Peso específico do solo	[g.cm <sup>-3</sup> ]
<b>ψ</b>	Potencial Total da água no solo	[m]
<b>Θ/Θ(h)</b>	Umidade efetiva	
<b>ψ<sub>g</sub></b>	Potencial gravitacional	[m]
<b>ψ<sub>os</sub></b>	Potencial osmótico	[m]
<b>ψ<sub>p</sub></b>	Potencial de pressão	[m]
<b>θ<sub>0</sub>; θ<sub>inic</sub>; θ<sub>i</sub></b>	Umidade volumétrica inicial	[cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> ]
<b>θ<sub>r</sub></b>	Umidade residual	[cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> ]
<b>θ<sub>s</sub>; θ<sub>f</sub></b>	Umidade volumétrica na saturação	[cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> ]
<b>σ<sub>t</sub></b>	Tensão superficial da água	[g.s <sup>-2</sup> ]
<b>λ<sub>tp</sub></b>	Índice de distribuição do tamanho de poros	
<b>μ<sub>vd</sub></b>	Coeficiente de viscosidade dinâmica	[Kg.mm <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ]
<b>Δθ</b>	Variação de umidade	
<b>η</b>	Parâmetro de forma de K(θ) da Eq. de Brooks & Corey	
<b>ρ<sub>a</sub></b>	Densidade do ar	[1285 kg.m <sup>-3</sup> ]
<b>ρ<sub>ag</sub></b>	Massa específica da água	[g.cm <sup>-3</sup> ]
<b>ρ<sub>p</sub></b>	Massa específica das partículas do solo	[g.cm <sup>-3</sup> ]
<b>ρ<sub>d</sub></b>	Massa específica do solo	[g.cm <sup>-3</sup> ]
<b>S<sub>i</sub></b>	Saturação Relativa Inicial do Solo	[m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>21</b>
<b>1.1</b>	<b>OBJETIVOS DO TRABALHO</b>	<b>23</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>25</b>
<b>2.1</b>	<b>ASPECTOS DO SEMI-ÁRIDO: INTERNACIONAL E BRASILEIRO</b>	<b>25</b>
<b>2.2</b>	<b>BACIAS EXPERIMENTAIS E REPRESENTATIVAS DO SEMI-ÁRIDO</b>	<b>29</b>
<b>2.3</b>	<b>MODELAGEM HIDROLÓGICA</b>	<b>33</b>
2.3.1	Modelagem Hidrossedimentológica no Semi-Árido	35
2.3.2	Efeito de Escala	39
2.3.3	Mudanças Climáticas e a Modelagem Hidroclimatológica	40
<b>2.4</b>	<b>MODELO KINEROS2</b>	<b>42</b>
2.4.1	Modelo de Infiltração	43
2.4.2	Fluxo nos Planos	45
2.4.3	Fluxo nos Canais	46
2.4.4	Parâmetros de Entrada	47
<b>2.5</b>	<b>SOLOS: DEFINIÇÕES E PROPRIEDADES FÍSICAS</b>	<b>49</b>
<b>2.6</b>	<b>DETERMINAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS</b>	<b>53</b>
2.6.1	Métodos de Campo	54
2.6.1.1	Método do furo do trado	54
2.6.1.2	Infiltrometria	54
2.6.2	Formas Indiretas	55
2.6.2.1	Métodos de regressão do potencial mátrico	56
2.6.2.2	Métodos de regressão das funcionais	56
2.6.2.3	Métodos baseados na similaridade de forma entre $F(D)$ e $h(\theta)$	57
2.6.3	Metodologia Beerkan	60
2.6.3.1	Ensaio de campo	61
2.6.3.2	Caracterização do tamanho das partículas e dos parâmetros de forma	63
2.6.3.3	Determinação dos parâmetros de normalização	63
<b>3</b>	<b>BACIA EXPERIMENTAL DE SANTANA DO IPANEMA</b>	<b>66</b>
<b>3.1</b>	<b>BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO GRAVATÁ</b>	<b>70</b>
3.1.1	Relevo	72
3.1.2	Classificação dos Solos	77
3.1.3	Climatologia na Bacia Experimental de Santana do Ipanema	80
3.1.3.1	Precipitação	81
3.1.3.2	Temperatura	82
3.1.3.3	Evapotranspiração	82
3.1.4	Relevo e Geomorfologia	83
3.1.5	Cobertura Vegetal e Uso do Solo	86
<b>3.2</b>	<b>DESCRIÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS</b>	<b>89</b>
3.2.1	Sub-bacia 1	91
3.2.2	Sub-bacia 2	95
3.2.3	Microbacia	98
<b>3.3</b>	<b>INSTRUMENTAÇÃO E MONITORAMENTO</b>	<b>99</b>

3.3.1	Estação Climatológica -----	100
3.3.2	Pluviógrafos e Pluviômetros -----	101
3.3.3	Linígrafos -----	102
3.3.4	Parcelas Experimentais de Erosão -----	103
3.3.5	Piezômetros -----	104
<b>3.4</b>	<b>ANÁLISE DAS VARIÁVEIS MONITORADAS -----</b>	<b>105</b>
3.4.1	Precipitação -----	105
3.4.2	Umidade Relativa do Ar -----	109
3.4.3	Temperatura do Ar, Radiação Solar e Velocidade do Vento -----	111
3.4.4	Balço Hídrico -----	114
<b>4</b>	<b>MODELAGEM CHUVA-VAZÃO NA BESI -----</b>	<b>115</b>
<b>4.1</b>	<b>DISCRETIZAÇÃO DAS BACIAS -----</b>	<b>115</b>
4.1.1	Sub-bacia 1 -----	115
4.1.2	Sub-bacia 2 -----	116
<b>4.2</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DE CHUVA MODELADOS -----</b>	<b>118</b>
<b>4.3</b>	<b>PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO KINEROS2 -----</b>	<b>122</b>
4.3.1	Parâmetros Físicos -----	125
4.3.1.1	Declividade média dos elementos (Slope) -----	125
4.3.1.2	Tamanho característico das partículas do solo (d) -----	125
4.3.1.3	Porosidade, potencial de capilaridade e índice de distribuição do tamanho dos poros -----	126
4.3.1.4	Saturação inicial do solo -----	128
4.3.1.5	Outros parâmetros -----	128
4.3.2	Parâmetros de Uso e Ocupação do Solo -----	128
4.3.3	Propriedades Hidrodinâmicas do Solo -----	129
<b>4.4</b>	<b>CENÁRIOS UTILIZADOS NA MODELAGEM CHUVA-VAZÃO -----</b>	<b>130</b>
<b>4.5</b>	<b>SIMULAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA EVENTOS OBSERVADOS NOS CENÁRIOS DE ANÁLISE -----</b>	<b>133</b>
4.5.1	Escoamento na sub-bacia 1 -----	134
4.5.2	Escoamento na sub-bacia 2 -----	142
4.5.3	Influência da Umidade Inicial e Coeficiente de Manning -----	150
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES -----</b>	<b>154</b>
<b>6</b>	<b>REFERÊNCIAS -----</b>	<b>157</b>
	<b>APÊNDICES -----</b>	<b>173</b>
	<b>APÊNDICE A -----</b>	<b>173</b>
	<b>APÊNDICE B -----</b>	<b>174</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A interferência do homem sobre o meio ambiente pode ser percebida através das variações dos processos do ciclo hidrológico em relação ao seu comportamento natural, podendo provocar em algumas regiões a escassez de água. “As modificações naturais e artificiais na cobertura vegetal das bacias hidrográficas influenciam o seu comportamento hidrológico. Essas alterações produzem os mais variados impactos sobre o meio ambiente e a disponibilidade dos recursos hídricos” (Tucci e Clarke, 1997).

Em algumas regiões do mundo os problemas relacionados à falta de água são mais profundos e abundantes. São regiões conhecidas pela degradação do solo e marcadas pela grande variabilidade de fatores climáticos, com regime pluviométrico geralmente concentrado no tempo (3 a 4 meses) e mal distribuído no espaço. Essas características da distribuição espacial e temporal das chuvas são típicas das regiões semi-áridas do planeta.

Os recursos naturais das zonas semi-áridas, como vegetação e vida animal tendem a ser escassos e são facilmente prejudicados pelas modificações nos padrões das precipitações e pela ação humana (Ribot et al., 1996). São regiões altamente vulneráveis às variabilidades climáticas e à degradação do solo.

O semi-árido nordestino também apresenta uma distribuição temporal e espacial de precipitação bastante irregular, assim como solos rasos e altas taxas de evaporação. Estes fatores são determinantes para que grande parte dos seus rios seja intermitente e os recursos hídricos sejam escassos. Essa escassez limita o desenvolvimento econômico da região e, para suprir as demandas durante o período de estiagem, são necessárias técnicas de gestão que envolvam um detalhado conhecimento dos seus processos hidrológicos.

Uma característica similar das regiões semi-áridas do nordeste brasileiro são as freqüentes secas e a remoção da cobertura vegetal, que reduz a proteção natural e a oportunidade para a infiltração da água no solo, aumentando os picos do escoamento, a salinidade e a erosão. Além do mais, a construção indiscriminada de açudes de pequeno e médio porte, reduz o aporte de água para mananciais maiores que atendem a várias demandas (Figueiredo e Srinivasan, 1999).

Ressalta-se, portanto, a importância de estudos que avaliem os efeitos de fatores climáticos e do uso do solo, que auxiliem na previsão e manejo dos recursos hídricos, voltados para a minimização das consequências negativas causadas no meio ambiente. Mudanças climáticas de longo prazo, referentes às tendências seculares (Williams e Balling, 1996), também afetam regiões vulneráveis.

Neste sentido torna-se imprescindível o desenvolvimento e aplicação de modelos computacionais, que possam representar os diversos componentes do ciclo hidrológico nas bacias semi-áridas. Uma forma de desenvolver esses modelos é a implantação de bacias experimentais, que possibilitam um estudo detalhado tanto quantitativo como qualitativo da realidade hídrica de uma bacia hidrográfica, podendo, ainda, serem utilizadas para transmitir informações às bacias vizinhas.

Além disso, essas bacias permitem também propor e testar novas metodologias para monitorar e estimar os processos naturais em diversas escalas.

A Rede Hidrológica do Semi-Árido (REHISA), iniciada em 2001, é responsável por integrar diversas instituições e pesquisadores no qual possibilitou, através da publicação de diversas pesquisas, em cinco estados, o aprimoramento do conhecimento em relação aos processos hidrológicos das regiões estudadas.

Em Alagoas, onde o semi-árido possui uma área de aproximadamente 12.600 km<sup>2</sup>, a implantação de bacias experimentais se iniciou com a inserção do Estado na segunda etapa de estudos da REHISA, que começou em 2005. Em 2007, foi iniciado o processo de implantação da Bacia Experimental de Santana do Ipanema, inserida na bacia hidrográfica do riacho Gravatá.

O padrão de escoamento da bacia experimental de Santana do Ipanema e sua relação com a precipitação é pouco conhecido, pois, além da ausência de dados hidrológicos suficientes, há poucos trabalhos desenvolvidos com esse intuito, dificultando significativamente a modelagem do processo chuva-vazão.

Além disso, é perceptível na área da bacia experimental o manejo inadequado do solo, em virtude da necessidade de se buscar alternativas de subsistência. Este fato provoca o desmatamento da caatinga para plantações



sazonais ou para facilitar a pecuária, criando assim, uma dificuldade para a infiltração da água que alimentaria o lençol freático e serviria como reserva hídrica para a população, aumentando o pico e diminuindo o intervalo de escoamento superficial em determinada bacia.

Dessa forma, é importante analisar como o escoamento superficial varia com o uso e ocupação do solo na região, através da proposição de diferentes cenários. Nesse sentido, o modelo KINEROS2, desenvolvido pelo Departamento de Agricultura dos EUA (USDA), foi utilizado para modelar o escoamento superficial na bacia experimental de Santana do Ipanema – AL.

Uma vantagem desse modelo é permitir de maneira eficiente a simulação de uma grande variedade de cenários e de precipitações, que servem de base para caracterizar os impactos causados por modificações antrópicas no uso e ocupação do solo.

O modelo KINEROS2 foi aplicado em duas sub-bacias do riacho Gravatá, componentes da bacia experimental de Santana do Ipanema, a sub-bacia 1 e sub-bacia 2, com áreas de 0,127 km<sup>2</sup> e 3,90 km<sup>2</sup>, respectivamente .

Ressalta-se ainda que os estudos compreendidos no desenvolvimento dessa dissertação estão inseridos no Projeto de Pesquisa BEER (Bacia Experimental e Representativa) da REHISA.

## **1.1 OBJETIVOS DO TRABALHO**

O objetivo geral deste trabalho é estimar e avaliar o escoamento superficial para cenários de uso e ocupação do solo, inclusive para mudanças climáticas, na Bacia Experimental de Santana do Ipanema, no semi-árido Alagoano.

Os objetivos específicos são:

- Caracterizar a bacia experimental, determinando áreas de contribuição, traçado da rede de drenagem e demais parâmetros fisiográficos.
- Avaliar as principais variáveis hidrológicas envolvidas nos processos de trocas hídricas na bacia experimental, de eventos chuva-vazão, levando em conta os efeitos de escala.
- Avaliar os processos hidrológicos e balanços hídricos simplificados na bacia experimental para o período de 2007-2009.

- Avaliar o escoamento em cenários de alterações na bacia, quanto ao uso e ocupação do solo em relação ao período de 2007-2009, inclusive para mudanças climáticas.

## **2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Este capítulo traz uma breve descrição do semi-árido, abordando aspectos da utilização de bacias experimentais para monitoramento de variáveis hidrológicas nessas regiões, além de apresentar trabalhos anteriores que utilizaram modelos matemáticos para caracterização do comportamento hidrológico dessas regiões. O capítulo traz, também, o detalhamento do modelo KINEROS2, utilizado nas simulações chuva-vazão, bem como alguns métodos de caracterização de solos para obtenção dos parâmetros utilizados na modelagem.

### **2.1 ASPECTOS DO SEMI-ÁRIDO: INTERNACIONAL E BRASILEIRO**

Segundo Petrov (1973) apud Kassas (1977) as zonas áridas, semi-áridas e desérticas do mundo englobavam na época de seu trabalho uma área de 48,35 milhões de quilômetros quadrados, equivalendo aproximadamente 36,3% da superfície terrestre. Nessas regiões viviam cerca de 630 milhões de pessoas.

Na mesma linha de estudo, mas, com trabalhos mais atuais Rasool (1984) constatou que 20% da população humana viviam em regiões áridas e ou semi-áridas.

Percebe-se com a idéia colocada nos dois parágrafos anteriores que houve incremento das zonas áridas e ou semi-áridas. Hoje em dia as causas e conseqüências do aumento dessas zonas é bastante discutida entre os pesquisadores. O aumento de tais áreas se deve ao crescimento dos processos de desertificação, variação climática e destruição das grandes florestas.

Para FAO (2000), as causas e conseqüências da desertificação, a degradação de terras e a ocorrência de secas são temas complexos e pouco compreendidos. O fenômeno da escassez hídrica pode ocorrer em áreas afetadas ou não pela desertificação, de acordo com as características do clima regional, no que se refere às suas principais determinações causais. A severidade da desertificação depende de fatores que variam, no tempo, por região ou país.

Somente com a desertificação, as perdas econômicas anuais representam em torno de um bilhão de dólares, enquanto o custo de recuperação dessas terras pode alcançar dois bilhões de dólares anuais (Matallo Jr., 2003).

Do ponto de vista das estatísticas internacionais a Argentina possui 11,8% do seu território enquadrado em zonas áridas e 18,7% em semi-áridas. No Chile, os números correspondem a 3,6% do território como árido e 6,7% como semi-árido (FAO, 1998).

A área de abrangência do semi-árido brasileiro começou a ser definida quando o fenômeno da seca foi observado em várias partes da Região Nordeste. Por incidirem, com mais frequência, em determinadas áreas, o conjunto dessas áreas foi denominado, em 1936, de Polígono das Secas, (Brasil, 2003). Sua primeira delimitação feita pelo Governo Federal, através da lei nº. 1348 de 1951, apresentou uma área de 936.993 km<sup>2</sup> (Rebouças, 1997).

O Polígono chegou a abranger, em 1989, uma superfície de 1.085.187 km<sup>2</sup>. Em 1999, o Polígono era integrado por 1.954 municípios, nos quais viviam mais de 19 milhões de pessoas.

A partir da Constituição Federal (Brasil, 1988) os critérios usados na delimitação da área oficial de ocorrência de secas no Nordeste foram mudados. Com a aprovação, em 1989, da lei que instituiu o Fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste – FNE, o espaço de ocorrência de secas no Nordeste passou a ser denominado de Região Semi-Árida do FNE.

Apesar do Polígono das secas ser caracterizado como região “sujeita a períodos críticos de estiagem”, esta área não corresponde efetivamente à atual delimitação do semi-árido brasileiro, pois apresenta diferentes zonas geográficas, com algumas áreas de seca e outras com balanço hídrico positivo (Piccin et al., 2005).

Em 10 de março de 2005, o Ministro da Integração Nacional assinou Portaria que instituiu a nova delimitação do semi-árido brasileiro, conforme Figura 1 (Brasil, 2005). Através desta portaria o semi-árido passa a ocupar uma área de aproximadamente 880.000 km<sup>2</sup> no nordeste e outros 104.000 km<sup>2</sup> em Minas Gerais, áreas que somadas equivalem a aproximadamente 10% do território nacional, onde vivem cerca de 23 milhões de pessoas, tornando o semi-árido brasileiro um dos mais populosos do mundo, com uma densidade populacional de aproximadamente 23,37 hab/km<sup>2</sup> (Ab'Saber, 1994/95).



Fonte: (BRASIL, 2005)

*Figura 1 – Nova delimitação do semi-árido brasileiro*

Com relação à densidade demográfica o semi-árido nordestino tem uma média de 28 hab/km<sup>2</sup>. Tomando por base outras regiões semi-áridas no mundo, apresenta-se como uma das mais elevadas.

Também é considerado um dos mais úmidos do planeta, com precipitações médias anuais variando entre 300 e 800 mm, quando comparado as outras regiões semi-áridas, que em sua maioria apresentam totais precipitados anuais entre 80 e 250 mm (Melo Filho e Souza, 2006).

Apesar de ser considerado um dos mais úmidos do planeta, o semi-árido nordestino sofre constantemente com problemas de escassez hídrica, sendo um dos principais fatores a baixa capacidade de armazenamento do solo, além da irregularidade de distribuição das precipitações durante o ano e a alta taxa de evapotranspiração. Segundo Ab'Saber (1994/95) tal fato ocorre porque os rios do

semi-árido estão assentados sobre solos rasos e pouco permeáveis, o que dificulta o armazenamento de água nesta região.

Segundo Salati e Lemos (2002), 52% do solo do nordeste semi-árido é de formação cristalina, abrigando água infiltrada nas fissuras das rochas.

Apenas dois rios permanentes cortam o semi-árido: o São Francisco e o Parnaíba; sendo que os demais aparecem de forma intermitente (apenas nos períodos de chuva), desempenhando, contudo, um papel fundamental na dinâmica de ocupação dos espaços nessa região.

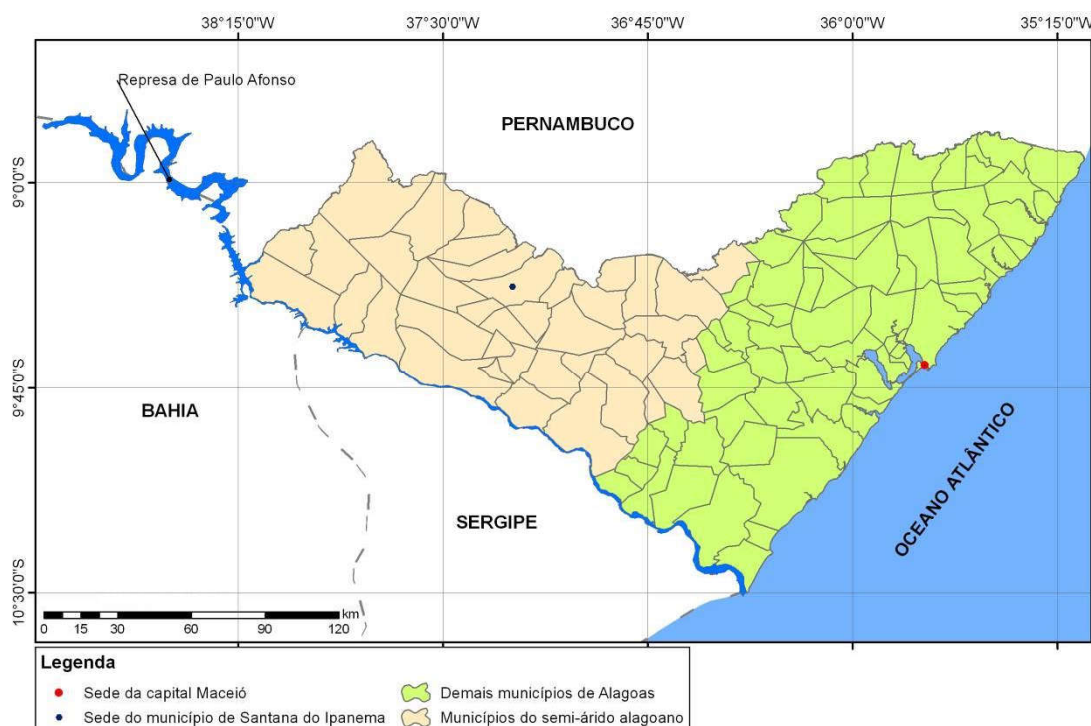
O índice de aridez (relação entre precipitação e evapotranspiração potencial) do semi-árido nordestino é de 0,35. A precipitação total anual pode se concentrar em até 95% na estação chuvosa e varia muito entre anos consecutivos (Brasil, 1999). Além disso, essa estação chuvosa dura apenas de 2 a 4 meses durante o ano.

O clima da região semi-árida é tropical e a alta insolação (2800 h/ano), aliada às altas temperaturas (entre 22 e 28°C), é responsável por evaporar cerca de 90% do total precipitado (Lima, 1992).

A vegetação predominante é a caatinga. Este tipo de vegetação não proporciona um manto protetor à região, aumentando ainda mais a perda de água. Dois tipos de caatinga se desenvolvem no semi-árido nordestino, dependendo da região. Nas áreas em que o balanço hídrico é negativo se desenvolve a caatinga hiperxerófila, que possui grande capacidade de armazenamento de água. Nos locais em que o balanço hídrico é ligeiramente negativo, desenvolve-se a caatinga hipoxerófila, que não tem tanta capacidade de armazenamento de água (Montenegro et al., 2004).

O domínio geoecológico das caatingas ocupa uma área de 1.037.517,80 km<sup>2</sup>, correspondendo a 70% da superfície da região Nordeste e a 13% do território brasileiro. Antigamente, acreditava-se que a caatinga seria o resultado da degradação de formações vegetais mais exuberantes, como por exemplo a Mata Atlântica. Esse pensamento sempre produziu a falsa idéia de que o bioma seria homogêneo, com biota pobre em espécies e em endemismos, estando pouco alterada ou ameaçada. Entretanto, Alves (2007) aponta a caatinga: (i) como rica em biodiversidade, endemismos e bastante heterogênea; (ii) considerada um bioma extremamente frágil.

O semi-árido alagoano abrange área de 38 municípios, dos 101 existentes, totalizando 45,6% da área territorial do Estado. A população estimada na região é de 838.740 habitantes, 29,7% da população do Estado. Na região estão incluídas algumas das cidades mais importantes economicamente, como Arapiraca, Palmeira dos Índios, Delmiro Gouveia e Santana do Ipanema. A seguir, é mostrada na Figura 2 a abrangência do semi-árido em Alagoas (Brasil, 2005).



Adaptado de (BRASIL, 2005)

Figura 2 – Delimitação do semi-árido alagoano

## 2.2 BACIAS EXPERIMENTAIS E REPRESENTATIVAS DO SEMI-ÁRIDO

Na região semi-árida brasileira, verifica-se que a chuva tem comportamento extremamente variável no espaço e no tempo. Esta característica, aliada a falta de monitoramento das variáveis hidroclimatológicas, dificulta a avaliação dos processos hidrológicos nestas regiões.

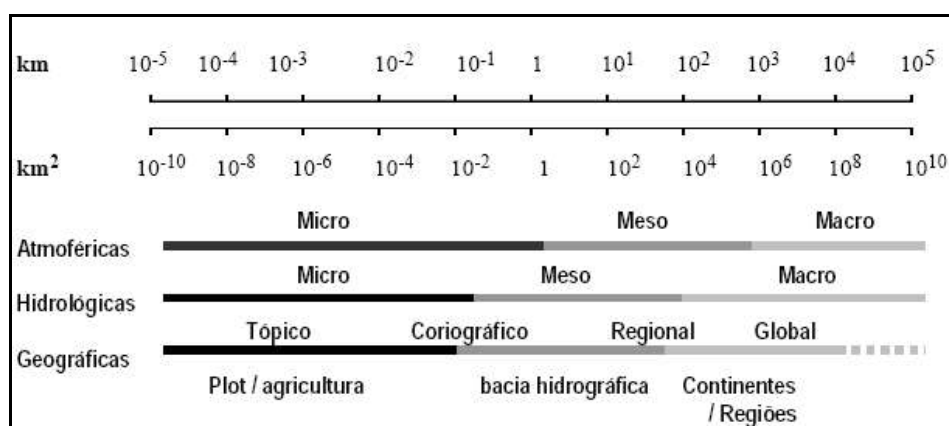
Contudo, uma das soluções encontradas pelos pesquisadores para minimização das dificuldades de avaliação de processos hidrológicos em regiões semi-áridas é a implantação de bacias experimentais e representativas, visto que o custo financeiro do monitoramento nestas unidades de estudo é mais baixo,

devido ao aparato experimental utilizado ser menor. Outro fator determinante é o controle das variáveis monitoradas ser feito de maneira mais eficaz, devido às áreas serem consideradas pequenas.

As bacias experimentais têm entre outras funções a de desempenhar o papel de um laboratório em campo, onde se busca caracterizar as relações entre solo, planta, água e atmosfera, assim como suas inter-relações. Desde que a região hidrográfica experimental seja representativa, as informações podem ainda, através de metodologias adequadas, serem extrapoladas para regiões maiores, denominadas bacias representativas. Ressalta-se a importante contribuição que os estudos em bacias experimentais e representativas podem dar na compreensão dos efeitos das mudanças climáticas globais. Pode-se, ainda, na escolha da bacia experimental, procurar a representatividade das condições socioeconômicas associadas (Pimentel da Silva et al., 2005).

No que diz respeito à classificação das bacias hidrográficas segundo a magnitude da área de drenagem, verifica-se certo grau de subjetividade (Ponce, 1989) e mesmo ambigüidade conforme a área de conhecimento.

Pimentel da Silva e Ewen (2000) apresentaram diagrama, adaptado de Becker e Nemec (1987), Figura 3 para classificação de escalas de análise.



Fonte: Becker Nemec (1987) apud Pimental da Silva e Ewen (2000)

Figura 3 – Classificação das escalas nas ciências atmosféricas, hidrológicas e geográficas



Ponce (1989) apud Rocha (2008) admite como pequena uma bacia onde as seguintes considerações podem ser feitas:

- A precipitação é uniformemente distribuída no espaço, sobre toda bacia, e também no tempo;
- A duração das chuvas geralmente excede o tempo de concentração da bacia;
- A geração de água e sedimentos se dá principalmente pelo escoamento nas vertentes;
- Os processos de armazenamento e fluxo concentrado na calha dos cursos d'água são pouco importantes.

Observa-se que os estudos mais contemporâneos em bacias experimentais, segundo Pimentel da Silva et al. (2005), estão associados a áreas de drenagem da ordem das dezenas de km<sup>2</sup>. Em parte, a definição da área está associada a características geomorfológicas, mas também aos decorrentes estudos em modelagem hidroclimática.

Quanto à bacia representativa, deve ter ordem de grandeza entre 100 e 250 km<sup>2</sup>, Silans et al. (2004), dependendo dos objetivos do estudo. Conforme Medeiros et al. (2004), há trabalhos, ainda, em que as bacias experimentais são utilizadas para extrapolar informações para bacias representativas bem maiores, da ordem de milhares de quilômetros.

Segundo Cadier (1994) as primeiras bacias experimentais e representativas foram implantadas no semi-árido nordestino na década de 1960. Sendo as seguintes: bacias representativas de Batateira, Missão Velha, Quixabinha e Jardim, todas no Ceará, implantadas em 1962 e desativadas em 1964; bacia de Juatama, no Ceará, implantada em 1962 e desativada em 1965, sendo reativada de 1974 a 1977.

Na década de 70 foram implantadas outras seis bacias representativas no semi-árido, a começar pela Bacia do Riacho do Navio (PE), que funcionou de 1970 a 1977. Em 1972 foi implantada a Bacia de Sumé (PB) e em 1975 a Bacia de Escada, que funcionou até 1977 (Cadier, 1994).

Ainda na década de 70 a Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), em parceria com o Instituto Francês de Pesquisa Científica

para o Desenvolvimento em Cooperação (ORSTOM), no programa intitulado “Bacias Hidrográficas Representativas” (BHR), foi responsável por implantar outras três bacias: Tauá, no Ceará, em 1977; Ibipeba, na Bahia, que funcionou de 1976 a 1981, e Assu, no Rio Grande do Norte, que funcionou entre 1978 e 1980. Ainda, dentro do mesmo projeto, houve a implantação da Bacia Representativa de Angelim (PE), em 1989 (Seraphim & Cadier, 1994).

Na década de 80, ainda com a assessoria da ORSTOM, a SUDENE e universidades locais do nordeste lançaram o programa “Bacias Experimentais”. Esse programa foi responsável pela implantação da Bacia Experimental de Sumé, em 1981 e da Bacia Experimental de Tauá, em 1985, esta última financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Durante algum tempo, os estudos nessas bacias foram paralisados e os dados acabaram sendo de uso e publicação restritos, exceto para as bacias “escolas”, associadas mais diretamente à pesquisa universitária.

Após essa época, na década de 2000, observa-se uma nova iniciativa na constituição desses estudos no Brasil. Fomentado, em parte, pelas necessidades da implementação dos instrumentos da legislação para a gestão dos recursos hídricos e, pelos estudos sobre mudanças climáticas e seus efeitos.

Em 2001, formou-se a Rede Hidrológica do Semi-Árido – REHISA, a partir da organização de diversas instituições de pesquisa para desenvolvimento do projeto Implantação das Bacias Experimentais do Semi-Árido – IBESA. Foram implantadas sete bacias experimentais, todas contidas em bacias representativas do semi-árido e bacias de grande importância dentro de cada estado ou região, com o intuito de estudar os processos hidrológicos. As sete bacias experimentais implantadas no projeto IBESA são apresentadas na Tabela 1.

*Tabela 1 – Bacias Experimentais implantadas pelo projeto IBESA*

Fonte: Righetto (2004) apud Rocha (2008)

Bacia	Universidade Responsável	Área (km <sup>2</sup> )
Bacia Experimental de Serra Negra do Norte, RN	UFRN	4,32
Bacia Experimental do Rio Guaraíra, PB	UFPB	5,84
Bacia Experimental de São João do Cariri, PB	UFCG	13,6
Bacia Experimental do Rio do Cedro, BA	UFBA	20,53
Bacia Experimental de Aiuaba, CE	UFC	11,53
Bacia Experimental do Riacho Gameleira, PE	UFPE	18,77
Bacia Experimental do Riacho Jatobá, PE	UFRPE	13,50

O Estado de Alagoas iniciou sua participação na REHISA em 2005, quando foi aprovado pela FINEP o projeto Bacias Experimentais e Representativas da Rede de Hidrologia do Semi-Árido – BEER/REHISA. Desta forma, houve a implantação da Bacia Experimental de Santana do Ipanema, sob responsabilidade da UFAL.

### **2.3 MODELAGEM HIDROLÓGICA**

Na década de 50, os métodos utilizados na hidrologia limitavam-se a indicadores estatísticos dos processos envolvidos. Com o advento da computação, ocorreu o aprimoramento de técnicas numéricas e estatísticas, gerando um desenvolvimento acelerado de diversos modelos.

Rennó e Soares (2000) conceituam modelo como “um sistema de equações e procedimentos compostos por variáveis e parâmetros”, que busca representar de forma simplificada a realidade e auxiliar o entendimento dos processos envolvidos na mesma.

Para Tucci (1998) modelo é a representação de um objeto ou sistema, numa linguagem ou forma de fácil acesso e uso, com objetivo de entendê-lo e buscar suas respostas para diferentes entradas. Os modelos são necessários para simular o comportamento de sistemas naturais, possibilitando prever a sua resposta a diferentes ações.

Segundo Vélez et al. (1998) os modelos hidrológicos buscam representar o comportamento da bacia hidrográfica, prevendo condições diferentes das observadas naturalmente. A grande dificuldade dos modelos é representar um sistema com comportamento não-linear e uma grande heterogeneidade espacial e temporal.

Alguns modelos distribuídos, agregados a modelos digitais de terreno e ao geoprocessamento, têm buscado melhorar a representatividade espacial e temporal do comportamento das diferentes partes da bacia (Tucci, 1998).

Muitos modelos têm sido desenvolvidos para prever o escoamento superficial, a erosão e o transporte de sedimentos. Alguns desses modelos requerem grande base de dados por causa da distribuição espacial dos seus parâmetros de entrada. Recentemente, pesquisas têm adaptado o Sistema de

Informação Geográfica para solucionar problemas hidrológicos e de qualidade de água (Mitchell et al., 1993).

Os modelos distribuídos permitem uma avaliação do escoamento superficial ao longo do sistema, podendo levar em conta características físicas da bacia, mas necessitam de um número maior de informações, nem sempre disponíveis. A escolha do modelo depende dos objetivos do seu uso, da quantidade de dados disponíveis, das características da bacia e sua ocupação, da familiaridade do usuário com o modelo e do orçamento e cronograma previstos. (Tucci, 1998).

Modelos numéricos baseados no processo físico estão ganhando cada vez mais popularidade entre os hidrólogos com simulação da variabilidade espacial de infiltração e de chuvas nas bacias hidrográficas. Esses tipos de modelos incorporam uma descrição da variabilidade espacial da bacia hidrográfica e chuvas intensas para resoluções consideravelmente mais refinadas (Julien et. al., 1995).

Nos últimos anos, o aumento dos problemas ambientais tem resultado na demanda por modelos hidrológicos mais versáteis, capazes de representar de forma mais precisa os processos hidrológicos, considerando inclusive a variabilidade espacial (Bronstert & Plate, 1997). Estes modelos são ferramentas importantes, pois podem ser usados para analisar a eficiência, os riscos e os benefícios de diversas atividades, como: práticas de manejo e uso do solo (Spruill et al., 2000); manejo racional de zonas ripárias, principalmente em regiões de clima semi-árido, visando o controle da erosão e a produção de água na bacia hidrográfica.

A demanda por modelos que permitam melhor previsão hidrológica vem aumentando ao passo que a ocorrência de notificação de prejuízos causados por inundações ou pela escassez quali-quantitativa cresce. Entretanto, o desenvolvimento de melhores modelos requer um esforço contínuo da pesquisa e da comunidade acadêmica, uma vez que estes modelos necessitam de informações consistentes sobre precipitação, escoamento, topografia, solo, infiltração, entre outras, (Palacios-Vélez et al., 1998).

### 2.3.1 Modelagem Hidrossedimentológica no Semi-Árido

Boa parte do conhecimento hidrológico no semi-árido nordestino foi construída tendo como base sínteses hidrológicas realizadas Cadier (1994): bacias experimentais e representativas feitas pela SUDENE de 1970 a 1990.

Entre as décadas de 60 e 80 foi dado um dos primeiros passos no estudo do escoamento superficial e de sedimento no semi-árido brasileiro, que inclusive serviu de base para estudos posteriores, com o monitoramento e avaliação de lâminas escoadas médias por evento e por ano em várias bacias representativas.

Cadier (1994) utilizou a série de dados monitorados entre as décadas de 60 e 80 no nordeste Brasileiro para apresentar valores do coeficiente de escoamento para 19 bacias representativas e ou experimentais. Os dados evidenciaram uma grande variação da lâmina escoada em uma mesma região durante o ano. Como exemplo, para a Bacia Representativa de Juatama, nos anos de 1964, 1965 e 1975 a 1977, verificou-se que coeficiente de escoamento médio variou entre 1,8% a 30,9%, com média anual de 15,5%. Para microbacia 3 - Sumé, o coeficiente de escoamento, para o 7 anos de dados, variou de 1,3% a 35%, e a média anual foi de 20,51% .

Cadier (1994) também realizou modelagem do escoamento em relação à precipitação e características físicas das pequenas bacias, onde propôs um método de transposição das lâminas anuais escoadas e avaliou o processo chuva-vazão em várias escalas para diversas bacias do semi-árido, através de modelagem da lâmina superficial escoada.

Cavalcante et al (1990) utilizaram dados monitorados na década de 80 para apresentar o coeficiente de escoamento médio e máximo para 12 bacias experimentais monitoradas na bacia representativa de Tauá (Ceará). Analisando os dados, verificou-se que o coeficiente de escoamento médio anual foi de 11,88% (variando de 6,5% a 25% de acordo com a bacia) e a média dos coeficientes de escoamento máximos anuais de 29,07% (variação entre 15,7% e 54,7%).

O estudo do escoamento superficial e de sedimentos na região semi-árida nordestina, com a utilização principalmente de modelos de base física, fortaleceu-

se desde a implantação da Bacia Experimental de Sumé, e, posteriormente, da rede REHISA (Rocha, 2008).

Muitos são os modelos utilizados para modelagem hidrossedimentológica na região semi-árida brasileira. Contudo, alguns destes modelos são mais utilizados que outros, o que pode ser explicado pela melhor aproximação de suas respostas aos dados observados.

O modelo WESP é um dos mais utilizados para modelagem dos parâmetros envolvidos na relação chuva-vazão. Pereira (1997) aplicou o modelo WESP às parcelas 1 e 4 da Bacia Experimental de Sumé, definindo uma relação exponencial decrescente entre o parâmetro de umidade/sucção da equação de Green e Ampt e o parâmetro de erodibilidade pelo fluxo superficial do modelo de erosão.

Aragão (2000) também aplicou o modelo WESP nas parcelas e microbacias desmatadas da Bacia Experimental de Sumé, utilizando todos os eventos da base de dados disponíveis, de escoamento superficial e produção de sedimentos, com o objetivo de correlacionar os parâmetros calibráveis do modelo com índices de umidade antecedente.

Há diversos outros modelos utilizados para avaliar o escoamento e erosão em bacias do semi-árido, tais como: o HIDROSED2, aplicado por Farias (2008) na Bacia Experimental de Aiuaba; MODFIPE, aplicado por Sousa (2007) nas bacias de Sumé e Tauá, MODHISA aplicado por Guimarães Jr et al. (2002) e Moura et al. (2006) para gerar vazões para rios do semi-árido nordestino; o CHDM aplicado por Medeiros et al. (2005) na modelagem do escoamento superficial na bacia experimental de Serra Negra do Norte (RN).

Na bacia experimental e representativa de Sumé e bacias do Cariri paraibano, também foram aplicados diversos modelos para simular o escoamento a partir dos dados precipitados, quase sempre utilizados também para quantificar a erosão do solo. Nesse sentido, destacam-se:

- Lacerda Júnior (2002) e Batista (2006) utilizando o NAVMO.
- Barbosa et al. (2006) utilizando o SMAP.
- Galvão (1990); Aragão (2000); Srinivasan & Galvão (1995) utilizando o WESP.
- Galvão (1990) utilizando o MOBIDI.

- Cruz et al. (2004) e Srinivasan & Cruz (2005) aplicaram o WEPP (*Water Erosion Prediction Project*), para realizar modelagem hidrossedimentológica em uma região semi-árida da Paraíba com o intuito de estudar o efeito de escala sobre os parâmetros do modelo.
- Figueiredo & Bathurst (2006) utilizando SHETRAN.

Além destes, destaca-se o modelo Kineros2, que vem sendo sistematicamente utilizado na modelagem hidrossedimentológica nas bacias experimentais e representativas da REHISA, conforme pode ser observado nos trabalhos que serão destacados a seguir

Santos et al. (2007) aplicaram o modelo Kineros2 com a finalidade de estimar a produção de sedimentos na Bacia Experimental Jatobá, localizada no estado pernambucano. Seus resultados mostraram que a produção média de sedimentos na bacia pode ser da ordem de 3,95 ton/ha/ano, revelando a importância da realização de campanhas de medição da produção de sedimentos em bacias experimentais na região semi-árida do nordeste brasileiro.

Os trabalhos de Lopes (2003) e Aragão et al. (2006) avaliaram o efeito de escala nos parâmetros do modelo Kineros2 a partir da calibração e simulação de dados de erosão em parcelas, microbacias e sub-bacias. Lopes (2003) concluiu que o Kineros2 superestima os picos de vazão nas escalas maiores e que existe efeito de escala sobre o parâmetro que representa potencial de capilaridade no modelo. Aragão et al. (2006) concluíram que há um decréscimo na saturação inicial relativa do solo com o aumento da escala.

Paiva et al. (2007), apesar de identificarem algumas mudanças na tendência geral dos parâmetros devido à escala, afirmam ser necessário mais estudos para comprovar essa tendência.

Rocha (2008) aplicou o modelo Kineros2 para simular o escoamento superficial na Bacia Experimental de Santana do Ipanema (BESI), mesma bacia foco deste trabalho. Em seus resultados foram constatados que os parâmetros de maior sensibilidade foram o grau de capilaridade (G), a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) e o coeficiente de Manning (n). O valor médio do coeficiente de deflúvio para os eventos estudados variou em cerca de 40% quando se modificou a condição inicial de umidade do solo na faixa de 10% a 90%, para as bacias

estudadas. O efeito do desmatamento do solo conduziu a um acréscimo considerável no volume escoado, contribuindo ainda mais para a escassez hídrica da região.

Santos et al. (2007), Paiva et al. (2004), Albuquerque et al. (2002) concluíram que a retirada da cobertura vegetal influencia no aumento da vazão na calha dos rios.

Além do Brasil, pesquisadores de outros países também aplicaram o Kineros2 e levantaram dados de monitoramento contínuo de bacias hidrográficas do semi-árido, que devidamente tratados e sistematizados se tornaram sínteses hidrológicas dessas regiões.

Al-Qurashi et al. (2008) aplicaram o Kineros2 para 27 eventos na bacia de Wadi Ahin, região árida de Omã, visando estudar a sensibilidade, incertezas e desempenho do modelo. O modelo se mostrou eficaz em simular o tempo de pico, a razão do pico e o volume do escoamento superficial para eventos individuais, mas o conjunto de parâmetros utilizado em um evento não se mostrou adequado quando transferido para simular outro evento, indicando que a calibração deve ser feita por evento ou para conjunto de eventos de características semelhantes.

Hernandez et al. (2000), consideraram 10 classes diferentes de uso e cobertura do solo para aplicação do Kineros2, na Bacia Experimental de Walnut Gulch, encontrando uma diferença de 180% no volume escoado e 170% no pico do escoamento em um evento. Para o volume médio escoado anual, os autores encontraram valores variando de 0,07 mm para 59,71 mm.

Além dos citados anteriormente, outros pesquisadores também apresentaram trabalhos com o intuito de avaliar o processo chuva-vazão e a produção de sedimentos em diversas regiões semi-áridas pelo mundo, calculando vazões médias anuais e coeficiente de deflúvios para diversos cenários de usos e ocupação do solo e bacias hidrográficas de diferentes escalas, sendo estes: Cantón et al. (2001), Knighton e Nanson (2001), Grayson et al. (1992), Wheeler & Brown (1989), Costa (2007) e Mungabe, Hodnett e Senzanje (2007).



### 2.3.2 Efeito de Escala

Os efeitos de escala nos processos de escoamento superficial são de grande relevância porque, geralmente os modelos hidrológicos e seus parâmetros, são utilizados na simulação do escoamento superficial de uma maneira global, tanto para bacias hidrográficas pequenas quanto para bacias maiores. Em bacias maiores, os processos hidrológicos tanto pelas variações de dentro da bacia (hidrografia, solo, relevo, vegetação e clima), quanto pelas não lineares destes processos.

Portanto, o estudo do comportamento da geração do escoamento, em diferentes escalas, trás subsídios valiosos para análise do comportamento de parâmetros e de variáveis hidrológicas entre as escalas. Para análise do efeito de escala torna-se necessária a utilização de ferramentas de simulação que considerem as heterogeneidades da bacia, como por exemplo, o modelo Kineros2, usado nesta pesquisa.

Pesquisas sobre efeitos de escala podem ser feitas de escalas menores para escalas maiores, ou no sentido inverso, de escalas maiores para menores. No segundo caso, tem-se a desagregação da informação, o que significa que a partir dos resultados obtidos para uma determinada escala, identificar os fatores relacionados à escalas inferiores que podem ter levados àqueles resultados na escala mais alta. No sentido inverso tem-se a agregação da informação, ou seja, a combinação de informações ou teorias que ocorrem nas escalas mais baixas para determinação do processo associado aos níveis mais altos de escala.

Alguns estudos realizados já demonstraram que a escala da bacia hidrográfica realmente afeta os parâmetros relativos aos processos hidrológicos.

Simanton et al. (1996) encontraram uma relação entre o parâmetro CN e a área da bacia hidrográfica, utilizando três diferentes métodos em 18 bacias no Estado do Arizona, Estados Unidos. Chegaram à conclusão que o parâmetro CN diminui com a escala da bacia. A principal razão atribuída a este comportamento foi a variabilidade espacial da precipitação e as perdas por infiltração presentes nas grandes bacias hidrográficas.

Figueiredo (1998) realizou um estudo na bacia representativa de Sumé, utilizando o modelo SHETRAN, para a simulação do escoamento superficial, e

verificou que o coeficiente de Manning varia com a escala da bacia. O aumento do coeficiente de Manning com a escala da bacia pode ser justificado devido ao fato de que para escalas maiores a rugosidade da superfície é maior, seja pela presença de vegetação ou até mesmo pelo próprio relevo.

Junior (2002) apresentou um estudo sobre efeito de escala sobre alguns parâmetros do modelo NAVMO. Os dados utilizados no estudo foram coletados da bacia representativa de Sumé e da bacia experimental de Sumé. O resultados apresentados mostraram que o parâmetro relacionado ao escoamento superficial, parâmetro alfa, e o CN, diminuem com o aumento da área da bacia hidrográfica, já o coeficiente de rugosidade de Manning também sofreu alterações, aumentando com a escala da bacia.

### 2.3.3 Mudanças Climáticas e a Modelagem Hidroclimatológica

Muitos pesquisadores têm apresentado resultados sobre o comportamento das variáveis climatológicas com base em diversos cenários de mudanças climáticas. O IPCC, responsável por divulgar vários relatórios sobre as consequências das mudanças climáticas no mundo, é um dos maiores responsáveis pelos avanços alcançados nos últimos anos.

Mas, por não levarem em conta os efeitos da correlação espacial em medições da precipitação, vazão e temperatura, as mudanças climáticas já publicadas na literatura (em algumas das referências no relatório *IPCC*, por exemplo) podem ser superestimadas.

Segundo o *IPCC* (2001), os efeitos da evolução do clima sobre a vazão dos cursos de água e a recarga dos aquíferos variam de acordo com as regiões e os cenários climáticos idealizados, principalmente em função das variações de precipitações projetadas. Nas projeções das vazões realizadas para a América do Sul os resultados não apresentam coerência; em primeiro lugar, por causa das diferentes projeções de precipitação e, em segundo lugar, em função das diferentes projeções relativas à evaporação. Em geral, as variações projetadas do escoamento superficial anual médio são menos confiáveis que as incidências baseadas no aumento de temperatura, devido ao fato que a evolução das precipitações varia muito nos diversos cenários apresentados. Sendo assim, a

mudança climática prevista poderá ter um efeito negativo na vazão dos rios e na recarga dos lençóis freáticos e dos aquíferos em muitos países expostos ao stress hídrico.

