



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA URBANA E
AMBIENTAL**

- MESTRADO -

**AVALIAÇÃO DAS PERDAS DE ÁGUA E SOLO NO SEMIÁRIDO
PARAIBANO MEDIANTE CHUVA SIMULADA E MODELAGEM
HIDROSEDIMENTOLÓGICA**

por

José Yure Gomes dos Santos

*Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal da Paraíba para
obtenção do grau de Mestre*

João Pessoa – Paraíba

Julho – 2011



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA URBANA E
AMBIENTAL**
- MESTRADO -

**AVALIAÇÃO DAS PERDAS DE ÁGUA E SOLO NO SEMIÁRIDO
PARAIBANO MEDIANTE CHUVA SIMULADA E MODELAGEM
HIDROSEDIMENTOLÓGICA**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

José Yure Gomes dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Celso Augusto Guimarães Santos

S237a Santos, José Yure Gomes dos.

Avaliação das perdas de água e solo no semiárido paraibano mediante chuva simulada e modelagem hidrossedimentológica / José Yure Gomes dos Santos. – João Pessoa, 2011.

115f. : il.

Orientador: Celso Augusto Guimarães Santos
Dissertação (Mestrado) – UFPB/CT

1. Engenharia Urbana. 2. Engenharia Urbana e Ambiental.
3. Chuva simulada. 4. Perdas de água e solo – escoamento superficial. 5. Modelagem hidrossedimentológica.

UFPB/BC

CDU: 62:711(043)

**AVALIAÇÃO DAS PERDAS DE ÁGUA E SOLO NO SEMIÁRIDO
PARAIBANO MEDIANTE CHUVA SIMULADA E MODELAGEM
HIDROSEDIMENTOLÓGICA**

JOSÉ YURE GOMES DOS SANTOS

Dissertação aprovada em 28 de julho de 2011

Período Letivo: 2011.1

Celso Santos.
Prof. Dr. Celso Augusto Guimarães Santos - UFPB

Orientador

Adriano Rolim da Paz
Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz - UFPB

Examinador Interno

Richarde Marques da Silva
Prof. Dr. Richarde Marques da Silva - UFPB

Examinador Externo

Suzana Gico Lima Montenegro
Prof. Dr^a. Suzana Maria Gico Lima Montenegro - UFPE

Examinador Externo

João Pessoa-PB
2011

DEDICATÓRIA

A minha irmã Pâmalla Gomes dos Santos, pelo seu carisma, amor, carinho e sua imensa vontade de viver, que lhe permitiu superar uma situação tão adversa para continuar a abrilhantar as nossas vidas.

AGRADECIMENTOS

Dizem que sozinhos e sem sacrifícios não chegamos a lugar algum. Este trabalho acadêmico é uma prova disto. Para a sua conclusão, vários obstáculos tiveram de ser superados, e para tanto tive a honra e a satisfação de desfrutar do apoio de familiares, amigos, mestres, técnicos, dentre outras pessoas que contribuíram para a realização deste trabalho. Por isso, aproveito este espaço para prestá-los meus sinceros agradecimentos.

- A Deus, senhor maior que rege nossas vidas e que me permitiu chegar à conclusão desta Dissertação de Mestrado.
- Aos meus pais José Wilson Campos dos Santos e Edna Maria Gomes dos Santos que me deram apoio incondicional durante essa jornada. Além do apoio, agradeço também ao meu pai pela sua valorosa ajuda com os ajustes do simulador de chuvas.
- Aos meus irmãos José Duarte dos Santos e Pâmalla dos Santos pelo carinho e apoio durante esta jornada.
- A minha noiva Heloisa Queiroz pelo seu companheirismo e apoio durante a realização deste trabalho.
- Ao Professor Celso Augusto Guimarães Santos pelas orientações, ensinamentos e amizade cultivada no decorrer deste trabalho.
- Ao Professor Richarde Marques da Silva, com quem tive a satisfação de trabalhar durante a graduação em Geografia e no decorrer deste Mestrado. Agradeço pela amizade, pelas orientações, ensinamentos, paciência e apoio durante estes quatro anos de trabalho em conjunto. Seu nome não consta como co-orientador deste trabalho em virtude de questões burocráticas do programa de pós-graduação.
- Ao grupo de Recursos Hídricos da Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE, em especial aos Professores Abelardo Antônio de Assunção Montenegro e Thais Emanuelle Monteiro dos Santos, pelo simulador de chuva, desenvolvido em parceria com recursos do CNPq.
- Aos Professores Adriano Rolim da Paz e Suzana Maria Gico Lima Montenegro, pelas contribuições para a melhoria deste trabalho.
- Aos amigos Victor Coelho, Petley Arruda, Valeriano Carneiro, Leonardo Silva e Diego Targino, pelas ajudas nos trabalhos de campo.
- Ao técnico Edilson pela amizade e ajuda na calibração do simulador de chuvas, e nas atividades de campo e laboratório.