Segundo Marengo (2003), A mudança climática projetada deverá, em algumas áreas, contribuir para diminuir a qualidade dos recursos hídricos – elevando sua temperatura e aumentando a carga de poluente proveniente do escoamento superficial, e do transbordamento das estações de tratamento e de sistemas de esgotamento sanitário.

Collishoonn (2001) apresentou resultados da avaliação do uso do solo para a bacia do rio Taquari, afluente do Jacuí no Rio Grande do Sul, que é vizinho à cabeceira do rio Uruguai. O cenário atual apresentou aumento de escoamento de 9% em função do uso do solo. Transformando a bacia de floresta em culturas anuais, ou seja, para um cenário de desmatamento o aumento do escoamento é de 14,4%, para pasto é de 13,2 %. Portanto, o impacto atual do uso do solo já representa 69% do impacto máximo (pior cenário). Assim, a mudança do uso do solo na região pode explicar em parte as tendências das vazões.

Costa e Foley (2000) e Zhang *et al.* (2001) simularam os impactos do desmatamento na Amazônia, mostrando mudanças na temperatura, evaporação de chuva e escoamento superficial. Todos os modelos mostram que devido ao desmatamento total da Amazônia, a temperatura tende a aumentar, o mesmo que a evaporação, enquanto que a chuva e o escoamento superficial tendem a diminuir. Os resultados dos experimentos mostram que os modelos simulam uma redução na chuva e vazões e aumento da temperatura devido à substituição da floresta por pastagem. Os experimentos usaram também 2xCO<sub>2</sub> e desmatamento simultaneamente, e estes experimentos geraram reduções nas vazões e chuva na Amazônia, e um aquecimento que pode chegar até +1,4°C. Porém, estas projeções geradas pelos vários modelos globais de clima têm sido diferentes dos cenários gerados pelos modelos regionais em cenários de desmatamento.

É importante indicar que novos modelos vêm sendo desenvolvidos para representarem, mais realisticamente as interações da vegetação com o clima e melhorar a representação da chuva e das interações vegetação-atmosfera, fundamentais para uma boa representação da precipitação em cenários de clima

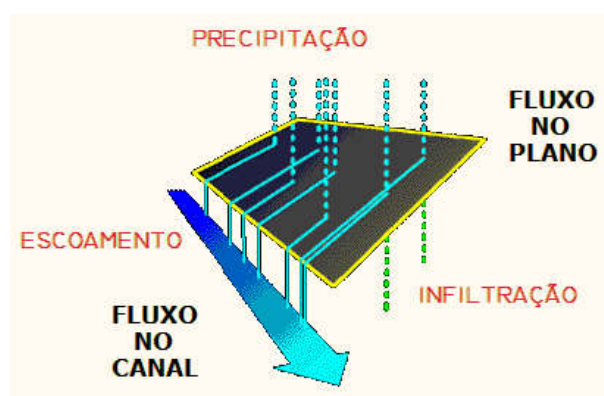
do presente. Só assim, pode-se garantir que a projeção do cenário futuro tenha realmente algum grau de certeza.

## 2.4 MODELO KINEROS2

A partir da avaliação dos modelos disponíveis e considerando que o modelo KINEROS2 tem sido sistematicamente utilizado na modelagem das bacias experimentais e representativas da REHISA, optou-se pela sua utilização neste trabalho, motivo pelo qual apenas este modelo apresentado em maiores detalhes.

O modelo KINEROS2 é uma versão modificada do modelo KINEROS (Woolhiser et al., 1990) - *Kinematic Runoff and Erosion Model* (Smith e Goodrich, 1996) - orientado a eventos, do tipo distribuído, determinístico e constituído por uma base física. Este modelo foi desenvolvido pelo Departamento de Agricultura dos EUA (USDA). Além disso, esse modelo é ideal quando se quer estudar cenários de modificações ao longo de uma bacia hidrográfica, por possibilitar mudança nos valores dos parâmetros representativos apenas daquelas regiões da bacia que venham a apresentar alterações.

No KINEROS2 a bacia é representada por uma cascata de planos e canais, cada um deles descrito por um conjunto de parâmetros. As equações que descrevem o fluxo nos planos e canais, a erosão e o transporte de sedimentos são equações diferenciais parciais, que utilizam a aproximação cinemática e são resolvidas pelo método das diferenças finitas. A Figura 4 a seguir representa o equacionamento básico do KINEROS2.



Fonte: (USDA, 2007)

Figura 4 – Diagrama representativo da estrutura do KINEROS2

Outra característica do modelo é permitir a representação dos processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão em eventos ocorrentes em bacias urbanas e rurais, de pequeno tamanho a partir de determinada condição inicial.

Uma vantagem do Kineros2 é apresentar parâmetros que podem, em muitos casos, ser relacionados às classificações de solo (Michaud e Sorooshian, 1994), possibilitando representar bem bacias nas quais há uma grande variação nas características do solo.

Neste item, serão apresentados os módulos de infiltração, fluxo nos planos e nos canais, bem como os parâmetros de entrada do modelo.

#### 2.4.1 Modelo de Infiltração

O modelo de infiltração simula uma redistribuição de água no solo, incluindo a recuperação da capacidade de infiltração nos períodos sem chuva.

A taxa de infiltração  $f_c$  é função da lâmina acumulada de infiltração  $I$  e de alguns parâmetros básicos que descrevem as propriedades de infiltração no solo: condutividade hidráulica saturada efetiva  $K_s$  (m/s), valor efetivo do potencial de capilaridade  $G$  (m), porosidade do solo  $\phi$ , e o índice de distribuição dos tamanhos dos poros  $\lambda$ .

O modelo apresenta outros parâmetros opcionais para o cálculo de  $f_c$ , sendo estes: o parâmetro  $(Cv)$ , que descreve a variação aleatória espacial da condutividade hidráulica saturada do solo, assim como o parâmetro  $Rock$ , que representa a porcentagem de rochas. A variável  $Si$  ( $m^3/m^3$ ) corresponde à saturação relativa inicial do solo, cujo valor é dado por  $\theta_i/\phi$ , onde  $\theta_i$  é o índice de umidade inicial do solo, depende do evento de precipitação.

O cálculo da taxa de infiltração é dado pela Equação 2.1 de (Smith e Parlange, 1978).

$$f_c = K_s \left( 1 + \frac{\alpha}{e^{\alpha I / B} - 1} \right) \quad \text{Eq.(2.1)}$$

onde  $B = (G + h)(\theta_s - \theta_i)$ , combinando os efeitos do potencial efetivo de capilaridade,  $G$ , profundidade do fluxo,  $h$  (m), e da capacidade de armazenamento de água do solo,  $\Delta\theta = (\theta_s - \theta_i)$ , onde  $\theta_s$  é o umidade de saturação do solo ( $m^3/m^3$ ).

O parâmetro  $\alpha$  representa o tipo de solo. A maioria dos tipos de solo é melhor representada por um valor de  $\alpha$  igual a 0,85, sendo este o valor adotado no modelo (Smith et al., 1993). O valor efetivo do potencial de capilaridade  $G$  é dado pela seguinte expressão:

$$G = \int_{-\infty}^0 \frac{K(\psi)}{K_s} d\psi \quad \text{Eq.(2.2)}$$

onde  $\Psi$  é o potencial mátrico do solo (m).

O modelo de infiltração leva em consideração a recuperação da capacidade de infiltração do solo, na qual ocorre em períodos sem precipitação ou sem que a precipitação produza escoamento (intensidade de precipitação é inferior à permeabilidade do solo). A equação utilizada para o cálculo da variação da umidade do solo nestes períodos é.

$$\frac{d\theta_o}{dt} = \frac{\Delta\theta_{io}}{I} \left[ r - K_i - \left( K(\theta_o) + \frac{\beta \cdot p \cdot K_s \cdot \Delta\theta_{io} \cdot G(\theta_i, \theta_o)}{I} \right) \right] \quad \text{Eq.(2.3)}$$

onde  $\Delta\theta_{io} = (\theta_o - \theta_i)$  é diferença de umidade do solo acima e abaixo da frente de molhamento;  $I$  é a lâmina de infiltração acumulada (m);  $r$  é a taxa de entrada de água na superfície do solo durante a redistribuição de água no solo, a qual pode ser menor do que a permeabilidade  $K_s$ , negativa (devido à evaporação) ou zero. O valor de  $\beta$ , correspondente ao fator de forma, é dado por:

$$\beta = \frac{1}{Z(\theta_o - \theta_i)} \int_0^z (\theta - \theta_i) dz = 0,85 \quad \text{fator de forma} \quad \text{Eq.(2.4)}$$

$Z$  é a profundidade da frente de molhamento;  $p$  é um fator efetivo de profundidade ( $p = 2$  para  $r = 0$ ;  $p = 1,5$  para  $0 < r < K_s$ ;  $p = 3$  para  $r < 0$ );  $G(\theta_i - \theta_o)$  é o valor efetivo do potencial de capilaridade na frente de redistribuição de água (m).

Nestes períodos, onde a umidade do solo está abaixo da umidade de saturação, a Equação 2.5 é utilizada para calcular a condutividade hidráulica do solo (Brooks e Corey, 1964 apud Rocha, 2008).

$$K(\theta) = K \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad \text{Eq.(2.5)}$$

onde  $\theta$  é a umidade do solo no período de redistribuição de água;  $K_s$  é a permeabilidade efetiva do solo (m/s);  $\theta_r$  é a umidade residual do solo;  $\theta_s$  é a umidade do solo na saturação;  $\lambda$  é o parâmetro de distribuição do tamanho dos poros (parâmetro de Brooks e Corey).

#### 2.4.2 Fluxo nos Planos

Visto em uma escala reduzida, o fluxo nos planos é um processo tridimensional extremamente complexo. Entretanto, o modelo trabalha o fluxo nos planos como um processo unidimensional, adaptando para uma escala maior, onde se pode aplicar a Eq. (2.6).

$$Q' = ah_a^m \quad \text{Eq.(2.6)}$$

onde  $Q'$  é a descarga por unidade de largura ( $m^2/s$ ) e  $h_a$  é o volume de água armazenado por unidade da área (m). Os parâmetros  $a$  e  $m$  são dados por:  $a = D^{1/2}/n$  e  $m = 5/3$ , onde  $D$  é a declividade e  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning. A Eq.(2.6) é utilizada juntamente com a equação da continuidade.

$$\frac{\partial h_a}{\partial t} + \frac{\partial Q'}{\partial x} = q'(x, t) \quad \text{Eq.(2.7)}$$

onde  $t$  é o tempo (s),  $x$  é a distância ao longo do sentido da declividade, e  $q'(x, t)$  é o excesso de precipitação (m/s).

Para a modelagem do fluxo nos planos substitui-se a Eq.(2.6) na Eq.(2.7).

$$\frac{\partial h_a}{\partial t} + amh^{m-1} + \frac{\partial h}{\partial x} = q'(x, t) \quad \text{Eq.(2.8)}$$

As equações de onda cinemática consideradas pelo modelo são resolvidas usando um esquema implícito de diferenças finitas definido em quatro pontos, em relação à distância e ao tempo.

As equações de onda cinemática, simplificações das equações de Saint-Venant, não preservam todas as suas propriedades, tais como as utilizadas em modelos difusos, os quais consideram os efeitos de jusante sobre o escoamento proveniente de montante, e como nos modelos hidrodinâmicos, onde se consideram as equações de Saint-Venant em sua forma geral, ou seja, incluindo os termos que representam a gravidade, o atrito, a pressão e a inércia do fluxo (Woolhiser et al., 1990).

### 2.4.3 Fluxo nos Canais

O modelo de escoamento nos canais utiliza o modelo de onda cinemática, e a equação da continuidade para o fluxo em canais, representada na Eq.(2.9).

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q(x,t) \quad \text{Eq.(2.9)}$$

onde  $A$  é a área da seção transversal ( $\text{m}^2$ ),  $Q$  é a vazão no canal ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), e o  $q(x,t)$  é o fluxo lateral por unidade de comprimento do canal ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).

A relação entre a vazão no canal e a área de sua seção transversal é dada por.

$$Q = aR_h^{m-1} \cdot A \quad \text{Eq.(2.10)}$$

onde  $R_h$  é o raio hidráulico (m),  $a = D^{1/2} \times n^{-1}$  e  $m = 5/3$ , onde  $D$  é a declividade e  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning.

As equações de fluxo para os canais são resolvidas por uma técnica implícita definida em quatro pontos, similar àquela para o fluxo nos planos, com a diferença que a incógnita agora é a área  $A$  e não a profundidade do fluxo  $h$ , e que as mudanças geométricas devido à variação da profundidade devem ser consideradas.



#### 2.4.4 Parâmetros de Entrada

Para a aplicação do modelo, a bacia hidrográfica é dividida entre elementos de canal e de fluxo, a partir das informações topográficas da mesma. Posteriormente, de acordo com características como vegetação, declividade e tipo de solo, entre outras, cada elemento pode ser subdividido em vários, refinando a rede básica montada com o intuito de aproximá-la da realidade física.

A limitação imposta pelo Kineros2 é a possibilidade de apenas duas contribuições laterais e dez elementos chegando a cada canal.

Os arquivos de entrada do modelo apresentam os valores apropriados para os parâmetros de cada elemento, descritos como geométricos, hidráulicos, característicos da infiltração e característicos da erosão, bem como suas conexões com os elementos próximos.

#### Parâmetros Globais

A primeira parte do arquivo de entrada se refere aos parâmetros globais do modelo e define, além do sistema de unidades que será utilizado (*Units*), os seguintes parâmetros:

- **Clen**: comprimento característico, cujo valor é dado pelo comprimento do maior canal ou da maior cascata de planos;
- **Temperature**: temperatura em graus Celsius ou Fahrenheit;
- **Diameters**: diâmetros representativos das partículas do solo, em milímetros ou polegadas. Limite máximo de cinco classes;
- **Densities**: valores das massas específicas dos diâmetros das classes acima determinadas;

#### Parâmetros dos Planos

- **Identifier**: número de identificação do plano;
- **Upstream**: número de identificação do plano à montante (se houver);
- **Length**: comprimento (metros ou pés);
- **Width**: largura (metros ou pés);
- **Slope**: declividade;
- **Manning**: coeficiente de rugosidade de Manning;

- **Chezy**: coeficiente de Chezy;
- **Relief**: altura média do relevo da microtopografia (milímetros ou polegadas);
- **Spacing**: distância média do relevo da microtopografia (metros ou pés);
- **Interception**: interceptação vegetal (milímetros ou polegadas);
- **Canopy Cover**: fração da superfície ocupada por vegetação;
- **Saturation**: saturação inicial relativa do solo, razão entre a umidade inicial e porosidade do solo;
- **Cv**: coeficiente de variação da condutividade hidráulica saturada efetiva;
- **Ks**: condutividade hidráulica saturada efetiva (mm/h ou polegadas/h);
- **G**: valor efetivo do potencial de capilaridade dado pela Equação 2.2 (mm ou polegadas);
- **Distribution (I)**: índice de distribuição do tamanho dos poros;
- **Porosity**: porosidade do solo;
- **Rock**: fração volumétrica de rochas. Se a permeabilidade é estimada com base na textura do solo, ela deve ser multiplicada por “1- Rock”, para considerar esse volume de rochas;
- **Splash (cf)**: representa a erosão causada pelo impacto das gotas de chuva no solo;
- **Cohesion (co)**: coeficiente de coesão do solo;
- **Fractions**: fração de cada classe de diâmetros representativos do solo.

### **Parâmetros dos Canais**

Para definir um elemento de canal, devem ser também caracterizados os parâmetros *Length* , *Width* (agora definindo a largura de base do canal), *Slope* , *Manning* , *Chezy* , *Saturation* , *Cv* , *Thickness* , *Ks* , *G* , *Distribution* ( $\lambda$ ), *Porosity* , *Rock* , *Cohesion* (*co*) e *Fractions* .

No caso de seção trapezoidal, como considerado nesse trabalho, são definidas também as declividades laterais do canal, *SS1* e *SS2*.

Além dos parâmetros citados, as seguintes informações também são necessárias para um elemento de canal.

- **Identifier**: define o número de identificação do canal;

- **Upstream:** define o número de identificação do elemento à montante;
- **Lateral:** define o número de identificação dos planos que contribuem lateralmente ao canal;
- **Type:** define se o canal é simples ou composto;
- **Print:** define o tipo de impressão a ser realizada na simulação.

## 2.5 SOLOS: DEFINIÇÕES E PROPRIEDADES FÍSICAS

O solo, segundo Vieira (1975), é constituído por camadas que diferem tanto pela natureza física, química, mineralógica e biológica, que se desenvolve com o tempo sobre a influência do clima e da própria atividade biológica, transformando-se em material poroso de características peculiares.

Do ponto de vista físico, o solo é definido como um sistema dinâmico constituído por componentes nas fases sólidas, líquidas e gasosas de natureza mineral e orgânica, que ocupa a maior parte das superfícies continentais do planeta Terra. É estruturado em camadas denominadas horizontes, sujeitas a constantes transformações entrópicas, através de processos de adição, remoção, translocação de natureza química, física e biológica, (EMBRAPA, 2006). O arranjo das partículas sólidas em unidades estruturais forma um sistema complexo com poros de diferentes tamanhos e formas. São nesses espaços porosos que ocorrem todos os processos físicos de transporte de água, solutos e gases.

A fase sólida é composta de partículas sólidas minerais, provenientes da rocha, a partir da qual o solo se formou, e pela matéria orgânica, proveniente de resíduos vegetais e animais em diferentes estágios de decomposição. A fase líquida é constituída da solução do solo que se compõe de água, sais minerais e matéria coloidal em suspensão. A fase gasosa refere-se ao ar do solo; sua constituição difere um pouco da atmosférica, pois, em geral, a quantidade de O<sub>2</sub> encontrada no solo é menor do que aquela encontrada no ar atmosférico, ao passo que a quantidade de CO<sub>2</sub> é maior, devido às atividades biológicas que ocorrem (Reichardt, 1985).

Em sua fase sólida as partículas minerais, na grande maioria, são classificadas de acordo com o tamanho médio dos grãos de areia, silte e argila. Dentre as várias classificações granulométricas do solo, as duas mais adotadas

no mundo são: a da Sociedade Internacional de Ciências do Solo (ISSC) e a proposta pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA). No Brasil também é utilizada a classificação adotada pela ABNT 6502/1995. As classificações estão apresentadas na Tabela 02. As proporções relativas das frações de areia, silte e argila do solo descrevem as classes de textura mostradas na Figura 05.

Tabela 2 – Escalas de fração do solo

Adotada de Prevedello (1996)

Fração	Limite de Diâmetro das Partículas	
	USDA	ISSC
Areia muito grossa	2,0 – 1,0	-
Areia grossa	1,0 – 0,5	2,0 – 0,2
Areia média	0,50 – 0,25	-
Areia fina	0,25 – 0,10	0,20 – 0,02
Areia muito fina	0,10 – 0,05	-
Silte	0,050 – 0,002	0,020 – 0,002
Argila	< 0,002	< 0,002

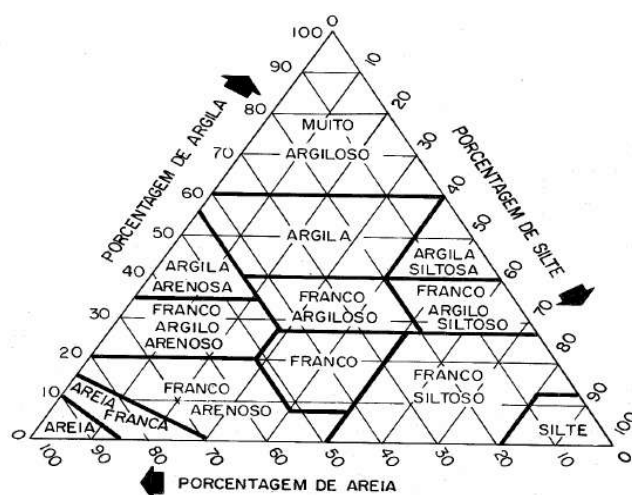


Figura 5 – Diagrama da classe textural do solo, segundo classificação pelo USDA e adotada pela Sociedade Brasileira de Ciências do Solo – SiBCS (Fonte: Rocha, 2008)

No estudo da percolação da água no solo é de fundamental importância conhecer as propriedades físicas e hídricas relacionadas aos processos ou reações que ocorrem no solo.

Algumas relações peso-volume têm sido utilizadas para descrever as frações sólidas, líquidas e gasosas do solo, bem como suas inter-relações.

Considerando uma amostra de solo, contendo as três frações, pode-se discriminar as massas e volumes de cada fração e, conseqüentemente, determinar algumas propriedades do solo (Reichardt, 1996), tais como: peso específico, porosidade e umidade.

$$M = M_s + M_w + M_a \quad \text{Eq.(2.11)}$$

$$V = V_s + V_v, \text{ onde } V_v = V_w + V_a \quad \text{Eq.(2.12)}$$

sendo  $M$  é o peso total da amostra;  $M_s$  o peso das partículas sólidas;  $M_w$  o peso da parte líquida;  $M_a$  o peso da parte gasosa, que geralmente é considerada desprezível;  $V$  o volume total da amostra;  $V_s$  o volume das partículas sólidas;  $V_v$  o volume de vazios, que é expresso pela soma do volume de água ( $V_w$ ) e do volume do ar ( $V_a$ ).

#### **Determinação do teor de Umidade ( $\theta$ )**

O teor de umidade é obtido pela diferença de peso de uma amostra de solo antes e após a secagem em estufa.

$$\theta = \frac{(M_c + M) - (M_c + M_s)}{(M_c + M_s) - M_c} = \frac{M - M_c}{M_s} = \frac{M_w}{M_s} \times 100(\%) \quad \text{Eq.(2.13)}$$

onde,  $M$  = peso total da amostra;  $M_s$  = peso seco;  $M_w$  = peso da água;  $M_c$  = peso da cápsula.

#### **Determinação do Índice de Vazios ( $e$ )**

É a relação entre o volume de vazios ( $V_v$ ) e o volume dos sólidos ( $V_s$ ), existente em igual volume de solo. Este índice tem como finalidade indicar a variação volumétrica do solo ao longo do tempo.

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad \text{Eq.(2.14)}$$

O índice de vazios será medido por um número natural e deverá ser maior do que zero em seu limite inferior.

### **Determinação da Porosidade ( $\phi$ )**

É a relação entre o volume dos vazios ( $V_v$ ) e o volume total ( $V$ ) da amostra.

$$\phi = \frac{V_v}{V} \times 100(\%) \quad \text{Eq.(2.15)}$$

A porosidade é expressa em porcentagem, e o seu intervalo de variação é entre 0 e 100%. A porosidade pode ser expressa em função do índice de vazios e vice versa.

$$\phi = \frac{e}{(1+e)} \Leftrightarrow e = \frac{\phi}{(1-\phi)} \quad \text{Eq.(2.16)}$$

### **Determinação do Peso Específico dos grãos do solo ( $\delta_s$ )**

É a relação entre o peso dos sólidos ( $M_s$ ) e o volume dos sólidos ( $V_s$ ).

$$\delta_s = \frac{M_s}{V_s} \quad \text{Eq.(2.17)}$$

O valor do peso específico dos sólidos representa uma média dos pesos específicos dos minerais que compõem a fase sólida. A Tabela 03 apresenta o intervalo de variação do peso específico dos sólidos de diversos tipos de minerais.

*Tabela 3 – Valores do peso específico real dos grãos para alguns minerais.*

<b>Mineral</b>	<b><math>\delta_s</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Mineral</b>	<b><math>\delta_s</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>
Quartzo	2,65 - 2,67	Dolomita	2,85
Feldspato K	2,54 - 2,57	Caulinita	2,61 - 2,66
Feldspato Na Ca	2,62 - 2,76	Ilita	2,60 - 2,86
Muscovita	2,70 - 3,10	Montmorilonita	2,74 - 2,78
Biotita	2,80 - 3,20	Clorita	2,60 - 2,90
Calcita	2,72	Hematita	4,90 - 5,30

### **Determinação do Peso Específico do solo ( $\delta$ )**

É a relação entre o peso dos sólidos ( $M_s$ ) e o volume total da amostra ( $V$ ), para a condição limite do grau de saturação.

$$\delta = \frac{M_s}{V} \quad \text{Eq.(2.18)}$$

## **2.6 DETERMINAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS**

As propriedades hidrodinâmicas do solo que condicionam a condução e o armazenamento de água no solo são:

- A curva de retenção da água no solo,  $h(\theta)$ , ou curva de característica de umidade do solo, que descreve a relação entre a umidade volumétrica e o potencial matricial de água no solo; e
- A curva de condutividade hidráulica,  $K(\theta)$ , baseada na relação entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica.

A determinação de  $h(\theta)$  e  $K(\theta)$  em laboratório, a partir de amostras de solo, não representa necessariamente a realidade no campo. Geralmente, por se tratarem de amostras deformadas, perdem suas características estruturais originais, tornando-se não representativas do local de estudo (Hillel, 1998). Mesmo considerando amostras indeformadas, a presença de agregados, pedras, fissuras, fraturas e orifícios de raízes, comumente encontrados em perfis de solo não saturados, é difícil de ser representada em amostras de laboratório de pequena escala. Conseqüentemente, é importante utilizar métodos de campo para estimar as propriedades hidrodinâmicas do solo *in situ*. Em geral, as técnicas de campo fornecem estimativas das propriedades hidrodinâmicas mais representativas (Haverkamp et al., 1999). Contudo, a determinação das propriedades em campo tem um alto custo financeiro, e consomem bastante tempo.

## 2.6.1 Métodos de Campo

Os métodos utilizados para determinação da condutividade hidráulica podem ser divididos em dois grupos: aqueles nos quais a medida da condutividade hidráulica é feita abaixo do lençol freático, sob condições de saturação; e aqueles nos quais a medida é feita acima do lençol freático, ou sob condições de não saturação.

### 2.6.1.1 Método do furo do trado

Este método consiste basicamente em se fazer um orifício com trado abaixo do nível do lençol freático onde se queira medir a condutividade, deixar que se encha, voltar a secar e em seguida medir a taxa de elevação do nível de água. A condutividade é calculada a partir da taxa de elevação do nível de água no orifício (Libard, 2000).

Este método possui as seguintes vantagens: seus resultados são bastante precisos e pode ser realizado em camadas profundas, mas também podem não representar a realidade se na camada testada houver um horizonte de material arenoso incrustado. Além disso, em camadas formadas de material rochoso ou de cascalho, o teste é impraticável, uma vez que se torna muito difícil a construção de um furo de diâmetro uniforme (CODEVASF, 2002).

### 2.6.1.2 Infiltrometria

A infiltrometria permite a estimativa da condutividade hidráulica próximo a saturação, a partir de medidas de fluxos estacionários ou transitórios. Os tipos mais comuns são o infiltrômetro de anel e o infiltrômetro a disco.

Os primeiros testes de infiltração no campo com um potencial hidráulico imposto na superfície do solo foram obtidos utilizando um dispositivo simples chamado “anel de Muntz” (Vandervaere, 1995). Este dispositivo consiste em um cilindro de metal, no qual a água que irá se infiltrar é mantida sob uma carga hidráulica,  $h_0$ , constante. O volume de água infiltrado no solo é medido a intervalos de tempo regulares até a obtenção de um regime quase permanente (Vandervaere, 1995). Quando este regime é alcançado, o solo encontra-se saturado ou próximo à saturação. O potencial total  $\psi$  se resume apenas ao gravitacional  $\psi_g$  (o matricial é nulo e o de pressão é desprezado), então o gradiente de potencial total  $\psi = 1$ . Neste caso, a velocidade de infiltração é



considerada igual à condutividade hidráulica saturada. As medidas de infiltração feitas dessa forma superestimam a condutividade hidráulica devido à quantidade de água absorvida pelo solo através da capilaridade para fora do cilindro. Para minimizar este problema outro anel de diâmetro maior foi adicionado ao sistema. O nível da água,  $h_0$ , é mantido constante nos dois cilindros, no entanto as medidas de infiltração são realizadas no cilindro central. A função do cilindro externo é diminuir os efeitos de bordadura, sob a infiltração monodirecional. Quanto maior o cilindro externo, mais demorado é o ensaio e maior é o consumo de água (Vandervaere, 1995).

A necessidade de superar estas dificuldades levou pesquisadores como Wooding (1968), Philip (1985 e 1986) a descreverem a infiltração multidirecional de água, a partir de uma fonte de água circular em solos não saturados (Souza, 2005).

A infiltrometria a disco, aplicada por Smettem & Clothier (1989), Thony et al. (1991), Haverkamp et al. (1994), Angulo-Jaramillo et al. (1996) e Vandervaere et al. (1997), é um método que permite estudar, no campo, o fenômeno da infiltração da água no solo sob diferentes sucções. O fluxo de água obtido por um infiltrômetro a disco é considerado como tridimensional. Várias equações que relacionam a condutividade hidráulica com a tensão de fornecimento do infiltrômetro,  $K(h_0)$ , foram desenvolvidas por Ankeny et al. (1991) e Reynolds & Elrick (1991) baseadas nas aproximações do fluxo em regime estacionário de Wooding (1968) ou baseadas nos fluxos em regime transitório de Warrick & Broadbridge (1992), Smettem et al. (1994) e Haverkamp et al. (1994).

### 2.6.2 Formas Indiretas

Devido à complexidade para determinar  $h(\theta)$  e  $K(\theta)$  no campo, alguns pesquisadores passaram a relacionar as características do solo com as propriedades do solo facilmente mensuráveis como a distribuição do tamanho das partículas, a porosidade, a massa específica do solo, o teor de matéria orgânica, entre outras. Estas relações são comumente chamadas de funções de pedotransferência FPT (*pedotransfer functions*).

Em geral, três aproximações diferentes têm sido desenvolvidas para conjecturar indiretamente  $h(\theta)$  e/ou  $K(\theta)$  a partir da distribuição dos tamanhos das partículas: os métodos de regressão do potencial mátrico discreto; os métodos das regressões das funcionais; e os métodos semi-físico ou métodos baseados na similaridade de forma existente entre  $F(D)$  e  $h(\theta)$ .

#### 2.6.2.1 **Métodos de regressão do potencial mátrico**

Nestes métodos uma análise de regressão linear múltipla é conduzida para relacionar os conteúdos de água em potenciais específicos com as percentagens das frações de areia, silte e argila, a porosidade, o conteúdo de matéria orgânica e a massa específica do solo (Wösten, 1997).

Wösten et al. (1999) desenvolveram funções de pedotransferência levando em consideração as classes texturais e a toposeqüência dos diferentes tipos de solos. E além das propriedades físicas comumente usadas, ele acrescentou parâmetros para as características de superfície e subsolo.

#### 2.6.2.2 **Métodos de regressão das funcionais**

Nos métodos das regressões das funcionais, inicialmente, uma determinada equação para  $h(\theta)$  e/ou  $K(\theta)$  é assumida, e os seus parâmetros derivados dos ajustes são relacionados com as propriedades do solo prontamente disponíveis. Estas aproximações são mais apropriadas para a modelagem do fluxo não saturado.

McCuen et al. (1981) apud Souza (2005) constataram que a média e o desvio padrão dos parâmetros, para  $h(\theta)$  de Brooks & Corey (1964), variam em função das classes texturais dos solos.

Cosby et al. (1984) ampliaram este trabalho e concluíram que as propriedades do solo podem explicar melhor as variações desses parâmetros. Isto conduziu ao desenvolvimento de equações de regressão para a média e o desvio padrão dos parâmetros hidráulicos em função das classes texturais dos solos (Rawls & Brakensiek, 1985; Vereecken et al., 1989) apud Souza (2005).

Rawls & Brakensiek (1989) desenvolveram vários modelos de regressão. Inicialmente, eles usavam apenas a distribuição do tamanho das partículas, o teor de matéria orgânica, e a massa específica do solo como varáveis de ajuste.

Vereecken et al. (1990) estabeleceram equações de regressão para os parâmetros de  $K(\theta)$  de Gardner (1958) a partir de 182 solos Belgas.

Devido à importância de  $K_s$  nos modelos de condutividade não saturada  $K(\theta)$ , alguns pesquisadores como Wösten (1997), Vereecken et al. (1990) e Wösten et al. (1990) desenvolveram funções de pedotransferência para o  $K_s$ . Porém, estas tentativas não tiveram muito êxito devido à grande variabilidade deste parâmetro.

### 2.6.2.3 Métodos baseados na similaridade de forma entre $F(D)$ e $h(\theta)$

A seguir tem-se a apresentação das fórmulas usadas na metodologia Beerkan, apresentada no item 2.6.3, para o cálculo da condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), sendo este um dos parâmetros calculados através dos testes realizados em campo em conjunto com análises realizadas no laboratório de solo com os solos coletados na área de estudo.

Estes métodos são baseados na hipótese de similaridade de forma entre a distribuição acumulada dos tamanhos das partículas e a curva de retenção de água no solo). Admitindo-se que a distribuição do tamanho das partículas está relacionada com a curva de retenção da água no solo e a um modelo de capilaridade.

A *curva porosimétrica*  $S(R)$ , chamada também curva de distribuição acumulada dos tamanhos dos poros com base volumétrica, representa o volume de poros relativo ao volume poroso total, cujos tamanhos são menores ou iguais a um tamanho  $R$ .

A *curva granulométrica*  $F(D)$  ou *curva de distribuição do tamanho das partículas*  $DTP$ , representa a massa das partículas por unidade de massa do solo (amostras de terra fina), cujos tamanhos são menores ou iguais a um diâmetro  $D$ .

As definições das escalas  $R$  e  $D$  são extremamente difíceis devido à estrutura geométrica irregular dos solos, sendo realizadas de maneira indireta ou equivalente. A primeira se baseia na lei de Laplace, que estabelece a relação entre o potencial de pressão ( $h$ ), expressa como uma altura equivalente de água, e o raio de um poro ( $R$ ). Já a segunda se baseia na lei de Stokes que por sua vez descreve a velocidade de queda ( $v_s$ ) de uma partícula de diâmetro  $D$  em um fluido. Estas leis são descritas, respectivamente, por:

$$h = -\frac{\sigma_t \times \cos \alpha_c}{\rho_{ag} \times g \times R} \quad \text{Eq.(2.19)}$$

$$v_s = \frac{g \times \rho_p}{18 \times \mu_{vd}} \times \left(1 - \frac{\rho_{ag}}{\rho_p}\right) \times D^2 \quad \text{Eq.(2.20)}$$

sendo  $\sigma_t$  a tensão superficial da água [M.T-2];  $\mu_{vd}$  o coeficiente de viscosidade dinâmica [ML-1T-1];  $\rho_{ag}$  massa específica da água [M.L-3];  $\rho_p$  a massa específica das partículas [M.L-3];  $g$  a aceleração da gravidade [L.T-2];  $\alpha_c$  o ângulo de contato formado entre a interface água-ar com as partículas sólidas.

Ao considerar um determinado conteúdo volumétrico de água no solo ( $\theta$ ), pode-se dizer que a água está contida nos poros com raios menores ou iguais a  $R$ . Em tal situação, a curva porosimétrica é igual ao grau de saturação  $\theta/\theta$ , e dessa forma  $\theta(R) = \theta S(R) = \theta F(D)$ . Desta forma, pode-se estimar a curva de retenção da água no solo  $\theta(h)$  a partir da curva granulométrica, utilizando a equação de Laplace (Eq.2.19), sem levar em conta a relação entre  $R$  e  $D$ .

Os parâmetros de forma  $n$  e  $m$  da equação de van Genuchten (1980) que tenta explicar o comportamento da curva de retenção de água no solo podem ser obtidos a partir de  $F(D)$  assumindo que os raios dos poros são inversamente relacionados com a pressão da água no solo e que existe uma similaridade de forma entre  $S(R)$  e  $F(D)$ , e conseqüentemente entre  $F(D)$  e  $h(\theta)$  (Souza, 2005). Haverkamp & Parlange (1986) utilizaram uma equação do tipo van Genuchten (1980) para expressar  $F(D)$ .

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D}\right)^N\right]^{-M} \quad \text{Eq.(2.21)}$$

sendo  $F(D)$  a distribuição do tamanho das partículas,  $D$  o diâmetro efetivo de uma partícula de solo [L],  $D_g$  o parâmetro de escala do tamanho das partículas [L], e  $M$  e  $N$  os parâmetros de forma da curva de distribuição.

Da mesma forma para Equação de Van Genuchten (1980), supõe-se que  $M = 1 - 1 / N$  ou  $M = 1 - 2 / N$ . Os parâmetros  $M$ ,  $N$  e  $D_g$  são obtidos pelo ajuste da Eq.(2.21) aos dados experimentais granulométricos. Neste caso, o índice de forma do meio ( $p_m$ ) pode ser estimado a partir de  $M$  e  $N$  usando a Eq.(2.22) (Zataráin et al., 2003):

$$p_m = \frac{MN}{1+M} \times (1+k)^{-1} \quad \text{Eq.(2.22)}$$

sendo  $k$  um coeficiente definido por Fuentes et al., (1998):

$$k = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad \text{Eq.(2.23)}$$

sendo  $s$  a dimensão fractal relativa.

Uma das propostas de Fuentes (1998) para obter os parâmetros de forma ( $m$  e  $n$ ) para a curva de retenção  $h(\theta)$  de van Genuchten (1980) leva a seguinte consideração.

$$m = \frac{M}{1+(1+M) \times k} \quad \text{Eq.(2.24)}$$

e

$$n = \frac{2}{1-m} \quad \text{Eq.(2.25)}$$

A dependência de  $s$  ( $s = D_f/E$ , onde  $D_f$  é a dimensão fractal do solo e  $E = 3$  a dimensão de Euclides) com respeito a porosidade total do solo ( $\phi$ ) é definida de maneira implícita:

$$(1-\phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad \text{com} \quad \frac{1}{2} < s < 1 \quad \text{Eq.(2.26)}$$

No caso da equação da curva de condutividade hidráulica, o seu parâmetro de forma,  $\eta$  pode ser expresso como uma função dos parâmetros de forma da

curva de retenção (por exemplo,  $\lambda$  e  $m$  das Eqs.(2.27) e (2.28), respectivamente) e do fator de tortuosidade ( $p$ ):

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ \frac{h}{h_{ea}} \right]^{-\lambda_{tp}} \quad \text{para } h \leq h_{ea} \quad \text{Eq.(2.27)}$$

$$\theta = \theta_s \quad \text{para } h_{ea} \leq h \leq 0$$

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{Eq.(2.28)}$$

$$\text{com } m = 1 - \frac{1}{n}, n > 1 \text{ e } m = 1 - \frac{2}{n}, n > 2$$

sendo  $\Theta(h)$  a umidade efetiva;  $\theta_s$  a umidade na saturação;  $\theta_r$  a umidade residual;  $h$  o potencial matricial;  $h_{ea}$  e  $h_g$  parâmetros de ajuste que dependem da estrutura do solo e  $\lambda_{tp}$ ,  $m$  e  $n$  parâmetros de forma.

$$\eta = \frac{2}{mn} + 2 + p \quad \text{Eq.(2.29)}$$

As diferenças entre os vários modelos de condutividade hidráulica surgiram das hipóteses introduzidas para descrever a estrutura do poro (isto é, a tortuosidade) e suas interações com a equação de permeabilidade relativa.

### 2.6.3 Metodologia Beerkan

As aplicações teóricas da física do solo para descrever os processos da dinâmica da água numa bacia hidrográfica em condição de campo precisam do conhecimento das propriedades hidrodinâmicas do solo, tais como, as curvas de retenção da água no solo,  $h(\theta)$ , e a da condutividade hidráulica,  $K(\theta)$  (Hillel, 1998).

O grande problema é que para realização de estudos sobre as propriedades hidrodinâmicas do solo é necessário obter um grande número de informações. Isso implica em ensaios de campo e de laboratório bastante dispendiosos, que acarretam grandes custos financeiros e demandam um longo tempo de execução dos experimentos.

Pensando em diminuir o custo efetivo dessas determinações alguns pesquisadores começaram a utilizar métodos indiretos que se baseassem em dados do solo prontamente disponíveis, usuais e de baixo custo, tais como, a textura, a massa específica dos solos, a porosidade, o teor de matéria orgânica e outros.

Idealizado por Haverkamp et al. (1996), o método Beerkan utiliza ensaios simplificados de infiltração para determinar os parâmetros hidrodinâmicos à escala local no campo. Quando comparados com outros métodos experimentais, o Beerkan apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida, reduzindo a necessidade de equipamentos e de pessoas, o que o torna menos oneroso.

O modelo de Haverkamp et al. (1994) é utilizado para representar matematicamente o fenômeno da infiltração. Dessa forma, o ajuste das curvas de infiltração pode ser empregado para determinar os parâmetros  $K_s$  e  $S$ .

Neste estudo,  $h(\theta)$  e  $K(\theta)$  são descritas, respectivamente, pelos modelos de van Genuchten (1980) e de Brooks & Corey (1964), representados no capítulo 2. Essas funções contêm cinco parâmetros desconhecidos: dois parâmetros de forma ( $m$  ou  $n$  e  $\eta$ ) e três parâmetros de normalização ( $\theta_s$ ,  $K_s$  e  $h_g$ ) (Silva et al., 2007). Os parâmetros de forma são relacionados à textura (Haverkamp et al., 1998), enquanto que os parâmetros de normalização dependem da estrutura dos solos. O método vale-se de propriedades estáticas e dinâmicas do solo, como a curva granulométrica e a curva de infiltração da água no solo, respectivamente, para obter os parâmetros ( $m$ ,  $n$ ,  $\eta$ ,  $\theta_s$ ,  $K_s$ ,  $h_g$ ).

#### 2.6.3.1 Ensaio de campo

Para aplicação do método é necessário a realização de um simples teste de infiltração tridimensional sob carga positiva  $h_{sup}$ , executado com um cilindro de diâmetro  $r$  de 105 mm, juntamente com a caracterização da granulometria do solo

onde foi realizado o teste, da umidade inicial e final e da massa específica do solo. As etapas realizadas para o ensaio de infiltração são descritas a seguir:

- O cilindro é posicionado na superfície do solo e inserido a uma profundidade de aproximadamente 1 cm, para prevenir perdas laterais de água durante o processo de infiltração e assegurar um escoamento lateral simétrico de água na superfície do solo, (Figura 6).
- Inicialmente, uma amostra do solo é coletada (0 a 5 cm de profundidade) próxima do cilindro, para determinar a umidade gravimétrica inicial  $\theta_0$ . Outra amostra deformada é coletada próxima ao local de ensaio para obtenção da curva de distribuição das partículas.
- Realização do teste de infiltração: são vertidos no cilindro de dez a vinte volumes de água (cada volume variando de 50 a 200 ml, dependendo do tipo de solo). O tempo começa a ser medido imediatamente após o despejo da água no cilindro e os tempos necessários para a infiltração de cada volume foram medidos. Com este procedimento, a variação da pressão na superfície não é mais constante, como é assumido no teste.
- No final do teste de infiltração, uma amostra do solo deformada é coletada dentro do perímetro do cilindro, para obter a umidade gravimétrica final  $\theta_f$ .
- Uma amostra indeformada do solo úmido é coletada, usando um cilindro de volume conhecido para a determinação da massa específica do solo  $\rho_d$ .

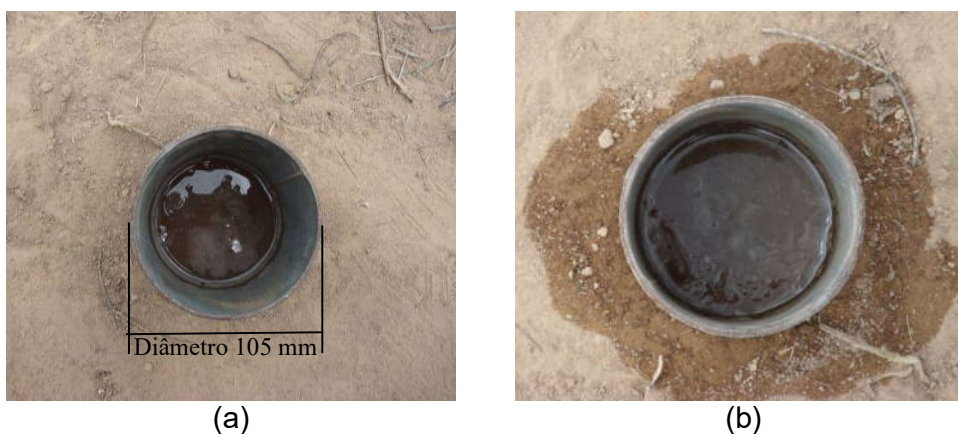


Figura 6 – Método Beerkan: (a) início do teste; (b) final do teste



### 2.6.3.2 Caracterização do tamanho das partículas e dos parâmetros de forma

A curva de distribuição dos tamanhos das partículas de solo foi obtida utilizando cinco frações granulométricas (argila, silte, areia fina, areia média e areia grossa), por meio dos ensaios de sedimentação e peneiramento, conforme pode ser observado na Figura 7. Dessa análise, resulta a distribuição de frequência acumulada como uma função do diâmetro das partículas  $F(D)$ , expressa pela equação (Eq.2.21), Haverkamp et al. (2001).

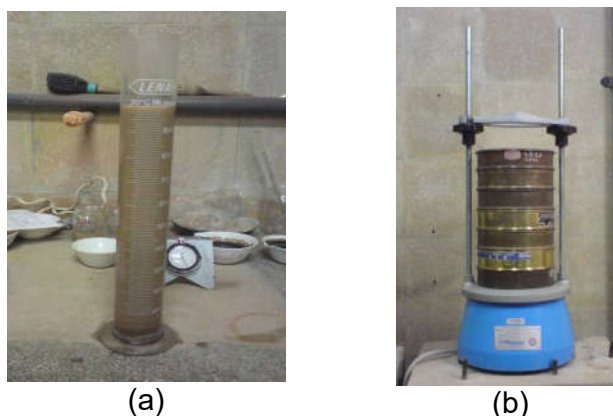


Figura 7 – Determinação da distribuição granulométrica do solo: (a) sedimentação; (b) peneiramento

Os parâmetros de forma  $m$  e  $n$  da curva de retenção da água no solo, e  $\eta$  da curva de condutividade hidráulica são obtidos a partir da textura do solo e, mais especificamente, a partir dos valores de  $M$  e  $N$ . Inicialmente, determina-se o parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica  $m$  (Eq. 2.24). Em seguida, determina-se o parâmetro  $n$  pela equação (Eq.2.25). O parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica  $\eta$  é obtido pela equação (Eq.2.29), com o fator de tortuosidade  $p = 1$ .