- Ao Professor Ronildo Inácio Soares de Alencar pela ajuda com os equipamentos do simulador de chuvas.
- A Universidade Federal da Paraíba, que desde a Graduação tem me proporcionado um ensino de qualidade, possibilitando o meu crescimento profissional e humano.
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela bolsa de estudos e financiamento da pesquisa.
- Aos funcionários da Bacia Experimental de São João do Cariri pelo apoio e disponibilização da estrutura para a realização deste trabalho, em especial ao Prof. Hugo Moraes de Alcantra e Alessandro Santos.
- Aos agricultores, moradores e comerciantes do Município de São João do Cariri, que com o seu apoio, coragem e sabedoria de vida contribuíram de forma bastante significativa para a construção deste trabalho. Em especial ao agricultor Josemar Pereira, que com seriedade e profissionalismo colaborou com este trabalho desde a instalação das parcelas de erosão até a fase de cultivo das culturas.
- Aos professores e funcionários que fazem parte do PPGEUA, do Laboratório de Recursos Hídricos e Engenharia Ambiental, do Laboratório de Hidráulica e do Laboratório de Saneamento da UFPB, pelos ensinamentos e disponibilização de equipamentos e materiais.
- Aos colegas e amigos da turma do mestrado, em especial aqueles com quem mantive mais contato, como o amigo Gerald Silva, que juntamente comigo, Victor e Petley, integrou um grupo de estudo nas disciplinas do Mestrado. Os colegas Emerson de Lima, Flaviana Lima, Jakeline Falcão e Jocean Souza, com quem tive a oportunidade de desfrutar de momentos de estudos e descontração.
- Aos orientandos do Prof. Celso pela amizade e trocas de conhecimentos, em especial a Isabelle Braga, Sofia Souza, Paula Freire, Romildo Neto e Francisco Barbosa.
- Aos amigos Franklin Linhares e Tássio Cunha pelo apoio e companheirismo vindo desde a Graduação e renovado no Mestrado.
- Aos colegas de apartamento Breno Cordeiro e Túlio Araújo pelo apoio e companheirismo durante esta caminhada.

RESUMO

A determinação das perdas de água e solo por escoamento superficial é essencial para o entendimento e quantificação dos processos hidrossedimentológicos. O uso de chuva simulada para a obtenção de dados hidrossedimentológicos proporciona simulações em condições que nem sempre podem ser representadas naturalmente em campo. Desta forma, o presente estudo tem como objetivo avaliar as perdas de água e solo em parcelas de erosão, na região semiárida do Estado da Paraíba, através de chuva simulada e modelagem hidrossedimentológica, sob diferentes coberturas vegetais e condições de umidade do solo. Para tanto, foram realizadas chuvas simuladas com intensidades médias de 53 mm/h em parcelas com cobertura nativa, desmatada, milho e feijão, instaladas na Bacia Experimental de São João do Cariri. As chuvas simuladas foram aplicadas variando as condições de umidade do solo, da seguinte maneira: (a) condição seca – com 60 min de duração; (b) condição úmida – após 24 h do término da simulação na condição seca, com 30 min de duração; (c) condição muito úmida – 30 min após o término da simulação na condição úmida, com 30 min de duração. Os dados de perda de água e solo obtidos a partir de chuva simulada nas parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade foram modelados pelo modelo hidrossedimentológico WESP. Os resultados do monitoramento hidrossedimentológico nas parcelas de erosão mostraram que o escoamento superficial em todos os tipos de cobertura do solo foi maior de acordo com o aumento da umidade do solo. Já a produção de sedimentos foi maior na condição de umidade seca, por suas simulações possuírem uma duração de 60 min. Os valores dos escoamentos superficiais e produções de sedimentos das condições úmida e muito úmida foram semelhantes em todos os tipos de cobertura do solo. A cobertura nativa se mostrou eficiente na proteção do solo, apresentando reduções bastante significativas em relação aos outros tipos de cobertura. As culturas de milho e feijão se mostraram ineficientes para a proteção do solo, apresentando perdas de água e solo superiores aos observados para o solo desmatado. Em relação à modelagem dos processos hidrossedimentológicos nas parcelas de erosão com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade, o modelo WESP apresentou resultados excelentes quando comparados os valores de escoamento e produção de sedimentos observados com os calculados.

Palavras-chave: chuva simulada; perdas de água e solo; modelagem hidrossedimentológica.

ABSTRACT

The determination of water losses by runoff and soil is essential for understanding and quantifying the runoff-erosion processes. The use of simulated rainfall in order to obtain runoff-erosion data provides simulations under conditions that cannot always be naturally represented in the field. Thus, this study aims to evaluate the water and soil losses on erosion plots in the semiarid region of Paraíba state through simulated rainfall and runoff-erosion modeling techniques under different vegetation covers and soil moisture conditions. Thus, simulated rainfalls were performed with a mean intensity of 53 mm/h on plots installed in São João do Cariri Experimental Basin with surface cover such as native vegetation, deforested, corn and beans, which were. The simulated rainfall was applied under different soil moisture conditions, as follows: (a) dry condition – with 60 min duration, (b) wet condition – 24 hours after the end of the simulation in the dry condition, with 30 min duration, (c) very wet conditions – 30 min after the end of the simulation in wet condition, with 30 min duration. The data of water and soil losses obtained from rainfall simulation on plots under different cover and moisture conditions were modeled using the WESP runoff-erosion model. The collected runoff-erosion data from the erosion plots showed that the runoff in all types of cover was increased according to the increasing of soil moisture. The sediment yield was higher in the dry moisture condition, because they had 60 min of duration. The values of runoff and sediment yield under wet and very wet conditions were similar in all type of surface covers. The native cover showed to be effective in protecting the soil, with very significant reductions in relation to other types of coverage. The corn and beans have showed to be ineffective to protect the soil with greater water and soil losses than those observed for the bare plots. Regarding to the runoff-erosion modeling processes on the erosion plots under different surface cover and moisture conditions, the WESP model presented excellent results when observed and simulated runoff and sediment yield data were compared.

Keywords: simulated rainfall, soil and water losses; runoff-erosion modeling.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Localização da Bacia Experimental de São João do Cariri no Estado da Paraíba.....	38
Figura 3.2. Bacia Experimental de São João do Cariri.....	39
Figura 3.3. Parcelas experimentais de erosão de 3 m ² instaladas na BESJC.....	40
Figura 3.4. Precipitação anual média na Bacia Experimental de São João do Cariri... ..	41
Figura 3.5. Precipitação mensal média na Bacia Experimental de São João do Cariri, no período de 1987 a 2010.....	41
Figura 3.6. Classificação dos solos na área da bacia do Riacho Namorados (CHAVES <i>et al.</i> , 2002).....	43
Figura 4.1. (a) Representação esquemática das parcelas de erosão instalada na BESJC, e (b) parcela com vegetação nativa.....	45
Figura 4.2. Parcelas experimentais de erosão sendo instaladas na BESJC.....	45
Figura 4.3. Parcelas experimentais de erosão instaladas na BESJC.....	46
Figura 4.4. Simulador de chuvas utilizado no trabalho.....	46
Figura 4.5. Simulador de chuvas na fase de calibração.....	47
Figura 4.6. Simulador de chuvas com os pluviômetros no interior da área útil.....	48
Figura 4.7. Coleta da enxurrada com proveta graduada.....	51
Figura 4.8. Cronometragem do tempo gasto para o corante percorrer a distância entre dois pontos.....	52
Figura 4.9. Exemplo de arquivo de entrada de parâmetros do modelo WESP.....	64
Figura 4.10. Distribuição granulométrica das amostras coletadas na área experimental.....	68
Figura 4.11. Teste tridimensional de infiltração.....	71
Figura 5.1. Culturas de milho e feijão no dia 14/12/2010 (Não houve simulação).....	75
Figura 5.2. Estágios da vegetação nativa durante as simulações de chuva.....	76
Figura 5.3. Parcelas 2 e 3 desmatadas.....	77
Figura 5.4. Estágios de crescimento da cultura de milho.....	77
Figura 5.5. Estágios de crescimento da cultura de feijão.....	78
Figura 5.6. Médias pluviométricas mensais históricas (1987-2010); totais pluviométricos mensais do ano de 2010 e de janeiro a maio de 2011.....	78