### 2.6.3.3 Determinação dos parâmetros de normalização

O parâmetro de normalização,  $\theta_s$ , é estimado a partir da umidade gravimétrica saturada e da massa específica do solo. Os outros parâmetros de normalização são obtidos a partir da modelagem de infiltração. Para uma fonte de água circular com dado potencial de pressão da água sobre uma superfície de solo uniforme e com um conteúdo de água inicial uniforme ( $\theta_0$ ), a infiltração acumulada tridimensional  $I(t)$  e a taxa de infiltração  $q(t)$  podem ser aproximadas

pelas equações para o regime de fluxo transitório (Eqs. 2.30 e 2.31) e estacionário (Eqs. 2.32 e 2.33), Haverkamp et al. (1994).

$$I(t) = S\sqrt{t} + [aS^2 + bK_s] \cdot t \quad \text{Eq.(2.30)}$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [aS^2 + bK_s] \quad \text{Eq.(2.31)}$$

$$I_{+\infty}(t) = [aS^2 + K_s] \cdot t + c \frac{S^2}{K_s} \quad \text{Eq.(2.32)}$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = [aS^2 + K_s] \quad \text{Eq.(2.33)}$$

com,

$$a = \frac{\gamma}{r \cdot \Delta\theta} \quad \text{Eq.(2.34)}$$

$$b = \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\eta + \frac{2-\beta}{3} \cdot \left[1 - \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\eta\right] \quad \text{Eq.(2.35)}$$

$$c = \frac{1}{2 \left[1 - \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\eta\right] \cdot (1-\beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad \text{Eq.(2.36)}$$

sendo S a sorvidade [L T<sup>-1/2</sup>], r o raio do cilindro [L];  $\gamma$  igual a 0,75 e  $\beta$  igual a 0,6.

Para determinação do parâmetro  $K_s$ , são utilizadas as equações equivalentes às equações de infiltração para o regime de fluxo transitório proposta por Haverkamp *et al.* (1994), Eq.2.30 e Eq.2.31, obtidas pela substituição de  $K_s$  [L T<sup>-1</sup>] em função da sorvidade S [L T<sup>-1/2</sup>] e da taxa de infiltração no regime estacionário  $q_{+\infty}$ , Lassabatère *et al.* (2006), Eq. 2.37 e Eq.238.

$$l(t) = S\sqrt{t} + [a(1-b) \cdot S^2 + b \cdot q_{+\infty}] \cdot t \quad \text{Eq.(2.37)}$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [a(1-b) \cdot S^2 + b \cdot q_{+\infty}] \quad \text{Eq.(2.38)}$$

Após a determinação de  $\theta_s$  e  $K_s$ , o parâmetro  $h_g$  é obtido utilizando-se as Equações 2.39 e 2.40 (Lassabatère *et al.*, 2006).

com,

$$h_g = - \frac{S^2}{c_p(\theta_s - \theta_0) \left( 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad \text{Eq.(2.39)}$$

Condapa(2000), Soria (2003)

$$c_p = \Gamma \times \left( 1 + \frac{1}{n} \right) \cdot \left[ \frac{\Gamma \times \left( n\eta - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma \times \left( n\eta + m - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta + m)} \right] \quad \text{Eq.(2.40)}$$

sendo  $\Gamma$  a função gama clássica

### 3 BACIA EXPERIMENTAL DE SANTANA DO IPANEMA

Os estudos realizados neste trabalho concentraram-se na Bacia Experimental de Santana do Ipanema, instalada na bacia hidrográfica do riacho Gravatá (BHRG), afluente do rio Ipanema, localizada no Município de Santana do Ipanema, Estado de Alagoas.

A bacia hidrográfica do rio Ipanema situa-se na porção oeste dos estados de Alagoas e Pernambuco, entre as coordenadas extremas 8°18'04" e 9°52'24" de latitude S, e 36°37'28" e 37°27'54" de longitude W (conforme Figura 8), sendo contribuinte da margem esquerda do rio São Francisco. Esta área limita-se ao norte com a bacia do rio Ipojuca, no estado de Pernambuco; ao sul com o rio São Francisco, na divisa do estado de Alagoas com Sergipe; a oeste com as bacias dos rios Capiá e Moxotó, nos estados de Alagoas e Pernambuco, respectivamente; a leste com a bacia do rio Traipú. Com área total de 7.779 km<sup>2</sup>, engloba um total 34 municípios, sendo 18 em Alagoas e 16 em Pernambuco, com uma população de aproximadamente 754 mil habitantes.

O rio Ipanema possui 239 km de extensão, nasce na serra do Ororoba, nas proximidades do município de Pesqueira, em Pernambuco, a uma altitude de aproximadamente 950 m. Seu curso se mantém orientado no sentido sudoeste da sua nascente até a cidade de Poço das Trincheiras, em Alagoas, mudando então para o sentido sudeste até sua confluência com o rio Dois Riachos e a partir desta confluência adota rumo sul até sua foz nas proximidades da cidade de Belo Monte. As Figuras 9 e 10 indicam o perfil longitudinal do rio Ipanema e o modelo digital do terreno (MDT) para toda bacia hidrográfica, respectivamente.

Deve-se destacar que a checagem da acuidade vertical do MDT, elaborado a partir de dados SRTM do USGS (2007), foi realizada marcando pontos de referência através do GPS e conferindo a altimetria do modelo com a realidade altimétrica do local, metodologia proposta nos trabalhos de Jarvis et al., (2004) Lu et al., (2004) Smith & Sandwell, (2003). Destaca-se, igualmente, que os mapas e figuras aqui apresentados foram elaborados a partir de mapas municipais estatísticos em formato digital do IBGE (2007) e da Base Cartográfica Digital do Estado de Alagoas, cedida pela Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SEMARH.

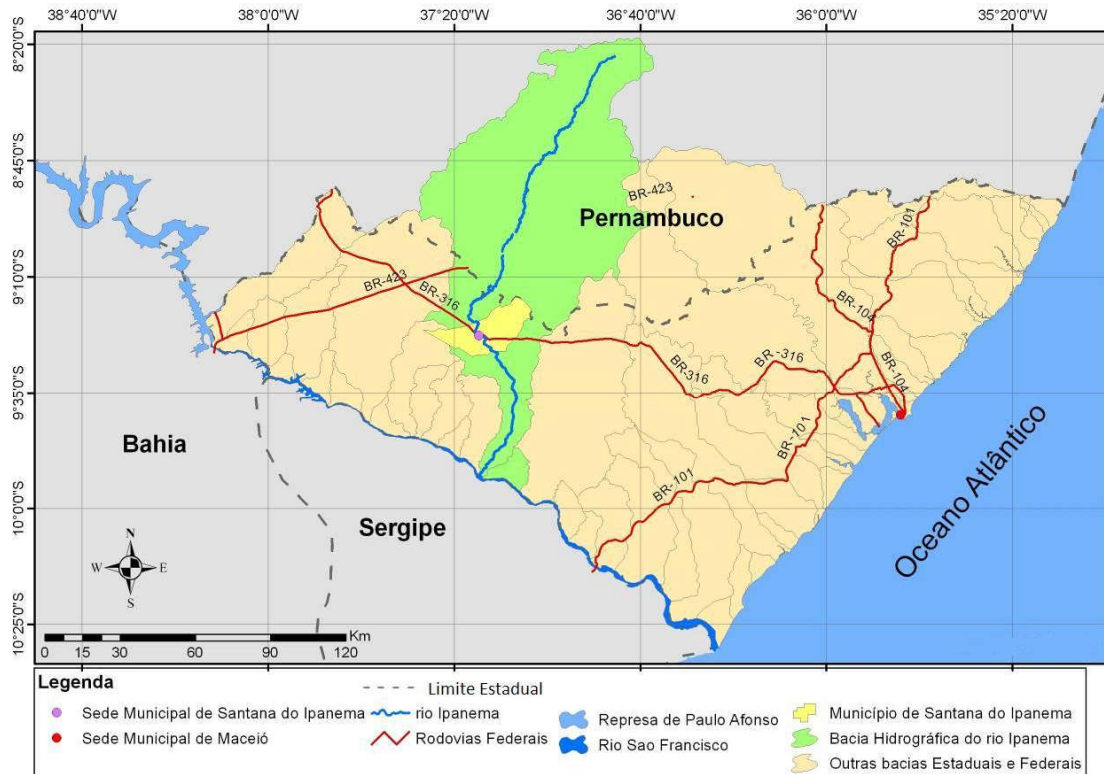


Figura 8 – Localização da bacia hidrográfica do rio Ipanema

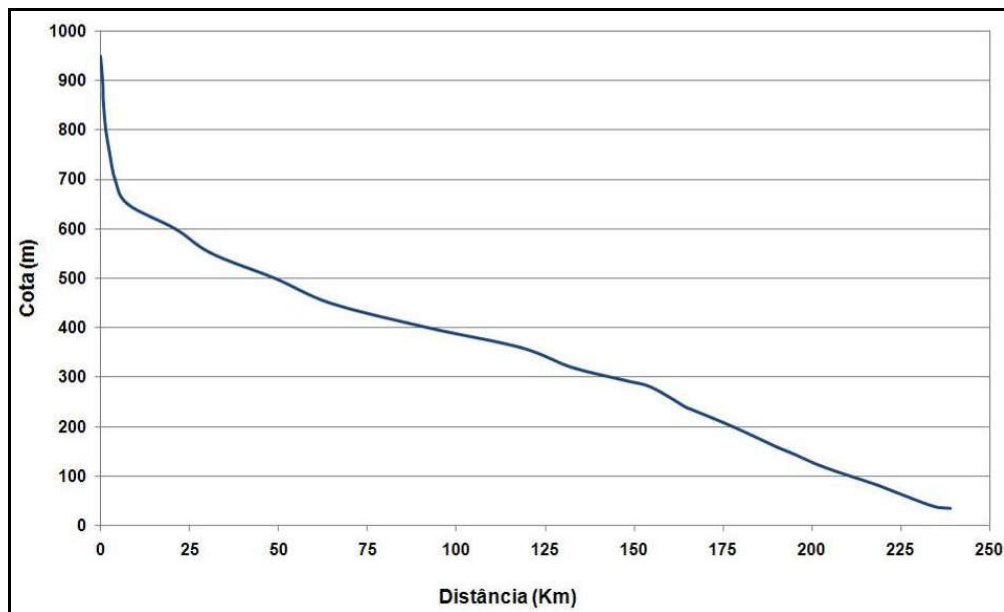
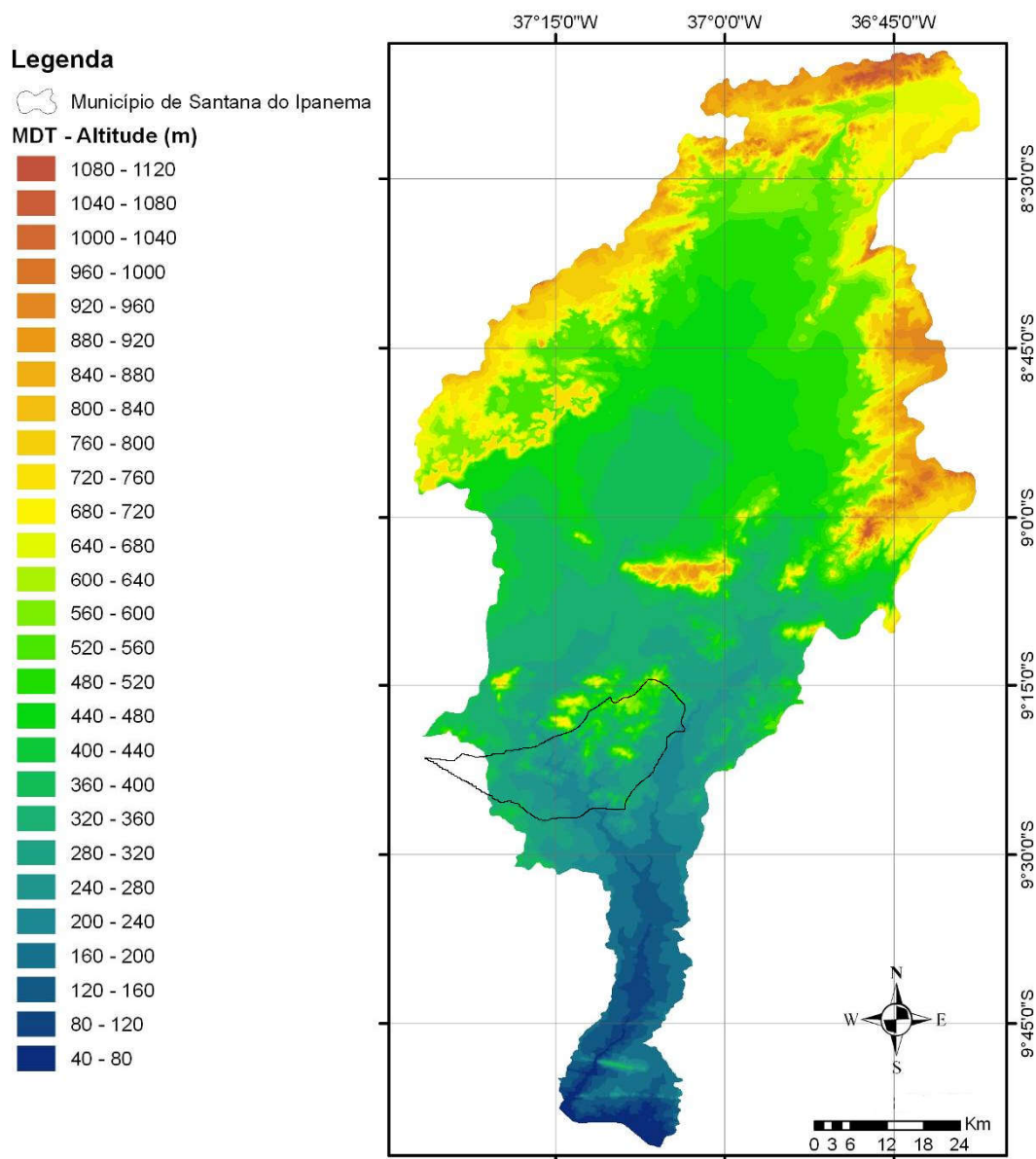
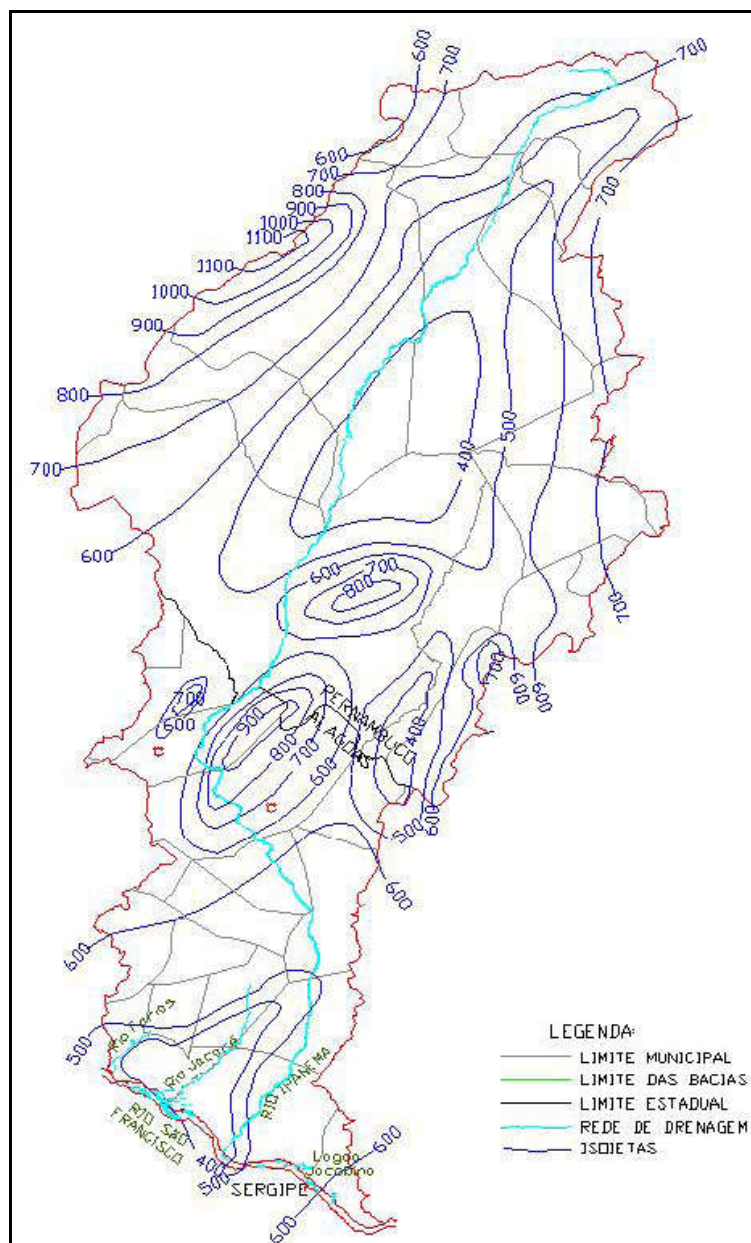


Figura 9 – Perfil Longitudinal do rio Ipanema



*Figura 10 – MDT da bacia hidrográfica do rio Ipanema*

No que se refere ao clima, predomina em toda região da bacia o clima semi-árido, tendo uma precipitação média anual da ordem de 750 mm/ano, calculada com base nos dados de 1935 a 1883, variando de 400 mm/ano em sua porção sudoeste, até 1100 mm/ano em sua porção nordeste (Alagoas, 1998). A Figura 11 apresenta as isoietas médias anuais para bacia hidrográfica do rio Ipanema.



Fonte: Alagoas (1998)

Figura 11 – Isojetas médias anuais para bacia hidrográfica do rio Ipanema

A estação seca e a chuvosa são bem definidas, e o trimestre mais chuvoso ocorre em cinco períodos distintos, dependendo da localização. Na parte sul da bacia ele ocorre entre setembro e novembro, na parte central entre abril e junho e na parte norte em três períodos distintos: entre fevereiro e abril, entre março e maio, e entre maio e julho.

Em termos de temperatura o clima da bacia apresenta temperaturas médias acima de 18°C, com amplitude térmica inferior a 5°C. As médias anuais variam entre 26°C no extremo sul da bacia e 21°C no extremo norte da mesma (Alagoas, 1998). A umidade do ar decresce de leste para oeste, variando entre 70% e 82%. A evapotranspiração aumenta de noroeste para sudeste, registrando mínima 678 mm/ano até máximas de 820 mm/ano (Alagoas, 1998).

O déficit hídrico é elevado, alcançando valores máximos de 965 mm/ano no extremo sudoeste da bacia, enquanto que no extremo nordeste o déficit hídrico é reduzido para 300 mm/ano. O excedente hídrico está restrito aos meses de junho a agosto, no extremo nordeste, entre outubro e novembro no sudoeste, e ao mês de maio na região noroeste. A região sudeste não apresenta excedente hídrico.

### **3.1 BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO GRAVATÁ**

A seguir será feita uma caracterização da bacia hidrográfica do riacho Gravatá, utilizando alguns aspectos, tais como: localização e aspectos gerais da bacia, importância do riacho para as comunidades rurais, relevo, pedologia e geomorfologia.

Para realização desta caracterização foram utilizados como fonte de pesquisa principal o PDRH Ipanema (Alagoas, 1998) e, dissertações de mestrado desenvolvidas no âmbito do projeto BEER/REHISA/UFAL (Rocha, 2008; Falcão, 2009; Santos, 2009).

A bacia hidrográfica do riacho Gravatá possui área de drenagem de 126 km<sup>2</sup>, sendo este riacho um dos afluentes pela margem esquerda do rio Ipanema, contribui diretamente para sua seção dentro do território municipal de Santana do Ipanema.

A bacia hidrográfica do riacho Gravatá cobre cerca de 28,8% da área do município de Santana do Ipanema. Seu rio principal tem 29,5 km de extensão, nasce do estado de Pernambuco a uma altitude de aproximadamente 680 m. A Figura 12 apresenta localização da bacia do riacho Gravatá.

Alguns dos motivos que levaram a bacia do riacho Gravatá ser definida como local de implantação da bacia experimental segundo (ROCHA, 2008) e (Falcão, 2009) foram:



- Facilidade de acesso ao local, devido à proximidade da zona urbana do município de Santana do Ipanema;
- Atendimento às condições características de bacia experimental, especificamente x y e z;
- Possibilidade de monitoramento de processos hidrológicos em diferentes escalas, devido à presença de inúmeras sub-bacias de diferentes ordens de grandeza;
- Conhecimento de lideranças locais que auxiliaram nas negociações com os proprietários de terra;

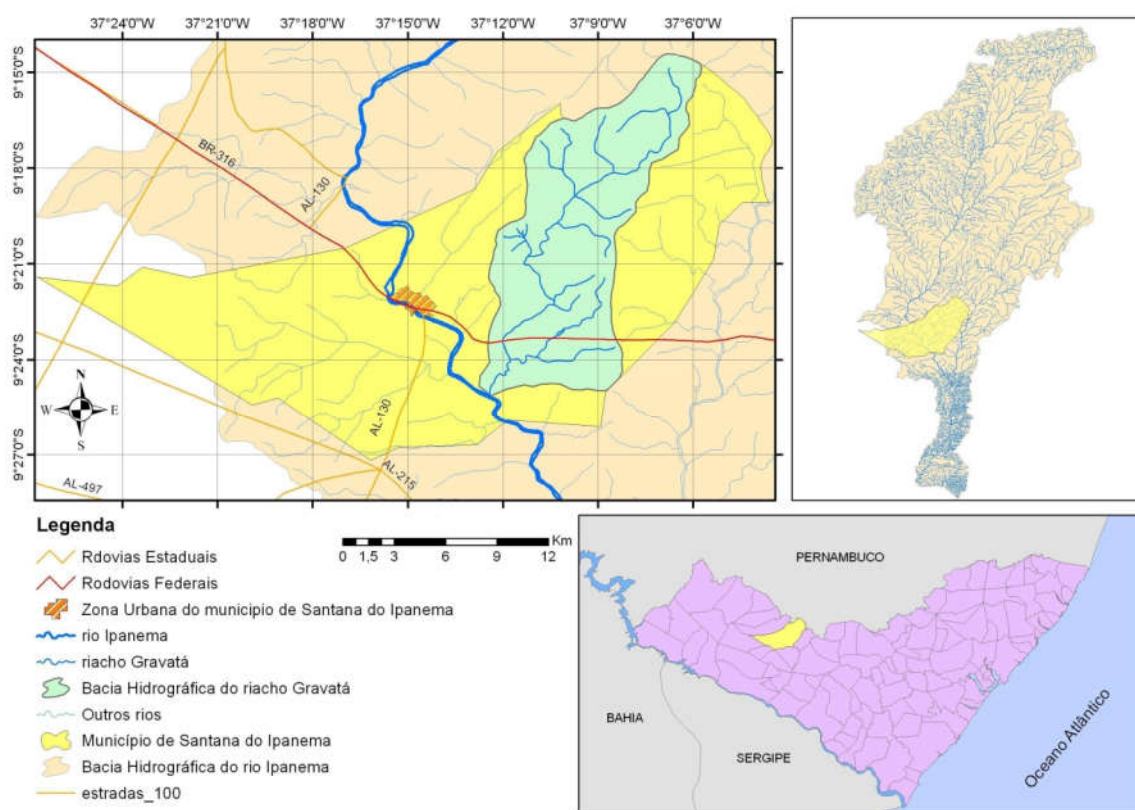


Figura 12 – Localização da bacia do riacho Gravatá

### 3.1.1 Relevo

Para caracterizar o relevo da região foram utilizados os dados do SRTM adquiridos diretamente da *internet* na página oficial da USGS. O arquivo original, em formato *HEIGHT* (hgt) foi transformado em formato ASCII no programa ArcInfo® e depois em formato x, y e z no programa ArcView®. Este modelo tem resolução espacial de 90 m x 90 m (3"). As Figuras 13 e 14 apresentam respectivamente uma visualização em 3 dimensões do modelo digital do terreno para bacia hidrográfica do riacho gravatá.

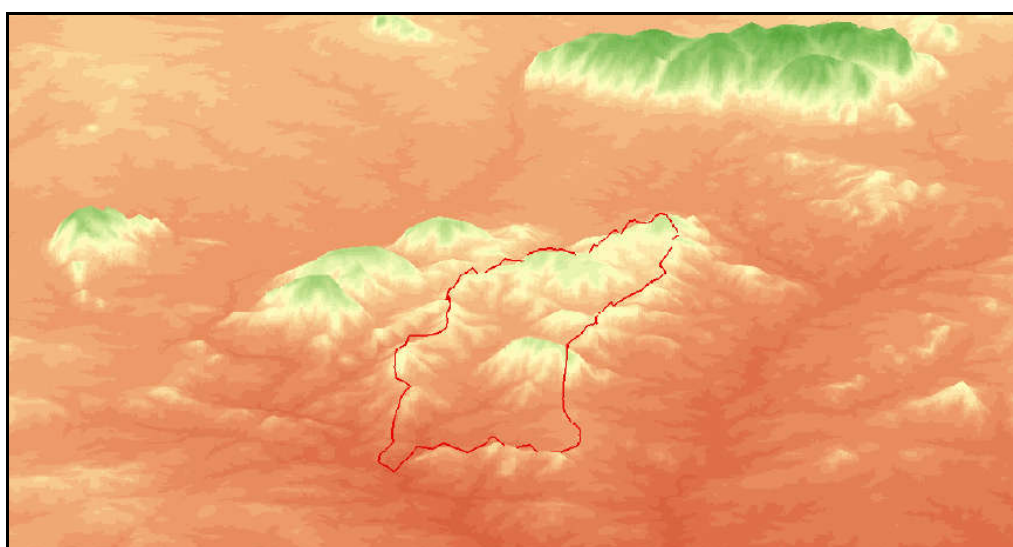


Figura 13 – Visualização 3D do MDT da bacia hidrográfica do riacho Gravatá

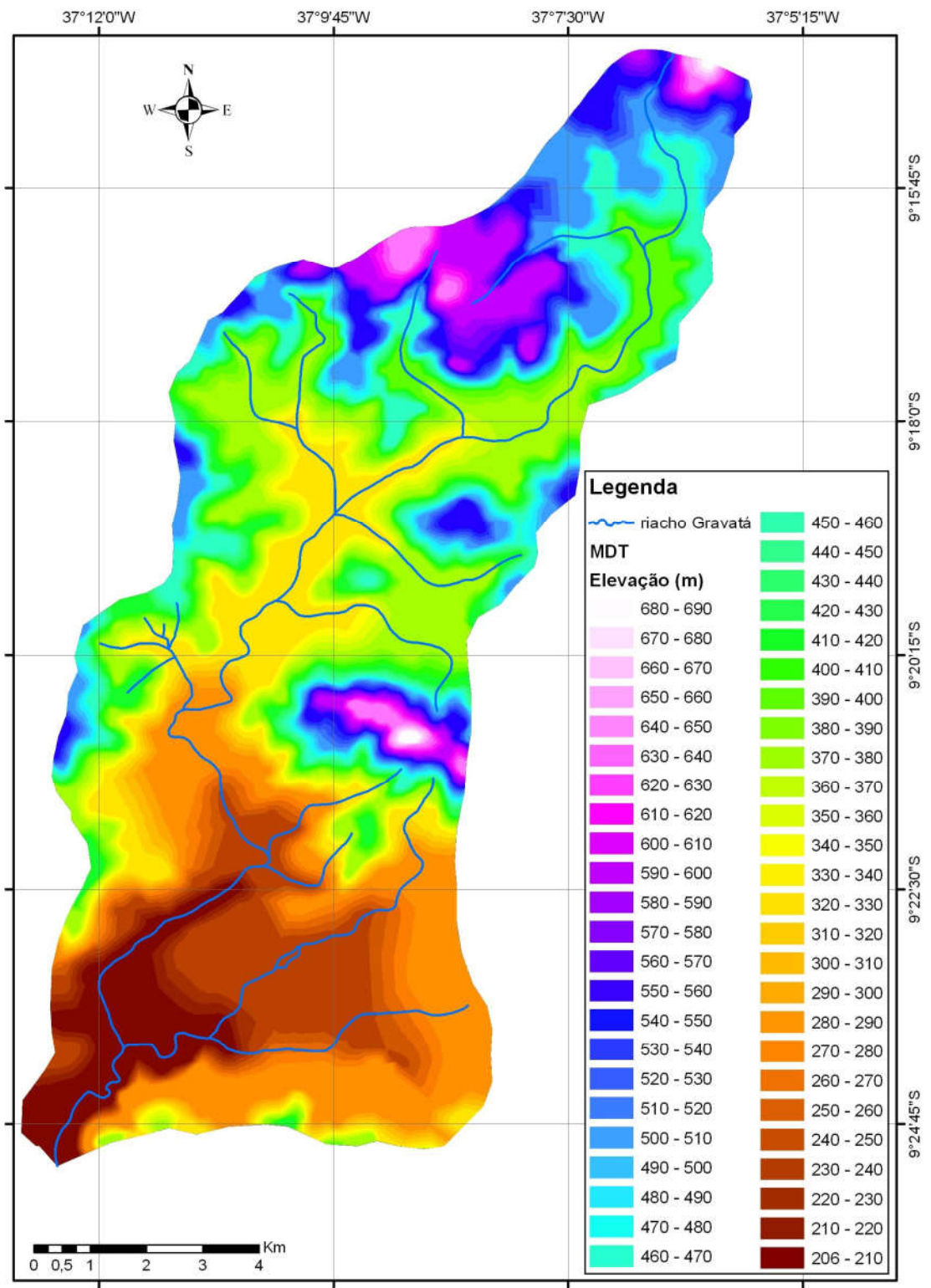


Figura 14 – MDT da bacia hidrográfica do riacho Gravata

A partir do MDT em 3D foi possível calcular a distribuição das freqüências altimétricas e a curva hipsométrica da bacia hidrográfica do riacho Gravatá. A altitude da bacia variou de 206 a 680 m, Figuras 15 e 16.

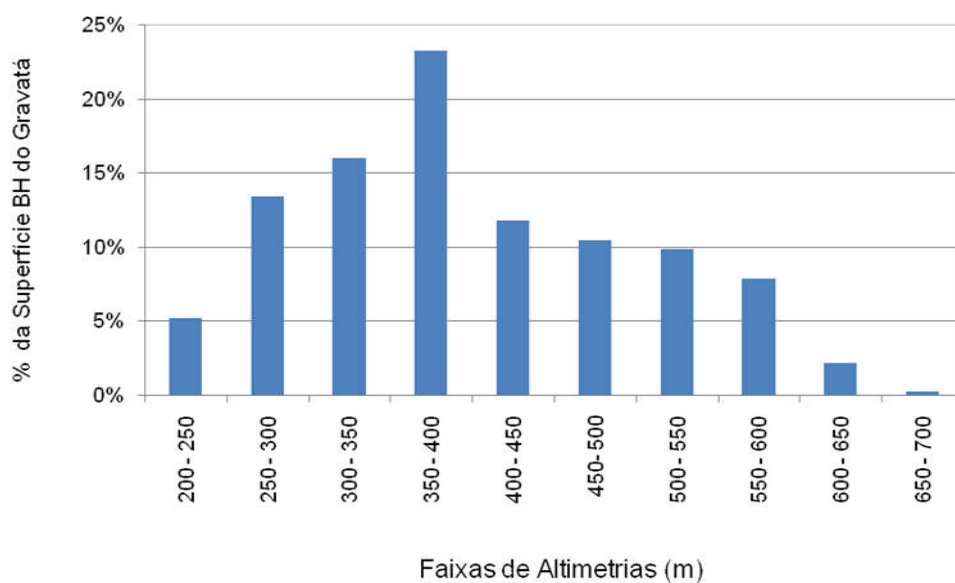


Figura 15 – Faixas altimétricas X porcentagem da superfície da BH do riacho Gravatá

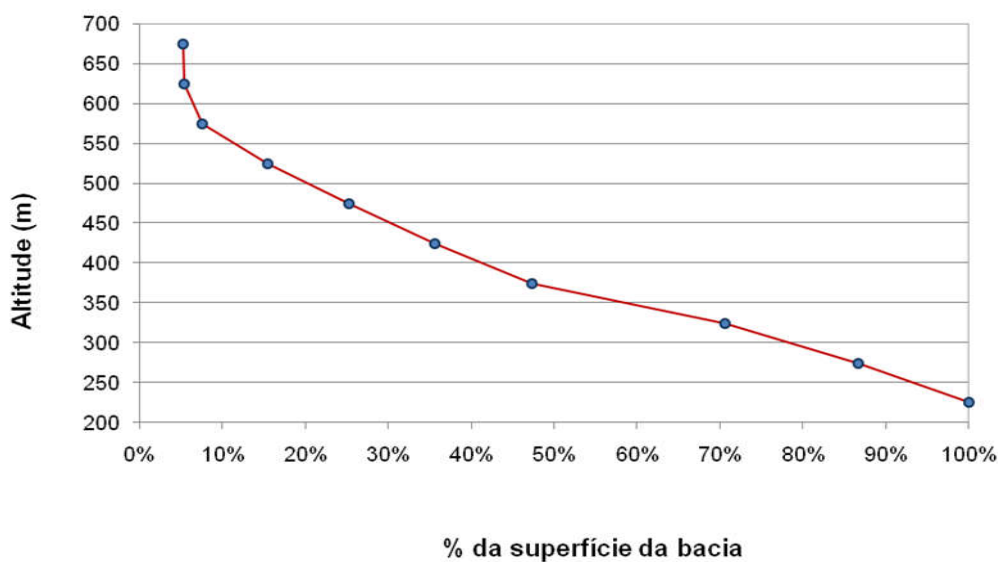


Figura 16 – Curva hipsométrica da BH do riacho Gravatá

Os resultados encontrados para altitude média e a declividade média da bacia diferem dos valores encontrados por Rocha (2008). Isto se deve ao fato de

que as imagens digitais utilizadas e a forma de tratamento destas imagens foram executadas com métodos diferentes, como por exemplo, para a construção do modelo digital do terreno foram usadas curvas de nível a cada 10 metros, enquanto que Rocha (2008) usou curvas de nível a cada 30 metros. A altitude média e a declividade média encontradas para bacia foram de 398,5 metros e 12,66%, respectivamente, mas aproximadamente cerca de 47% da superfície da bacia tem declividade menor que 10%. A declividade do talvegue é de 12,2 m/km.

A declividade média da bacia foi calculada pela equação de acordo com Wisler & Brater (1964) apud Lima (1986).

$$D\% = \left[ \frac{SCn \times DH}{A} \right] \times 100 \quad \text{Eq.(3.1)}$$

onde:

D% = declividade média, %;

SCn = somatória do comprimento das curvas de nível, km;

DH = equidistância entre as cotas, km;

A = área da bacia, km<sup>2</sup>.

A declividade do talvegue foi calculada através da média harmônica, cuja equação está apresentada abaixo.

$$I_{eq} = \left[ \frac{L}{\sum_{i=1}^n \frac{L_i}{\sqrt{I_i}}} \right]^2 \quad \text{Eq.(3.2)}$$

onde:

L é a extensão horizontal do perfil, que é dividido em n trechos;

$L_i$  e  $l_i$ , respectivamente, a extensão horizontal e a declividade média em cada trecho.

Regiões com declividades entre 10 e 15% compreendem áreas muito íngremes, com escoamento superficial rápido. Dificulta o uso de máquinas agrícolas. Os solos são facilmente erodíveis. Normalmente são áreas que só podem ser utilizadas para alguns cultivos perenes, pastagens ou reflorestamento.

A Figura 17 apresenta as curvas de nível a cada 40 metros na bacia.



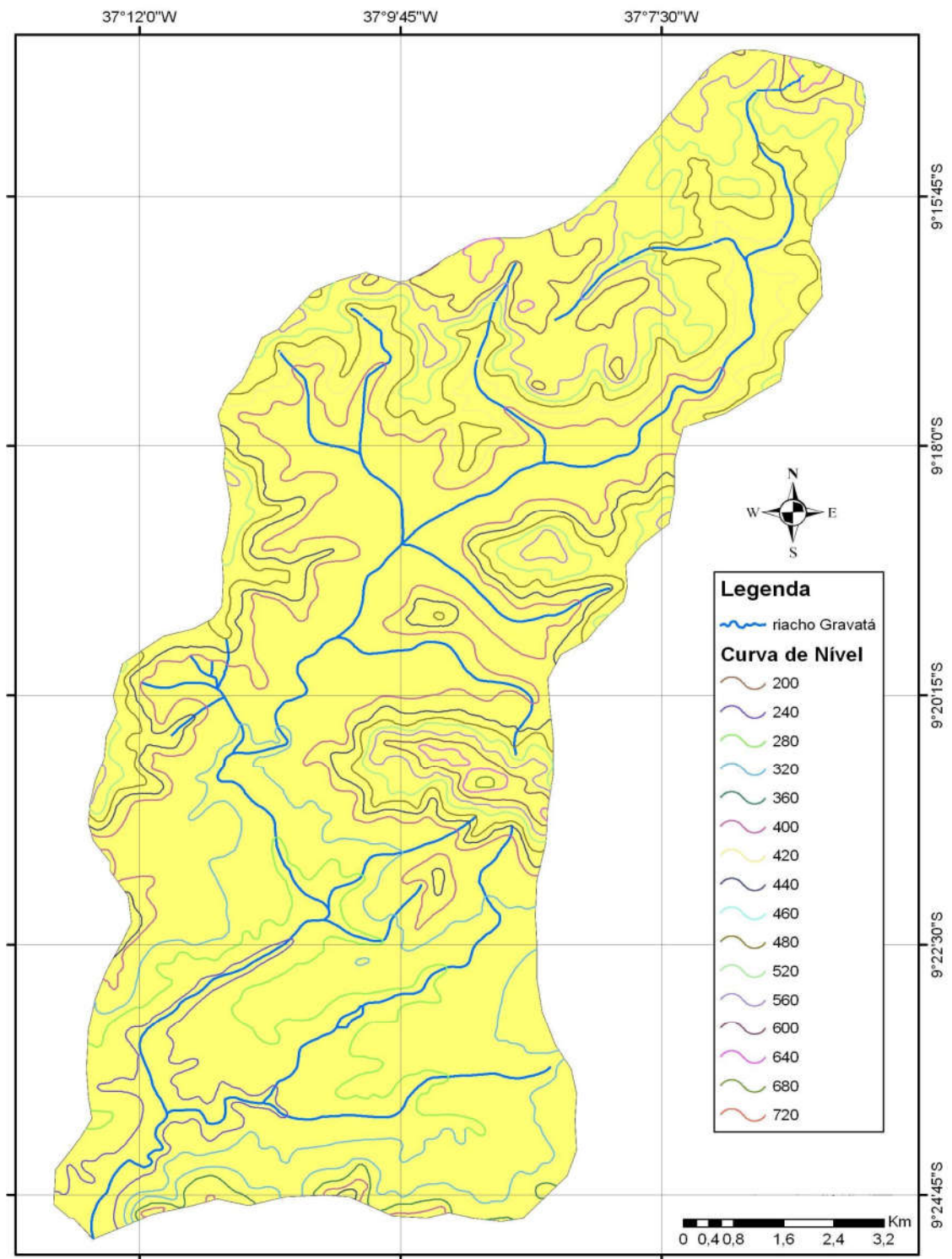


Figura 17 – Curvas de nível da BH do riacho gravatá.

### 3.1.2 Classificação dos Solos

A classificação dos solos da região foi realizada de acordo com Lopes et al. (2005), trabalho que tinha como objetivo realizar um diagnóstico ambiental do município de Santana do Ipanema. As Pesquisas de Solos da Embrapa foram feitas em conformidade com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

A bacia do riacho Gravatá apresenta cinco unidades principais de mapeamento, apresentadas a seguir:

- Unidade de mapeamento RLe3: composta por 50% de neossolo litólico, 30% de argissolo vermelho e 20% de planossolo nátrico e planossolo háplico, conforme Tabela 4.

*Tabela 4 – Classes de solos da unidade de mapeamento RLe3.*

Ordem	Neossolo	Argissolo	Planossolo	Planossolo
Subordem	Litólico	Vermelho	Nátrico	Háplico
Grande Grupo	Eutrófico	Eutrófico	Órtico	Eutrófico
Grupo	Típico	Típico e Léptico	Típico	Solódico
Perfil	A moderado e Fraco	A moderado	A moderado e fraco	A moderado e fraco
Textura	Média	Média e argilosa	Média	Pouco cascalhenta
Fase	Pedregosa II	pedregosa e pedregosa II	Pedregosa II	Não pedregosa
Tipo de Caatinga	Hipoxerófila	Hipoxerófila	Hipoxerófila	Hipoxerófila
Porcentagem	50%	30%	20%	

- Unidade de mapeamento RLe7: composta por 50% de neossolo litólico, 20% de argissolo vermelho e 30% de afloramentos de rocha, conforme a Tabela 5.

*Tabela 5 – Classes de solos da unidade de mapeamento RLe7.*

Ordem	Neossolo	Argissolo
Subordem	Litólico	Vermelho
Grande Grupo	Eutrófico	Eutrófico
Grupo	Típico	Típico e léptico
Perfil	A moderado e Fraco	A moderado
Textura	Média	Média e argilosa
Fase	Pedregosa e rochosa	Não pedregosa e pedregosa II
Tipo de Caatinga	Hipoxerófila	hipoxerófila
Porcentagem	50%	20%

- Unidade de mapeamento PVe4: composta por 40% de argissolo vermelho e vermelho-amarelo, 40% de neossolo litólico e 20% de neossolo regolítico, conforme a Tabela 6.

Tabela 6 – Classes de solos da unidade de mapeamento PVe4.

Ordem	<b>Agrissolo</b>	<b>Argissolo</b>	<b>Neossolo</b>	<b>Neossolo</b>
Subordem	Vermelho	Vermelho/amarelo	Litolico	Regolítico
Grande Grupo	Eutrófico	Eutrófico	Eutrófico	Psamítico
Grupo	Léptico	Típico	Típico	Léptico
Perfil	A moderado	A moderado	A moderado e Fraco	A fraco
Textura	Média	Média e argilosa	Média pouco cascalhenta	Arenosa
Fase	Pedregosa II	Pedregosa e pedregosa II	Pedregosa II	Plano e suave
Tipo de Caatinga	Hipoxerófila	Hipoxerófila	Hipoxerófila	Hipoxerófila
Porcentagem	40%		40%	20%

- Unidade de mapeamento RRq2: composta por 50% de neossolo regolítico, 30% de neossolo litólico e 20% de grupamento indiscriminado de planossolo háplico e planossolo nátrico, conforme a Tabela 7.

Tabela 7 – Classes de solos da unidade de mapeamento RRq2.

Ordem	<b>Neossolo</b>	<b>Neossolo</b>	<b>Planossolo</b>	<b>Planossolo</b>
Subordem	Litolico	Regolítico	Nátrico	Háplico
Grande Grupo	Eutrófico	Psamítico	Órtico	Eutrófico
Grupo	Típico	Típico e Léptico	Típico	Solódico
Perfil	A moderado e Fraco	A fraco	x	A moderado e fraco
Textura	Média	Arenosa	Média	Média
Fase	Pedregosa	x	Pedregosa II	Não pedregosa e pedregosa II
Tipo de Caatinga	Hipoxerófila	Hipoxerófila	Hipoxerófila	Hipoxerófila de várzea
Porcentagem	50%	30%	20%	

- Unidade de mapeamento SXe1: composta por 35% de planossolo háplico, 25% de argissolo vermelho, 20% neossolo litólico e 20% de neossolo flúvico, conforme a Tabela 8.



Tabela 8 – Classes de solos da unidade de mapeamento SXe1.

Ordem	<b>Neossolo</b>	<b>Neossolo</b>	<b>Argissolo</b>	<b>Planossolo</b>
Subordem	Litólico	Flúvico	Vermelho	Hápico
Grande Grupo	Eutrófico	Eutrófico	Eutrófico	Eutrófico
Grupo	Típico	Típico e Solódico	Típico e léptico	Solódico
Perfil	A moderado e Fraco	A moderado	A moderado	A moderado e fraco
Textura	Média	Arenosa e média	Média, média e argilosa	Média
Fase	Pedregosa	x	Pedregosa e pedregosa II	Pedregosa e pedregosa II
Tipo de Caatinga	Hipoxerófila	Hipoxerófila de várzea	Hipoxerófila	Hipoxerófila
Porcentagem	20%	20%	25%	35%

A Figura 18 apresenta a área de cada unidade de mapeamento dentro da bacia hidrográfica do riacho Gravatá. A Tabela 9 apresenta os valores e as porcentagens de área correspondentes a cada unidade de mapeamento.

Tabela 9 – Áreas e porcentagens de cada unidade de mapeamento em relação à área da bacia hidrográfica do riacho Gravatá

Unidade de Mapeamento	Área Total da Unidade (km <sup>2</sup> )	Área que Ocupa da BH do riacho Gravatá (%)
RLe3	11,73	9,32
RLe7	35,21	27,97
PVe4	5,04	4,00
RRq2	27,13	21,56
SXe1	46,76	37,15

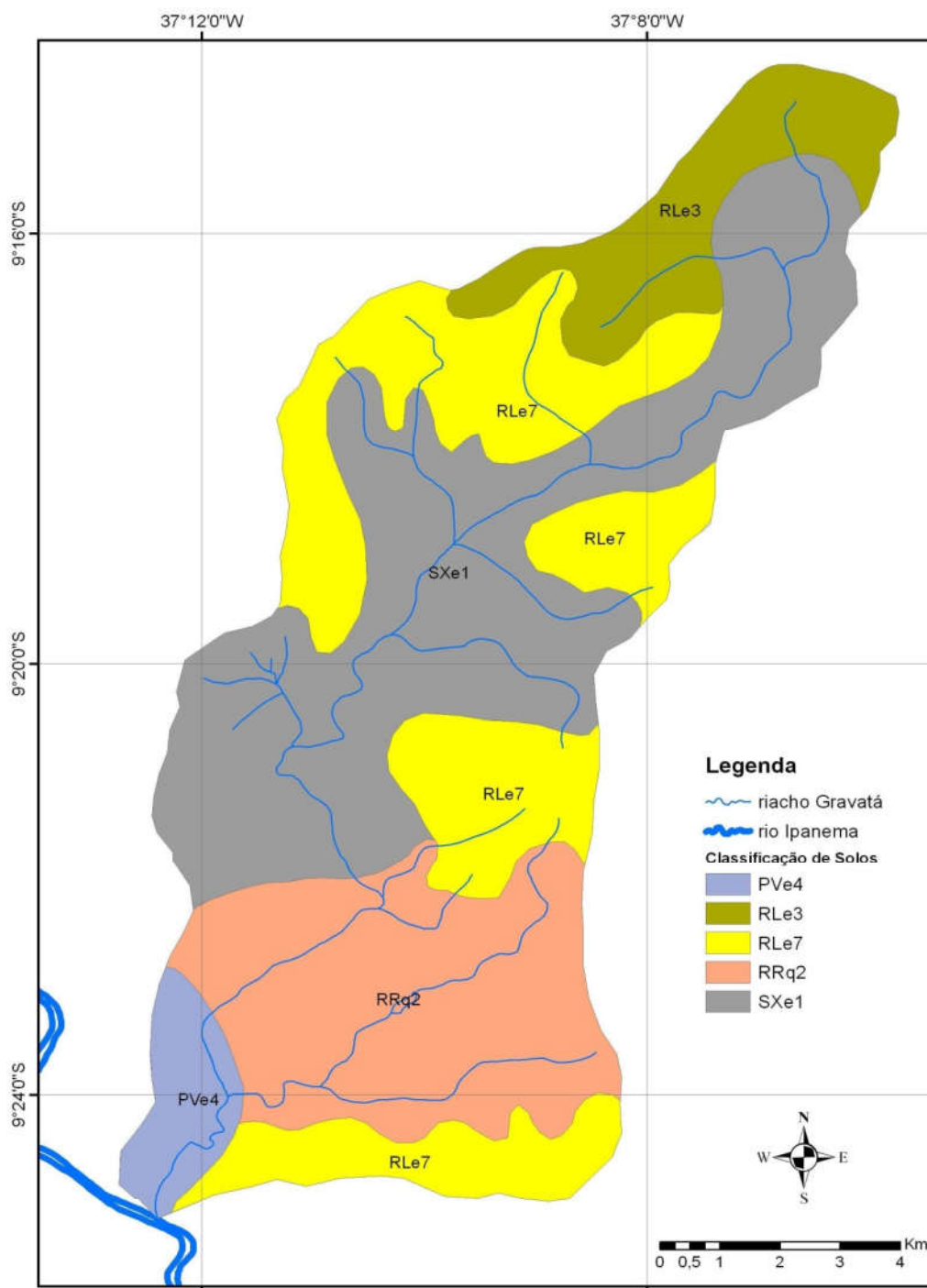


Figura 18 – Unidades de Mapeamento.