Figura 5.7. Escoamento superficial da parcela com vegetação nativa nas diferentes condições de umidade.....	81
Figura 5.8. Escoamento superficial da parcela desmatada nas diferentes condições de umidade.....	81
Figura 5.9. Escoamento superficial da parcela com milho nas diferentes condições de umidade.....	81
Figura 5.10. Escoamento superficial da parcela com feijão nas diferentes condições de umidade.....	81
Figura 5.11. Produção de sedimentos da parcela com vegetação nativa nas diferentes condições de umidade.....	85
Figura 5.12. Produção de sedimentos da parcela desmatada nas diferentes condições de umidade.....	85
Figura 5.13. Produção de sedimentos da parcela com milho nas diferentes condições de umidade.....	85
Figura 5.14. Produção de sedimentos da parcela com feijão nas diferentes condições de umidade.....	85
Figura 5.15. Escoamento superficial na condição seca.....	88
Figura 5.16. Escoamento superficial na condição úmida.....	88
Figura 5.17. Escoamento superficial na condição muito úmida.....	89
Figura 5.18. Taxa de infiltração na condição seca.....	89
Figura 5.19. Taxa de infiltração na condição úmida.....	90
Figura 5.20. Taxa de infiltração na condição muito úmida.....	90
Figura 5.21. Sulcos formados pelo escoamento superficial na parcela com cultura de milho.....	92
Figura 5.22. Produção de sedimentos na condição seca.....	95
Figura 5.23. Produção de sedimentos na condição úmida.....	96
Figura 5.24. Produção de sedimentos na condição muito úmida.....	96
Figura 5.25. Comparação dos valores de escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela com cobertura nativa.....	99
Figura 5.26. Comparação dos valores de escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela desmatada.....	99
Figura 5.27. Comparação dos valores de escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela com cultura de milho.....	100
Figura 5.28. Comparação dos valores de escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela com cultura de feijão.....	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1.	Ocupação das terras da bacia do Riacho Namorados (CHAVES <i>et al.</i> , 2002).....	43
Tabela 4.1.	Tipos de cobertura do solo das parcelas de erosão e período de observação.....	50
Tabela 4.2.	Valores do coeficiente de rugosidade de Manning para as parcelas experimentais de erosão com diferentes tipos de cobertura do solo.....	69
Tabela 5.1.	Número de eventos realizados em cada tipo de cobertura do solo e condições de umidade, em momentos diferentes.....	73
Tabela 5.2.	Duração e intensidades das chuvas simuladas.....	74
Tabela 5.3.	Escoamento superficial, umidade inicial e início do escoamento das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.....	80
Tabela 5.4.	Taxa de infiltração média das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.....	82
Tabela 5.5.	Produção de sedimentos das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.....	84
Tabela 5.6.	Médias do escoamento superficial, umidade inicial, início do escoamento e taxa de infiltração das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.....	87
Tabela 5.7.	Médias da velocidade do escoamento superficial e do coeficiente de <i>Manning</i> das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.....	91
Tabela 5.8.	Produção de sedimentos média e taxa de desagregação das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.....	93
Tabela 5.9.	Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela com cobertura nativa nas diferentes condições de umidade.....	97
Tabela 5.10.	Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela desmatada nas diferentes condições de umidade.....	98
Tabela 5.11.	Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela com milho nas	

diferentes condições de umidade.....	98
Tabela 5.12. Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela com feijão nas diferentes condições de umidade.....	98
Tabela 5.13. Médias das umidades iniciais, valores mínimos, máximos e médias do parâmetro N_s para as parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade.....	101
Tabela 5.14. Médias do parâmetro K_r e das umidades iniciais para parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade.....	102
Tabela 5.15. Médias do parâmetro K_r para os diferentes tipos de cobertura do solo...	103

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área da seção transversal do canal
a	Coeficiente de desprendimento de sedimento
A_p	Área da parcela
A_{pl}	Área dos pluviômetros
c	Concentração de sedimentos
CUC	Coeficiente de uniformidade de Christiansen
d	Taxa de deposição dos sedimentos
D	Taxa de desagregação do solo
D_c	Duração da coleta
d_s	Tamanho característico do sedimento
EQM	Erro quadrático médio
e_R	Taxa de desprendimento de sedimento pelo fluxo
F	Lâmina acumulada de infiltração
f	Taxa de infiltração
g	Aceleração da gravidade
h	Profundidade do fluxo
h_g	Valor de escala de h_p
h_l	Altura da lâmina de escoamento
h_p	Potencial matricial
I	Intensidade da chuva
I_{exp}	Infiltração acumulada
k	Número considerado de pontos no regime transitório
K_i	Parâmetro de erodibilidade pelo impacto das gotas de chuva
K_r	Parâmetro de erodibilidade pelo fluxo superficial
K_s	Condutividade hidráulica saturada
M	Parâmetro de forma da curva de distribuição das partículas
m	Parâmetro relacionado à geometria
M_{ss}	Massa do solo seco desagregado
n	Coeficiente de rugosidade de <i>Manning</i>
N	Parâmetro de forma da curva de distribuição das partículas
N_c	Número de copos coletores

N_s	Parâmetro de umidade/tensão ou sucção capilar
p	Porosidade efetiva
P_s	Produção de sedimentos
p_t	Fator de tortuosidade
q	Descarga líquida por unidade de largura
Q	Vazão
q_A	Vazão lateral por unidade de comprimento do canal
q_s	Entrada lateral de sedimentos provenientes dos planos adjacentes
r	Taxa de entrada de fluxo lateral por unidade de área
r_c	Raio do cilindro
s	Dimensão fractal relativa
S	Sorvidade
S_e	Saturação efetiva relativa
S_f	Declividade da linha de energia
S_{MAX}	Sorvidade máxima
S_o	Declividade do plano
S_p	Declive da parcela
t	Tempo
t_c	Intervalo de tempo entre as coletas
t_e	Tempo total de duração do evento
t_{grav}	Tempo gravimétrico
t_{max}	Tempo máximo
t_{n-1}	Tempo no inicio do intervalo considerado
t_p	Tempo de empoçamento
T_w	Largura de topo do fluxo
u	Velocidade média do fluxo
V	Velocidade média do escoamento
V_{pl}	Volume médio dos 14 pluviômetros
V_s	Velocidade da queda
W_p	Perímetro molhado
x	Distância na direção do fluxo
X	Lâmina média precipitada
X_i	Lâmina precipitada em cada coletor

α	Parâmetro relacionado a rugosidade superficial
Γ	Função gama clássica
γ	Peso específico da água
γ_s	Peso específico do sedimento
δ	Coeficiente que depende das propriedades do fluxo e dos sedimentos (adimensional)
ε_c	Parâmetro de deposição para os canais (adimensional)
ε_p	Parâmetro de deposição de sedimentos nos planos
η	Parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica
θ	Umidade volumétrica
θ_i	Umidade inicial do solo
θ_r	Umidade volumétrica residual
θ_s	Umidade na saturação
ν	Viscosidade cinemática da água
τ	Tensão de cisalhamento média
τ_c	Tensão de cisalhamento crítica média do tamanho representativo das partículas
φ	Porosidade total do solo
ϕ	Taxa de sedimento saindo para o fluxo
λ	Produto dos parâmetros de forma da curva de retenção
ψ	Sucção média na frente de molhamento

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. Objetivo geral e específicos	21
1.2. Descrição dos capítulos	21
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1. Escoamento superficial e umidade do solo	23
2.2. Erosão do solo.....	26
2.3. Chuva simulada em parcelas experimentais	29
2.4. Modelagem hidrossedimentológica	32
2.4.1. Classificação dos modelos hidrológicos	33
2.4.2. Estudos sobre modelagem hidrossedimentológica no semiárido paraibano	34
3. BACIA EXPERIMENTAL DE SÃO JOÃO DO CARIRI - BESJC	38
3.1. Clima.....	41
3.2. Hidrografia.....	42
3.3. Solo e Vegetação	42
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	44
4.1. Monitoramento dos processos hidrossedimentológicos nas parcelas experimentais de erosão	44
4.1.1. Construção e instalação dos aparelhos experimentais.....	44
4.1.2. Calibração do simulador de chuvas.....	47

4.1.3. Operação dos aparelhos experimentais	49
4.2. Análise dos dados produzidos nas parcelas experimentais.....	51
4.2.1. Avaliação das características do escoamento superficial	51
4.2.2. Avaliação das taxas de desagregação e perda do solo	53
4.3. O Modelo hidrossedimentológico WESP	54
4.3.1. Infiltração no modelo WESP.....	54
4.3.2. Escoamento superficial no modelo WESP	56
4.3.3. Componente Erosão-Deposição	59
4.3.4. Descrição do Sistema WESP.....	63
4.3.4.1. Dados necessários.....	63
4.3.4.2. Gerador de arquivos de entrada do modelo WESP	64
4.3.4.3. Utilitário para modificação do arquivo de parâmetros	66
4.3.4.4. Utilitário para o cálculo do intervalo de tempo de simulação.....	66
4.3.4.5. Sequência computacional	66
4.3.5. Determinação dos parâmetros do modelo WESP	67
4.4. Método Beerkan.....	70
4.4.1. Ensaios de campo	70
4.4.2. Análise em laboratório	71
4.4.3. Descrição do método Beerkan.....	71
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	73
5.1. Processos hidrossedimentológicos nas parcelas de erosão	73
5.1.1. Monitoramento Hidrossedimentológico.....	73
5.1.2. Análise dos processos hidrossedimentológicos de cada tipo de cobertura do solo em relação às suas condições de umidade.....	79
5.1.3. Análise comparativa dos processos hidrossedimentológicos em diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade	87
5.2. Modelagem do escoamento superficial e da produção de sedimentos nas parcelas de erosão	96

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	104
6.1. Conclusões	104
6.2. Recomendações	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
APÊNDICE A	116

1. INTRODUÇÃO

A erosão dos solos se destaca como um dos mais importantes problemas ambientais, e no Nordeste do Brasil, isso não poderia ser diferente, principalmente na sua porção semiárida. A região semiárida, mesmo não possuindo um período de chuvas regulares ao longo do ano, sofre com ocorrência de eventos extremos de chuva (SANTOS *et al.*, 2010). A irregularidade pluviométrica desta região, além de apresentar má distribuição espacial, apresenta também uma péssima distribuição temporal, influenciando diretamente no escoamento superficial e na produção de sedimentos (SANTOS *et al.*, 2006). Assim, a irregularidade das chuvas, somados à fragilidade do solo, a declividade e as práticas conservacionistas, são condicionantes para o processo de erosão.