### 3.1.3 Climatologia na Bacia Experimental de Santana do Ipanema

A classificação climática definida pela sistemática de Köppen (EMBRAPA, 1975) é definida como sendo do tipo climático BSh', ou seja, muito quente, semi-

árido, tipo estepe, com estação chuvosa no inverno e temperatura do mês mais frio superior a 18°C. De acordo com a classificação bioclimática de Gaussen, o clima do município é do tipo 3bTh (Mediterrâneo quente ou Nordeste de seca média de verão). Índice xerotérmico entre 100 e 150. Número de meses secos 5 a 6. Mês mais frio com temperatura superior a 15°C.

Dados pluviométricos históricos do município evidenciam um período chuvoso principal com duração de quatro a cinco meses, temperaturas anuais médias de 24°C a 26°C, mínimas entre 18°C e 21°C e máximas entre 27°C e 33°C. O total precipitado anualmente na região varia entre 480 e 1500 mm, com uma média de 800 mm anuais (CPRM, 2005).

### 3.1.3.1 Precipitação

Para o cálculo da precipitação média mensal foram utilizados dados históricos da estação de nome Santana do Ipanema e código 00937006, instalada em Santana do Ipanema com coordenadas de 9° 22' 0" de latitude e 37° 15' 0" de longitude, a uma altitude de 250 metros. A estação foi mantida em funcionamento durante 87 anos, no período de 1913 a 2000, pelo Departamento Nacional de Obras Contra as Secas – DNOCS, mas atualmente encontra-se desativada.

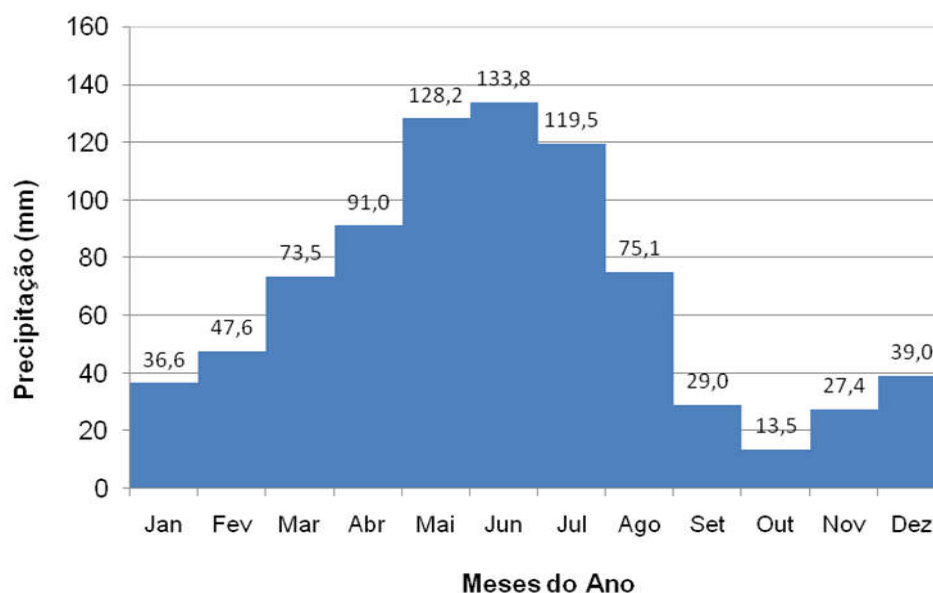


Figura 19 – Precipitação média mensal em Santana do Ipanema (Período 1913 a 2000)

Os meses de maio, junho e julho meses compreende ao trimestre mais chuvoso, e, setembro, outubro e novembro, os três meses mais secos (Figura 19).

### 3.1.3.2 Temperatura

Com base nas informações da mesma estação citada anteriormente também foram calculadas as temperaturas médias mensais e a média das temperaturas máximas e mínimas mensais para região (Figura 20).

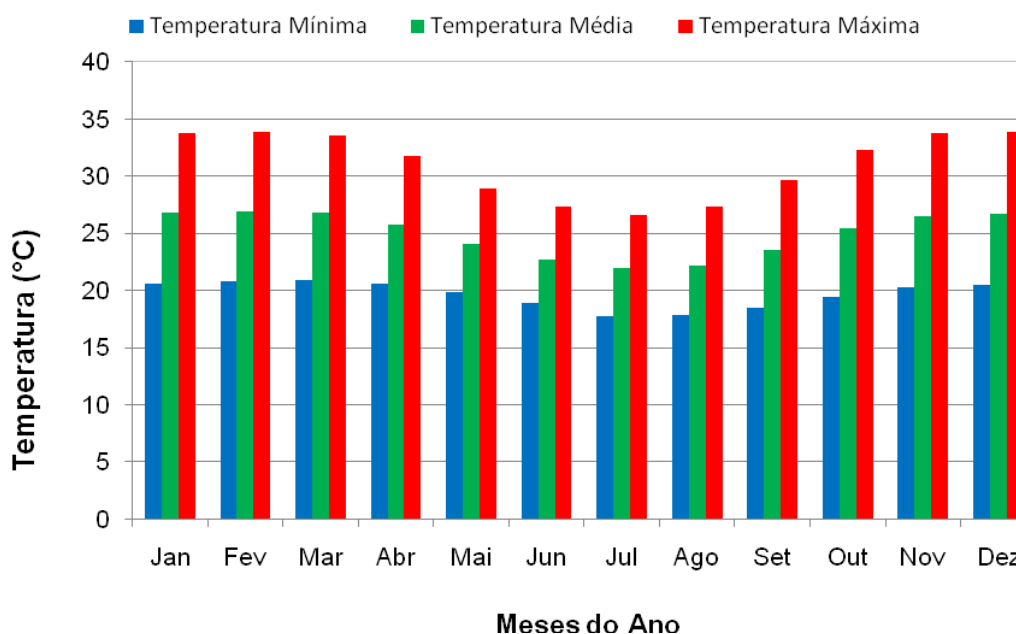


Figura 20 – Temperaturas médias mensais em Santana do Ipanema (Valores médios de 87 anos)

A média da amplitude térmica diária é menor nos meses de maio a agosto, com valores médios entre 8,4°C e 9,5°C.

As maiores amplitudes térmicas diárias são encontradas nos meses de novembro a fevereiro, sempre ultrapassando os 13°C em média. A amplitude térmica diária média durante o ano é de 11,4°C.

### 3.1.3.3 Evapotranspiração

A análise dos dados históricos de evapotranspiração potencial e real para o município de Santana do Ipanema foi feita a partir das informações disponíveis no PDRH Ipanema (Alagoas, 1998), coletadas na estação 00937006 durante 71

anos. Buscando-se aplicar uma maior série para o cálculo da evapotranspiração média foi acessado o banco de dados de informações hidrológicas da Agência Nacional de Águas – ANA, mas atualmente para estação 00937006 só existem dados de pluviometria para serem consultados.

As médias mensais para evapotranspiração potencial e real são apresentadas na Figura 21.

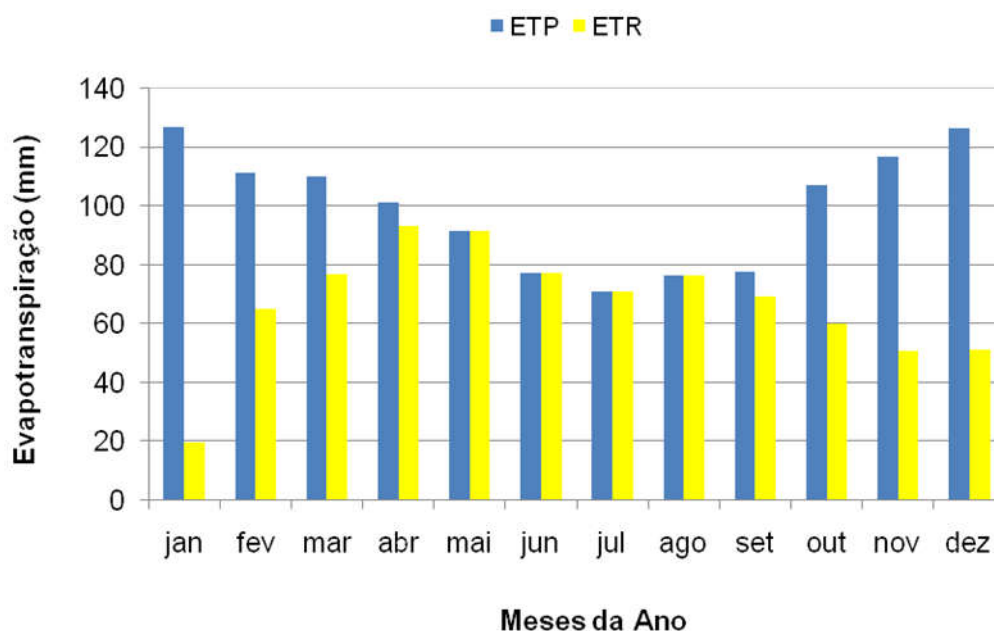


Figura 21 – Valores médios de evapotranspiração, estação 00937006

### 3.1.4 Relevo e Geomorfologia

A unidade geomorfológica encontrada na região recebeu a denominação de pediplano do baixo São Francisco por apresentar áreas aplanadas e entalhadas pelo rio São Francisco (Alagoas, 1998). A região é identificada por seu posicionamento à retaguarda dos Baixos Planaltos e por suas características litoestruturais.

A área caracteriza-se por sua grande homogeneidade de feições, basicamente vastos planos intercalados por elevações residuais (inselbergues), resultantes de diferenças de resistência, sendo constituídas principalmente por granitóides e quartzitos (Alagoas, 1998).

Os pedimentos que compõem a unidade são divididos em dois níveis distintos:

- O nível superior, situado nos sopés das elevações, apresenta-se retocado, dissecado em lombas largas e alterados. Os solos que os recobrem são argilosos e de cor avermelhada. À medida que o rio São Francisco se aproxima, esta cobertura se torna mais clara e arenosa, devido à lixiviação mais intensa do material.
- O nível inferior é constituído por um plano irregular convergindo para o rio São Francisco, apresentando uma cobertura arenosa de cor creme. Esses pedimentos estão concentrados nas margens do rio São Francisco, encontrando-se fracamente sulcados e com uma superfície rochosa, desnudada, onde se formam lajedos.

Nesta unidade os rios apresentam margens escarpadas formando *canyons*, adaptados à rede de fraturas e falhas que cortam a área. À montante, seus vales são fracamente entalhados na superfície de aplanamento, possuindo trechos arenosos e pedregosos. Na chegada desses riachos, na base das vertentes escarpadas, existem acumulações de materiais pedregosos e arenosos, o que indica a tendência de colmatagem recente do rio principal por seus afluentes.

Segundo (Alagoas, 1998) apud (Rocha, 2008), a geomorfologia da bacia apresenta as seguintes características:

- Pediplano Exumado – Superfície aplanada, irregularmente exumada, devido a retoques sucessivos com predominância de processos de erosão aureolar, truncando rochas sãs e alteradas.
- Pediplano Homogêneo – Superfície aplanada, retocada, intercalada por *inselbergs* com depressão limitada por bordas escarpadas.
- Pediplano Dissecado – Superfície aplanada, diferencialmente dissecada por processos erosivos controlados pelas estruturas, onde podem ser observados *canyons*, *hogbacks* e *inselbergs*.

A Figura 22 e a Tabela 10 apresentam cada unidade geomorfológica dentro da bacia hidrográfica do riacho Gravatá, valores e porcentagens de área correspondentes a cada unidade geomorfológica, respectivamente.

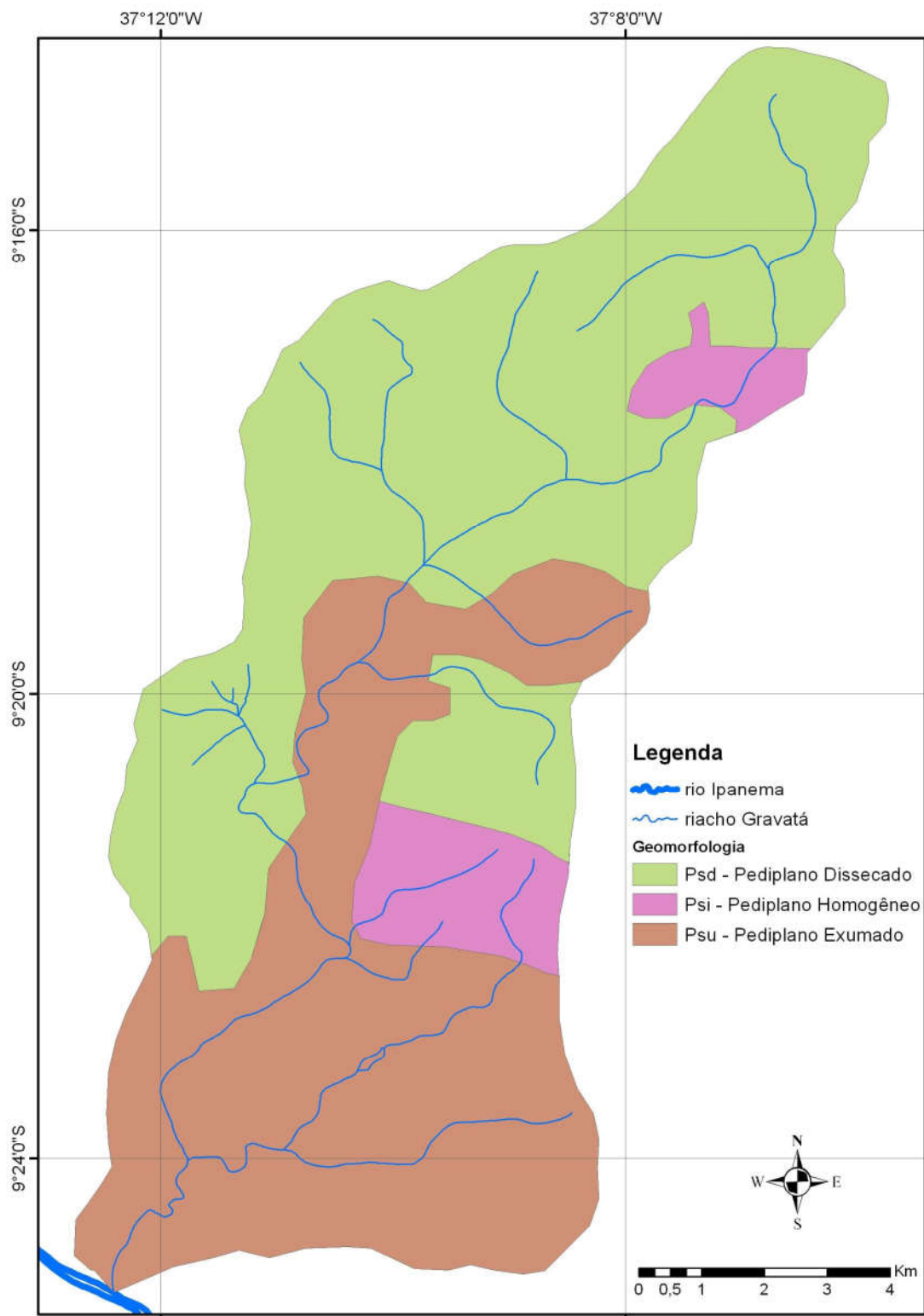


Figura 22 – Unidades geomorfológicas da bacia hidrográfica do riacho Gravata

*Tabela 10 – Áreas e porcentagens de cada unidade de mapeamento em relação à área da bacia hidrográfica do riacho Gravatá*

Unidades Geomorfológicas	Área Total da Unidade (km <sup>2</sup> )	Área que Ocupa da BH do riacho Gravatá (%)
Psd	66,41	52,76
Psi	9,31	7,40
PVe4	50,14	39,84

Do ponto de vista da morfologia, as principais características da bacia hidrográfica do riacho Gravatá estão descritas na Tabela 11.

*Tabela 11 – Características morfológicas da bacia do riacho Gravatá*

Área	125,87 km <sup>2</sup>
Perímetro	57,59 km
Densidade de Denagem	0,60 km/km <sup>2</sup>
Comprimento do rio Principal	29,46 km
Comprimento da Rede de Drenagem	75,12 km
Amplitude Altimétrica	474 m
Ordem da Bacia	3

### 3.1.5 Cobertura Vegetal e Uso do Solo

A formação vegetal predominante na bacia hidrográfica do riacho Gravatá é basicamente a caatinga. Esta vegetação se encontra bastante devastada, restando somente alguns remanescentes mais restritos aos ambientes de serras, Figura 23.



*Figura 23 – Caatinga restrita em ambientes de serra*

A caatinga é fortemente caracterizada pelo fato de somente apresentar folhas durante ou poucos meses após o período chuvoso, ficando com isso a maior parte do ano inteiramente sem folhas, tornando-se clara, com uma



coloração branca acinzentada devido à penetração da luz, o que confere um tom esbranquiçado aos troncos e galhos, como apresentado na Figura 24.



*Figura 24 – (a) Caatinga em época seca e (b) Caatinga em época chuvosa*

As matas ao longo dos rios são representadas por espécies adaptadas às condições aluviais dos cursos d'água, além de encontrarem-se, via de regra, alteradas pela presença do homem nessas regiões.

As zonas aluviais têm apresentado um crescente desmatamento, principalmente nos trechos de nascentes e curso médio dos riachos da região, para o cultivo de cana-de-açúcar e milho e plantação de pasto para o gado, Figura 25.



*Figura 25 – Mata ciliar em pleno processo de antropização e já antropizada*

Quanto ao uso do solo, a pecuária com criação de bovinos de leite, bovinos de corte, ovinos e caprinos constitui-se como as principais atividades econômicas.

Nas regiões de criação de bovinos observa-se que nos meses chuvosos pastagens de capim elefante são cultivadas e associadas à vegetação local (Figura 26).



*Figura 26 – Cultivo de capim elefante*

Outra fonte de alimentação dos animais bastante cultivada na região é a palma, sendo esta a principal forrageira usada na alimentação animal durante os períodos de seca (Figura 27). Ocorre também, nos anos em que as precipitações pluviométricas são favoráveis, a produção de silagem de milho, utilizada pelos produtores para a alimentação dos animais nos períodos de escassez de alimentos.



*Figura 27 – Plantação de palma forrageira*

Outra atividade bastante comum na região é a agricultura familiar de subsistência (Figura 28), sendo feijão e milho as culturas mais plantadas. Há

também a presença de algumas culturas frutíferas em pequena escala, como o caju, pinha, manga, jaca e laranja.



*Figura 28 – Agricultura de subsistência: plantação de milho*

### **3.2 DESCRIÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS**

A bacia experimental de Santana do Ipanema (BESI), implantada na bacia hidrográfica do riacho Gravatá, dentro da zona rural do município de Santana do Ipanema – Alagoas teve sua instalação iniciada no ano de 2007, tendo seus primeiros dados coletados em junho deste mesmo ano.

A BESI possui equipamentos que coletam dados de chuva, umidade relativa do ar, direção do vento, velocidade do vento, temperatura do ar, radiação solar, vazão e nível do aquífero subterrâneo, através de piezômetros instalados no local. Além destes foram realizados estudos sobre sedimentos, infiltração e qualidade dos recursos hídricos.

Após visitas de reconhecimento na região a primeira equipe participante deste projeto definiu três áreas experimentais para implantar a BESI: duas sub-bacias (sub-bacia 1 e sub-bacia 2), que inclusive são os objetos de estudo deste trabalho e, uma microbacia. Todas as áreas estão localizadas em propriedade privada, inseridas em duas fazendas da região. A Figura 29 e a Tabela 12 apresentam a localização das unidades de estudo.

Para descrição das características morfológicas das sub-bacias da BESI foram feitos novos refinamentos do MDT inicial. Este procedimento foi necessário em virtude do tamanho das áreas experimentais.

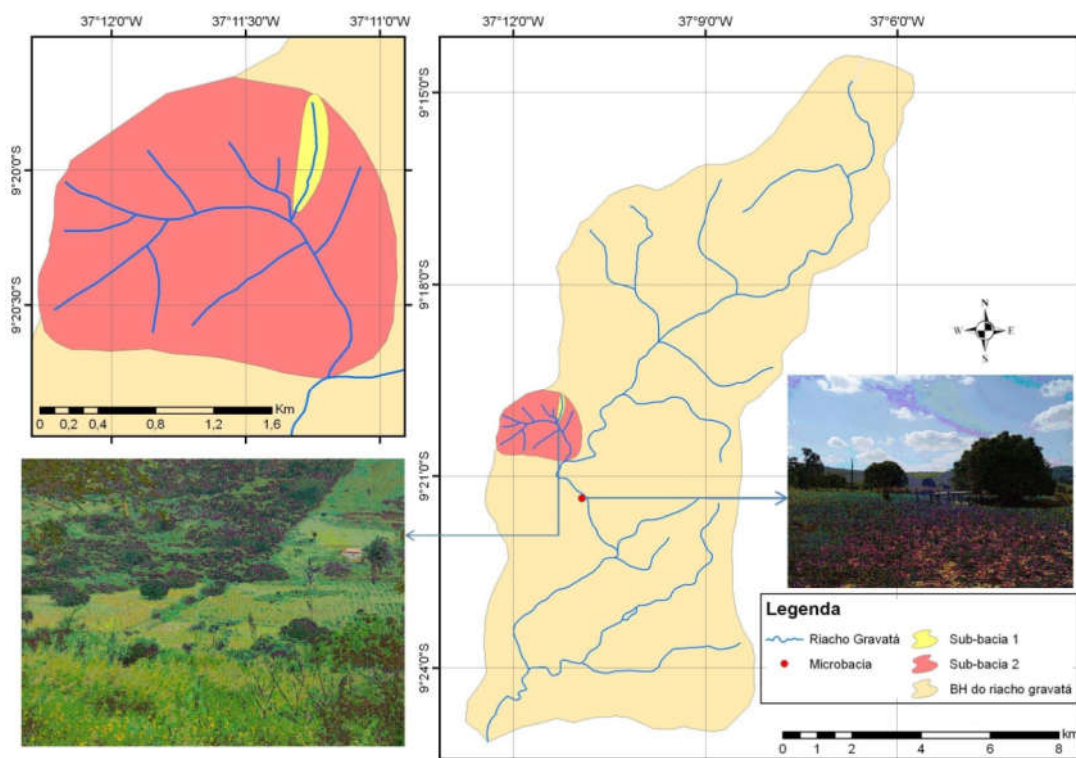


Figura 29 – Localização das unidades de estudo

A metodologia adotada para o tratamento do MDT pode ser subdividida nas seguintes etapas: (a) extração das curvas de nível; (b) introdução dos dados de drenagem e (c) interpolação da nova imagem utilizando o método de redes irregulares triangulares (TIN) geradas a partir de pontos 3D (x, y, z) na forma de variações contínuas do relevo, usando o ArcView.

Valeriano (2004) recomenda que para uma boa delimitação da rede de drenagem, deve-se utilizar a interpolação da carta topográfica como dado primário e os dados do SRTM como complementares. Porém, neste trabalho foi inviável a utilização da metodologia proposta, já que a carta topográfica obtida possuía uma resolução de 90 m x 90 m (3"), considerada baixa para uma aplicação em bacias pequenas, portanto, foram utilizados apenas os dados do SRTM para o refinamento do MDT.

Através da comparação de hidrogramas de escoamento superficial para diferentes discretizações em uma mesma bacia, constata-se que quando os processos em pequena escala são dominantes na bacia hidrográfica, modelos digitais de elevação com maior resolução são necessários para uma



representação mais coerente da realidade, Blosch & Sivapalan (1995) e Bruneau et al. (1995) apud Rocha (2008).

Tabela 12 – Coordenadas geográficas do exutório das unidades de estudo

Unidade Experimental	Latitude	Longitude
Microbacia	-37° 10' 56, 14"	-9° 21' 21,12"
Sub-bacia 1	-37° 11' 18,9"	-9° 20' 9,18"
Sub-bacia 2	-37° 11' 2,6"	-9° 20' 31,2"

A partir do MDT corrigido foram geradas curvas de nível a cada 5 metros, e conseqüentemente o MDT da sub-bacia 2, de acordo com a Figura 30.

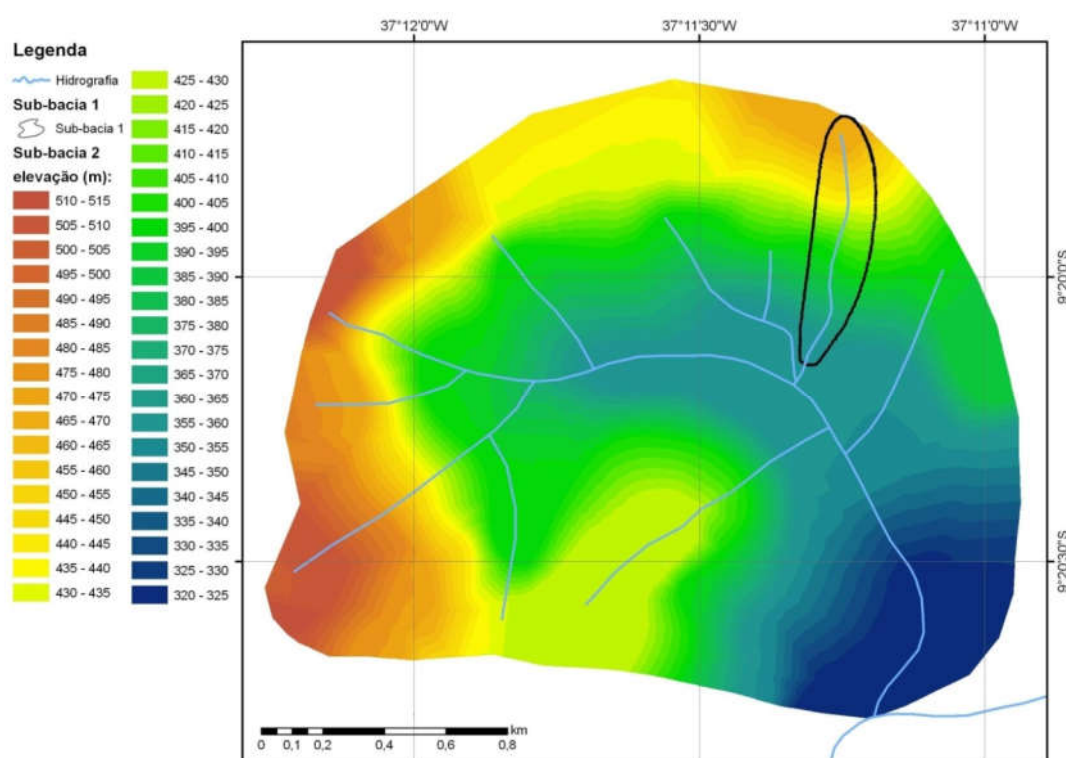


Figura 30 – MDT da sub-bacia 2

A partir do MDT da Figura 30 foram estudadas as características morfológicas das sub-bacias da BESI.

### 3.2.1 Sub-bacia 1

Rocha (2008) em seu trabalho aplicou o modelo kineros2 exclusivamente na bacia do riacho Gravatá e na sub-bacia 2, apresentada na Figura 30,

encontrando resultados da modelagem chuva-vazão para ambas bacias. A sub-bacia 1 não foi detalhada na modelagem, pois não havia, ainda, elementos suficientes que permitissem sua discretização (a resolução da topografia foi realizada após a conclusão do trabalho de Rocha). Desta forma, o presente este trabalho pode se basear nos resultados apresentados por Rocha (2008) para a sub-bacia 2.

Após realização de estudo de levantamento topográfico no local foi feita a discretização desta sub-bacia com base no MDT da Figura 31.

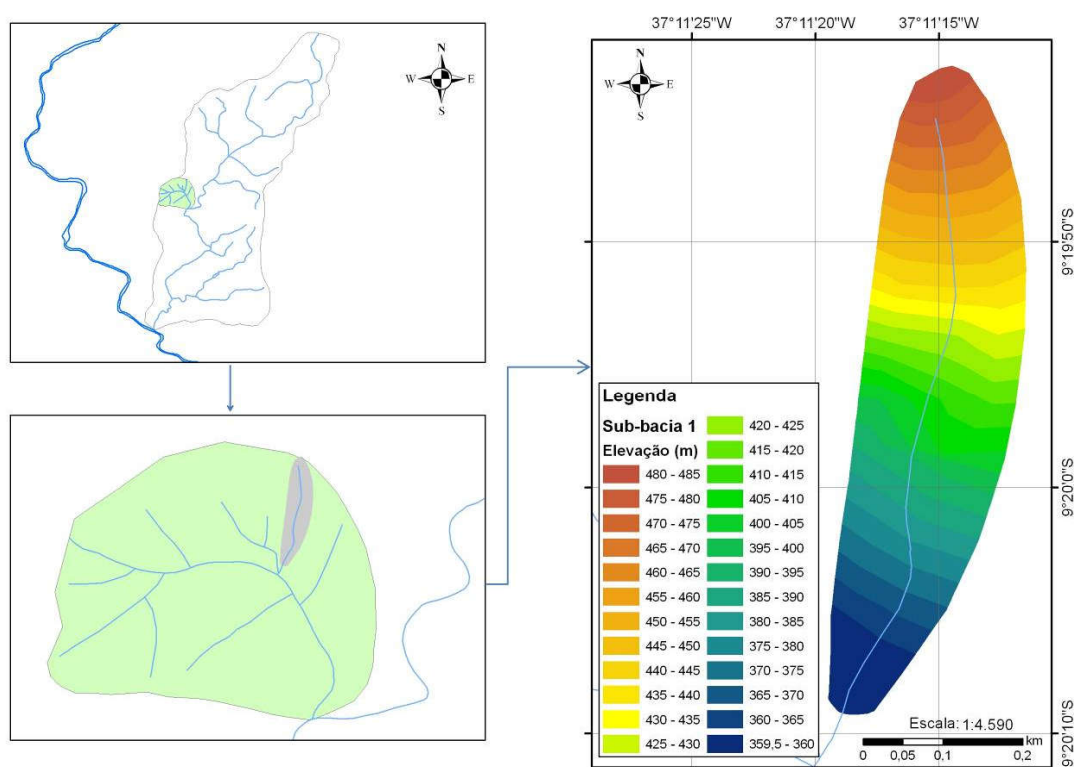


Figura 31 – MDT da sub-bacia 1

Esta sub-bacia possui uma área de drenagem de 0,127 km<sup>2</sup> aproximadamente, estando aninhada com a sub-bacia 2. Em sua foz tem instalada uma estação climatológica, dois linígrafos e uma Calha Parshall (Figura 32), utilizada para medição de vazões. As descrições de todos os equipamentos contidos nesta sub-bacia e em outras áreas da BESl serão expostas na seção 3.3 deste mesmo capítulo.



Figura 32 – (a) Estação Climatológica e (b) Calha Parshall

A sub-bacia 1 tem uma declividade média 15,8%, que corresponde a áreas fortemente inclinadas, cujo escoamento superficial é rápido. Por este motivo, não são apropriadas para culturas perenes, mas para pastagens ou reflorestamento. Apresenta problemas de erosão e impedimento ao uso de máquinas agrícolas. Embora seja uma região propícia para reflorestamento o que se nota com o passar dos anos é que a caatinga natural vem sendo substituída por pastagens e agricultura familiar (Figura 33).



Figura 33 – Região desmatada para introdução de pastagem para o gado

As altitudes nesta sub-bacia variam de 360 a 481 metros, tendo seu talvegue uma declividade de 0,36 m/m, calculada através do método da média harmônica.

Embora a declividade média desta sub-bacia e a declividade de seu talvegue sejam consideradas altas, quando comparadas com as respectivas declividades da bacia do riacho Gravatá, à montante da Calha Parshall, seu trecho inicial pode ser considerado plano, sendo este, totalmente desmatado para a pecuária e agricultura.

Em sua região central existem simultaneamente áreas de caatinga preservada e áreas utilizadas para pastagem. Na região mais alta da sub-bacia predomina o cultivo de pastagem. Outra característica importante desta região da BESI são as grandes variações no regime foliar da caatinga durante todo o ano, como demonstrado na Figura 34, cujas fotos foram tiradas praticamente da mesma posição, só que em períodos diferentes do ano.



*Figura 34 – Regime foliar da caatinga: período seco X período chuvoso*

A Tabela 13 traz um resumo das principais características morfológicas da sub-bacia 1.

*Tabela 13 – Características morfológicas da sub-bacia 1*

Área	0,127 km <sup>2</sup>
Perímetro	1,78 km
Comprimento do rio principal	0,77 km
Extensão da rede de drenagem	0,77 km
Densidade de drenagem	6,06 km/km <sup>2</sup>
Fator de forma	0,19
Índice de compacidade	1,41



### 3.2.2 Sub-bacia 2

A caracterização da sub-bacia 2 se deu a partir do MDT presente na Figura 29 e informações colhidas no local através das visitas de campo. Esta sub-bacia, em sua região mais baixa (mais plana), é predominantemente utilizada para criação bovina e agricultura de subsistência. Nas regiões mais elevadas e ao longo de alguns cursos d'água ainda se encontram áreas de caatinga preservada. Além disso, a sub-bacia possui também uma região aluvial perto de seu exutório, onde Santos (2009) estudou o comportamento do aquífero subterrâneo, através do monitoramento com uma bateria de piezômetros e análise do escoamento subterrâneo.

As altitudes na área variam de 320 a 510 metros, como representado nas curvas de nível da Figura 35, geradas a partir do MDT da sub-bacia 2.

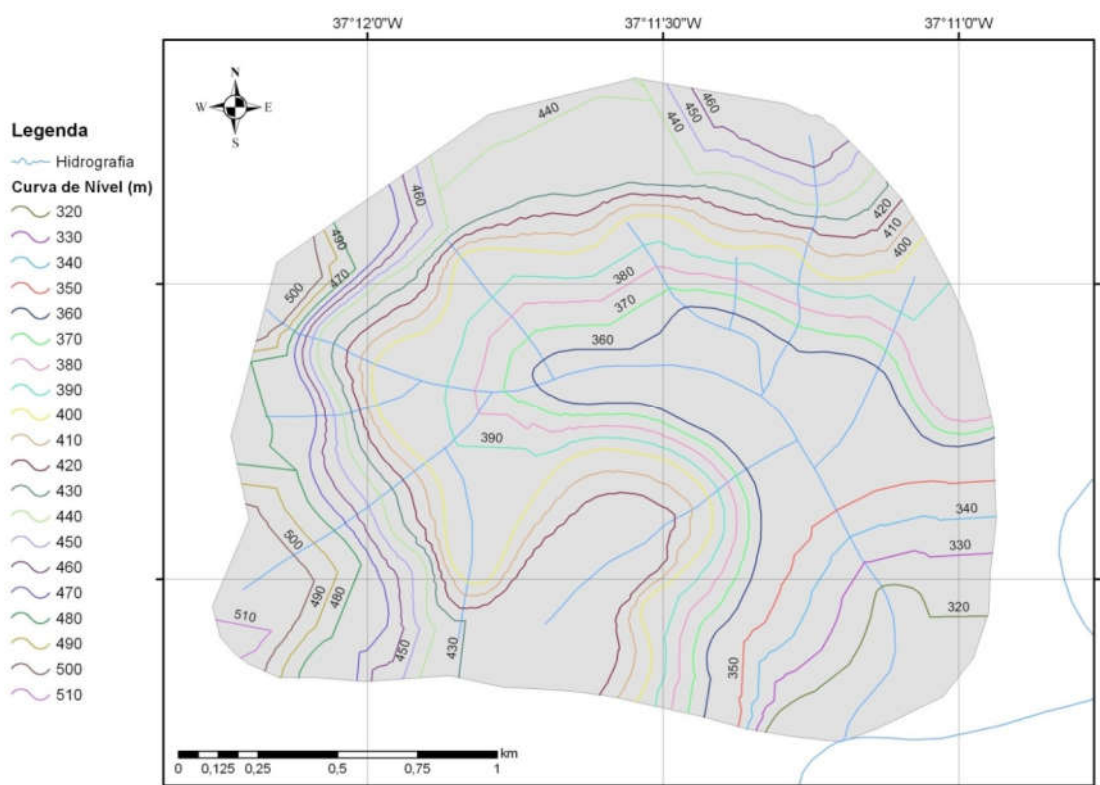
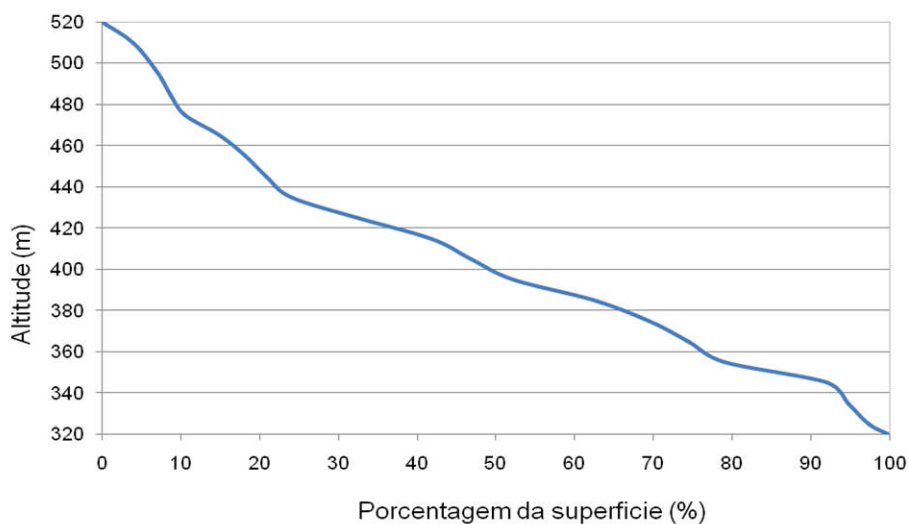
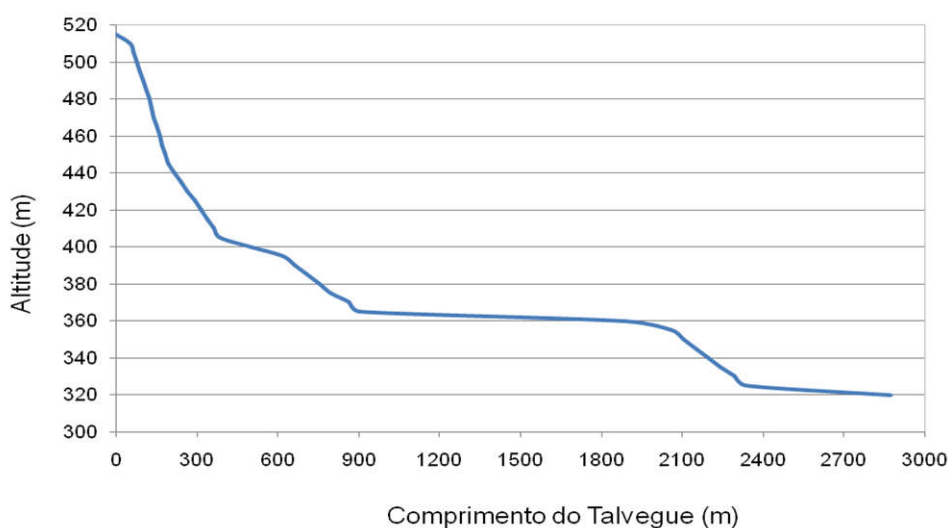


Figura 35 – Curvas de nível da sub-bacia 2

As Figuras 36 e 37 a seguir representam a curva hipsométrica e o perfil longitudinal do rio principal da sub-bacia 2, respectivamente.

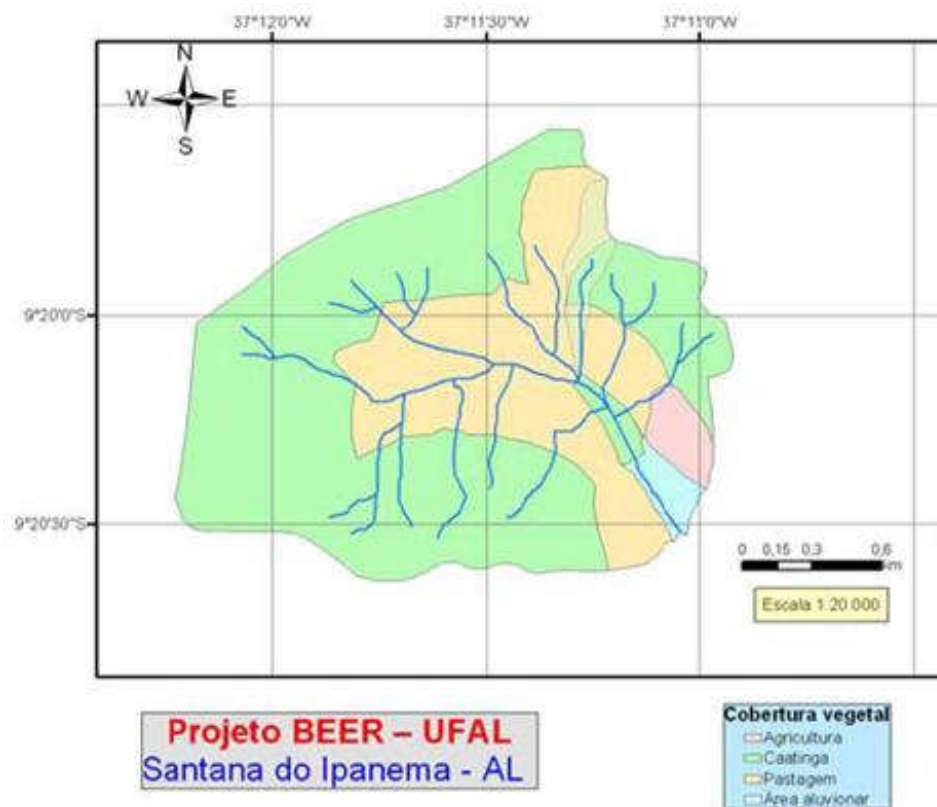


*Figura 36 – Curva hipsométrica da sub-bacia 2*



*Figura 37 – Perfil longitudinal do rio principal da sub-bacia 2*

As Figuras 38 e 39 apresentam o uso e ocupação do solo na sub-bacia e uma visão geral da região do exutório da mesma. As regiões com maior altitude da bacia ainda conservam uma grande área de caatinga intacta, existem também plantações de pasto para o gado. Já nas regiões mais baixas é predominante a agricultura de subsistência.



Fonte: Rocha (2008).

*Figura 38 – Uso e ocupação do solo na região da sub-bacia 2*



*Figura 39 – Visão do exutório da sub-bacia 2*

A Tabela 14 apresenta um resumo das características morfológicas da sub-bacia 2.

*Tabela 14 – Características morfológicas da sub-bacia 2*

Área	3,90 km <sup>2</sup>
Perímetro	7,45 km
Comprimento do rio principal	2,87 km
Extensão da rede de drenagem	9,02 km
Densidade de drenagem	2,31 km/km <sup>2</sup>
Fator de forma	0,73
Índice de compacidade	1,06

### 3.2.3 Microbacia

A microbacia está localizada na Fazenda Gravatá tem uma área de 0,5 ha. Nessa unidade de estudo existe uma fossa coletora de sedimentos (Figura 40), utilizada para o monitoramento hidrossedimentológico, utilizada no trabalho de Falcão (2009).



*Figura 40 – Fossa de Sedimentos da microbacia: (a) montante; (b) jusante*

A sub-bacia 2 é utilizada para agricultura de subsistência, na qual duas espécies vegetais são exploradas ao mesmo tempo e no mesmo local, sendo estas o milho e o feijão. Segundo Chagas & Vieira (1956), este tipo de utilização da terra é conhecida por consorciação de culturas.

### 3.3 INSTRUMENTAÇÃO E MONITORAMENTO

O aparato experimental instalado na BESI é composto pelos equipamentos descritos abaixo, distribuídos entre a sub-bacia 1, sub-bacia 2 e a microbacia:

- Sub-bacia 1: Uma Estação Climatológica Compacta; um Pluviógrafo; uma Calha Parshall; dois Linígrafos; um Tanque Classe B.
- Sub-bacia 2: Um Linígrafo; Bateria de Piezômetros; três Parcelas Experimentais de Erosão.
- Microbacia: Uma fossa de sedimentos; um Pluviômetro; um Pluviógrafo; um Tanque Classe B.

Nas seções a seguir serão descritos cada um dos equipamentos supracitados. A Figura 41 mostra localização de cada um dos equipamentos dentro da área da BESI.

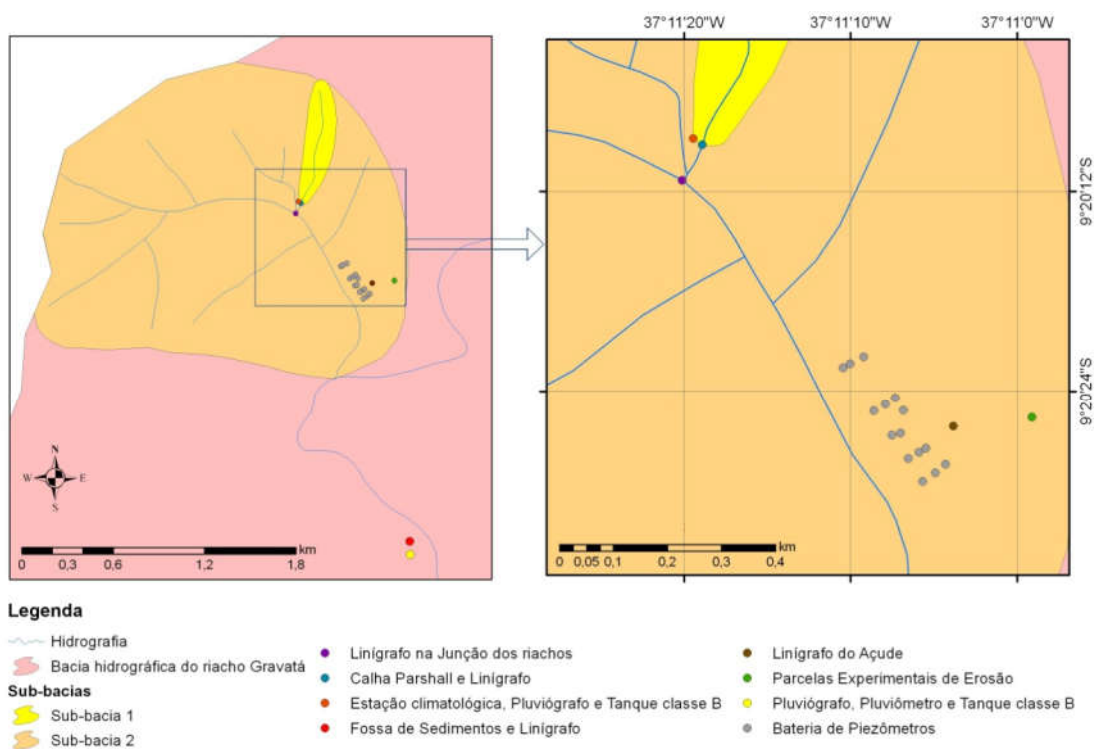
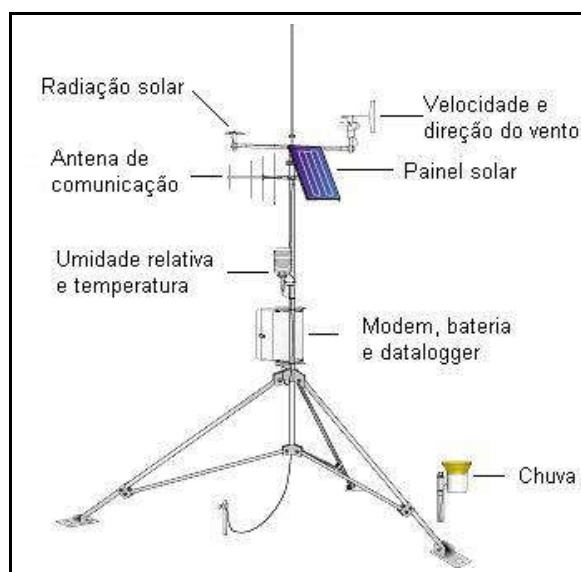


Figura 41 – Localização dos equipamentos na BESI



### 3.3.1 Estação Climatológica

A estação climatológica compacta, fabricada pela Campbell Scientific, foi instalada na BESI (Figura 32) no mês de novembro de 2007, próximo à Calha Parshall construída na sub-bacia 01. Esta estação é composta por sensores de medição de temperatura do ar, chuva, velocidade direção do vento, umidade relativa do ar e radiação solar, conforme representado na Figura 42 e Tabela 15.