A erosão hídrica é considerada um dos principais processos responsáveis pela degradação física do solo, uma vez que desagrega e transporta as partículas com maior facilidade. O processo de erosão consiste no desprendimento, carreamento e deposição das partículas de sedimentos, sendo responsável pelo surgimento de sulcos, ravinas ou voçorocas e pelo assoreamento dos rios. De maneira geral, a erosão dos solos é desencadeada pelo impacto das gotas da chuva na superfície do solo, o que promove a desagregação das suas partículas e, posteriormente, a movimentação desse material, expondo-o às ações hidrodinâmicas do escoamento superficial (GALERANI *et al.*, 1995; RAMOS, 1995; GUERRA, 1999).

Além de elevadas perdas de solo e água, a erosão hídrica também é responsável pelo carreamento dos sais minerais, ocasionando a perda das propriedades nutritivas do solo, seu empobrecimento e redução na produtividade da maioria das culturas, com consequentes aumentos em seu custo de produção (SANTOS, 2006). A erosão dos solos, além de reduzir a capacidade produtiva das culturas, pode causar sérios danos ambientais, como assoreamento e poluição dos cursos d'água e reservatórios. O assoreamento favorece enchentes e causa a perda de capacidade de armazenamento de água em reservatórios (OGURA *et al.*, 1997).

A quantidade de solo carreado pelo escoamento superficial, resultante de precipitações, está fortemente associada à ocupação da terra e ao estado de conservação do solo. Os processos erosivos podem ser agravados pela interferência do homem, através de desmatamentos desordenados, construções, minerações, atividades agrícolas inadequadas, entre outras (FALCÃO, 2009).

Este quadro de susceptibilidade a processos erosivos do semiárido nordestino poderia ser amenizado através de uma gestão integrada dos recursos hídricos, que buscasse o

conhecimento básico sobre a caracterização e disponibilidade das fontes de água superficiais e subterrâneas; frequência da ocorrência de chuvas, através de séries pluviométricas observadas; formas de manejo e práticas conservacionistas adequadas; influência da cobertura vegetal nas perdas de água e solo em diferentes condições de umidade, dentre outros fatores.

Estudos apontam que áreas que possuem uma cobertura do solo adequada apresentam menor potencial para a produção de sedimentos. Em contrapartida, áreas com coberturas do solo inadequadas apresentam elevados índices erosivos (SANTOS *et al.*, 2000; SRINIVASAN e GALVÃO, 2003; SANTOS, 2006; CARVALHO *et al.*, 2009).

Os problemas de erosão podem ser satisfatoriamente resolvidos com a utilização de adequados sistemas de manejo do solo e adequadas práticas conservacionistas (COGO *et al.*, 2003). Entretanto, a carência de estudos de abrangência regional, fundamentais para a avaliação da ocorrência e da potencialidade desses eventos, reduz substancialmente as possibilidades de seu manejo, inviabilizando uma gestão eficiente.

Buscando-se amenizar o problema da falta de informações hidro-climatológicas, bacias experimentais foram instaladas no semiárido nordestino, com o objetivo de servir como fonte de informações para estudos sobre os impactos das modificações do meio ambiente e para o conhecimento do comportamento hidrossedimentológico nessa região, sob várias condições de tipos de solo e vegetação.

Com esse propósito, a Bacia Experimental de São João do Cariri – BESJC foi instalada no semiárido do Estado da Paraíba para servir como local para estudos de lâmina escoada, erosão dos solos, dados climatológicos, entre outros. Com a implantação da BESJC, várias pesquisas já foram realizadas utilizando técnicas de modelagem e análise dos processos de vazão e erosão, como os estudos de Cruz (2004), Santos *et al.* (2006), Santos *et al.* (2007) e Paiva (2008).

Estudos hidrossedimentológicos voltados à modelagem dos processos de erosão em escala de parcela são de grande relevância para estudos de monitoramento da produção de sedimentos. Esses modelos devidamente calibrados e validados a partir de séries de dados observados de escoamento superficial e erosão constituem-se numa importante fonte de conhecimento da variação ao longo do tempo das vazões e da produção de sedimentos em bacias hidrográficas, podendo ser utilizados como uma importante ferramenta no auxílio da gestão dos recursos hídricos, através da análise de possíveis cenários, como modificações no uso do solo; impactos de vazões decorrentes de chuvas intensas; efeito da construção de açudes, dentre outras situações (TUCCI, 1998; SANTOS *et al.*, 2006).