Fonte: <<http://www.campbellsci.com.br>>

Figura 42 – Localização dos sensores na estação climatológica

Tabela 15 – Sensores utilizados na estação climatológica

Variável	Sensor	Precisão	Faixa de Medição
Pluviometria	TE525	± 1% p/ 0 a 10 mm/h -3% p 10 a 20 mm/h -5% p/ 20 a 30 mm/h	-
Velocidade do Vento	Anemômetro 03001	± 0,5 m/s	0 a 50 m/s
Direção do vento	Vane 03001	± 5°	0 a 360°
Umidade	CS 215	± 2%	0 a 100%
Temperatura	CS 215	± 0,4°C	-40°C a +70°C
Radiação solar	Piranomômetro CS 300	± 5% p/ valores diários	0 a 2000 W/m <sup>2</sup>

Fonte: Rocha (2008)

Os dados da estação climatológica são registrados a cada 10 segundos e armazenados de formas diferentes, dependendo do tipo da variável climatológica:

a cada 2 minutos para dados de chuva; 60 minutos ou 24 horas para temperatura, pressão, radiação solar, velocidade e direção do vento, incluindo valores médios, máximos e mínimos; e 1 minuto ou 60 minutos para umidade relativa, incluindo valores médios máximos e mínimos. O equipamento usado para armazenar todos os dados é um datalogger CR800. Os registros armazenados são coletados mensalmente.

### 3.3.2 Pluviógrafos e Pluviômetros

O projeto tem instalado na região dois pluviógrafos de báscula. Um da marca Global Water, próximo à microbacia, que registra cada basculada como 0,20 mm de lâmina precipitada, cuja instalação ocorreu em junho de 2007.

O outro pluviógrafo foi conectado à estação climatológica, próximo à calha Parshall, sub-bacia 1. O pluviógrafo é da marca Texas Electronics, modelo TE525MM-L e registra cada basculada como 0,10 mm de lâmina precipitada.

Junto ao pluviógrafo instalado próximo à microbacia foi instalado um pluviômetro “alternativo” (Melo et al., 2006), conforme a Figura 43(a), com o intuito de comparar os valores diários de lâmina precipitada. Se confirmada uma relação coerente entre os dados observados em ambos os medidores, a idéia é instalar diversos pluviômetros do mesmo tipo em outras partes da bacia experimental, para estudar a espacialização da precipitação na região de forma mais confiável.



(a)



(b)

Figura 43 – Visualização do pluviômetro (a) e pluviógrafo da microbacia (b)

O principal entrave no que diz respeito à coleta dos dados no pluviômetro é o fato do projeto não contar com uma pessoa em campo continuamente que possa medir os dados diariamente. Tal problema ocorre porque na região onde estão instalados os equipamentos os habitantes não estão preparados para tal serviço, visto que, já houve tentativas de introduzir um morador local para fazer as medições, mas estas se mostraram ineficazes, devido às inconsistências observadas nos dados que foram apresentados à equipe.

### 3.3.3 Linígrafos

Na região, foram instalados quatro linígrafos para a medição do nível d'água, sendo um na calha Parshall da sub-bacia 1, um na fossa de sedimentos construída na microbacia, um no exutório da sub-bacia 1 e mais um medindo o nível de um açude próximo ao exutório da sub-bacia 2 . Na Figura 44 tem-se visualização dos quatro linígrafos já instalados.

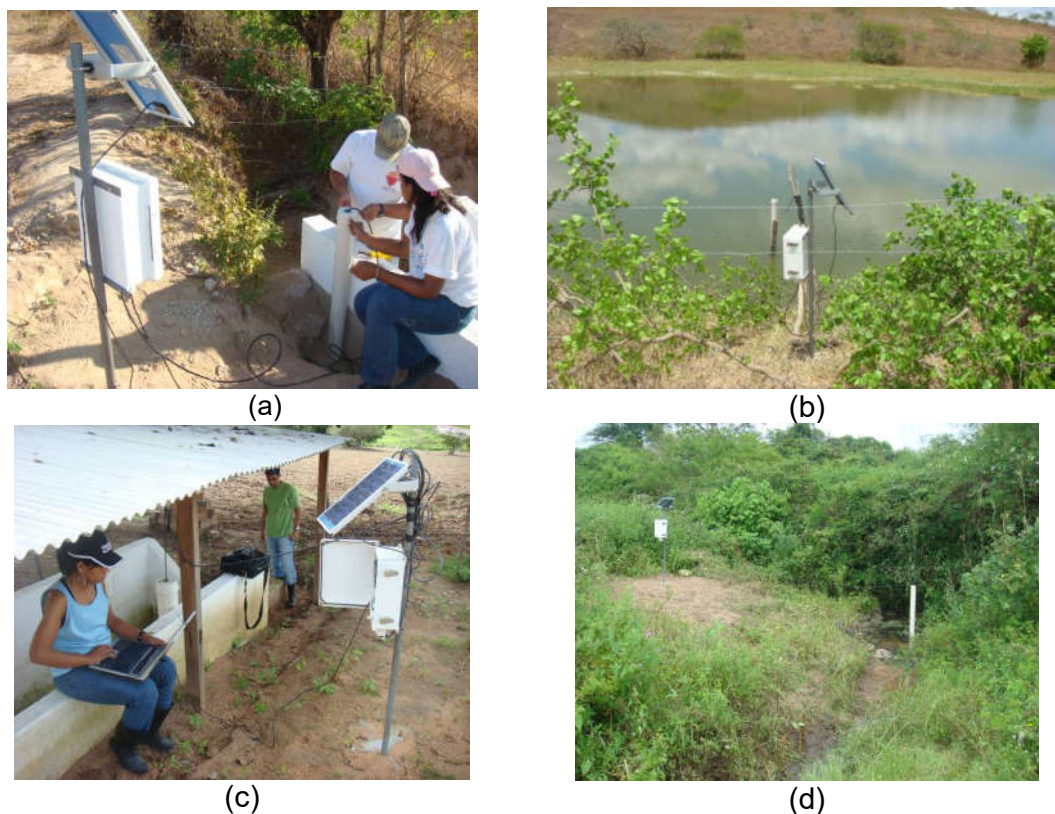


Figura 44 – Linígrafos: (a) linígrafo da calha Parshall; (b) linígrafo do açude; (c) linígrafo da fossa de sedimentos e (d) linígrafo da junção dos riachos



O sensor dos linígrafos é da série KPSI 500, da marca Pressure System, com acurácia de 1% do nível d'água. Anteriormente, os registros eram feitos a cada 10 segundos e armazenados a cada 3 minutos, em um datalogger CR200, da marca Campbell Scientific (Figura 45), o que era ruim para gerar uma comparação da discretização dos dados de vazão com a discretização dos dados de chuva da estação climatológica, já que os dados de chuva são armazenados a cada 2 minutos. Outro fator decisivo para troca do tempo de registro dos dados no linígrafo foi o fato de que a cada 3 minutos o volume de dados captados ocupava muito rápido a memória do datalogger utilizado. Atualmente, os dados são armazenados a cada 5 minutos.



*Figura 45 – Visualização do datalogger CR200*

#### **3.3.4 Parcelas Experimentais de Erosão**

Parcelas experimentais de erosão foram utilizadas por Falcão (2009) junto com um simulador de chuvas para estudo de sedimentos em uma plantação de milho controlada, onde o tamanho das parcelas usadas para os teste com o simulador de chuvas são de 3 x 1 metro devidamente limitadas por chapas de aço com 20 cm de altura, dos quais 10 cm foram cravados no solo. Esta metodologia foi proposta por Santos (2006). Na Figura 46 é apresentada a parcela experimental de erosão com o simulador de chuva em operação na bacia experimental de Santana do Ipanema.



*Figura 46 – Parcelas experimentais de erosão com simulador de chuva*

### 3.3.5 Piezômetros

Os piezômetros foram utilizados por Santos (2009) a fim de monitorar o nível do lençol freático na região. Foram perfurados 15 poços de observação na sub-bacia 2 com a utilização de trado manual.

Os piezômetros foram revestidos com tubos de PVC de 100 mm, com 1 a 2 metros de filtro na porção penetrante do lençol freático. Como proteção utilizou-se tampas do mesmo material, fixados por meio de simples encaixe. O comprimento dos tubos de PVC variou em conformidade com a profundidade do nível do freático em cada poço. A Figura 47 representa a visão de uma linha de três piezômetros instalados na BESI.



*Figura 47 – Piezômetros instalados na BESI*

### 3.4 ANÁLISE DAS VARIÁVEIS MONITORADAS

Nesta seção é apresentada uma análise das variáveis climatológicas monitoradas na BESI, a partir dos dados coletados entre o período de junho de 2007 e Março de 2009, pelos equipamentos descritos na seção anterior.

#### 3.4.1 Precipitação

O pluviógrafo na região da microbacia foi instalado aproximadamente seis meses antes da sub-bacia 1. Nesta seção foram feitas análises dos registros de precipitação acumulada mensal, número de dias chuvosos versus precipitação acumulada mensal, precipitação total diária, além de analisar a variação do nível d'água de um açude em relação ao total diário precipitado no local.

Na Tabela 16 a seguir são apresentadas a precipitação acumulada mensal dos dois pluviógrafos.

Tabela 16 – Registros da precipitação mensal

Data	Precipitação (mm)	
	Pluviógrafo da Microbacia	Pluviógrafo da Sub-bacia 1
jun/07	3,6	Sem registro
jul/07	58,8	
ago/07	91,6	
set/07	48,6	
out/07	7,0	
nov/07	1,4	
dez/07	3,2	2,4
jan/08	45,2	20,1
fev/08	94,8	100,8
mar/08	207,2	187,5
abr/08	35,4	42,4
mai/08	249,2	253,8
jun/08	110,6	114,7
jul/08	189,4	162,1
ago/08	71,8	71,5
set/08	26,0	24,7
out/08	16,8	15,4
nov/08	0,0	0,0
dez/08	62,9	68,4
jan/09	3,1	3,9
fev/09	21,1	25,5
mar/09	13,1	15,2
	Não monitorado o mês todo	

No que diz respeito à análise dos resultados obtidos com o monitoramento da precipitação, foi no mês de janeiro de 2008 que ocorreu a maior disparidade nos registros de chuva de um pluviógrafo para o outro, onde o total precipitado registrado no pluviógrafo da microbacia foi de 45,2 mm, aproximadamente 55,5% maior que o total computado no da sub-bacia 1. Agosto de 2008 foi o mês que os totais registrados em ambos os pluviógrafos mais se aproximaram, observando uma diferença de apenas 0,4%.

Outra forma interessante de analisar os dados de precipitação dos pluviógrafos é relacionando o número de dias chuvosos com a lâmina precipitada em cada um dos meses, conforme mostrado nas figuras 48 e 49.

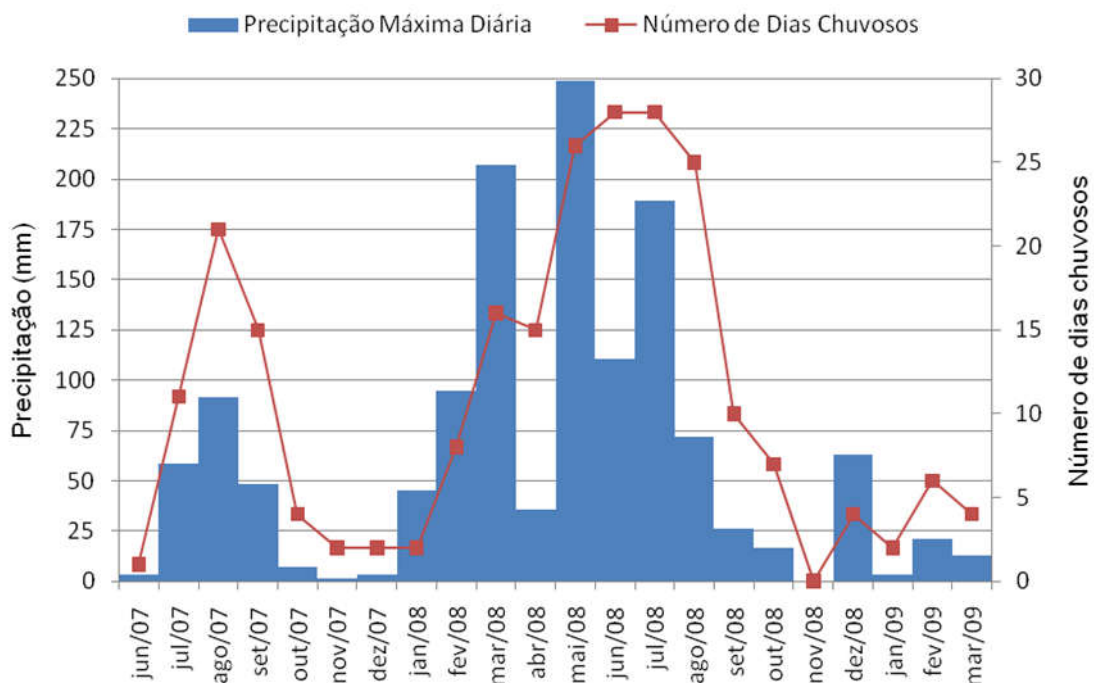


Figura 48 – Número de dias chuvosos x lâmina precipitada: pluviógrafo da microbacia

Observa-se no gráfico da Figura 48, relacionado aos dados do pluviógrafo da microbacia, que embora os meses de junho e julho tenham sido os meses com maior número de dias chuvosos nos anos de 2007 e 2008, foi o mês de agosto de que apresentou a maior lâmina precipitada (máxima diária) e, para o ano de 2008 a maior lâmina máxima precipitada foi no mês de maio. Este

comportamento se repete para os dados do pluviógrafo da sub-bacia 1 no ano de 2008.

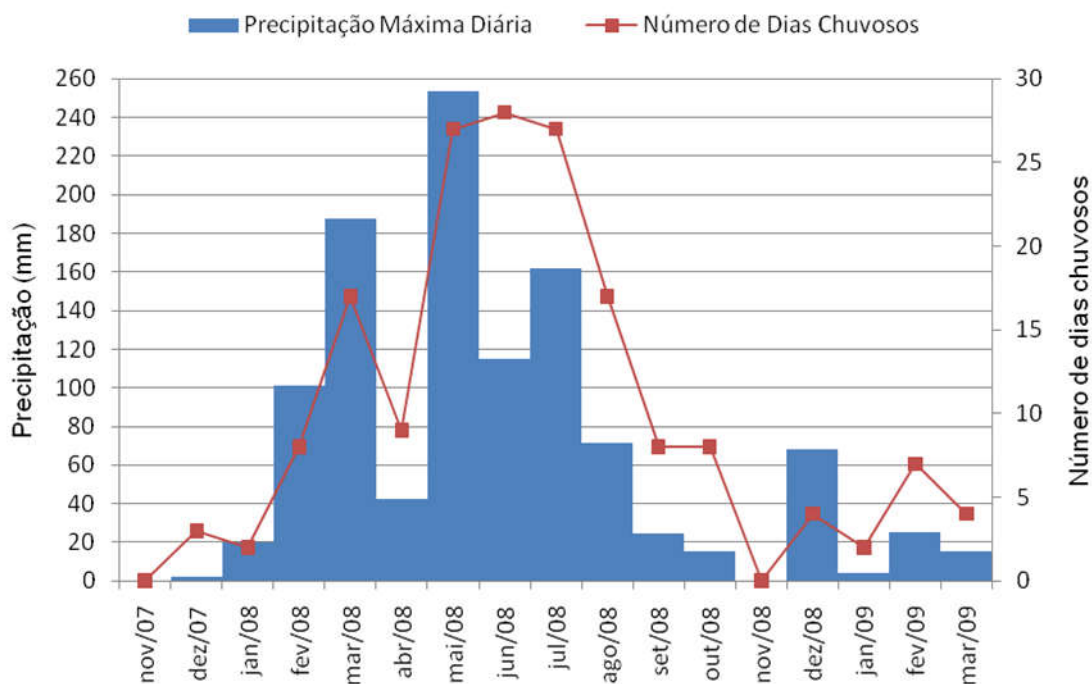


Figura 49 – Número de dias chuvosos x lâmina precipitada: pluviógrafo da sub-bacia 1

Na região onde estão instalados os piezômetros utilizados por Santos (2009), sub-bacia 2, o nível do açude tem monitoramento desde 18 de maio de 2008. A Figura 50 expõe a variação do nível d'água no açude em relação à precipitação registrada pelo pluviógrafo instalado na sub-bacia 1. As discontinuidades percebidas na figura se devem à falha no monitoramento nesses intervalos de tempo.

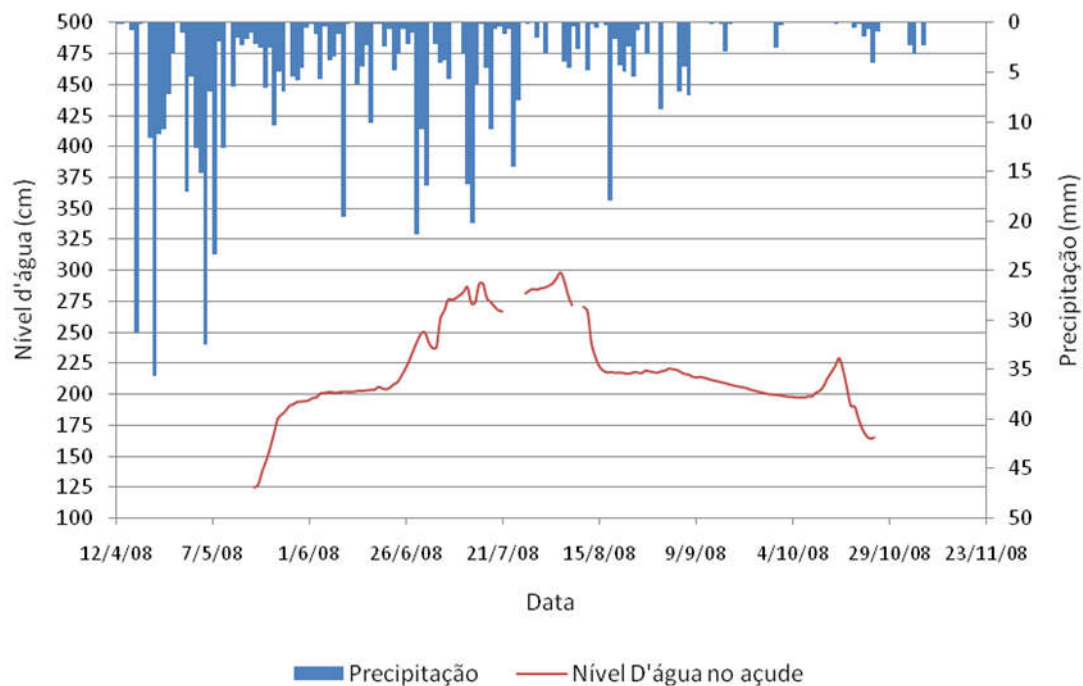


Figura 50 – Nível d'água x Precipitação diária

A variação máxima de cota desde o começo do monitoramento do nível d'água até a última data, utilizada para construir a Figura 50, foi de 173,26 cm, sendo a menor cota registrada no dia 18 de maio, e maior em 05 de agosto de 2008, com valores iguais a 124,78 e 298,03 cm, respectivamente.

O pico local do gráfico do nível d'água, compreendido entre os dias 04 e 29 de outubro de 2008, tem seu erro justificado pela observação, através de vistoria em campo, que um rebanho bovino danificou o suporte do equipamento que coletava os dados.

Os totais diários precipitados registrados no período compreendido entre os dias 01/12/2007 e 31/09/2008 de ambos pluviógrafos são observados nas Figuras 51 e 52.

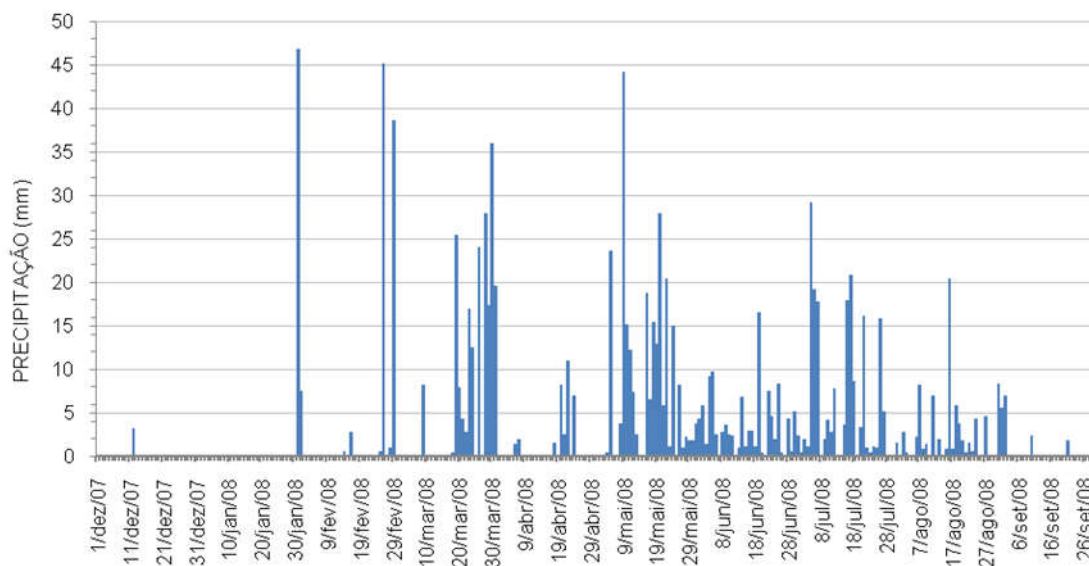


Figura 51 – Precipitação diária no pluviógrafo da microbacia

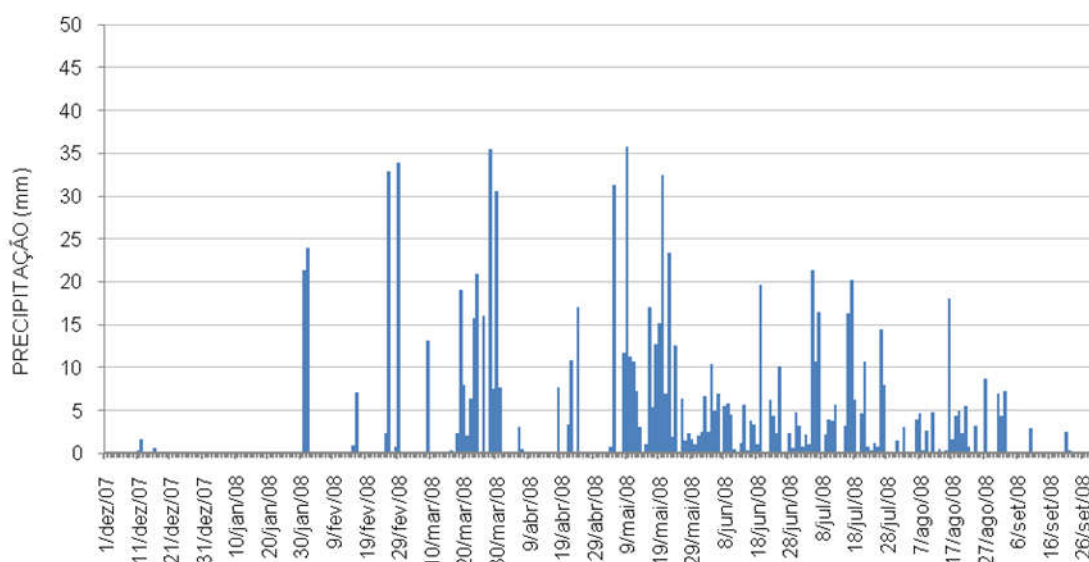


Figura 52 – Precipitação diária no pluviógrafo da sub-bacia 1

### 3.4.2 Umidade Relativa do Ar

Os registros de umidade relativa foram feitos na estação climatológica instalada na sub-bacia 1, no período compreendido entre o mês de dezembro de 2007 e março de 2009. Cabe ressaltar que o mês de novembro de 2007 foi excluído da análise porque a estação climatológica foi instalada no final deste mês, logo os dados coletados não tinham representatividade para diagnosticar o



comportamento da umidade relativa em todo mês. A Tabela 17 apresenta os valores de umidade relativa média mensal.

Tabela 17 – Umidade Relativa média mensal

Data	Umidade Relativa (%)	Data	Umidade Relativa (%)	Data	Umidade Relativa (%)
dez/07	64,58	mai/08	91,65	out/08	77,79
jan/08	68,22	jun/08	93,90	nov/08	65,04
fev/08	67,04	jul/08	94,95	dez/08	67,73
mar/08	83,00	ago/08	91,30		
abr/08	85,58	set/08	84,73		

Os resultados apresentados para a umidade relativa média na bacia experimental são parecidos com os de outras bacias localizadas no semi-árido nordestino, como por exemplo, nos resultados apresentados por Fontes et al. (2005), onde a umidade relativa média semanal para a bacia experimental do rio do Cedro variou de 60% a 92%.

Os dados de umidade relativa também foram analisados de acordo com médias mensais por faixas de horário durante o dia. Foram calculadas as umidades relativas médias mensais para as seguintes faixas de horário: de 00:00 até 06:00 horas; de 06:00 até 12:00 horas; de 12:00 até 18:00 horas e das 18:00 as 24:00 horas. Os resultados estão dispostos na Figura 53.

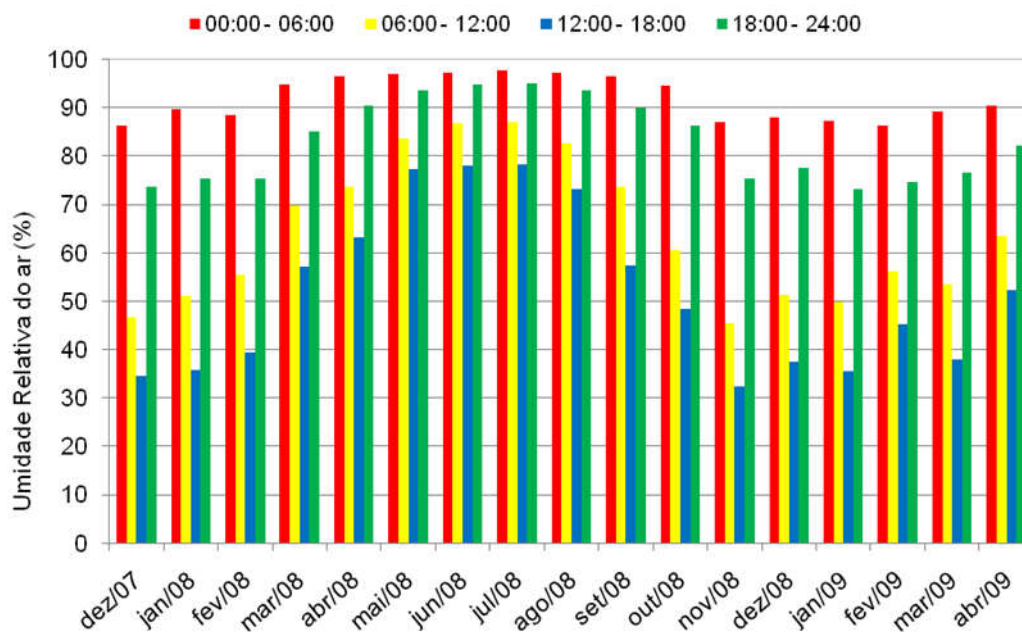


Figura 53 – Umidade relativa média mensal por faixa de horário



Para faixa de horário de 12:00 as 18:00 horas foram registrados os menores índices de umidade relativa do ar, já o intervalo entre 00:00 e 06:00 horas obteve os maiores níveis. Verifica-se também que nos meses mais secos a variação dos índices de umidade relativa durante o dia são maiores que nos meses mais chuvosos.

### 3.4.3 Temperatura do Ar, Radiação Solar e Velocidade do Vento

Os dados de temperatura também foram monitorados durante o mesmo período da umidade relativa do ar. A temperatura média, assim como a média das temperaturas máximas e mínimas mensais, estão apresentadas na Figura 54.

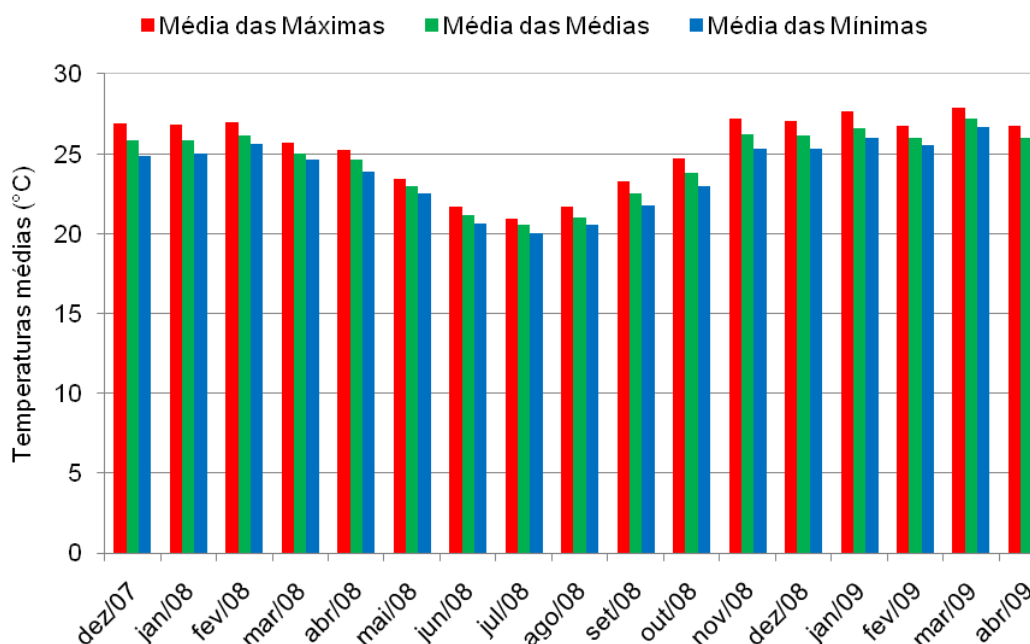


Figura 54 – Temperatura do ar média mensal

A amplitude térmica diária média é menor nos meses de maio a agosto. As maiores amplitudes térmicas diárias são encontradas nos meses de novembro a fevereiro, sempre ultrapassando os 13°C em média. A amplitude térmica média durante ano de 2008 foi 16,1°C.

Outra forma bastante expressiva de mostrar os resultados de umidade relativa do ar e temperatura do ar é relacioná-los, conforme Figura 55.

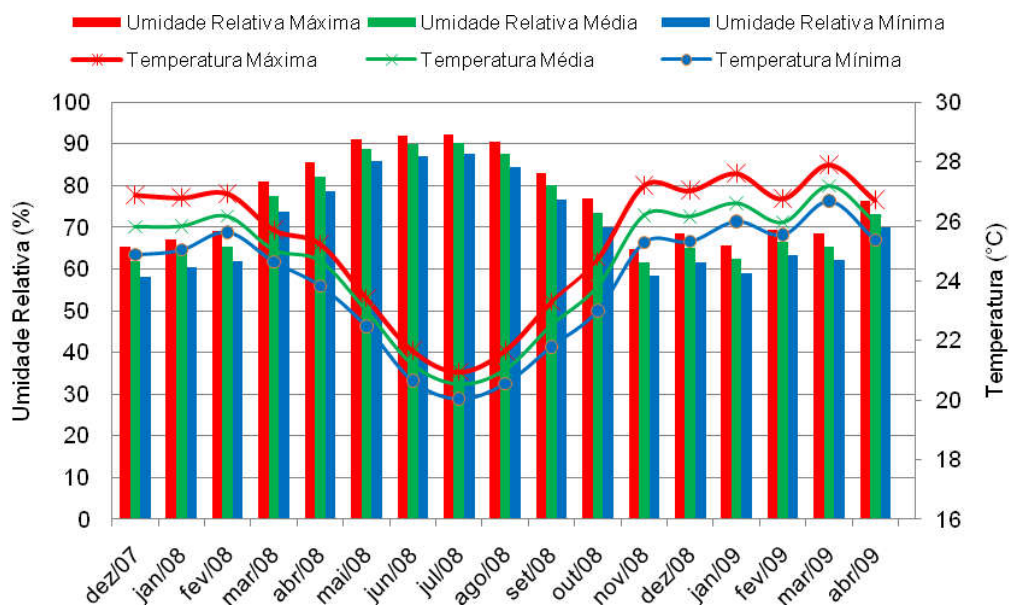


Figura 55 – Temperatura média do ar X Umidade Relativa do ar média

Verifica-se na Figura 55 que no período chuvoso do ano as temperaturas mensais médias, médias máximas e médias mínimas são mais baixas, conseqüentemente a umidade relativa do ar aumenta nestes períodos.

Nas Figuras 56 e 57 observa-se a radiação de onda curta tem comportamento parecido ao da temperatura, já a velocidade do vento apresenta comportamento contrário ao da temperatura.

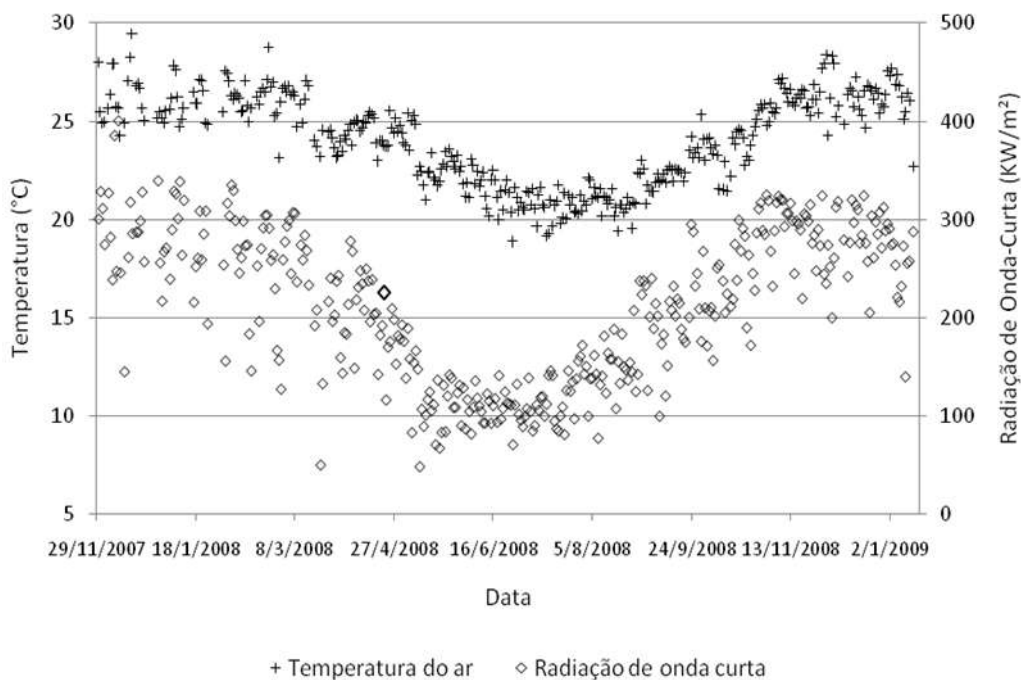


Figura 56 – Valores médios diários da Temperatura do ar e Radiação de onda curta

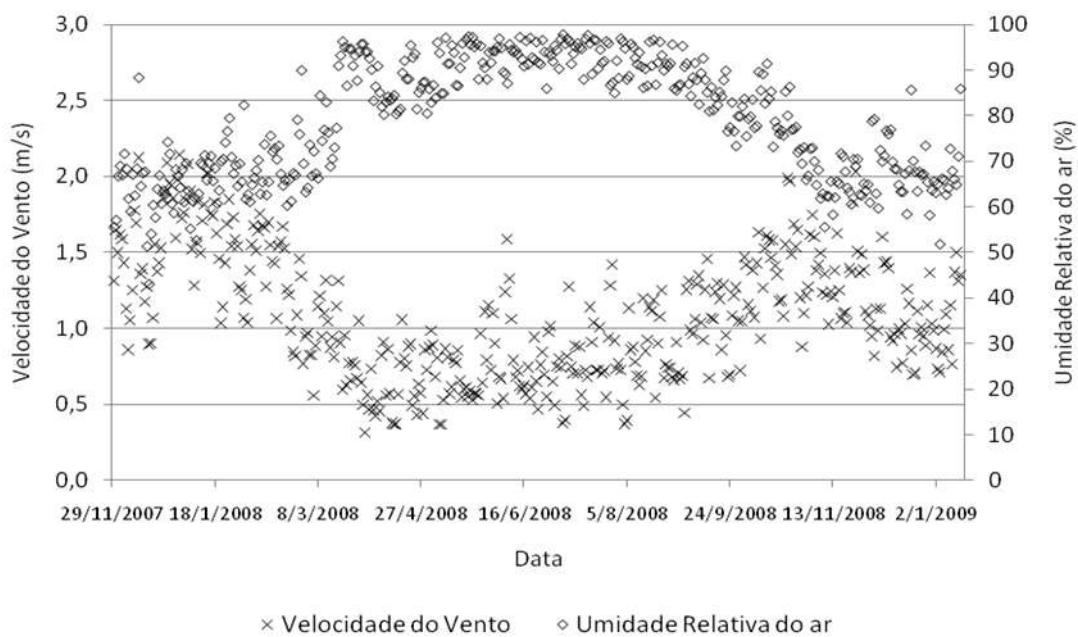


Figura 57 – Valores médios diários da Velocidade do Vento e Umidade Relativa do ar

### 3.4.4 Balanço Hídrico

Utilizando-se os valores médios históricos da precipitação e evapotranspiração, respectivamente, pôde-se confrontar as estimativas de balanço hídrico histórico com balanço hídrico para o ano de 2008 na região da BESI, monitorada pelo projeto BEER/UFAL. A Figura 58 representa essa comparação.

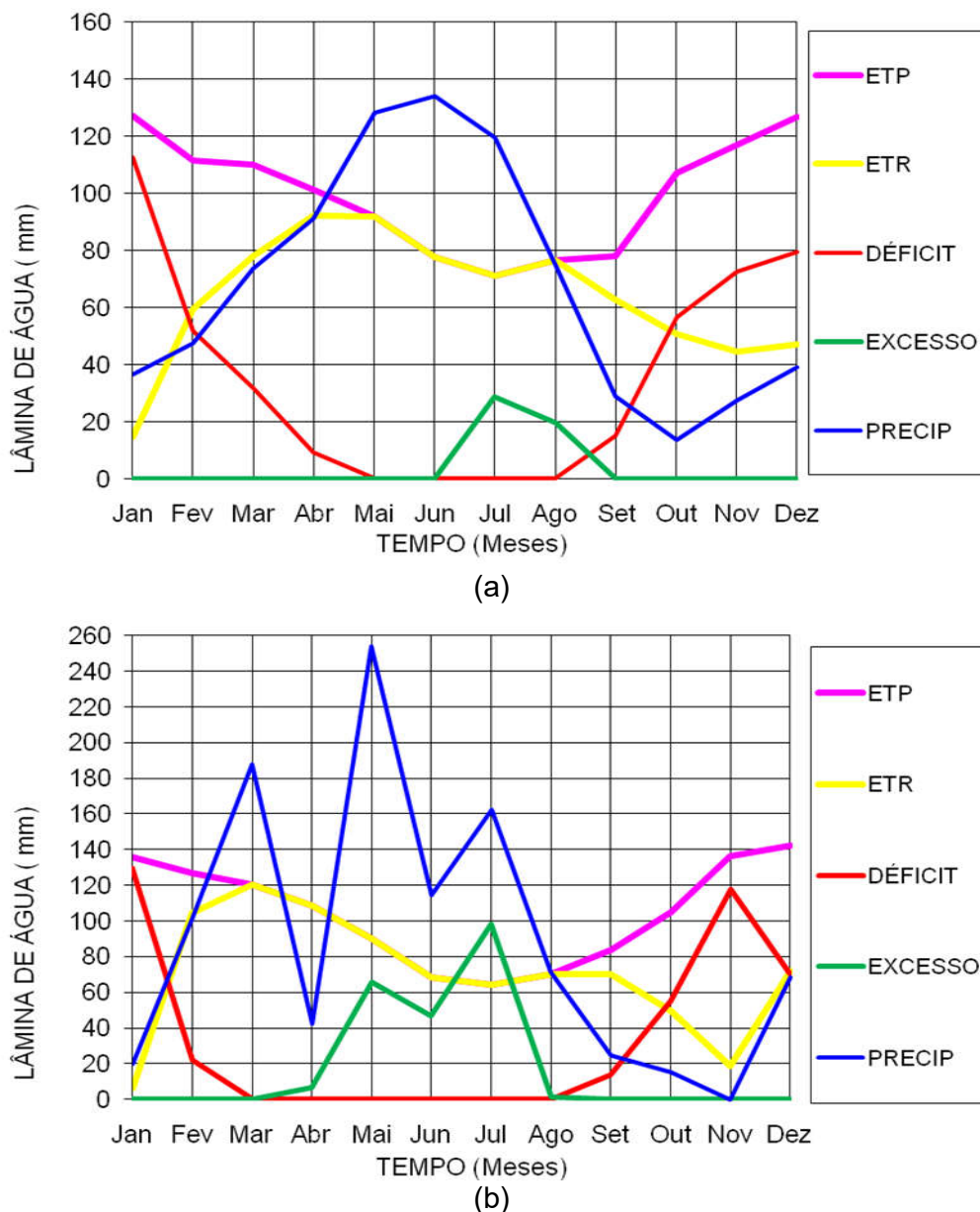


Figura 58 – Comparação entre os balanços hídricos: (a) balanço com dados históricos; (b) balanço com dados monitorados em 2008

## 4 MODELAGEM CHUVA-VAZÃO NA BESI

### 4.1 DISCRETIZAÇÃO DAS BACIAS

A discretização das unidades de estudo foi feita a partir da utilização dos modelos digitais dos terrenos desenvolvidos no capítulo 4 para as sub-bacias 1 e 2.

Para realização da discretização das bacias estudadas foram utilizados os critérios adotados por Lopes (2003) apud Rocha (2008), descritos a seguir.

- Traça-se o sistema de canais;
- Delimitam-se as áreas que contribuem para cada canal, cruzando-se as curvas de nível perpendicularmente;
- Dividem-se as áreas em mais de um elemento se houver mudanças significativas na declividade ou uso do solo;
- Traçam-se linhas de fluxo ao longo dos planos. O comprimento de cada linha determina o comprimento do plano, e a largura é definida pela divisão da área do elemento pelo seu comprimento;
- A declividade de cada elemento é determinada como a diferença de cota ao longo do elemento dividido pelo seu comprimento;
- O comprimento dos canais é equivalente ao medido nos mapas.

#### 4.1.1 Sub-bacia 1

A sub-bacia 1 foi discretizada em 17 elementos, sendo 5 canais e 12 planos, conforme a Figura 61. A tabela com as características de cada elemento da sub-bacia 1 encontra-se no Apêndice A.

A área dos elementos planos variou entre 4.687 m<sup>2</sup> e 31.154 m<sup>2</sup>. O elemento denominado plano 5 foi o maior, cerca de 6,6 vezes maior que o tamanho do elemento plano 2, o menor elemento plano da discretização.

O comprimento dos elementos planos variou de 69,05 m (elemento 1) a 331,36 m (elemento 5). O comprimento dos canais variou entre 68 m (elemento 10) a 283,79 m (elemento 7).

Para os elementos planos, a declividade máxima foi de 24,2% (elemento 6), e a mínima de 4,4% (elemento 9). A declividade dos canais variou entre 7,4% (elemento 10) e 21,8% (elemento 7).

A área média dos elementos planos foi de aproximadamente 6.450 m<sup>2</sup>, o comprimento médio foi de 92,54 m e a declividade média de 14%. Para os canais, o comprimento médio foi de 82,74 m e a declividade média de 16%.

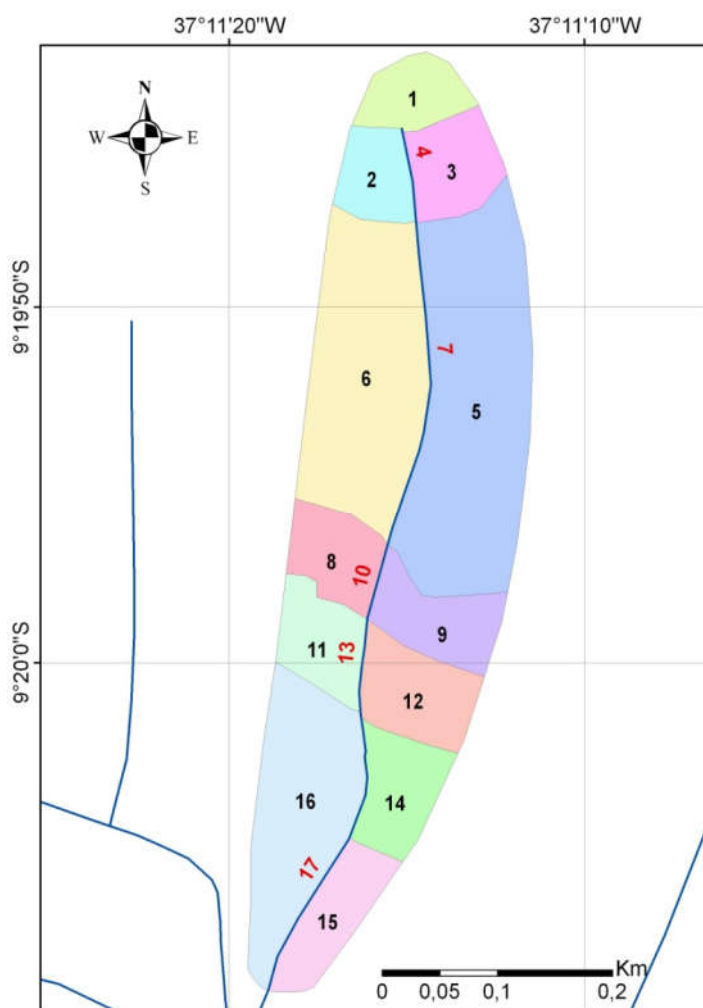


Figura 59 – Discretização da sub-bacia 01

#### 4.1.2 Sub-bacia 2

A sub-bacia 02 foi discretizada em 97 elementos, sendo 24 canais e 73 planos, conforme a Figura 60. A área dos elementos planos variou entre 4.795,15 m<sup>2</sup> e 160.206,67 m<sup>2</sup>. O elemento denominado plano 92 foi o maior, cerca de 33

vezes maior que o tamanho do elemento plano 57, o menor elemento plano da discretização.