A determinação das perdas de água e solo por escoamento superficial é essencial para o entendimento e quantificação dos processos hidrossedimentológicos. Estudos confiáveis com chuva natural demandam vários anos de medidas para obtenção de uma amostragem representativa dos eventos de chuva. Além disso, a natureza irregular da chuva natural impede a intensiva coleta de dados durante a ocorrência do evento. Desta forma, para possibilitar o estudo em períodos mais curtos e com maior controle das intensidades de chuva, tem-se utilizado precipitações pluviais artificiais produzidas por simuladores de chuva (SPOHR *et al.*, 2007). O uso de chuva simulada é de suma importância para a realização de estudos de modelagem hidrossedimentológica, uma vez que proporcionam simulações em condições que nem sempre podem ser representadas naturalmente em campo.

Desta forma, a partir da utilização de chuva simulada, este estudo visa contribuir para a produção de conhecimentos a respeito das perdas de água e solo no semiárido paraibano, considerando a influência da cobertura vegetal e da umidade do solo.

1.1. Objetivo geral e específicos

Este trabalho tem como objetivo geral avaliar as perdas de água e solo em parcelas de erosão, na região semiárida do Estado da Paraíba, sob diferentes coberturas vegetais e condições de umidade do solo.

Para tanto, alguns objetivos específicos foram traçados, são eles:

- Analisar as perdas de água e solo em parcelas experimentais de erosão, sob diferentes coberturas superficiais, a partir de chuvas simuladas.
- Avaliar a influência de diferentes condições de umidade nas perdas de água e solo em parcelas experimentais com diferentes coberturas do solo.
- Calibrar um modelo hidrossedimentológico de base física para parcelas experimentais de erosão.
- Avaliar a influência das diferentes condições de umidade e coberturas do solo na variabilidade dos parâmetros do modelo hidrossedimentológico de base física.

1.2. Descrição dos capítulos

O presente trabalho está estruturado em seis capítulos, incluindo esta introdução. No Capítulo 2 é apresentada a revisão bibliográfica, em que são abordados os seguintes temas:

escoamento superficial; erosão do solo; uso de simuladores de chuvas em parcelas experimentais; e modelagem hidrossedimentológica.

O Capítulo 3 apresenta as principais características da Bacia Experimental de São João do Cariri, como a sua localização, finalidade, clima, hidrografia, tipos de solo e vegetação. No Capítulo 4 são apresentados os materiais e métodos empregados neste trabalho.

O Capítulo 5 apresenta os resultados e discussões dos processos hidrossedimentológicos nas parcelas de erosão, bem como os resultados da modelagem destes processos pelo modelo hidrossedimentológico de base física. No último Capítulo são apresentadas as conclusões do trabalho, bem como algumas sugestões para próximos estudos nesta linha de pesquisa.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Escoamento superficial e umidade do solo

A água proveniente da precipitação, que atinge a superfície do solo, percorre vários caminhos até atingir os rios, canais e reservatórios. O movimento da água sobre a superfície do solo é conhecida como escoamento superficial. O escoamento superficial é regido por leis físicas (conservação de massa, energia e quantidade de movimento) e representado quantitativamente por variáveis como vazão, profundidade e velocidade. O escoamento é influenciado pelas características da precipitação (intensidade e duração), pelas características do solo (textura, capacidade de infiltração e umidade) e pelo tipo de cobertura vegetal. Quanto maior for à capacidade de infiltração do solo, menor será a parcela da precipitação que irá escoar (ARAGÃO, 2000).

O conhecimento dos processos relacionados a essa importante variável hidrológica, possibilita o planejamento da utilização das águas superficiais para diversas finalidades, como construção de reservatórios, hidrelétricas, entre outras.

A infiltração é a passagem de água da superfície para o interior do solo. É um processo que depende fundamentalmente da água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do estado da superfície e das quantidades de água e ar inicialmente presentes no interior do solo (TUCCI, 1993).

A taxa de infiltração superficial depende da umidade e condições superficiais do solo, enquanto que a movimentação da água na camada depende da condutividade hidráulica do solo. À medida que a água infiltra pela superfície, as camadas superiores do solo vão se umedecendo de cima pra baixo, alterando gradativamente o perfil de umidade. Enquanto há entrada de água, o perfil de umidade tende à saturação em toda a profundidade. Normalmente as precipitações naturais não são capazes de saturar todo perfil, saturando em geral apenas as camadas próximas à superfície, formando um perfil típico onde a umidade do solo decresce com a profundidade (SANTOS, 1994).

Segundo Figueiredo (1988), existe dois tipos de mecanismos geradores de escoamento: a) fluxo superficial devido ao excesso de precipitação, também conhecido como Hortoniano; b) fluxo superficial devido ao excesso de saturação.