O comprimento dos elementos planos variou de 41,15 m (elemento 7) a 815,78 m (elemento 93). O comprimento dos canais variou entre 94,42 m (elemento 77) a 690,32 m (elemento 19).

Para os elementos planos, a declividade máxima foi de 26,5% (elemento 26), e a mínima de 1,0% (elemento 95). A declividade dos canais variou entre 0,8% (elemento 97) e 31,8% (elemento 4).

A área média dos elementos planos foi de aproximadamente 43.463 m<sup>2</sup>, o comprimento médio foi de 343,36 m e a declividade média de 11,8%. Para os canais, o comprimento médio foi de 314,01 m e a declividade média de 11,3%.

O Apêndice A apresenta as características geométricas de cada elemento discretizado nas sub-bacias.

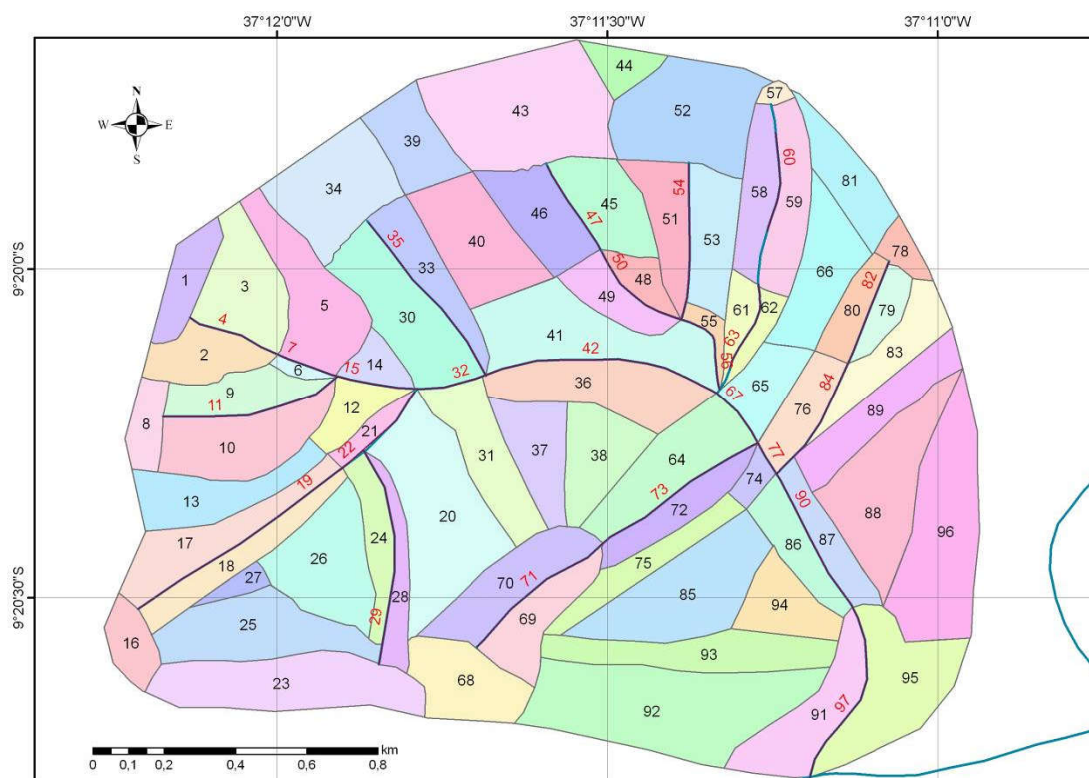


Figura 60 – Discretização da sub-bacia 02

## 4.2 CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DE CHUVA MODELADOS

Por falta de uma rede pluviométrica que caracterize a distribuição espacial e temporal da precipitação na bacia, para aplicação do modelo, a precipitação foi considerada como uniforme em toda a região estudada, com base no monitoramento da estação meteorológica instalada na foz da sub-bacia 1. Uma vez que a variabilidade espacial da chuva no semi-árido é grande, essa simplificação pode conduzir a incertezas nos resultados, que aumentam com o aumento da área em análise. Nesse caso, trata-se de uma bacia pequena, com área de 3,9 km<sup>2</sup>.

Alguns pesquisadores adotaram métodos para separação e caracterização dos eventos chuvosos. Cabeda (1976) considera eventos de precipitação independentes quando uma chuva está separada de outra por no mínimo 6 horas, com total precipitado inferior a 1 mm, e considerada erosiva quando a altura precipitada é superior a 10 mm, ou quando tinha uma intensidade igual ou superior a 24 mm/h.

Neste estudo foi utilizado, com algumas modificações, o critério adotado por Silveira (2000), onde os eventos foram isolados quando ocorreu um intervalo de 4 horas sem chuva entre dois eventos. A lâmina precipitada para a escolha do evento tinha que ser de ao menos 10 mm e o evento devia possuir uma intensidade mínima de 3 mm/h.

Após aplicação dos critérios adotados foram obtidos 15 eventos, apresentados no Apêndice A. Entretanto, apenas dez eventos foram considerados para simulação do escoamento superficial na sub-bacia 1 e sub-bacia 2. Os eventos considerados no estudo possuem características de duração, total precipitado e intensidades diferentes, permitindo fazer comparações entre esses aspectos e a geração do escoamento superficial. A Tabela 18 apresenta as principais características dos dez eventos selecionados.



Tabela 18 – Resumo das características dos eventos selecionados

Evento	Precipitação (mm)	Duração (min)	Intensidade (mm/h)	Data e Hora do Início dos Eventos
1	21,3	278	4,6	31/1/2008 20:34:00
2	24,0	154	9,4	1/2/2008 11:46:00
3	32,9	350	5,6	26/2/2008 23:08:00
4	28,1	192	8,8	29/2/2008 21:56:00
5	10,6	10	63,6	9/3/2008 16:10:00
6	20,9	258	4,9	24/3/2008 17:30:00
7	35,5	520	4,1	28/3/2008 18:02:00
8	16,9	60	16,9	24/4/2008 16:20:00
9	10,8	172	3,8	23/5/2008 00:56:00
10	65,9	380	10,4	2/12/2008 16:48:00

As Figuras 61 a 70 apresentam a distribuição temporal dos eventos considerados na simulação do escoamento superficial para as sub-bacias 1 e 2.

Evento 1 - 31/01/2008 a 01/02/2008

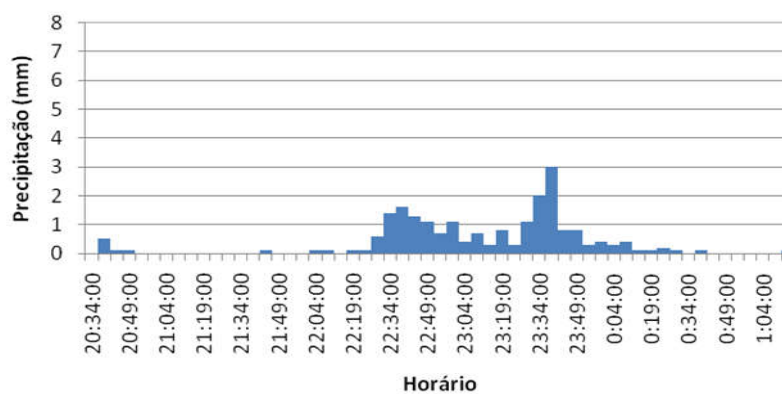


Figura 61 – Evento 01

Evento 2 - 01/02/2008

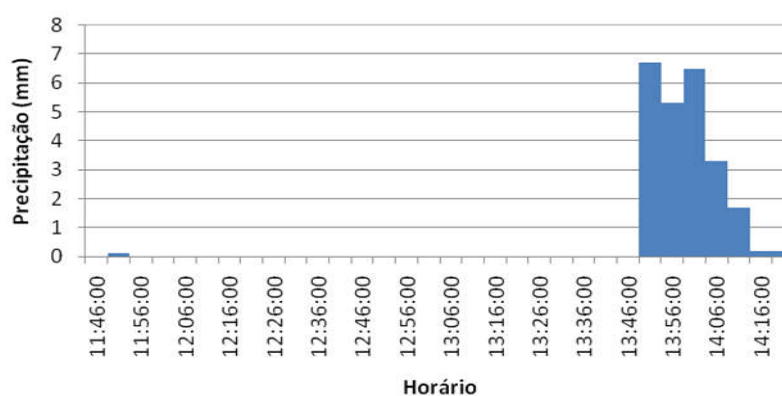
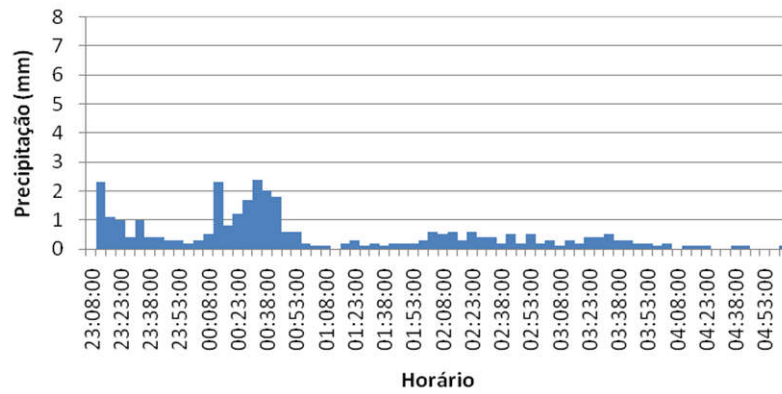


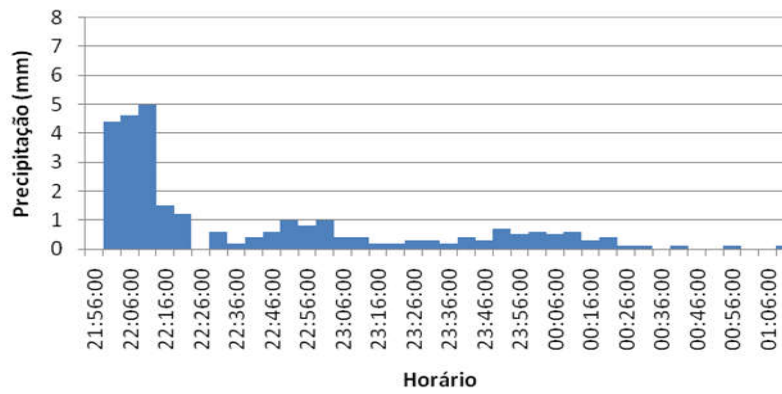
Figura 62 – Evento 02

**Evento 3 - 26/02/2008 a 27/02/2008**



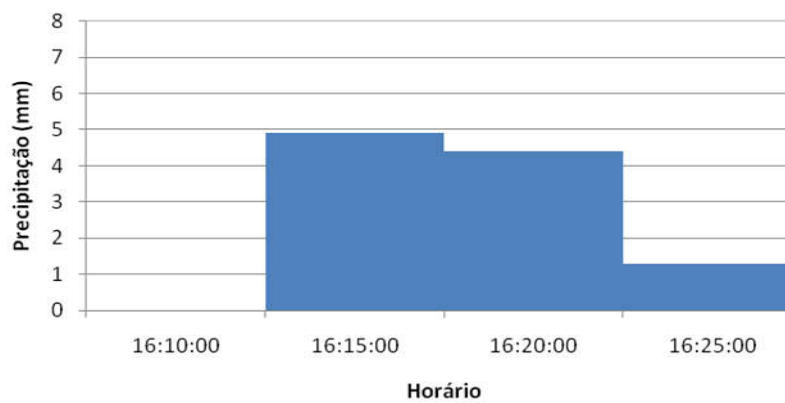
*Figura 63 – Evento 03*

**Evento 4 - 29/02/2008 a 01/03/2008**



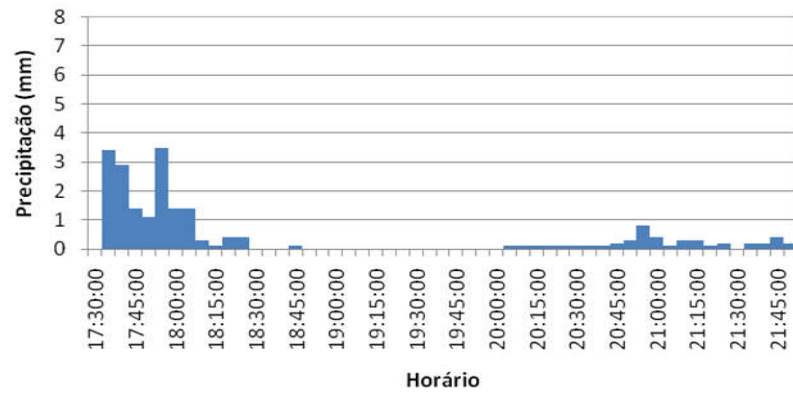
*Figura 64 – Evento 04*

**Evento 5 - 09/03/2008**



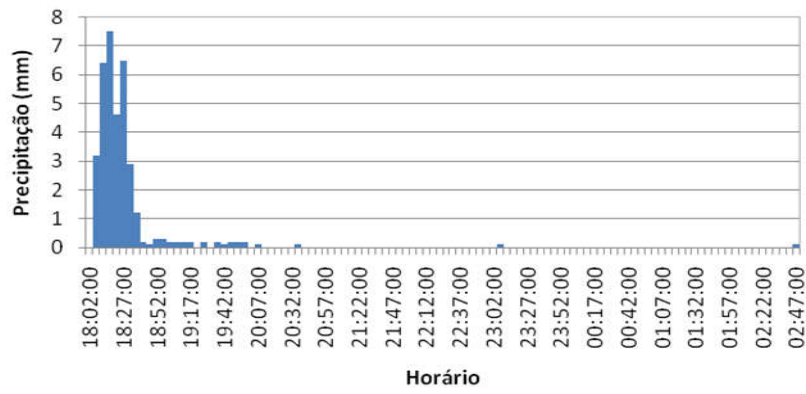
*Figura 65 – Evento 05*

**Evento 6 - 24/03/2008**



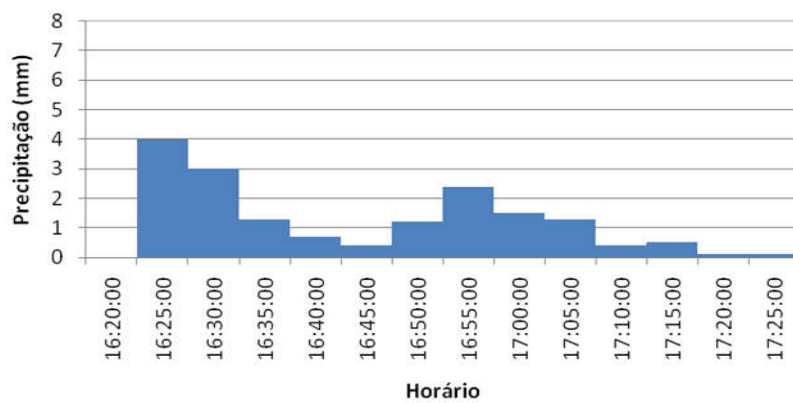
*Figura 66 – Evento 06*

**Evento 7 - 28/03/2008 a 29/03/2008**

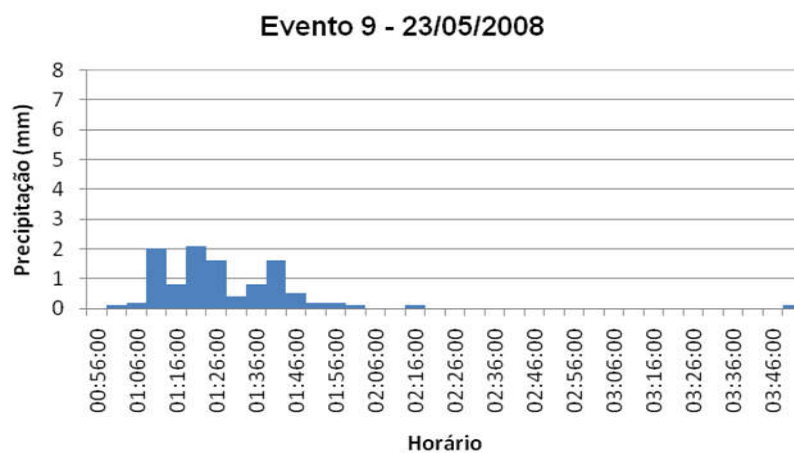


*Figura 67 – Evento 07*

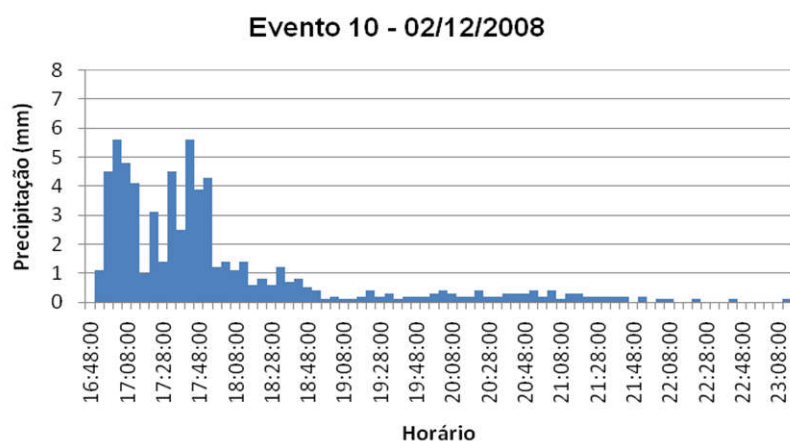
**Evento 8 - 24/04/2008**



*Figura 68 – Evento 08*



*Figura 69 – Evento 09*



*Figura 70 – Evento 10*

### 4.3 PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO KINEROS2

Nesta seção serão apresentados como foram determinados cada um dos parâmetros utilizados na modelagem com o Kineros2. Para a modelagem na sub-bacia 1, foram realizados ensaios de solos (umidade, porosidade, peneiramento, sedimentação e Beerkan) em diversos pontos de sua extensão, uma vez que a área é pequena ( $0,127 \text{ km}^2$ ) e permite obter resultados para alguns parâmetros através da aplicação de métodos experimentais em campo e em laboratório. A realização de ensaios de campo na sub-bacia 1 provavelmente gerou melhores resultados na modelagem do escoamento superficial.

Os ensaios foram realizados em duas etapas, a primeira etapa ocorreu em Novembro de 2009 e a outra em Maio de 2009. Em princípio adotou-se uma malha de pontos para aplicação dos testes experimentais em campo e, conseqüentemente análise dos solos coletados, mas, uma série de contratempos impossibilitou a execução do cronograma pré-estabelecido. Os pontos onde foram executados ensaios de campo na sub-bacia 1 estão representados na Figura 71, e foram definidos com base no padrão de declividade, do tipo de solo e do padrão de uso e ocupação do solo.

Os ensaios nestes pontos consistiram na realização do método Beerkan, seguido de análises laboratoriais para obtenção da umidade inicial e final, da porosidade, de peneiramento e sedimentação, que possibilitou a construção das curvas granulométricas de cada amostra.

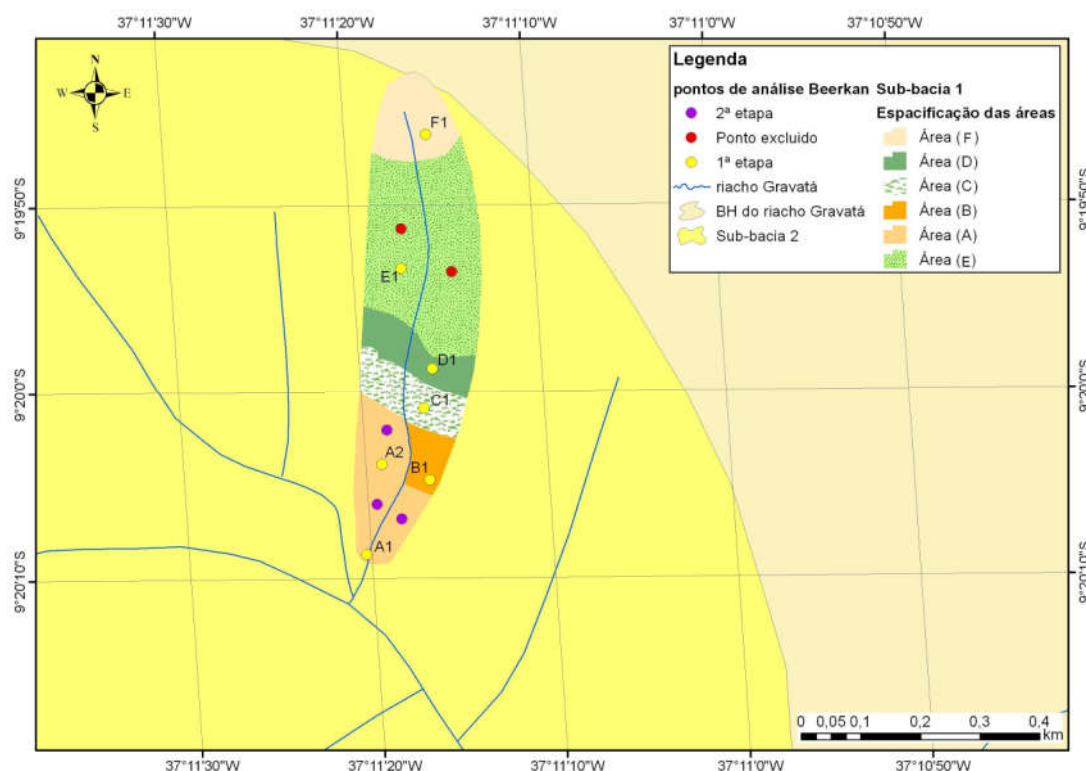


Figura 71 – Pontos de Aplicação dos ensaios experimentais

Os pontos de aplicação dos ensaios experimentais que foram excluídos (Figura 71) apresentaram resultados muito diferentes dos padrões normais

encontrados na literatura, o que sugere falha no procedimento experimental ou a existência de macroporosidade local.

Na Tabela 19 estão descritas as características de cada uma das áreas onde foram realizadas as campanhas experimentais, expostas na Figura 71.

*Tabela 19 – Resumo das características de cada uma das áreas de experimentos*

Área	Características de cobertura vegetal, declividade e tipo de uso do solo.
A	Área mais baixa da bacia, praticamente plana, com cobertura vegetal composta por gramíneas e uso do solo para agricultura familiar e criação de gado. Área mais antropizada da sub-bacia, inclusive com a presença de processos erosivos visíveis.
B	Área que possui acentuada declividade e presença de poucas espécies florestais nativas da caatinga.
C	Área com maior declividade da sub-bacia, com cobertura vegetal bastante preservada e diversas espécies florestais nativas da caatinga. Área menos antropizada da sub-bacia.
D	Área de baixa declividade, com a presença de diversas espécies frutíferas e plantações de capim elefante usadas para alimentar o gado.
E	Segunda área de maior declividade, composta por vegetação rasteira, pouco usada na agricultura familiar. Percebe-se que no passado esta área já foi bastante explorada pelos moradores locais, pois atualmente é junto com a área "A" a que apresenta maiores índices de processos erosivos.
F	Área mais alta da sub-bacia, com a presença de agricultura familiar e plantação de capim elefante. Apresenta diversos afloramentos rochosos e pouca vegetação de caatinga.

Na sub-bacia 2, por se tratar de uma região com área maior (3,90 km<sup>2</sup>), foram considerados para as variáveis do modelo, os mesmos resultados encontrados para os parâmetros estudados na sub-bacia 1 e resultados obtidos por Rocha (2008), que parametrizou o Kineros2 para sub-bacia 2, respeitando a igualdade de características básicas entre as áreas discretizadas da sub-bacia 1 e 2, como cobertura vegetal e tipo de solo.

Os parâmetros do modelo foram estabelecidos de acordo com as características fisiográficas de cada subárea das unidades discretizadas, ou seja, de acordo com o tipo de solo, cobertura vegetal, declividade, entre outras.

Dentre os dados necessários para a modelagem do escoamento superficial com o modelo Kineros2, existem aqueles que foram obtidos a partir das características das bacias em estudo (área, declividade, características do solo e diâmetro mediano dos sedimentos, porosidade e condutividade hidráulica saturada, potencial de capilaridade, interceptação da chuva devido à cobertura vegetal) e outros, a partir das características dos eventos de precipitação.

Por outro lado, outros parâmetros não puderam ser medidos diretamente e precisaram ser estimados. Neste grupo estão os seguintes: saturação inicial relativa ( $S_i$ ), rugosidade de Manning e interceptação.

Os parâmetros foram determinados segundo a classificação de três grupos, sendo estes: parâmetros físicos, parâmetros de uso e ocupação do solo e parâmetros hidrodinâmicos do solo.

#### 4.3.1 Parâmetros Físicos

Alguns parâmetros físicos utilizados na modelagem com o Kineros2 foram determinados a partir da discretização das sub-bacias, outros foram determinados com base nos valores encontrados na literatura e para o parâmetro umidade inicial foi feita uma estimativa. Os tópicos a seguir apresentam os parâmetros.

##### 4.3.1.1 Declividade média dos elementos (Slope)

Foram determinadas a partir de características geométricas de cada elemento e encontram-se disponíveis nos **Apêndice A e B** do presente estudo.

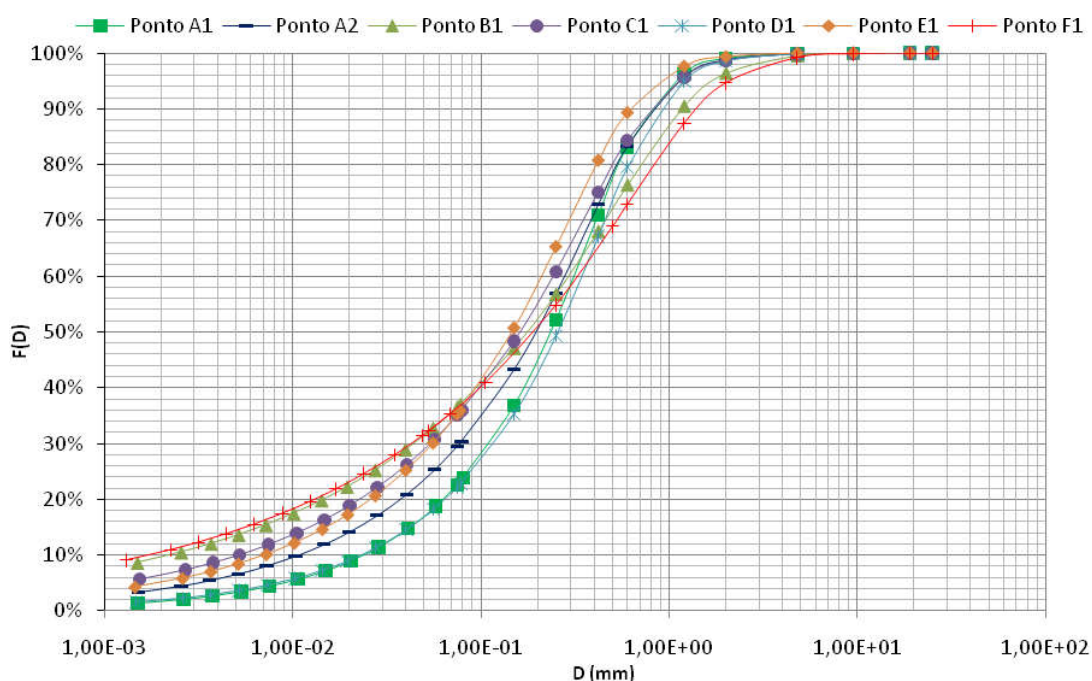
##### 4.3.1.2 Tamanho característico das partículas do solo (d)

Existem vários critérios para a escolha do diâmetro representativo de misturas de sedimentos, mas o valor mais utilizado tem sido o  $d_{50}$ , que corresponde àquele para o qual 50% da amostra em peso possui diâmetro maior. O valor desse parâmetro foi considerado, para toda sub-bacia 1 e 2, como sendo a média dos diâmetros medianos de todas as amostras coletadas em diversos pontos na sub-bacia1 e analisadas com base na distribuição granulométrica. Sendo assim, o  $d_{50}$  foi de 0,2 mm.

#### 4.3.1.3 Porosidade, potencial de capilaridade e índice de distribuição do tamanho dos poros

O parâmetro potencial de capilaridade ( $G$ ), porosidade ( $\phi$ ) e índice de distribuição do tamanho dos poros ( $\lambda$ ) foram determinados tomando-se como base as características do solo da sub-bacia 1 e os trabalhos de Rawls et al. (1982) e Woolhiser et al. (1990).

Para estimar os valores desses parâmetros nas sub-bacias, foram coletadas amostras e feitas análises dos solos referentes aos pontos visualizados na Figura 71. As amostras foram submetidas aos ensaios de peneiramento e sedimentação, além de cálculos para obtenção da porosidade, no Laboratório de Estruturas e Materiais (LEMA), do Núcleo de Pesquisas Tecnológicas (NPT) da UFAL. Curvas granulométricas foram elaboradas para cada uma das amostras (Figura 72).



De acordo com a fração de cada classe de tamanho de partícula, e utilizando o triângulo textural do solo, apresentado na Figura 5, as amostras foram classificadas de acordo com a textura (Tabela 20), que junto com a porosidade



foram determinantes para definição do potencial de capilaridade e índice de distribuição do tamanho dos poros utilizados na modelagem chuva-vazão.

Vale ressaltar que os pontos de análise referentes à segunda etapa de medição em campo, conforme Figura 71, não foram levados em consideração para definição do potencial de capilaridade e índice de distribuição dos poros, devido a algumas incoerências encontradas no cálculo da porosidade e análise granulométrica. Entretanto, para o cálculo do coeficiente de saturação ( $K_s$ ) os resultados da metodologia Beerkan nestes pontos foram considerados.

Tabela 20 – Classificação textural das amostras

Amostras	Frações (%)			Classificação Textural
	Areia (0,02 – 2 mm)	Silte (0,002 – 0,02 mm)	Argila (< 0,002 mm)	
Ponto A1	92,61	4,07	1,48	Arenoso
Ponto A2	90,26	7,07	2,42	Arenoso
Ponto B1	77,85	9,23	11,71	Franco-Arenoso
Ponto C1	80,26	11,68	6,29	Franco-Arenoso
Ponto D1	88,25	8,26	2,28	Franco-Arenoso
Ponto E1	81,16	10,41	6,85	Franco-Arenoso
Ponto F1	72,63	12,52	13,27	Franco-Arenoso

Com a classificação textural e a porosidade de cada uma das amostras foram definidos o potencial de capilaridade e o índice de distribuição do tamanho dos poros para cada uma das áreas descritas na Tabela 19, tomando-se como base o trabalho de Rawls et al. (1982) e Woolhiser et al. (1990). Os valores de cada uma das variáveis supracitadas estão apresentados na Tabela 21.

Tabela 21 – Valores do potencial de capilaridade ( $G$ ), índice de distribuição do tamanho dos poros ( $\lambda$ ) e porosidade ( $\phi$ )

Áreas	Parâmetros		
	$G$ (mm)	$\lambda$	$\phi$
A	50	0,69	0,379
B	130	0,38	0,351
C	130	0,38	0,320
D	130	0,38	0,370
E	130	0,38	0,314
F	130	0,38	0,400

#### 4.3.1.4 **Saturação inicial do solo**

A saturação inicial influencia diretamente no escoamento e não possui valor previamente definido. Portanto, este parâmetro foi estimado de acordo com a simulação para cada evento de precipitação.

Para os eventos simulados em período chuvoso que observou-se a ocorrência de chuva anterior a este foi adotado o valor de saturação inicial de 50%, para os outros eventos o valor da saturação inicial foi de 0%.

#### 4.3.1.5 **Outros parâmetros**

- **Densidade Relativa de Sedimentos ( $S_s$ ):** Assumido como sendo igual a  $2,65 \text{ g/cm}^3$ , que corresponde à densidade específica do grão de quartzo.
- **Temperatura da Água:** Considerada como sendo igual a  $25^\circ\text{C}$ .
- **Parâmetro Relacionado à Coesão no Solo:** Este parâmetro assume valores entre 0 e 1 na literatura, sendo adotado neste trabalho com valor igual 0,01, o mesmo valor adotado por Rocha (2008).
- **Parâmetros relacionados à microtopografia (*relief e spacing*):** Valores adotados com base na literatura. Para o parâmetro relief foi assumido como sendo igual a 2,0 mm e o parâmetro spacing como sendo 0,3 m em todos os elementos.

#### 4.3.2 **Parâmetros de Uso e Ocupação do Solo**

Os parâmetros coeficiente de rugosidade de Manning, interceptação (*Interception*) e a fração da superfície ocupada por cobertura vegetal (*Canopy Cover*) foram determinados a partir dos valores descritos por Chow (1959) e dos parâmetros comumente utilizados em trabalhos envolvendo KINEROS2 no semi-árido Rocha (2008); Semmens et al., 2008; Miller et al., 2007; Wagener et al., 2007; Canfield et al., 2005; Miller et al., 2002; Venturini, 2001; Hernandez et al., 2000) a partir de bancos de dados americanos STATSGO (*State Soil Geographic Database*), NALC (*North American Landscape Characterization*) e de cobertura de solos (Tabela 22).

Tabela 22 – Parâmetros relacionados à cobertura vegetal do solo

Uso e Cobertura do Solo	Interceptação (mm/h)	Fração da superfície ocupada por cobertura vegetal	Manning (Planos)
Caatinga	3,00	0,25	0,08
Pastagem	2,00	0,01	0,05
Solo Desmatado	0,00	0,00	0,02
Cultivo de Milho e Cana-de-açúcar	0,75	0,50	0,04
Região Aluvionar	1,15	0,70	0,06

Como não se tem trabalhos anteriores de quantificação do coeficiente de rugosidade de Manning no semi-árido alagoano, este coeficiente foi considerado como 0,03 nos canais, conforme Figueiredo (1998) apud Rocha (2008) para as sub-bacias da bacia representativa de Sumé.

Rawls et al. (1982) apud Rocha (2008) utilizou valores para a saturação relativa dos solos da região ( $S_i$ ) entre o valor mínimo 0,17 e máximo de 0,83. Estes valores foram utilizados como valores limites durante as simulações.

#### 4.3.3 Propriedades Hidrodinâmicas do Solo

Com a aplicação do método Beerkan procurou-se estimar o parâmetro mais relevante e também o de acurácia mais incerta para a modelagem chuva-vazão em regiões semi-áridas, a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ). Os valores encontrados para o  $K_s$  estão apresentados, na Tabela 23, para cada uma das áreas definidas na Tabela 21. Na área A, onde foram realizados mais de um teste Beerkan, o  $K_s$  foi considerado como a média aritmética entre todos os resultados encontrados.

Os ensaios de campo foram realizados exclusivamente na sub-bacia 1 visando medir as propriedades físico-hídricas numa malha de 10 pontos (Figura 71). Para isso, foram realizados ensaios de infiltração aplicando-se o método Beerkan, e coletas de solos em cada ponto da malha.

Tabela 23 – Valores do ( $K_s$ ) em cada um dos pontos de análise

Áreas	A1	A2	A3	A4	A5	B	C	D	E1	E2	E3	F
$K_s$ (mm/h) Por ponto analisado	9,4	11,6	13,8	13,9	14,3	8,2	5,4	3,6	3,9	4,1	4,6	3,7
$K_s$ (mm/h) Média da Área	12,6					8,2	5,4	3,6	4,2			3,7

Os resultados obtidos para condutividade hidráulica saturada podem ser explicado pelo tipo de solo encontrado nas respectivas áreas definidas para a sub-bacia1 e também pelo tipo de atividade correspondente a cada uma destas áreas. Para a área A encontraram-se os maiores valores da condutividade hidráulica saturada, pois o solo desta região é o mais arenoso da sub-bacia 1 e ainda é utilizado para agricultura familiar, com aplicação de carros de boi e até tratores no preparo da terra.

Os solos correspondentes à região mais alta da bacia apresentaram resultados mais baixos, pois estes solos são franco-arenosos pouco profundos. Outra característica das regiões mais altas que podem influenciar é a declividade do terreno, que é muito superior à da área A e B.

Quando da realização dos trabalhos em campo a equipe pôde perceber que a geração do escoamento superficial sempre se inicia na parte mais alta das sub-bacias.

#### 4.4 CENÁRIOS UTILIZADOS NA MODELAGEM CHUVA-VAZÃO

Modelos matemáticos são largamente empregados na predição dos processos chuva-vazão, tanto para o planejamento preventivo, como para controle e estudo das condições futuras. O objetivo da modelagem é, então, compreender melhor os processos que ocorrem em um sistema como uma bacia hidrográfica.

A desvantagem da utilização dos modelos é a dificuldade de manipulação de grandes quantidades de dados que descrevem a heterogeneidade dos sistemas naturais. Por essas razões, Sistemas de Informações Geográficas (SIG's) são empregados na criação do banco de dados desses modelos. Com a combinação destas duas ferramentas, é possível não só visualizar cenários

passados, atuais, mas também simular cenários futuros com baixo custo e de forma rápida (Grigg, 1996).

Nesse contexto, foram simulados para cada um dos eventos cenários alternativos de uso e ocupação do solo na BESI, por meio da integração Kineros/ ArcView, e comparados quanto à geração do escoamento superficial. Os cenários avaliados foram:

- **Cenário1** – Neste cenário foi considerado o uso da terra atual para os parâmetros relacionados ao uso e ocupação do solo na BESI.
- **Cenário2** – Neste cenário foi considerado o uso da terra atual, mas atendendo às determinações do Código Florestal vigente, Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965 e, respeitando as áreas de preservação permanente definidas pela resolução CONAMA nº 303/2002. O Código Florestal vigente, modificado pelas Leis nº 7803/89 e 7875/ 89, estabelece legalmente uma faixa de área que deve ser protegida ao redor dos corpos d'água e nascentes. Essa faixa de área varia de acordo com a largura dos rios e engloba as matas ciliares. A largura mínima de proteção a florestas e demais formas de vegetação natural, situadas ao longo dos cursos d'água, consideradas como Áreas de Preservação Permanente (APP's) é de 30 m (para cursos d'água com largura de até 10 m) e, nas nascentes, ainda que intermitentes, e nos olhos d'água, em um raio de 50 m.
- **Cenário3** – Para montagem deste cenário foram considerados os impactos das mudanças climáticas nas características de uso e ocupação do solo segundo os relatórios divulgados pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 1990; IPCC, 1996; IPCC, 2001). Tais mudanças estão apresentadas na Tabela abaixo.

Tabela 24 – Mudanças de uso e ocupação do solo previstas para o Cenário 3 (IPCC).

Áreas Afetadas	Mudanças Previstas
Recursos Hídricos	<ul style="list-style-type: none"> <li>• As recargas subterrâneas diminuirão em 70% no nordeste brasileiro, e diminuirão o escoamento superficial de 2 a 9%.</li> </ul>
Cobertura Vegetal e uso e ocupação do solo	<ul style="list-style-type: none"> <li>• A vegetação semi-árida provavelmente será substituída por uma vegetação típica da região árida.</li> <li>• Até 2050, é muito provável que 50% das terras agrícolas sofram processos de desertificação e salinização em algumas regiões do semi-árido.</li> <li>• As áreas de caatinga nativa serão ocupadas pela agricultura e por pastagem.</li> </ul>

Os cenários 2 e 3 são definidos pela modificação dos seguintes parâmetros do modelo Kineros2 sendo estes: Coeficiente de Manning, Interceptação - I e Fração da superfície ocupada por cobertura vegetal - Ca. A Tabela 25 apresenta as alterações nos parâmetros em relação a esses cenários em cada uma das áreas de estudo da sub-bacia 1.

Para o cenário 3 foi considerado que as áreas onde existem plantações de milho e feijão (Áreas A e B), sofrerão processo de desertificação, pois estas áreas, atualmente, já encontram-se bastante degradadas. As áreas C, E e F serão usadas para plantio das culturas de subsistência devido à transformação e derrubada da vegetação nativa de regiões semi-áridas. A área D será usada exclusivamente para cultivo de pastagem para os animais de criação.

Os valores finais obtidos para cada um dos cenários, em cada área de estudo, foram encontrados através do tipo de cobertura vegetal do solo (Tabela 20) e porcentagem dessa cobertura em cada área de estudo, por exemplo:

- No cenário 3, a área de estudo A sofrerá processo de desertificação em toda sua extensão (100%), com base na Tabela 20, o Manning, a interceptação e a porcentagem de área com cobertura vegetal de área com desertificação valem, respectivamente, 0,02, 0,00 e 0,00.
- No Cenário 2, para áreas de estudos A e B, foram feitos cálculos percentuais de área ocupada por cada uso e cobertura do solo, ou seja, a interceptação teve seu valor obtido do cálculo  $3,00 * 0,047 + 0,75 * 0,53 = 1,8$ , onde: 3,00 e 0,75 são os valores da interceptação para caatinga e cultivo de milho, respectivamente e 0,47 e

0,53 são as porcentagens de ocupação de cada um dos usos dentro da área de estudo A. Desta mesma forma foram calculados os valores dos outros parâmetros que tinham mais de um tipo uso e cobertura do solo dentro de uma mesma área de estudo.

Tabela 25 – Valores dos parâmetros Interceptação (Int.), fração da superfície ocupada por vegetação (Ca) e Coeficiente de Manning (n) para cada um dos cenários propostos

Áreas de Estudo	Cenário 1			Cenário 2			Cenário 3		
	Int. (mm/h)	Ca	n	Int. (mm/h)	Ca	n	Int. (mm/h)	Ca	n
A	0,75	0,50	0,04	1,80	0,50	0,06	0,00	0,00	0,02
B	0,75	0,50	0,04	1,80	0,50	0,06	0,00	0,00	0,02
C	3,00	0,50	0,08	3,00	0,60	0,08	0,75	0,50	0,04
D	2,00	0,40	0,05	2,50	0,50	0,08	2,00	0,01	0,05
E	2,00	0,40	0,05	3,00	0,60	0,08	0,75	0,50	0,04
F	2,50	0,40	0,06	3,00	0,60	0,08	0,75	0,50	0,04

#### 4.5 SIMULAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA EVENTOS OBSERVADOS NOS CENÁRIOS DE ANÁLISE

Os resultados para o escoamento superficial mostraram-se extremamente variáveis. Tal fato pode ser explicado pela diversidade no comportamento dos eventos de precipitação e pela condição da umidade inicial do solo.

A condição da umidade inicial padrão para cada simulação foi adotada de acordo com o período em que ocorreu o evento chuvoso, observando a existência ou não de precipitação anterior ao evento simulado. A Tabela 26 a seguir apresenta os valores da umidade inicial adotados para cada um dos eventos.

Tabela 26 – Valores de umidade inicial para os 10 eventos de chuva

Eventos	Houve chuva antecedente (*)	Umidade Inicial Si (%)	Ttotal Precipitado – 24 horas antecedente ao Evento (mm)
1	não	0	0,0
2	sim	50	21,3
3	não	0	2,3
4	não	0	6,6
5	sim	50	18,6
6	sim	50	15,8
7	sim	50	13,7
8	sim	50	35,3
9	sim	50	24,0
10	não	0	0,0

(\*) chuva significativa nas 24 horas que antecederam o evento

#### 4.5.1 Escoamento na sub-bacia 1

Para cada um dos cenários de uso e ocupação do solo e eventos de precipitação propostos para a sub-bacia 1 foram calculados os volumes totais escoados e as vazões de pico. A Tabela 27 apresenta os volumes totais escoados para cada um dos cenários de uso e ocupação de solo na sub-bacia 1.

*Tabela 27 – Volume escoado para sub-bacia 1 para cada um dos cenários*

Evento	Total Precipitado (mm)	Volume Escoado (mm)		
		Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
1	21,30	1,22	1,09	1,43
2	24,00	11,88	11,53	12,45
3	32,90	2,50	2,32	2,68
4	28,10	6,44	6,26	6,70
5	10,60	1,16	0,85	1,69
6	20,90	3,03	2,91	3,20
7	35,50	19,55	19,28	19,78
8	16,90	2,58	2,43	2,80
9	10,80	0,70	0,40	0,97
10	65,90	31,97	31,60	32,20

Na sub-bacia 1 os valores calculados para os volumes escoados foram sempre maiores para as simulações no cenário 3, que utilizou as informações divulgadas nos relatórios do IPCC, enquanto que para o cenário onde foi considerado o uso da terra atual, mas atendendo a algumas determinações do código florestal (cenário 2), foram obtidos os menores volumes escoados.

Para exemplificar o que está ocorrendo com a água, a Figura 73 apresenta o comportamento das variáveis do ciclo hidrológico em cada um dos cenários de uso do solo e mudanças climáticas para os eventos de precipitação 1, 2 e 7.

O evento 9 obteve a maior diferença percentual entre os volumes totais escoados para os eventos selecionados. O volume escoado para o cenário 2 representou apenas 41,7% do resultado obtido para o cenário 3.

O evento 10 registrou a menor diferença entre os volumes escoados para os cenários 3 e 2, sendo de apenas 1,9%. O cenário 1, que considerou o uso atual do solo, ficou sempre com os valores dos totais escoados entre os cenários 2 e 3.



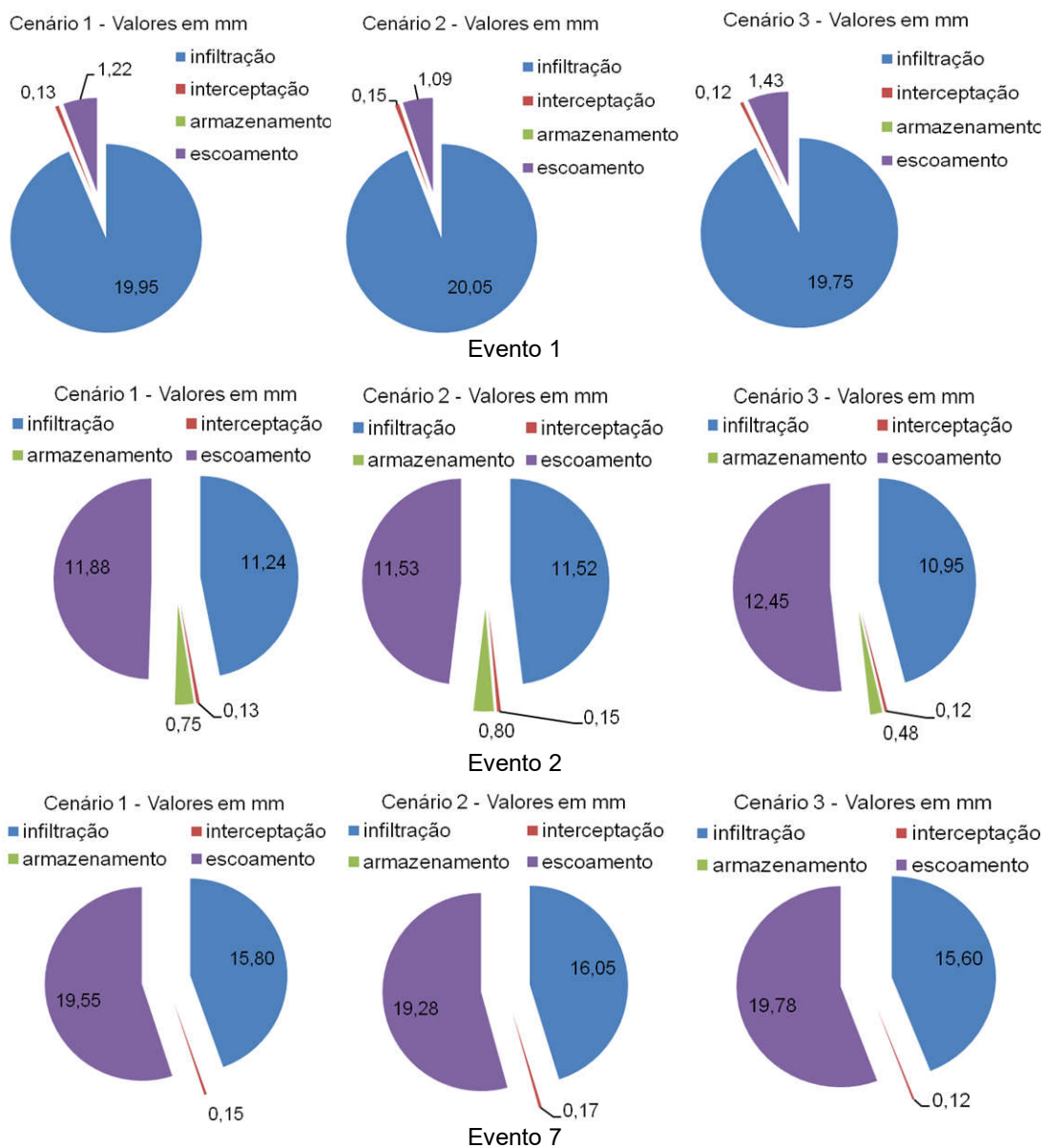


Figura 73 – Valores de Infiltração, Interceptação, Armazenamento e Escoamento para os três cenários dos eventos 1, 2 e 7

Com base na Figura 73, observa-se que nos cenários 1 e 2 o volume de água infiltrado, interceptado e armazenado na bacia é maior do que no cenário 3. Este comportamento se repete para todas as simulações dos eventos de precipitação.

Observando os resultados para cada variável do ciclo hidrológico, o evento 5 chama a atenção, pois, apesar de apresentar um total precipitado de apenas 10,6 mm, é o que possui o maior volume de armazenamento, conforme Figura 74.

Este fato pode ser explicado pela duração evento, de apenas 10 minutos, além da umidade inicial ter sido considerada como 50% (em função da chuva antecedente).

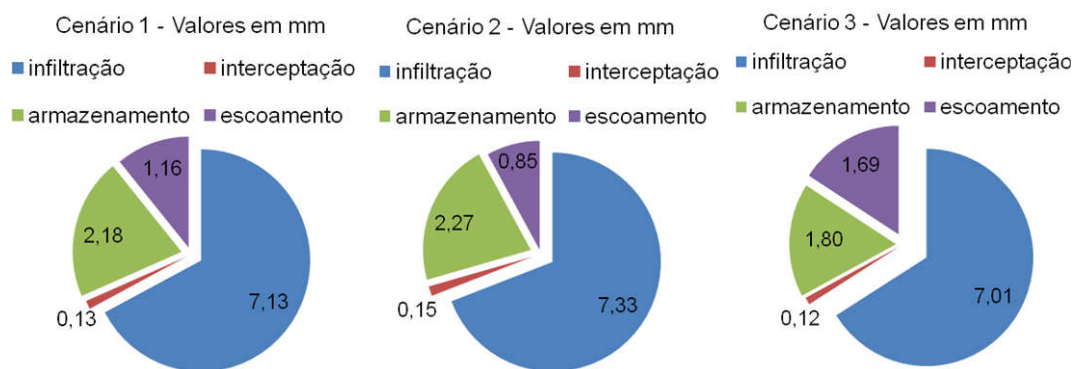


Figura 74 – Valores de Infiltração, Interceptação, Armazenamento e Escoamento para os cenários do Evento 5

O volume de armazenamento no evento 5 foi cerca de três vezes superior ao evento 2, segundo evento que apresentou maior volume armazenado.

Os maiores valores para as vazões de pico seguiram a mesma linha dos resultados obtidos para os volumes escoados, o cenário 3 apresentou os maiores resultados, conforme observa-se na Tabela 28. O evento 7 registrou o maior pico de vazão ( $1,81 \text{ m}^3/\text{s}$ ), enquanto que para o evento 9 foram registradas vazões muito baixas, da ordem de  $0,003 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Tabela 28 – Vazão de pico para cada um dos cenários estudados

Evento	Vazão de Pico (m <sup>3</sup> /s)		
	Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
1	0,13	0,12	0,17
2	1,46	1,30	1,48
3	0,24	0,22	0,25
4	0,78	0,66	0,81
5	0,31	0,25	0,34
6	0,28	0,26	0,28
7	1,80	1,69	1,81
8	0,18	0,16	0,18
9	0,003	0,003	0,004
10	1,42	1,39	1,43

Obs.: As vazões de pico para os cenários 1, 2 e 3 do evento 9 foram insignificantes.

O evento 5 gerou vazões de pico mais altas que outros eventos, apesar de apresentar o menor total precipitado entre todos os eventos. Este fato pode ser explicado porque toda precipitação do evento ocorreu em apenas 10 minutos e a umidade inicial para aplicação do modelo foi 50%. O evento 9, que possui total precipitado maior que o evento 5, apresentou as menores vazões de pico, pois, sua precipitação foi bem distribuída no tempo.

A Figura 75 relaciona o coeficiente de escoamento de cada evento para cada um dos cenários estudados.

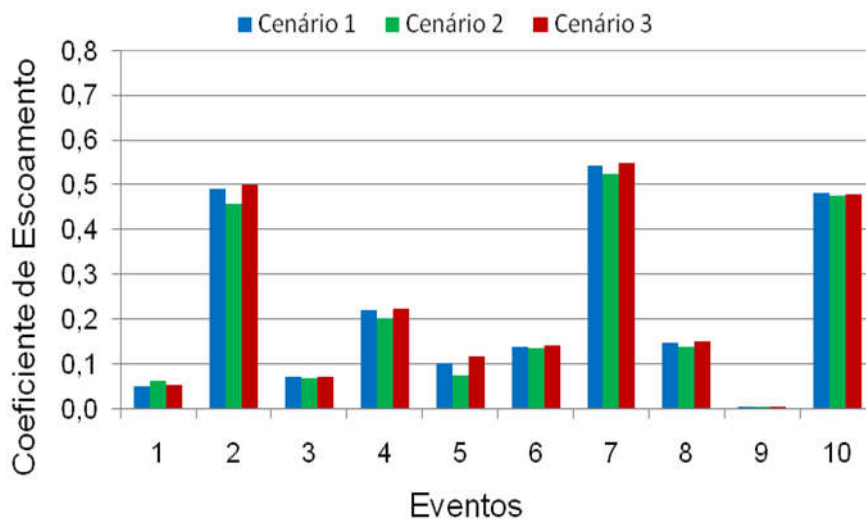


Figura 75 – Coeficiente de Escoamento para cada um dos cenários estudados na sub-bacia

Os valores do coeficiente de escoamento (C), relação entre a precipitação escoada e a precipitação total, também denominado coeficiente de escoamento, variaram numa faixa de 0,47% (evento 09) a 54,73% (evento 07).

O coeficiente de escoamento médio para os dez eventos foi de 14,41%, 13,73% e 14,63%, para os cenários 1, 2, e 3, respectivamente. Comparando os resultados de escoamento superficial fica evidente que para o cenário 3, cenário que considera a maior degradação do meio ambiente, a geração de escoamento superficial é sempre maior do que nos outros cenários.

O evento 5 apresentou o coeficiente de escoamento dos três cenários maior que os valores do cenário 9, apesar destes eventos possuíram total precipitado bem parecido. A diferença está na duração do evento, enquanto o evento nove demora mais de 2 hs o evento 5 ocorre em 10 minutos.

Os valores encontrados são aceitáveis quando comparados com os encontrados na literatura. Como exemplos pode-se apresentar o coeficiente de escoamento médio dos seguintes trabalhos: Cadier (1994) apresentou um coeficiente de escoamento médio de 15,5% para bacia representativa de Juatama; O resultado de Cavalcanti et. al (1990) para bacias representativas do Ceará foi de 11,88%; Rocha (2008) encontrou variações no valor do coeficiente de escoamento médio da ordem de 40% para a mesma área de estudo, inclusive no que diz respeito à grande variação simulada para o volume escoado, em uma mesma bacia e para a mesma condição inicial, devido apenas ao padrão de distribuição do evento chuvoso.

Verifica-se, na Figura 76, para o cenário 1, que totais precipitados bem semelhantes podem gerar valores de coeficiente de escoamento diferentes. Por exemplo, os eventos 01 e 06 têm totais parecidos, dentro de uma faixa de variação menor que 2% (21,30 mm e 20,90 mm, respectivamente), mas geram coeficientes de escoamento bem diferentes, de 5,40% e 14,02%, respectivamente.

Isso se deve principalmente aos padrões das precipitações de cada um dos eventos. O evento 06 tem intensidades maiores, concentradas na metade inicial da duração da chuva, ao passo que o evento 01 tem uma distribuição da precipitação mais regular, e picos menores.

No evento 06, as altas intensidades levam o solo a atingir rapidamente sua capacidade de infiltração, com toda a precipitação gerando escoamento a partir desse momento. Já no evento 01, a maior distribuição da precipitação no tempo e menores picos permitem que um volume maior de água se infiltre ao longo do evento.

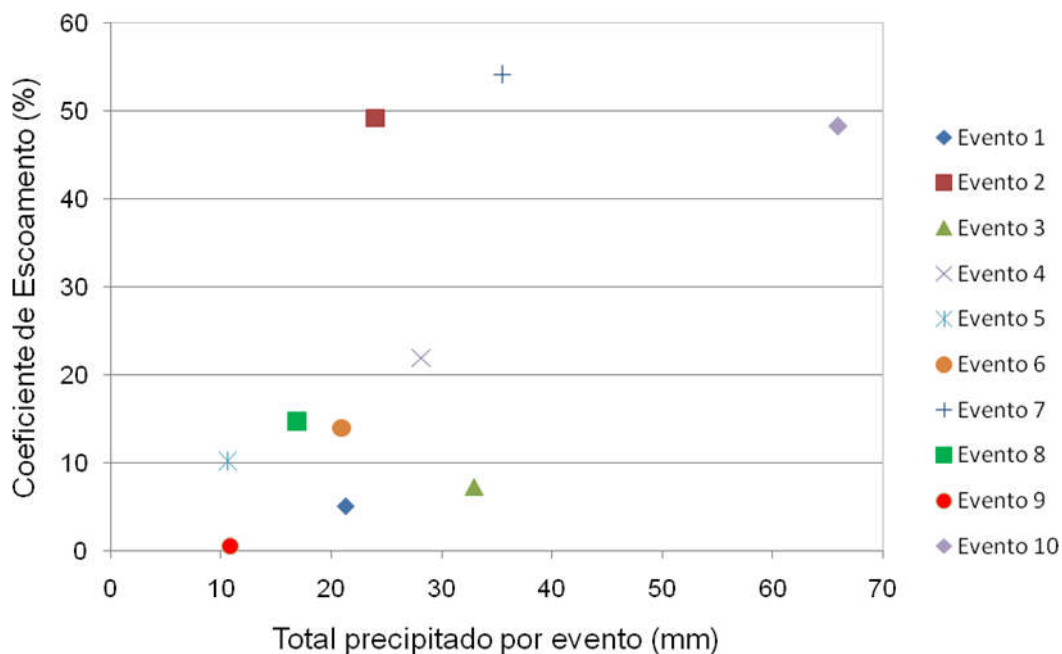


Figura 76 – Relação do Coeficiente de Escoamento com o total precipitado por evento para o cenário 1

Os eventos que apresentaram a menor amplitude relativa entre os valores extremos para os cenários propostos foram os eventos 07 e 10. O evento 07 gerou um escoamento para o cenário 2 equivalente a 95% do valor para a situação desmatada, cenário 3. Para o evento 10, essa relação ficou em 98%.

O comportamento médio do escoamento nessa sub-bacia para a situação atual, cenário 1, apresentou valores médios entre os cenários 2 e 3, conforme pode ser visto na Figura 77, que apresenta, para o evento 01, o hidrograma simulado para cada um dos cenários, e na Figura 78, que apresenta os hidrogramas para o evento 03.

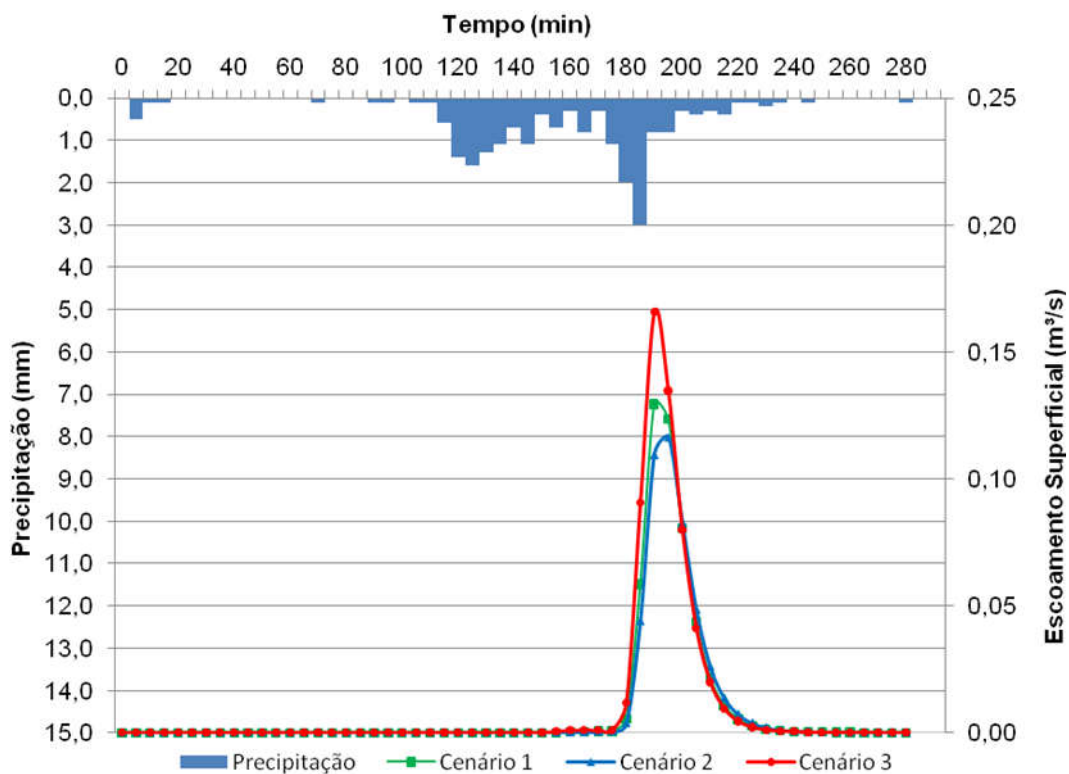


Figura 77 – Hidrograma do evento 01 para os cenários propostos

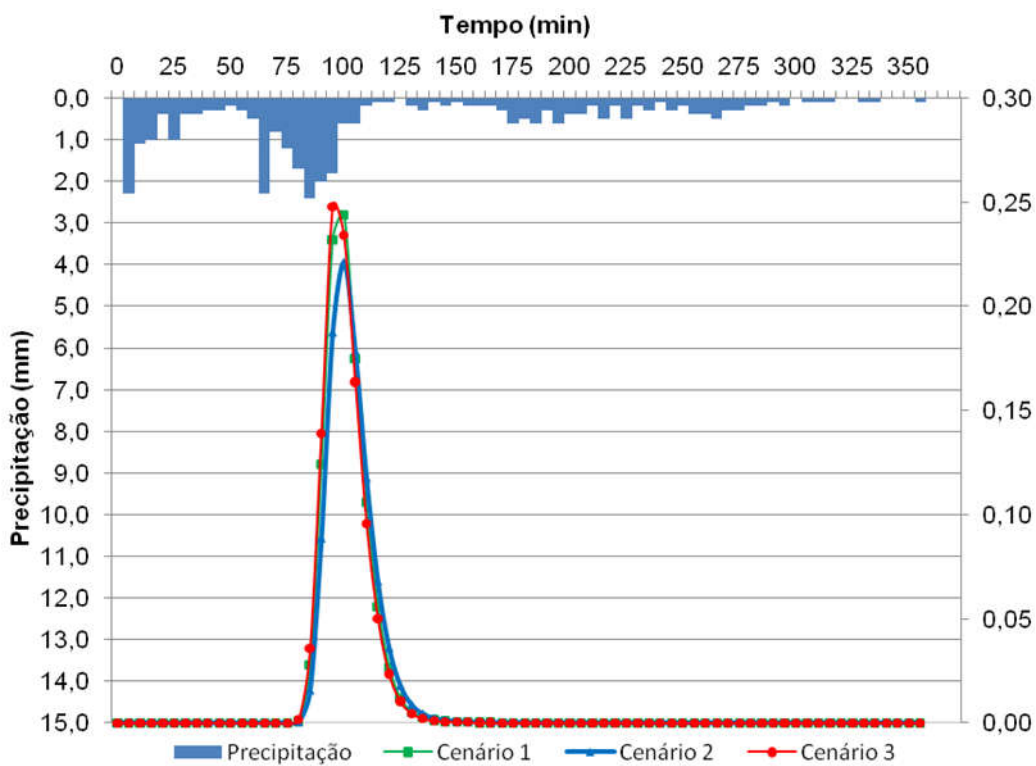


Figura 78 – Hidrograma do evento 03 para os cenários propostos

Considerando os resultados obtidos por cenários para cada evento de chuva são tecidas as seguintes considerações:

- Em todos cenários o evento 07, correspondente a uma chuva concentrada, apresentou a maior vazão de pico, contudo o maior volume escoado foi verificado no evento 10.
- No cenário 02 foram observados os menores volumes escoados, isto se deve ao fato de que no cenário 02 houve aumento da cobertura vegetal de caatinga quando da aplicação dos critérios adotados no código florestal.
- O evento de menor duração e menor total precipitado, evento 05, não foi o que gerou o menor volume escoado, sendo este gerado pelo evento 09. Ambos eventos possuem o mesmo volume precipitado, a diferença é na intensidade do evento, pois, o evento 5 dura apenas 10 minutos enquanto que o evento 9 tem duração de quase 3 horas.
- O evento 07 foi o que gerou o maior volume escoado nos primeiros 30 minutos de precipitação (cerca de 13,01 mm), em contrapartida os eventos 1, 2, 3 e 9, este último com exceção do cenário 3, não geraram nenhum escoamento nos primeiros 30 minutos.
- No cenário 03, todos os eventos apresentaram tempo de pico menor do que nos cenários 1 e 2.
- O coeficiente de escoamento variou mais entre os cenários para os eventos 02 e 05. Nestes eventos a precipitação efetiva, parcela da precipitação total que gera escoamento superficial, ocorreu em um curto espaço de tempo, aproximadamente 15 minutos.
- Os valores das intensidades médias nos picos de escoamento para todos os eventos, conforme apresentado na Figura 79.

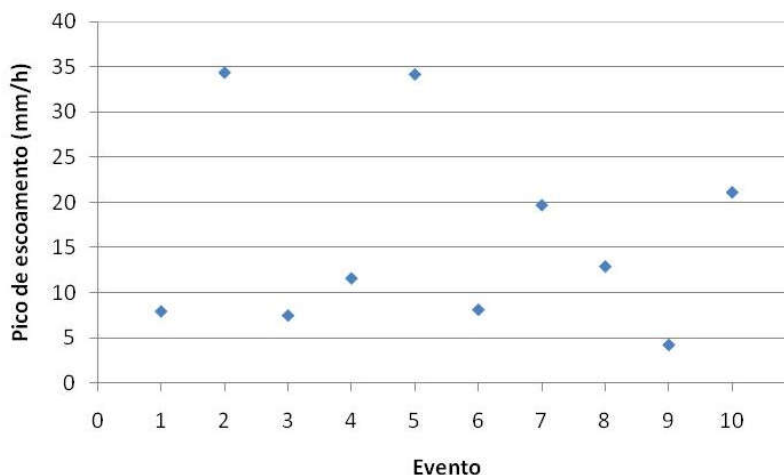


Figura 79 – Pico de escoamento médio nos três cenários para cada evento

Ao contrario do que foi observado nos relatórios do IPCC, no qual mostraram que no futuro o escoamento superficial diminuirá de 2 a 9% no nordeste brasileiro, o cenário 3 apresentou um acréscimo do escoamento superficial em relação aos outros cenários.

A explicação para a resposta encontrada no trabalho se deve ao fato dos relatórios do IPCC falarem de uma diminuição do escoamento superficial em relação ao balanço hídrico anual e, não por evento chuvoso. Outro fator que explica o comportamento do cenário 3 ser diferente do que foi observado nos relatórios do IPCC é que em bacias de pequeno porte e com cursos d'água intermitentes o escoamento superficial não é mantido pelo escoamento de base e só acontece a partir de cada evento chuvoso, por isso a resposta da sub-bacias 1 e 2 foi mais rápida para o cenário 3, que considerou maior degradação uso e ocupação do solo.

#### 4.5.2 Escoamento na sub-bacia 2

A sub-bacia 2 é aproximadamente 31 vezes maior do que a sub-bacia 1, portanto, respeitando o critério de grandeza para o volume total precipitado, volume total escoado e as vazões geradas para cada um dos eventos e cenários estudados, os resultados obtidos mantiveram o mesmo comportamento dos resultados apresentados para sub-bacia 1.



A Tabela 29 apresenta os volumes totais escoados simulados por evento para cada um dos cenários de uso e ocupação do solo propostos para a sub-bacia 2 da BESI.

Tabela 29 – Volume escoado para cada um dos cenários estudados

Evento	Total precipitado (mm)	Volume escoado (mm)		
		Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
1	21,3	9,51	0,53	13,07
2	24,0	13,10	7,27	16,98
3	32,9	12,33	0,68	19,45
4	28,1	14,98	5,09	19,48
5	10,6	0,72	0,11	1,77
6	20,9	9,24	2,09	12,34
7	35,5	25,98	17,42	28,72
8	16,9	7,76	1,08	10,83
9	10,8	3,57	0,00	5,93
10	65,9	45,30	28,61	51,90

De acordo com os valores apresentados na Tabela 29 os volumes escoados mantiveram o mesmo comportamento dos resultados apresentados para a sub-bacia 1. O cenário 3 obteve os maiores volumes escoados, enquanto que para o cenário 2 foram obtidos os menores volumes.

Os eventos 3 e 5 apresentaram a maior diferença entre os volumes totais escoados, a diferença entre o volume escoado para os cenários 3 e 2 foi de 96% e 93%, respectivamente.

No cenário 2 o evento 9 não gerou escoamento superficial, enquanto que o evento 10 gerou o maior volume escoado.

O evento 7 registrou a menor diferença entre os volumes escoados para o cenário 3 e 2, sendo esta de 39%. O cenário 1, que considerou o uso atual do solo ficou sempre com os valores dos totais escoados entre os cenários 2 e 3.

O evento 5 apesar de ter o menor total precipitado, para o cenário 2, gerou um volume escoado maior que o evento 9, em função da distribuição temporal da chuva e das condições de umidade iniciais.

Para explicar o que ocorreu com a água no processo chuva-vazão a Figura 80 apresenta o comportamento das variáveis do ciclo hidrológico em cada um dos cenários de uso do solo e mudanças climáticas para os eventos de precipitação 1, 2, 5 e 10.

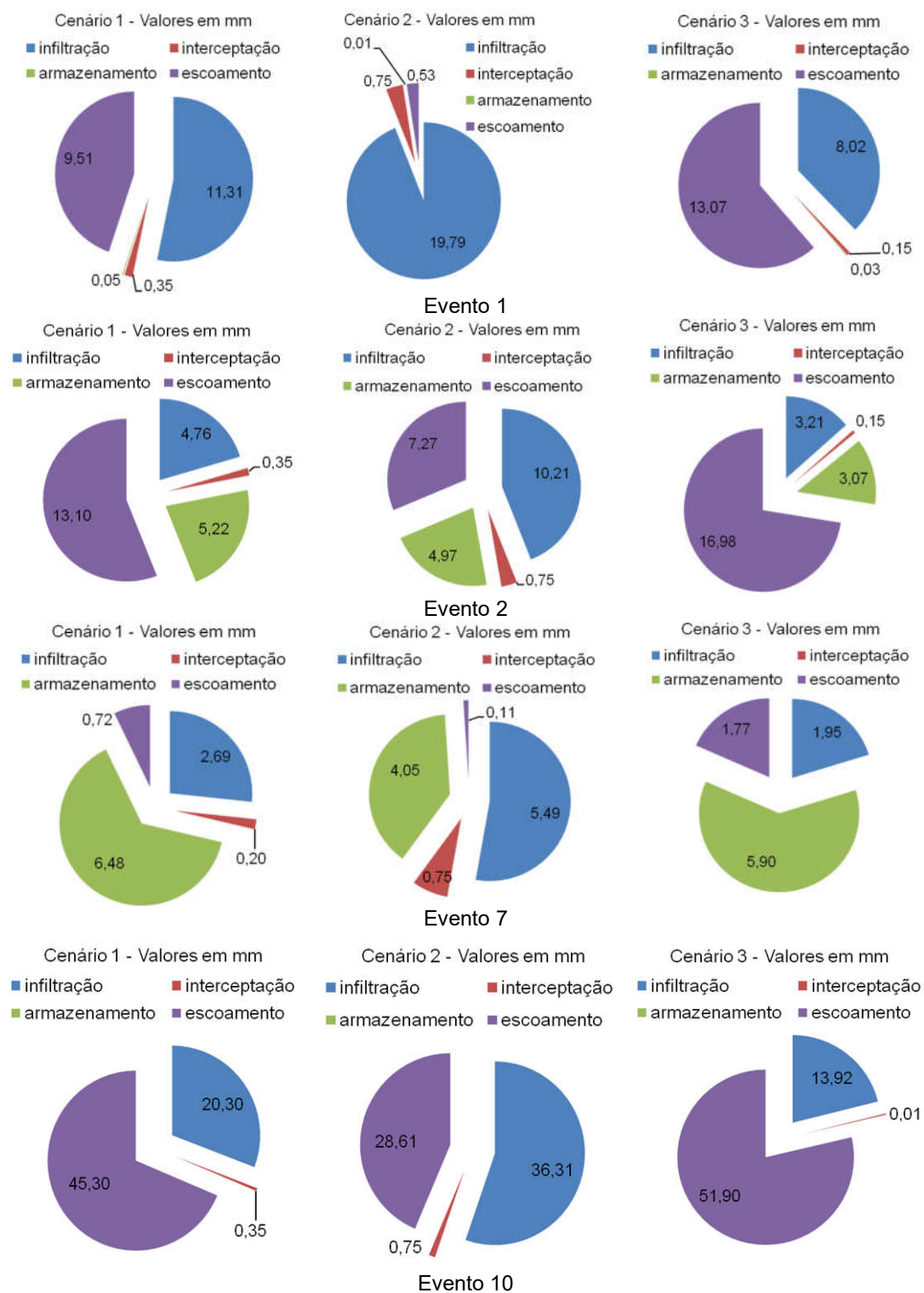


Figura 80 – Valores de Infiltração, Interceptação, Armazenamento e Escoamento para os três cenários dos eventos 1, 2, 5 e 10

O evento 10 apresentou os maiores volumes para escoamento e interceptação.

O evento 5, apesar de possuir o menor total precipitado, apresentou a maior volume armazenado. Fato que pode ser explicado pela duração do evento, de apenas 10 minutos, que não possibilitou a geração de escoamento e, a umidade inicial do solo contribuiu da melhor maneira para a infiltração de água no solo.

Os valores para interceptação se mantiveram constantes para maioria dos eventos e cenários estudados. Os valores para os cenários 1, 2 e 3 foram em torno de 0,35, 0,75 e 0,15, respectivamente.

Os maiores valores para as vazões de pico seguiram a mesma linha dos resultados obtidos para os volumes escoados, o cenário 3 apresentou os maiores resultados. Apesar do evento 10 apresentar o maior volume precipitado e o maior volume escoado, foi o evento 7 que registrou o maior pico de vazão ( $58,71 \text{ m}^3/\text{s}$ ), enquanto que para o evento 9 foram registradas as vazões de pico mais baixas, sendo que para o cenário 2 não houve geração de escoamento superficial.

A Tabela 30 apresenta os valores de vazão de pico para cada um dos cenários.

Tabela 30 – Vazão de pico para cada um dos cenários estudados.

Evento	Vazão de pico ( $\text{m}^3/\text{s}$ )		
	Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
1	10,65	1,09	15,30
2	37,97	23,41	49,51
3	14,48	1,47	18,23
4	23,57	10,66	33,44
5	9,63	1,74	19,66
6	14,15	4,21	18,30
7	50,20	34,58	58,71
8	10,45	1,67	14,61
9	5,28	0,00	8,39
10	39,84	29,51	44,04

A Figura 81 relaciona o coeficiente de escoamento de cada evento para cada um dos cenários estudados.

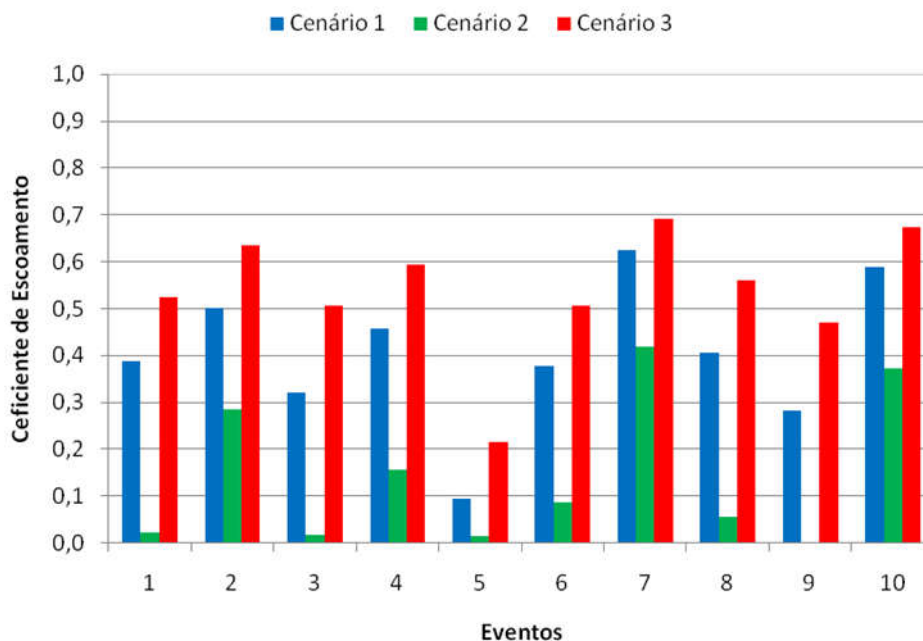


Figura 81 – Coeficiente de deflúvio para cada um dos cenários estudados

Os valores do coeficiente de escoamento variaram em uma faixa de 1,49% (evento 05) a 69,22% (evento 07), com exceção do cenário 2 para o evento 9, que não gerou escoamento.

O coeficiente de escoamento médio para os dez eventos foi de 39,66%, 7,12% e 54,29%, para os cenários 1, 2, e 3, respectivamente. Comparando os resultados de escoamento superficial observa-se que para o cenário 3 a geração de escoamento superficial é sempre maior do que nos outros cenários.

Seguindo a linha dos resultados obtidos na sub-bacia 1 verifica-se que totais precipitados bem semelhantes geram valores de escoamentos extremamente diferentes, uma vez que as outras características dos eventos (duração, intensidade média) são diferentes. Como exemplo, os eventos 05 e 09, apesar de possuírem totais precipitados parecidos, dentro de uma faixa de variação menor que 1% (10,6 e 10,80 mm, respectivamente), geraram volumes escoados bem diferentes. Para o cenário 2 o evento 5 gera 0,11 mm, enquanto que o evento 9 não gera escoamento superficial.

Os eventos que apresentaram a menor amplitude relativa entre os valores extremos para os cenários propostos foram os eventos 07 e 10. O evento 07 gerou um escoamento para o cenário 2 equivalente a 61% do valor para a

situação desmatada, cenário 3. Para o evento 10, essa relação ficou em aproximadamente 55%.

O cenário 1 apresentou valores de escoamento superficial entre os cenários 2 e 3, conforme pode ser visto na Figura 82, que apresenta, para o evento 03, o hidrograma simulado para cada um dos cenários e, na Figura 83, que apresenta os hidrogramas para o evento 09.

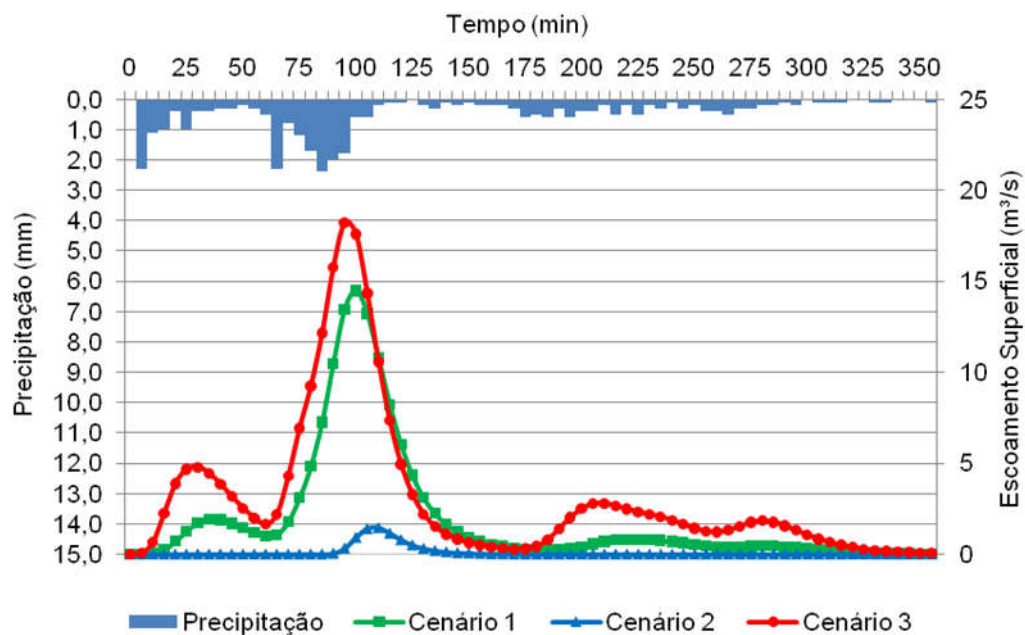


Figura 82 – Hidrograma do evento 03 para os cenários propostos

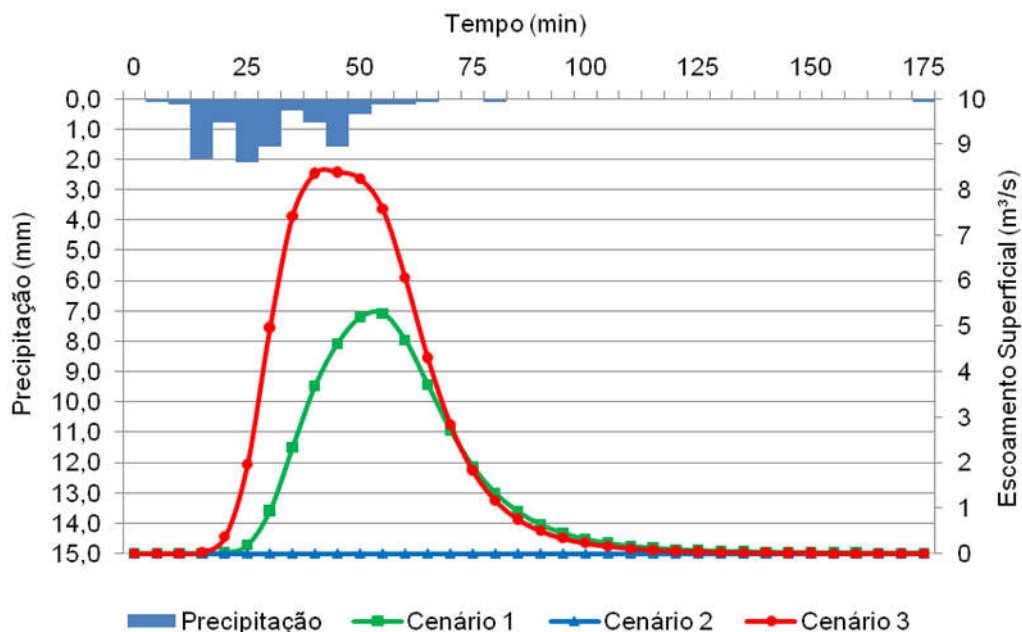


Figura 83 – Hidrograma do evento 09 para os cenários propostos.

Com base nas figuras anteriores percebe-se que os cenários 2 e 3 da sub-bacia tem respostas mais rápidas para precipitação do que o cenário 1, inclusive no evento 9 o cenário 2 não gera escoamento. No cenário 3 há diminuição do tempo de pico e logo após que a precipitação cessa a geração do escoamento diminui em um ritmo maior que a dos outros cenários.

O hidrograma para o evento 03 mostra que a sub-bacia 2 volta a gerar escoamento superficial a partir da duração 175 minutos, fato não observado no hidrograma gerado para o mesmo evento na sub-bacia 01. Após uma diminuição da intensidade da precipitação a sub-bacia 1, como é muito pequena, parou de gerar escoamento superficial, fazendo com que o solo recuperasse um pouco da sua capacidade de infiltração e, a sub-bacia 2, cerca de 31 vezes maior que a sub-bacia 1, apresentou apenas uma diminuição da vazão, comportamento que pode-se ser explicado pela influência do escoamento de base na manutenção da vazão na calha do riacho.

Conforme esperado, observa-se o aumento do valor do coeficiente de escoamento superficial com a lâmina total precipitada (Figura 86) e com o aumento da duração do evento (Figura 85). Entretanto, não é possível estabelecer a correlação entre essas variáveis uma vez que as características dos

eventos observados são muito diferentes, o que reflete, por exemplo, em um aparente decréscimo do coeficiente de escoamento com o aumento da intensidade da chuva (Figura 84). Neste caso o que ocorre de fato é que o evento em questão (evento 5) teve pequena lâmina precipitada, resultando em baixo coeficiente de escoamento superficial e influenciando o estabelecimento das relação entre as variáveis.

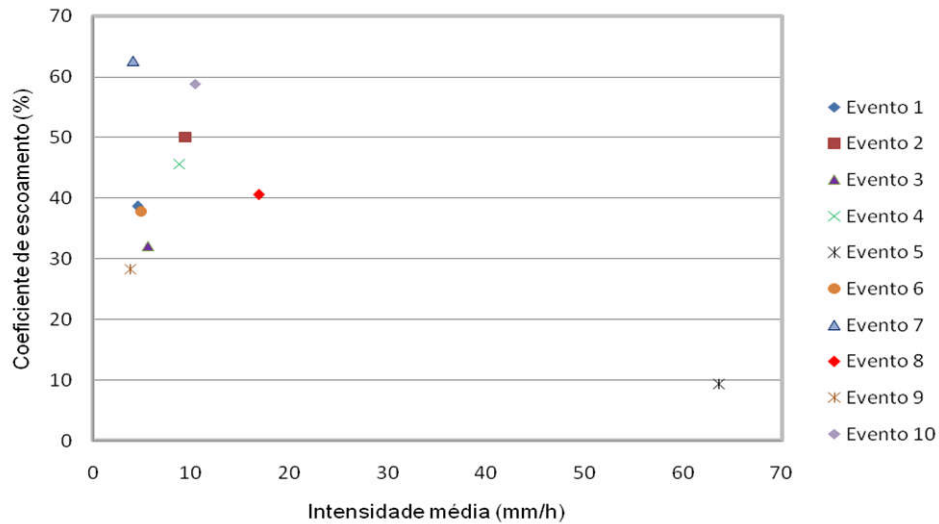


Figura 84 – Variação do coeficiente de escoamento em função da intensidade média da chuva.

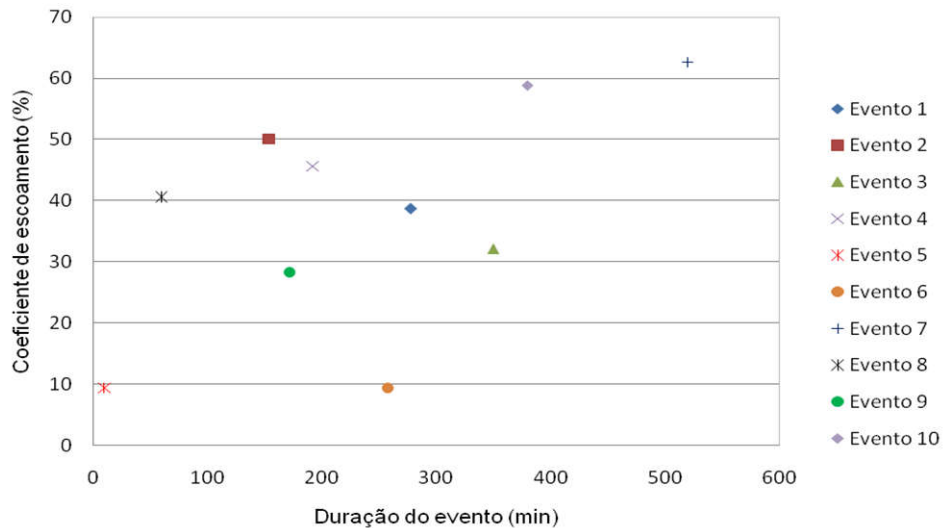


Figura 85 – Variação do coeficiente de escoamento em função da duração do evento

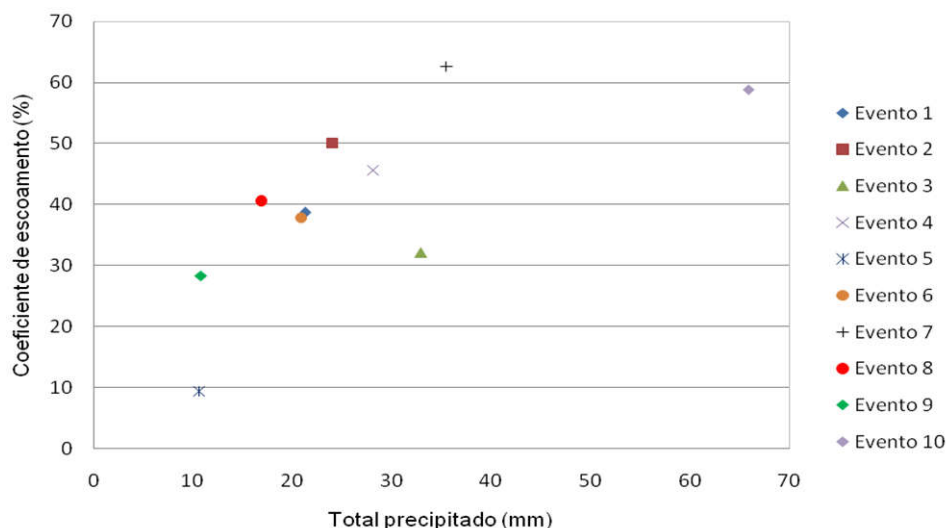


Figura 86 – Variação do coeficiente de escoamento em função do total precipitado

#### 4.5.3 Influência da Umidade Inicial e Coeficiente de Manning

A análise da influência da umidade inicial e do coeficiente de Manning foi feita de maneira individual, para um evento específico (evento 03), do cenário atual (cenário 01), da sub-bacia 1 da BESI. Inicialmente, o coeficiente de Manning foi mantido fixo, de acordo com a modelagem realizada para o cenário 1, enquanto que a umidade inicial variou de 10% até 90%.

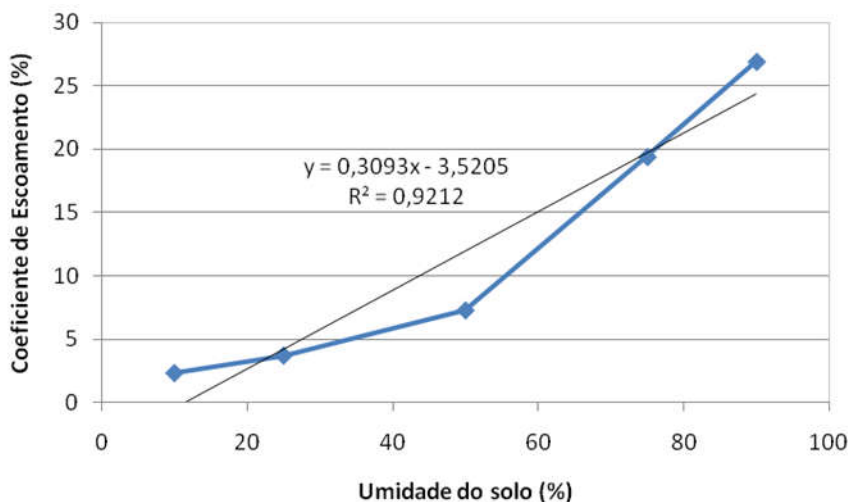
A Tabela 31 apresenta os volumes totais escoados para todas as variações na umidade inicial do solo.

Tabela 31 – Influência da umidade inicial do solo no volume escoado.

Evento 3 - Cenário 1 - Sub-bacia 1	
Umidade (%)	Volume escoado (mm)
10	0,77
25	1,22
50	2,40
75	6,39
90	8,86



A Figura 87 apresenta a variação do coeficiente de escoamento devido à umidade inicial do solo no evento 3 para o cenário 1, que considera o uso atual de de uso e ocupação do solo



*Figura 87 – Variação do coeficiente de escoamento em função da umidade do solo para o evento 3 e cenário 1*

O coeficiente de escoamento médio do evento 3 variou de 2,34% a 26,94% entre as condições extremas de umidade inicial propostas.

Na Figura 87 a variação do coeficiente de escoamento não é constante com a mudança na umidade do solo. Apesar de ter apresentado apenas os resultados para evento 3 do cenário 1 da sub-bacia 1 essa característica se repete para os demais eventos em todos os cenários.

A Figura 88 apresenta o hidrograma de escoamento superficial para a sub-bacia 1, nas condições iniciais de umidade, para o evento 03.

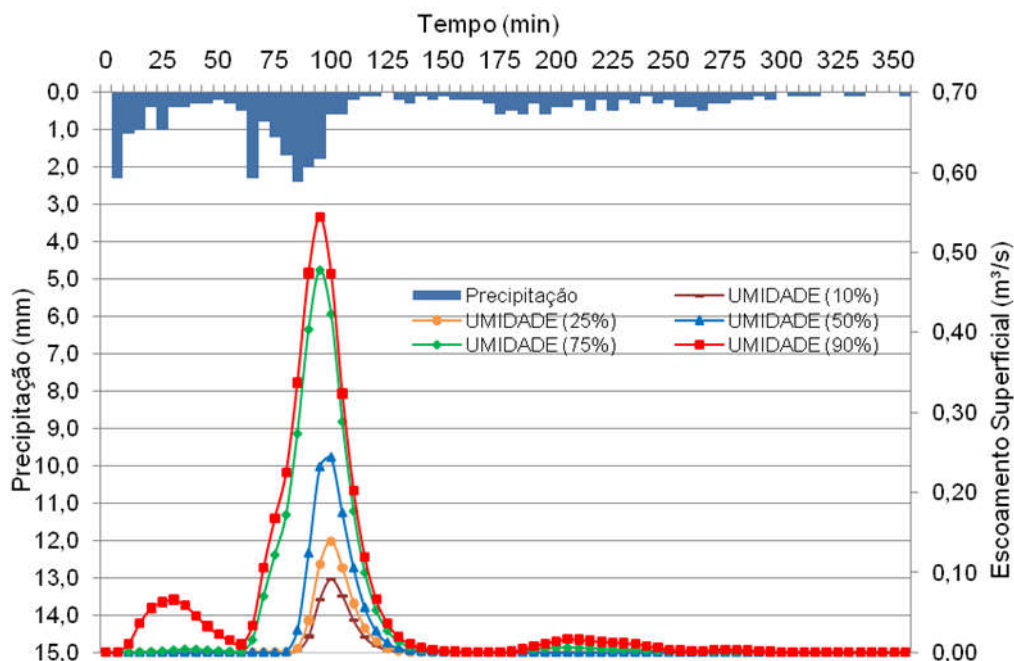


Figura 88 – Influência da umidade inicial do solo no hidrograma simulado – Evento 03

A Figura 88 mostra que quanto maior for a umidade inicial do solo mais rápida e em maior volume escoado é a resposta da bacia ao evento chuvoso.

Posteriormente o quadro foi invertido, os valores da umidade inicial ficaram fixos enquanto variava-se o parâmetro coeficiente de rugosidade de Manning. Os valores do coeficiente Manning variaram de 0,01 até 0,09, e foram considerados para toda bacia, um por vez.

Ao se considerar um valor só para toda a bacia, tanto o pico e o volume escoado quanto à própria forma do hidrograma de escoamento superficial sofreram alterações consideráveis (Figura 89).

Para um coeficiente de Manning único de 0,01 para toda a bacia, o volume escoado total foi 28,54% superior ao da situação real, adotada pelo cenário 1, e houve um aumento no pico do escoamento, de 53,04%. Tal fato provocou um alongamento do hidrograma, que também teve um tempo de pico aproximadamente 15 minutos menor.

O coeficiente de Manning de 0,09, ao contrário do Manning de 0,01, provocou um retardamento em 10 minutos do pico do hidrograma, quando comparado a situação real e, pico de escoamento equivalente a 67,0% do pico na

situação real (Cenário 1). A variação do volume escoado não foi grande, com diminuição de 19,1%.

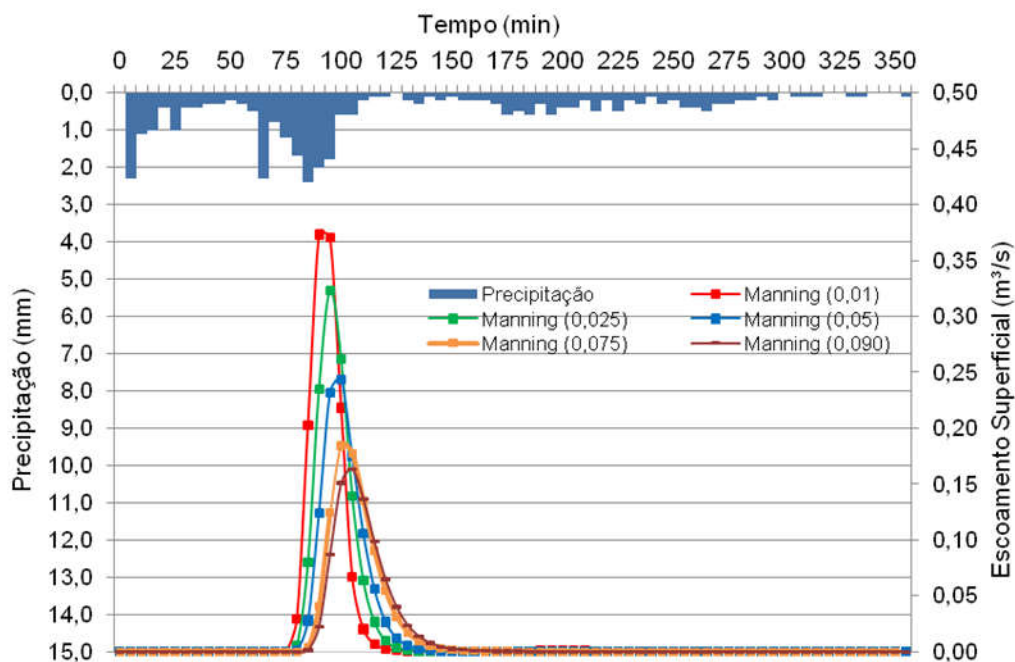


Figura 89 – Influência do coeficiente de Manning no hidrograma simulado – Evento 03

O coeficiente de escoamento apresentou uma variação da ordem de 37% entre o hidrograma gerado pelo coeficiente de Manning de 0,01 e o de 0,09.

Tanto o parâmetro coeficiente de rugosidade de Manning quanto o da umidade inicial do solo se mostraram sensíveis ao modelo Kineros2.

Ao se considerar um único valor para toda a bacia e variando os valores de cada um dos parâmetros, tanto o pico e o volume escoado quanto à própria forma do hidrograma de escoamento superficial sofreram alteração considerável.

## 5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A Bacia Experimental de Santana do Ipanema – BESI foi caracterizada pela primeira vez no trabalho realizado por Rocha (2008). Nesta mesma época também foram instalados a maioria dos equipamentos existentes nas sub-bacias e micro-bacia pertencentes à BESI. Portanto, apesar de ter feito alguns ajustes e refinamentos na caracterização da área de estudo, não foi objetivo do presente estudo caracterizar a BESI e sim trabalhar na modelagem chuva-vazão utilizando o modelo Kineros2.

O presente trabalho avançou em relação ao trabalho de Rocha (2008) na caracterização de propriedades do solo em ensaios de campo, com utilização do método Beerkan na determinação da condutividade hidráulica saturada. Avançou, igualmente, na análise de cenários de mudanças de cobertura vegetal, incluindo efeitos de mudanças climáticas previstas nos painéis do IPCC.

Inicialmente, havia previsão de calibração do modelo com dados observados de vazão na sub-bacia 1. Entretanto, a quantidade e a qualidade dos registros de vazão não permitiram que a calibração fosse realizada. Recomenda-se, desta forma, que seja investido maior esforço na obtenção de dados de vazão para permitir reduzir a incerteza em parâmetros do modelo.

Para aplicação do modelo hidrológico foram selecionados e analisados dez eventos, com totais precipitados na faixa de 10,6 mm a 65,9 mm. A duração dos eventos selecionados variou entre 10 e 529 minutos, com intensidades médias de 3,8 a 63,6mm/h, mostrando a grande variação existente no padrão de precipitação da região.

A partir da variação do coeficiente de Manning constatou-se que há uma considerável modificação na forma do hidrograma de escoamento superficial, principalmente no tempo de pico, intensidade máxima e volume escoado. As mudanças para o coeficiente de Manning e para a umidade inicial do solo se mostraram sensíveis à geração do escoamento superficial.

Através das simulações, percebe-se que mudanças nos padrões de uso e ocupação do solo e as mudanças climáticas modificam significativamente o escoamento e, conseqüentemente, o balanço hídrico na região. No caso do uso e ocupação do solo, os padrões mais conservacionistas aumentam a infiltração, a

evapotranspiração, a interceptação, mas reduzem o escoamento superficial. No caso de mudanças climáticas, ocorre o inverso.

Tanto para a sub-bacia 1 quanto para sub-bacia 2 o cenário 3, caracterizado por forte retirada da vegetação natural combinado com cenário de mudanças climáticas conduz a um acréscimo considerável no volume escoado superficialmente, podendo contribuir para a escassez hídrica da região em períodos de estiagem (pela redução da infiltração e conseqüente redução do escoamento de base). Em contrapartida, para o cenário que adotou a conservação da caatinga nas margens dos cursos d'água e no topo dos morros, houve diminuição no volume escoado, devido ao aumento da interceptação e infiltração.

Os relatórios do IPCC mostraram que o escoamento superficial e a recarga do aquífero subterrâneo deveriam diminuir devido às mudanças climáticas, mas, os resultados obtidos, mostraram que apesar da infiltração diminuir o escoamento superficial aumentou. Entretanto, as projeções geradas pelos vários modelos globais de clima (bacias hidrográficas com escalas maiores) têm sido diferentes dos cenários gerados pelos modelos locais e regionais (bacias hidrográficas com escalas menores) em cenários de desmatamento. Para exemplificar estas relações de escala das bacias hidrográficas com os resultados obtidos na modelagem de painéis de mudanças climáticas tem-se os trabalhos abaixo:

- Costa e Foley (2000) e Zhang *et al.* (2001), mostraram, em seus resultados que, devido as mudanças climáticas e o desmatamento total da floresta amazônica, a temperatura tende a aumentar, o mesmo que a evaporação, enquanto que a chuva e o escoamento superficial tendem a diminuir.
- Collishoonn (2001), por sua vez, apresentou resultados da avaliação do uso do solo para a bacia hidrográfica do rio Taquari, bem menor que a bacia amazônica. Para o cenário de desmatamento houve aumento 14,4% do escoamento superficial. Portanto, a mudança do uso do solo na região pode explicar em parte as tendências das vazões.

Dados de bacias experimentais, como os da Bacia Experimental de Santana do Ipanema, localizada no Estado de Alagoas, são de grande

importância na calibração e validação de modelos, bem como na determinação de parâmetros representativos para a região. Dessa forma, esforços para instalação e manutenção de bacias experimentais no semi-árido brasileiro devem ser encorajados.

Como sugestões de trabalhos futuros na bacia experimental de Santana do Ipanema, visando não só modelagem do processo chuva-vazão tem-se o seguinte:

- Avaliação mais detalhada da variação da condutividade hidráulica saturada na região, com a aplicação do método Beerkan em uma malha de pontos mais representativa para o tamanho das bacias estudadas;
- Avaliação do coeficiente de Manning e da interceptação vegetal para as condições locais;
- Aplicação e calibração do Kineros2 para outros eventos futuros monitorados, nas unidades de estudo da bacia experimental, a partir de eventos de chuva bem representados, escoamento medidos em campo e técnicas para quantificar a umidade inicial do solo;
- Aplicação e calibração do Kineros2 para estudos da geração de sedimentos;
- Instalação de uma rede pluviométrica maior e bem distribuída para diminuir os erros na representação espacial da chuva na região;
- Verificação das inconsistências obtidas nos dados observados de vazão e instalação de novas calhas Parshall.
- Avaliação do comportamento das outras variáveis climatológicas captadas pelos equipamentos instalados na BESI, como: radiação solar, temperatura, velocidade do vento e umidade do ar.

## 6 REFERÊNCIAS

AB'SABER, N.A. 1994/95. **No domínio das caatingas**. Em pp. 37-46, S. Monteiro e L. Kaz (eds.), Caatinga. Rio de Janeiro: Livroarte Editora.

ALAGOAS. Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Ipanema. Maceió: Secretaria Executiva de Meio Ambiente, Recursos Hídricos e Naturais, 1998.

ALBUQUERQUE, A. W.; NETO, F. L.; SRINIVASAN, V. S.; SANTOS, J. R. **Manejo da Cobertura do Solo e de Práticas Conservacionistas nas Perdas de Solo e Água em Sumé, PB**. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v.6, n.1, p.136- 141, 2002.

AL-QURASHI, A.; MCINTYRE, N.; WHEATER, H.; UNKRICH, C. **Application of the Kineros2 Rainfall-Runoff Model to an Arid Catchment In Oman**. *Journal of Hydrology*, v.355, n.1-4, p.91-105, 2008.

ALVES, J. J. A. **Climatologia e Estudos da Paisagem: Geoecologia da Caatinga no Semi-Árido do Nordeste Brasileiro**. Rio Claro, v. 2, n.1, 14p, 2007.

ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J.P.; THONY, J.L.; VAUCLIN, M. **Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil**. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v. 60, p.710-715, 1996.

ANKENY, M. D.; AHMED, M, KASPAR, T. C.; HORTON, R. **Simple field method determining unsaturated hydraulic conductivity**. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.55, p.467-470, 1991.

ARAGÃO, R. **Estimativa dos Parâmetros do Modelo Distribuído WESP com os Dados da Bacia Experimental de Sumé**. 2000. 160f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Civil, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 2000.

ARAGÃO, R.; SRINIVASAN, V. S.; FIGUEIREDO, E. E.; MORAES, H. A.; SANTOS, L. L.; MENEZES, F. A.; MAGALHÃES, M. S. **Efeito de Escala nos Parâmetros do Modelo Kineros2 Aplicado a Bacias de Diferentes Dimensões no Semi-Árido Nordestino**. In: Anais do VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2006, Gravatá - PE.

BARBOSA, J. M. S. G.; BARBOSA, D. L.; ALMEIDA, M. A.; COSTA, C. F. L.; BRAGA, A. C. F. M.; FIGUEIREDO, E. E. **Calibração e Validação do Modelo SMAP para uma Bacia do Semi-Árido da Paraíba.** In: Anais do VI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2006, Natal - RN.

BATISTA, M. S. B. **Análise de Incerteza no Escoamento Simulado com o Modelo Distribuído NAVMO.** 2006. 142f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Departamento de Engenharia Civil, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2006.

BLOSCHL, G.; SIVAPALAN, M. **Scale Issues in Hydrological Modeling: a Review.** *Hydrological Processes*, v.9, n.3-4, p. 251–290, 1995.

BRASIL. **Desertificação: Caracterização e Impactos.** Brasília: Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, 1999. 84p.

BRASIL. **Oficina do Semi-Árido. Contribuição da “Nova Sudene” Para o Desenvolvimento da Região Semi-Árida do Nordeste.** Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2003. 64p.

BRASIL. **Nova Delimitação do Semi-Árido Brasileiro.** Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2005. 32p.

BRONSTERT, A.; PLATE, E.J. **Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments.** *Journal of Hydrology*, v. 198, p.177-195, 1997.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. **Hydraulic Properties of Porous Media Model Using Digital Elevation Data.** *Hydrological Paper*, n.3, 27p, 1964.

BRUNEAU, P.; GASCUEL-ODOUX, C.; ROBIN, P.; MEROT, P.; BEVEN, K. **Sensitivity to Space and Time Resolution of a Hydrological Model Using Digital Elevation Data.** *Hydrological Processes*, v.9, n.1, p. 69-81, 1995.

CABEDA, M.S.V. **Computation of storm EI values.** West Lafayette, Purdue University 1976. 6p. (Não Publicado).

CADIER, E. **Hidrologia das Pequenas Bacias do Nordeste Semi-Árido.** Recife: SUDENE, Série Hidrologia n. 31, 1994. 448p.



CANFIELD, H.E.; GOODRICH, D.C.; BURNS, I.S. **Selection of Parameters Values to Model Post-fire Runoff and Sediment Transport at the Watershed Scale in Southwestern Forests**. In: Proceedings of ASCE WATERSHED MANAGEMENT, 2005. Virginia, USA.

CANTÓN, Y.; DOMINGO, F.; Solé-BENET, A.; PUIGDEFÁBREGAS, J. (2001) **Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain**. *Journal of Hydrology* 252: 65 – 84.

CAVALCANTE, N.M.; CADIER, E.; DOHERTY, F.R. **Bacia Hidrográfica Representativa de Tauá. Relatório Final**. Recife: SUDENE, Série Hidrologia n. 28, 1990. 326p.

CHAGAS, J. M. ; VIEIRA, C. **Consórcio de culturas e razões de sua utilização. Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v. 10, n. 118, p. 35-36, 1956.  
Chow, V. T. (1959). "Open-channel hydraulics". Tokyo, McGraw-Hill/Kogakusha, 680p.

CODEVASF. **Drenagem como instrumento de dessalinização e prevenção da salinização de solos**. 1ed. Minas Gerais: Ministério da Agricultura, 2002. 216p.  
COSTA, M. H., FOLEY, J. A. 2000: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate* 13, 18-34.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Diagnóstico do Município de Santana do Ipanema**. Recife: Ministério de Minas e Energia, 2005. 12p.

CRUZ, E. S.; SRINIVASAN, V. S.; LACERDA, I. S.; SANTOS, L. L. **Avaliação do efeito de escala dos parâmetros de erosão do Modelo WEPP na região semi-árida da Paraíba**. In: VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, São Luiz – MA, 2004.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado de Alagoas**. Recife: Centro de Pesquisas Pedológicas/SUDENE-DRN, 1975. 1v. 531p. (Brasil. Ministério da Agricultura. CPP. Boletim Técnico, 35; SUDENE. Série Recursos de Solos, 5).

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisas de Solo. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1999. 412p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Atributos, diagnósticos, outros atributos. In: EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

FALCÃO, S.C.M. **Avaliação da Produção de Sedimentos em Áreas de Diferentes Escalas na Bacia Experimental do Riacho Gravatá, Semi-Árido Alagoano**. 2009. 123 p. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

FARIAS, T. R. L. **Produção de sedimentos em bacias hidrográficas sob diferentes contextos geoambientais: medida e modelagem**. 2008. 126f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos). Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2008.

FIGUEIREDO, E. E. (1998). Scale Effects and Land Use Change Impacts in Sediment Yield Modelling in a Semi-arid Region of Brazil. Ph.D Thesis, Department of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, Newcastle, UK.

FIGUEIREDO, E.E. e Srinivasan, V.S. (1999) Avaliação dos Impactos do Uso do Solo e da Influência dos Açudes sobre o Escoamento para o Açude Sumé - PB. CDROM do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte - MG.

FIGUEIREDO, E. E.; BATHURST, J. C. **Effects of rainfall variability and land-use change on sediment yield simulated by SHETRAN**. In: Sediments Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems. Wallingford, UK: IAHS Press, IAHS Pub. n. 306, 2006. p 620-626.

Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO. **A new framework for conservation-effective land management and desertification control in Latin America and the Caribbean Guidelines for the preparation and implementation of National Action Programmes**. Rome: FAO, 1998.

Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO. **Symposium on land degradation and poverty. Roma, Italia, FAO, International Fertilizer Industry Association. IFA, 2000**. (Disponível em endereço eletrônico: <http://www.fao.org/docrep/X5317E/x5317e00.htm>, acessado em 04.04.2009.).

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J.-Y.; HAVERKAMP, R. **Soil water conductivity of a fractal soil**. In: BAVEYE, P. et al. (eds) **Fractals in soil science**. CRC. 1998. p.333-340.

GALVÃO, C. O. **Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo em Microbacias**. 1990. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Civil, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 1990.

GRAYSON, R. B.; MOORE, I. D.; McMAHON, T. A.; **Physically Based Hydrologic Modeling 1. A Terrain-Based Model for Investigative Purposes**. *Water Resources Research*, v.28, n.10, p. 2639-2658, 1992.

GRIGG, N.S. *Water resources management: principles, regulations, and cases*. New York, McGraw-Hill Book, 1996. 540p.

GUIMARAES JUNIOR, J. A.; RIGHETTO, A. M. ; MELO, J. M. B. G. **Aplicação do Modelo MODHISA para Geração de Vazões Médias Mensais em Rios do Semi-Árido Nordeste**. In: Anais do VI SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 2002, Maceió - AL.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, Y.-Y. **Predicting the water-retention curve from particle size distribution: I. Sandy soils without organic matter**. *Soil Science*, v.1, n.142, p.325–339, 1986.

HAVERKAMP, R.; KUTILEK, M.; PARLANGE, J.-Y.; REDON, L.; KREJEJCA, M. **Infiltration under ponded conditions: 3. A predictive equation based on physical parameter time dependence and predictive use**. *Soil Science*, v.145, p.317-329, 1988.

HAVERKAMP, R.; ROSS, P.J.; SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.Y. **Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation**. *Water Resources Research*, v.30, p.2931-2935, 1994.

HAVERKAMP, R.; BOURAQUI, F.; ANGULO-JARAMILO, R.; ZAMMIT, C.; DELLEUR, J.W. **Soil properties and moisture movement in the insaturated zone**. In: DELLUER, J.W. (Ed.). **CRC Groundwater Engineering Handbook**, 120 p. 1998.

HAVERKAMP, R.; BORAQUI, F.; ZAMMIT, C.; ANGULO-JARAMILO, R. **Soil Properties and Moisture Movement in the Unsaturated Zone**. In: DELLEUR, J. W. (Ed.) *The Handbook of Groundwater of Engineering*. Cap. 5, p.1-47, 1999.

HAVERKAMP, R.; NIMMO, J.R.; REGGIANI, P. Property – transfer models. In: DANE, J. (Ed.) **Methods of Soil Analysis**, 2001.

HERNANDEZ, M.; MILLER, S. N.; GOODRICH, D. C.; GOFF, B. F.; KEPNER, W. G.; EDMONDS, C. M.; JONES, K. B. **Modeling Runoff Response to Land Cover and Rainfall Spatial Variability in Semi-Arid Watersheds**. *Environmental Monitoring and Assessment*, v.64, n.1, p.285–298, 2000.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. New York: Academic press, 1998, 771p.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Contagem Populacional 2007**. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br>>.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (1990) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment-Report of IPCC Working Group*. Cambridge Univ. Press. 1990.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (1996a) *Climate Change 1995: The Science of Climate Change-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Second Assessment Report*. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattemberg and K. Maskell (Eds.) Cambridge Univ. Press. 1996.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (1996b) *Climate Change 1995: The Science of Climate Change-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report*. Cambridge Univ. Press. 1996. 56 pp.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (2001a) *Climate Change 2001: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report*. Cambridge Univ. Press. 2001.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (2001b) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability- Contribution of Working Group 2 to the IPCC Third Assessment Report*. Cambridge Univ. Press. 2001.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (2001c) Climate Change 2001: The Scientific Basis-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report.. Cambridge Univ. Press. 2001. 98 pp.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (2001d) Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability.-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group II Report.. Cambridge Univ. Press. 2001. 86 pp.

JARVIS, A., RUBIANO, J., NELSON, A., FARROW, A., MULLIGAN, M. (2004). **Practical use of SRTM data in the tropics: comparisons with digital elevation models generated from cartographic data**. Cali, CO: Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT).

JULIEN, P.Y., SAGHAFIAN, B., OGDEN, F.L. **Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff**. Water Resources Bulletin, v.31, n.3, p.523-536, 1995.

JÚNIOR, H. B. L. (2002). Um estudo dos efeitos de escala e uso do solo na parametrização do modelo NAVMO com dados de bacias do Cariri Paraibano. Dissertação de Mestrado, DEC/CCT/UFPB.

KNIGHTON, A. D.; NANSON, G. C. (2001) **An event-based approach to the hydrology of arid zone rivers in the Channel Country of Australia**. *Journal of Hydrology* 254: 102 – 123.

LACERDA JUNIOR, H. B. **Um Estudo dos Efeitos de Escala e Uso do Solo na Parametrização do Modelo NAVMO com Dados de bacias do Cariri Paraibano**. 2002. 104f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Civil, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 2002.

LIBARD, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. 1 ed. Piracicaba. 509p. 2000.

LIMA, W.P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. Piracicaba: Escola Superior de agricultura “Luiz de Queiroz”, USP. 1986. 241p.

LIMA, I. F. **Estudos Geográficos do Semi-árido Alagoano**. Governo do Estado de Alagoas. Maceió, 1992.

LOPES, W. T. A. **Efeitos de Escala na Modelagem Hidrossedimentológica na Região Semi-Árida da Paraíba.** 2003. 196f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Civil, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 2003.

LOPES, O. F., SANTOS, J. C. P., BARROS, A. H. Z. **Diagnóstico Ambiental do Município de Santana do Ipanema, Alagoas.** Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2005.

LU, Z., RYKHUS, R., MASTERLARK, T., DEAN, K.G. (2004). **Mapping recent lava flows at Westdahl Volcano, Alaska, using radar and optical satellite imagery.** Remote Sensing of Environment, 91: 345–353.

MARENGO, J, Soares, W, 2003: Impacto das modificações da mudança climática-Síntese do Terceiro Relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. Chapter 6 in *Clima e Recursos Hídricos 9*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos/FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, pp 209-233.

MATALLO JR., Heitor. **"A desertificação no mundo e no Brasil."** In: SCHENKEL, Celso Salatino & MATALLO JR., Heitor. **Desertificação.** Brasília: UNESCO, 2003.

MEDEIROS, Y. D. P.; FONTES, A. S.; ALVARES, D. **Bacia Experimental do Rio do Cedro - BA. In: Implantação de Bacias Experimentais no Semi-Árido.** Relatório final apresentado para FINEP do projeto convênio FINEP/FUNPEC 22010453-00. 2004. p. 165-206.

MEDEIROS, J. D. F.; SANTOS, N. C. F.; GUEDES, F. **Análise da Precipitação e do Escoamento Superficial na Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas-Açú-RN.** Natal: EMPARN, Documentos n. 29, 2005. 32p.

MEDEIROS, V. M. A.; RIGHETTO, A. M.; MEDEIROS, V. M. A.; MOREIRA, L. F. F. **Modelagem do Processo Chuva-vazão na Bacia Experimental de Serra Negra do Norte, RN.** In: Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos do Nordeste, 2005, João Pessoa - PB.

MELO FILHO, J. F.; SOUZA, A. L. V. **O Manejo e a Conservação do Solo no Semi-Árido Baiano: Desafios para a Sustentabilidade.** *Bahia Agrícola*, v.7, n. 3, p, 50-60, 2006.

MELO, M. R. S.; MOURA, R. F.; MOURA, A. E. S. S.; CORREA, M. M.; FIGUEIREDO, A. C. **Análise Comparativa entre a Precipitação Medida no Pluviômetro Ville de Paris e Alternativo.** In: Anais do XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 2006, João Pessoa - PB.

MICHAUD, J. D.; SOROOSHIAN, S. **Comparison of Simple versus Complex Distributed Runoff Models on a Midsized Semiarid Watershed.** *Water Resources Research*, v.30, n.3, p.593-606, 1994.

MILLER, S. N.; KEPNER, W. G.; MEHAFFEY, M. H.; HERNANDEZ, M.; MILLER, R. C.; GOODRICH, D. C.; DEVONALD K. K.; HEGGEM D. T.; MILLER W. P. **Integrating Landscape Assessment and Hydrologic Modeling for Land Cover Change Analysis.** *Journal of the American Water Resources Association*, v.38, n.4, p.915-929, 2002.

MILLER, S. N.; GUERTIN, D. P.; GOODRICH, D. C. **Hydrologic Modeling Uncertainty Resulting from Land Cover Misclassification.** *Journal of the American Water Resources Association*, v.43, n.4, p.1065-1075, 2007.

MITCHELL, J.R., ENGEL, B.A, GRINIVASAN, R., WANG, S.S.Y. **Validation of AGNPS for small watersheds using an integrated AGNPS/GIS system.** *Water Resources Bulletin*. v.29, n.5, p.833-842, 1993.

MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, J. J. N.; CORREIA, M. M.; COSTA NETO, M. L.; ARAÚJO, T. C.; SANTOS, T. E. M. **Bacia Experimental do Riacho Jatobá - PE. In: Implantação de Bacias Experimentais no Semi-Árido.** Relatório final apresentado para FINEP do projeto convênio FINEP/FUNPEC 22010453-00. 2004. p. 249-288.

MOURA, E. M.; RIGHETTO, A. M.; GUIMARAES JUNIOR, J. A.; MATTOS, A.; MOREIRA, L. F. F. **Avaliação da Aplicação Espacial do MODHISA na Bacia do Seridó.** In: Anais do VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2006, Gravatá - PE.

PAIVA, F. M. L.; SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G. **Study of Vegetal Cover Influence on Experimental Erosion Plots by a Runoff-Erosion Modeling.** In: Anais do I *International Symposium on Land Degradation and Desertification*, 2004, Uberlândia - MG.

PAIVA, F. M. L.; SRINIVASAN, V. S.; SANTOS, C. A. G. **Modelagem Hidrossedimentológica com Kinos2 para as Micro-bacias Experimentais**

**de São João do Cariri.** In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2007, São Paulo - SP.

PALACIOS-VÉLEZ, O.L.; GANDROY-BERNASCONI, W.; CUEVAS-RENAUD, B. **Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models.** Journal of Hydrology, v.211, p.266-274, 1998.

PEREIRA, J. A. (1997). **Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão em Microbacia na Bacia Experimental de Sumé – PB.** Dissertação de Mestrado, DEC/CCT/UFPB.

PETROV, M. P. **Deserts of the world.** Leningrad, Nauka, 1973. Apud: **KASSAS, M. "Arid and semi-arid lands: problems and prospects." Agro-Ecosystems. Amsterdam, 3 (1977): 185-204.**

PICCIN, E.; SCHERER, F. B.; CARGNIN, M.; NEO, V.; **A Invenção da Seca no Nordeste.** 2005. Site:< <http://w3.ufsm.br/mundogeo/geopolitica/brasil.html>>.

PIMENTEL DA SILVA, L.; EWEN, John. **Modelagem hidrológica para grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias.** Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Brasil, n. Dez, 2000.

PIMENTEL DA SILVA, L.; MORAES, M. F.; OTTONI FILHO, T.; SILVA, R. C. V. **Bacia Experimental Rural De Santa Maria/Cambiocó - RJ: O Monitoramento Fluviométrico.** In: Anais do ENCONTRO NACIONAL DE BACIAS EXPERIMENTAIS, 2005, Salvador - BA.

PNUD. Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento. **Atlas do Desenvolvimento Humano no Brasil.** Brasília: PNUD, 2000. Disponível em < <http://www.pnud.org.br> >.

PONCE, V. M. **Engineering Hydrology: Principles and Practices.** New Jersey: Ed. Prentice Hall, 1989. 645p.

PREVEDELLO, C. L. **Física do Solo com problemas resolvidos.** Sociedade Autônoma de Estudos Avançados em Física do Solo – SAEAFS, Curitiba, 446p., 1996.



RASOOL, S. I. On Dynamics of Deserts and Climate. In: HOUGHTON, J. T. **The global climate**. New York: Cambridge University Press, 1984. p. 107-120.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L.; SAXTON, K. E. **Estimation of Soil Water Properties**. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, v.25, n.5, p.1316-1328, 1982.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. **Estimation of soil water retention and hydraulic properties**. In: MOREL-SEYTOUX, H. J. (Ed.) **Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice**. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 275–300, 1989.

REBOUÇAS, A.C. **Água na Região Nordeste: Desperdício e Escassez**. *Estudos Avançados*, v.11, n.29, 1997.

REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4 ed. Campinas, Fundação Cargil, 1985. 446p.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. 2 ed. Piracicaba: USP/ESALQ, 1996.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. **Conceitos Básicos de Modelagem Hidrológica**. Belo Horizonte, 2003. 33p. (Apostila).

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. **Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer**. Soil Science Society of America Journal, Madison, v.55, p.633 - 639, 1991.

RIBOT, J. C., Najam, A., Watson, G. (1996). Climate Variation, Vulnerability and Sustainable Development in the Semi-Arid Tropics. In: Ribot, J.C., Magalhães, A. R., Panagides, S.S. (editors). *Climate variability, Climate Change and Social Vulnerability in the Semi- Arid Tropics*. Cambridge University Press. p. 13-51.

ROCHA, S.R.A.G. **Simulação do escoamento superficial na bacia de Santana do Ipanema**. 2008. 146 p. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

SALATI, E.; LEMOS, H. M. Água e Desenvolvimento Sustentável. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. C. **Águas Doces do Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação**. 2.ed. São Paulo: Escrituras, 2002. p. 39-61.

SANTOS, T. E. M. **Avaliação de Técnicas de Conservação de Água e Solo em Bacia Experimental do Semi-Árido Pernambucano**. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2006.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M.; AGUIAR, L. M. C. **Estimativa da produção de sedimentos na bacia experimental de Jatobá a partir de técnicas de modelagem e geoprocessamento**. In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo – SP, 2007.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M.; SRINIVASAN, V.S. **Análise das Perdas de Água e Solo em Diferentes Coberturas Superficiais no Semi-Árido da Paraíba**. *Revista OKARA: Geografia em debate*, v.1, n.1, p. 16-32, 2007.

SANTOS, M. V. C. **Estudo do comportamento de um pequeno aquífero aluvial na bacia experimental de Santana do Ipanema: Semi-árido alagoano**. 2009. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

SEMMENS, D. J.; GOODRICH, D. C.; UNKRICH, C. L.; SMITH, R. E.; WOOLHISER, D. A.; MILLER, S. N. KINEROS2 and the AGWA Modeling Framework. In: WHEATER, H.; SOROOSHIAN, S.; SHARMA, K.D. (editors). **Hydrological Modelling In Arid and Semi-Arid Areas**. New York:Cambridge University Press, 2008. 206p.

SERAPHIM, B.J.Z; CADIER, E. **Síntese dos Trabalhos e Publicações Elaborados Através da Cooperação Técnica Brasil/França (SUDENE/ORSTOM/TAPI)**. Recife: SUDENE, Série Hidrologia n. 34, 1994. 67p.

SILANS, A. M. P.; SILVA, T. C.; FILGUEIRA, H. J. A.; MOURA, E. M.; LUCENA, A. P.; VITORINO FILHO, S.; SOUSA, E. E.; ALMEIDA, C. N.; LIRA, G. A. R. **Bacia Experimental do Rio Guaraira - PB. In: Implantação de Bacias Experimentais no Semi-Árido**. Relatório final apresentado para FINEP do projeto convênio FINEP/FUNPEC 22010453-00. 2004. p. 41-92.

SILVA, J. M.; LIMA, J. R. S.; NETO, G. C. G.; SOUZA, C.; SILVA, I. S.; ANTONIO, A. C. D.; NOBREGA, J. A. **Balanco hídrico na cultura da mamona, sob condições de sequeiro no brejo Paraibano**. *Revista de Educação Agrícola*

Superior. Associação Brasileira de Educação Agrícola Superior- ABEAS - v.22, n.1,p.57-59, 2007.

SILVEIRA, A. L. L. **Provável efeito urbano nas relações IDF das chuvas de Porto Alegre**. In: TUCCI, C. E. M., MARQUES, D. M. L. M. *Avaliação e controle da drenagem urbana*, Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 2000, vol 1, p 129 – 152.

SIMANTON, J. R., HAWKINS, R. H., SARAVI, M. M. e RENARD, K. G. (1996). Runoff Curve Number Variation with Drainage Area, Walnut Gulch, Arizona. Transactions of the ASAE, Vol. 39(4): 1391 – 1394.

SMETTEM, K.R.J.; CLOTHIER, B.E. **Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multi-disc permeameters**. Journal of Soil Science, v.40, p.563-568, 1989.

SMITH, R. E.; PARLANGE, J. Y. (1978). **A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model**. Water Resources Research, 14(3):533-538.

SMITH, R. E.; CORRADINI, C.; MELONE, F. (1993). **Modeling Infiltration for Multistorm Runoff Events**. Water Resources Research, 29(1):133-144.

SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C. **Investigating Prediction Capability of HEC-1 and KINEROS Kinematic Wave Runoff Models - Comment**. *Journal of Hydrology*, v.179, n.1-4, p.391-393, 1996.

SMITH, B., SANDWELL, D. (2003). **Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data**. Geophysical Research Letters, 30(9): 1467-1470.

SOUZA, E. S. **Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba: variabilidade espacial e temporal, e meio homogêneo equivalente**. 2005. 107f. Tese (Doutorado em Ciências, com Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos/Física do Solo) – Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal da Pernambuco. 2005.

SOUSA, G. **MODFIPE – Um Modelo Distribuído de Base Física para Simulação do Escoamento e Erosão do Solo**. 2007. 101f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental). Departamento de Engenharia Civil, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 2007.

SPRUILL, C.A.; WORKMAN, S.R.; TARABA, J.L. **Simulation of daily and monthly stream discharge from small watersheds using the SWAT model.** *Transactions of the ASAE*, v.43, n.6, p.1431-1439, 2000.

SRINIVASAN, V. S.; GALVAO, C.O. **Evaluation of Runoff and Erosion Loss in Microbasins Utilizing the Hydrodynamic Model WESP.** *Advances in Engineering Software*, v. 22, n.2, p.79-85, 1995.

SRINIVASAN, V. S.; CRUZ, E. S. **Application Of The Model Wepp For The Evaluation Of Runoff And Soil Erosion In A Semiarid Region Of Brazil.** In: Proceedings of XXXI IAHR Congress, 2005, Seoul, Korea.

THONY, J.L.; VACHAUD, G.; CLOTHIER, B.E.; ANGULO-JARAMILLO, R. **Field measurements of the hydraulic properties of soil.** *Soil Technology*, v.4, p.111-123, 1991.

TUCCI, C. E. M. e Clarke R. T. (1997). Impacto da Mudança da Cobertura Vegetal no Escoamento: Revisão.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669p.

TUCCI, C.E.M.; BERTONI, J.C (Org.). **Inundações Urbanas na América do Sul.** Porto Alegre: ABRH, 2003.

USDA. **Kinematic Runoff and Erosion Model (KINEROS2).** United States Department of Agriculture. Agricultural Research Service, Southwest Watershed Research Center, 2007. Disponível em: < <http://www.tucson.ars.ag.gov/kineros/>>.

USGS. United States Geological Survey. **Seamless Distribution Data.** 2007. Disponível em <<http://www.usgs.gov.br>>.

VALERIANO, M. M. (2004). **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul.** São José dos Campos: INPE. 72 p. (Coordenação de Ensino, Documentação e Programas Especiais, INPE-10550-RPQ/756).

VANDERVAERE, J.P. **Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrometrie à disques. Analyse critique des regimes pseudo-permanents,**

**méthodes transitoures et cas des sols ecroûtes.** Grenoble, 1995, Thèse (Doctorat) – Univesité Joseph Fourier.

VANDERVAERE, J.P.; PEUGEOT, C.; VAUCLIN, M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; LEBEL, T. **Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers.** *Journal of Hydrology*, v.188-189, p.203-223, 1997.

VANDERVAERE, J.P.; VAUCLIN, M.; ELRICK, D. E. **Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation.** *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v. 64, p.1263-1272, 2000.

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

VÉLEZ, O.L.P., BERNASCONI, W.G., RENAUD, B.C. **Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models.** *Journal of Hydrology*, v.211, p.266-274, 1998.

VENTURINI, V. **A New Methodology to Integrate Parameters in Lumped Models.** 2001. 49f. Master Thesis (Environmental Engineering) - Department of Civil and Environmental Engineering of the College of Engineering , University of Cincinatti, Cincinatti, USA.

VEREECKEN, H; MAES, J.; FEYEN, J. **Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties.** *Soil Science*, n. 149, p.1–12, 1990.

VIEIRA, L. S. **Manual da Ciência do Solo.** São Paulo. Ed. Agronômica Ceres, 1975.

WAGENER, T.; GUPTA, H.; YATHEENDRADAS, S.; GOODRICH, D.; UNKRICH, C.; SCHAFFNER, M. **Understanding Sources of Uncertainty in Flash-Flood Forecasting for Semi-Arid Regions.** *Association of Hydrological Science*. v.313, p. 204-212. 2007.

W. Collischoonn, *Simulações hidrológica em Grandes bacias.* Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS. Rio Grande do Sul, (2001).

WARRICK, A.W.; BROADBRIDGE, P. **Sorptivity and macroscopic capillary length relationships**. *Water Resources Research*, v.28, p.427-431, 1992.

WHEATER, H. S.; BROWN, R. P. C. **Limitations of Design Hydrographs in Arid Areas – An Illustration from South West Saudi Arabia**. In: Proceedings of THE 2ND BRITISH HYDROLOGICAL SOCIETY NATIONAL SYMPOSIUM, 1989, Sheffield, UK.

WILLIAMS, M.A.J. and Balling Jr, R.C. (1996). Interactions of Desertification and Climate. World Meteorological Organisation, United Nations Environmental Programme. Arnold, UK.

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

WOOLHISER, D. A.; SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C. **KINEROS, a Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual**. USDA - Agricultural Research Service, 1990. 130p.

WÖSTEN, J. H. M. **Pedotransfer functions to evaluate soil quality**. In: GREGORICH, E. G., CARTER, M. R. (Eds.) **Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health**. *Developments in Soils Science*, v. 25, Elsevier, Amsterdam, p.221–245, 1997.

WÖSTEN, J. H. M.; LILLY, A.; NEMES, A.; LE BAS, C. **Development and use of database of hydraulic properties of European soils**. *Geoderma*, v.90, p.169-185, 1999.

ZHANG, H., HENDERSON-SELLERS, A., MCGUFFIE, K, 2001: The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on Climate, *Climatic Change* 49: 309–338.

## APÊNDICES

### APÊNDICE A

Elementos discretizados para sub-bacia 01

elemento	tipo	Area (m <sup>2</sup> )	Comprimento (m)	Declividade (m/m)	Largura (m)
1	plano	4.795	69,05	0,09	69,44
2	plano	4.687	74,60	0,17	62,83
3	plano	6.107	75,99	0,17	80,36
4	<b>canal</b>		<b>78,19</b>	<b>0,17</b>	
5	plano	31.154	331,36	0,19	94,02
6	plano	24.260	256,49	0,24	94,59
7	<b>canal</b>		<b>283,79</b>	<b>0,22</b>	
8	plano	5.709	85,20	0,06	67,01
9	plano	6.624	113,85	0,04	58,19
10	<b>canal</b>		<b>68,00</b>	<b>0,07</b>	
11	plano	5.915	75,17	0,17	78,69
12	plano	7.432	77,02	0,17	96,50
13	<b>canal</b>		<b>82,74</b>	<b>0,16</b>	
14	plano	6.443	99,87	0,12	64,51
15	plano	6.457	151,54	0,08	42,61
16	plano	17.204	270,00	0,09	63,72
17	<b>canal</b>		<b>257,23</b>	<b>0,09</b>	

Eventos de precipitação selecionados

Precipitação (mm)	Duração (min)	intensidade (mm/h)	Data e Hora do Início dos Eventos
<b>21,3</b>	<b>278</b>	<b>4,60</b>	<b>31/1/2008 20:34</b>
<b>24,0</b>	<b>154</b>	<b>9,35</b>	<b>1/2/2008 11:46</b>
<b>32,9</b>	<b>350</b>	<b>5,64</b>	<b>26/2/2008 23:08</b>
<b>28,1</b>	<b>192</b>	<b>8,78</b>	<b>29/2/2008 21:56</b>
<b>10,6</b>	<b>10</b>	<b>63,60</b>	<b>9/3/2008 16:10</b>
<b>20,9</b>	<b>258</b>	<b>4,86</b>	<b>24/3/2008 17:30</b>
12,8	256	3,00	27/3/2008 03:54
<b>35,5</b>	<b>520</b>	<b>4,10</b>	<b>28/3/2008 18:02</b>
<b>16,9</b>	<b>60</b>	<b>16,90</b>	<b>24/4/2008 16:20</b>
60,4	1128	3,21	18/5/2008 23:50
<b>10,8</b>	<b>172</b>	<b>3,77</b>	<b>23/5/2008 00:56</b>
20,7	360	3,45	19/6/2008 05:50
44,2	846	3,13	16/7/2008 05:54
14,5	230	3,78	26/7/2008 13:14
<b>65,9</b>	<b>380</b>	<b>10,41</b>	<b>2/12/2008 16:48</b>

Obs.: Os eventos em negrito foram os escolhidos para trabalho.

## APÊNDICE B

### Elementos discretizados para sub-bacia 02

elemento	Area (m <sup>2</sup> )	Comprimento (m)	Declividade (m/m)	Largura (m)
1	32.328,44	206,88	0,12	156,27
2	41.432,67	380,13	0,22	109,00
3	66852,05	433,65	0,22	154,16
<b>4</b>		<b>267,58</b>	<b>0,32</b>	
5	77.594,66	564,91	0,15	137,36
6	5.661,98	41,15	0,05	137,59
<b>7</b>		<b>169,28</b>	<b>0,01</b>	
8	22.787,63	87,16	0,08	261,45
9	41.833,35	470,90	0,18	88,84
10	75.937,80	545,19	0,16	139,29
<b>11</b>		<b>503,62</b>	<b>0,17</b>	
12	26.615,80	283,85	0,08	93,77
13	55.618,25	541,00	0,19	102,81
14	24.562,74	390,64	0,09	62,88
<b>15</b>		<b>217,93</b>	<b>0,16</b>	
16	25.425,49	164,69	0,05	154,38
17	61.894,16	708,88	0,15	87,31
18	44.434,78	698,27	0,15	63,64
<b>19</b>		<b>690,32</b>	<b>0,15</b>	
20	126.947,07	483,13	0,08	262,76
21	13.538,87	307,37	0,13	44,05
<b>22</b>		<b>224,16</b>	<b>0,04</b>	
23	100.867,07	652,24	0,11	154,65
24	33.907,39	78,05	0,06	434,43
25	83.332,21	641,50	0,12	129,90
26	78.701,20	301,98	0,26	260,62
27	9.830,56	229,00	0,09	42,93
28	28.618,65	617,60	0,13	46,34
<b>29</b>		<b>621,69</b>	<b>0,13</b>	
30	78.991,14	528,84	0,13	149,37
31	53.222,09	435,63	0,14	122,17
<b>32</b>		<b>200,62</b>	<b>0,01</b>	
33	44.346,58	552,45	0,13	80,27
34	82.885,86	244,67	0,20	338,77
<b>35</b>		<b>535,75</b>	<b>0,13</b>	
36	76.673,40	146,00	0,05	525,16
37	48.758,76	348,11	0,20	140,07
38	53.331,42	334,65	0,21	159,36
39	46.863,27	280,20	0,05	167,25
40	78.415,96	365,48	0,14	214,56
41	102.805,32	699,94	0,04	146,88
<b>42</b>		<b>671,54</b>	<b>0,13</b>	
43	143.488,81	323,34	0,07	443,77
44	19.796,05	195,03	0,15	101,50
45	52.408,44	318,94	0,13	164,32
46	53.897,87	314,69	0,16	171,27



<b>47</b>		<b>283,26</b>	<b>0,18</b>	
48	18.506,91	209,16	0,10	88,48
49	31.509,63	300,39	0,07	104,90
<b>50</b>		<b>314,09</b>	<b>0,07</b>	
51	43.417,84	445,29	0,14	97,50
52	103.671,34	296,81	0,20	349,29
53	50.435,48	390,90	0,18	129,02
<b>54</b>		<b>436,88</b>	<b>0,14</b>	
55	9.390,97	51,00	0,12	184,14
<b>56</b>		<b>256,58</b>	<b>0,02</b>	
57	4.795,15	69,05	0,09	69,44
58	40.569,70	496,22	0,19	81,76
59	51.316,94	542,70	0,17	94,56
<b>60</b>		<b>507,73</b>	<b>0,18</b>	
61	17.776,95	321,67	0,09	55,26
62	13.883,51	256,49	0,11	54,13
<b>63</b>		<b>283,59</b>	<b>0,10</b>	
64	74.136,92	533,00	0,14	139,09
65	35.842,91	284,31	0,02	126,07
66	62.637,59	503,39	0,12	124,43
<b>67</b>		<b>179,25</b>	<b>0,02</b>	
68	58.643,97	236,52	0,02	247,95
69	46.253,14	107,01	0,05	432,23
70	61.570,76	122,06	0,04	504,43
<b>71</b>		<b>460,37</b>	<b>0,01</b>	
72	38.581,00	538,78	0,14	71,61
<b>73</b>		<b>517,30</b>	<b>0,15</b>	
74	10.639,87	109,95	0,03	96,77
75	40.704,58	656,36	0,11	62,02
76	36.943,64	343,36	0,02	107,59
<b>77</b>		<b>94,42</b>	<b>0,03</b>	
78	13.380,17	96,50	0,03	138,65
79	20.635,70	282,15	0,12	73,14
80	25.917,69	319,04	0,11	81,24
81	45.286,30	472,57	0,15	95,83
<b>82</b>		<b>301,07</b>	<b>0,11</b>	
83	48.081,45	598,95	0,08	80,28
<b>84</b>		<b>367,74</b>	<b>0,12</b>	
85	100.997,43	522,05	0,15	193,46
86	37.242,37	72,08	0,06	516,70
87	34.350,91	82,35	0,13	417,13
88	98.247,96	749,00	0,09	131,17
89	55.905,98	554,58	0,14	100,81
<b>90</b>		<b>435,25</b>	<b>0,03</b>	
91	65.135,84	123,12	0,03	529,04
92	160.206,67	669,13	0,16	239,43
93	70.033,25	815,78	0,13	85,85
94	42.290,31	281,53	0,09	150,22
95	90.003,06	379,54	0,01	237,14
96	121.093,09	757,24	0,09	159,91
<b>97</b>		<b>523</b>	<b>0,01</b>	