O primeiro caso ocorre normalmente em regiões áridas e semiáridas, em que de acordo com Aragão (2000), o escoamento acontece devido ao excesso de precipitação sobre a

infiltração, desde a superfície até as camadas inferiores. O segundo caso ocorre normalmente em regiões úmidas, em que o principal mecanismo de geração de escoamento ocorre devido à elevação do lençol subterrâneo. Esse se diferencia do fluxo Hortoniano, pelo fato que neste mecanismo, a saturação do solo ocorre das camadas inferiores para a superfície, e no fluxo Hortoniano, ocorre de modo inverso (CHOW *et al.*, 1988).

O escoamento superficial do tipo Hortoniano é modelado propagando-se o excesso de precipitação, definido como sendo a diferença entre a intensidade de precipitação e a capacidade de infiltração do solo (LOPES, 2003).

De acordo com Lopes (2003) e Souza (2007), a modelagem do escoamento superficial em bacias hidrográficas baseia-se na resolução de equações diferenciais parciais que descrevem o fluxo e a profundidade do nível de água como funções do tempo e do espaço. Estas equações são conhecidas como equações de Saint-Venant, as quais são formadas pela equação da continuidade e pela equação de quantidade de movimento. Já em relação à variação da infiltração de água no solo, existem várias equações que a descrevem, dentre elas, têm-se as equações de Green e Ampt (1911), Horton (1933), Phillip (1957, 1969), e Smith e Parlange (1978).

Vários estudos tem avaliado o comportamento do escoamento superficial de acordo com o tipo de cobertura do solo, como o de Spohr *et al.* (2009), que determinaram o escoamento superficial para solos com diferentes características físicas a partir de diferentes intensidades de chuvas simuladas (30, 60 e 120mm/h) no Uruguai. Em cada tipo de solo foi determinado o tempo de início e a taxa de escoamento superficial, além da chuva (quantidade, duração e intensidade), declividade do terreno, matéria seca na superfície e cobertura do solo, densidade (do solo e de partícula), porosidade do solo (macro, micro e total), textura (argila, silte e areia), umidade inicial e saturação do solo. Para estimativa do escoamento superficial foi utilizado o modelo modificado de Smith.

Dentre os resultados constatados por Spohr *et al.* (2007), podemos destacar que as perdas acumuladas por escoamento superficial foram de 64%, 32%, 30% e 15% do total aplicado para Vertissolo 1, Chernossolo, Argissolo e Vertissolo 2, respectivamente, e que o aumento da umidade inicial do solo e da intensidade da chuva reduzem o tempo de início do escoamento superficial e aumentam a taxa constante de escoamento superficial. Foi constatado ainda que o modelo modificado de Smith estima melhor o escoamento superficial sob condições de elevada umidade do solo.

A umidade do solo, assim como a cobertura vegetal, possui grande influência para o escoamento superficial e consequentemente para a produção de sedimentos. Sendo de grande importância para os estudos hidrossedimentológicos, a análise das condições de umidade do solo atreladas aos diferentes tipos de cobertura vegetal.

Garbin *et al.*(2006) analisaram a variação da umidade no solo para diferentes parcelas e sua relação com a cobertura da parcela e o escoamento superficial de maneira a estudar o processo erosivo laminar. Ao todo foram realizados estudos em 7 parcelas com os seguintes tipos de cobertura do solo: solo exposto, cultura de sorgo, cultura de milho, serrapilheira, vegetação em recuperação natural, pastagem e a mata original. Os dados foram coletados a partir de um medidor de umidade (ThetaProbes, modelo ML2x) que possui sensores que medem pontualmente o teor volumétrico de umidade superficial do solo.

Ao final do trabalho, Garbin *et al.*(2006) verificaram que, nas parcelas onde haviam sido implantadas as culturas de milho e sorgo, o solo tendeu a ser menos úmido, isto porque esses vegetais retiram do solo a água de que precisam para seu desenvolvimento, além de não oferecerem uma cobertura foliar desenvolvida que proteja todo o solo dos efeitos climáticos. Na parcela com a serrapilheira oriunda da mata, os índices de umidade estavam altos. Tal característica deve-se à matéria orgânica, que dificulta o escoamento superficial, facilita a infiltração da água e protege o solo, impedindo a perda de umidade. Na parcela da mata, predominou uma constante nos índices de umidade, sendo observada baixa amplitude com variação entre 24 a 28%. Nas parcelas que continham a vegetação em recuperação e a pastagem, observou-se uma relação de manutenção da umidade. Onde o solo exposto foi mantido, a umidade sempre se manteve em altos índices. Tal situação deve-se possivelmente à baixa inclinação da parcela, a presença de agregados e muita matéria orgânica, que contribuem para a fixação da umidade.

Santos (2010) realizou um estudo que teve como objetivo avaliar temporariamente o perfil de umidade em solo no semiárido de Pernambuco, buscando investigar o efeito de diferentes condições de superfície na variação do teor de umidade do solo. Para tanto, foram instaladas parcelas experimentais de erosão de 4,5 m de largura por 11 m de comprimento, com coberturas do tipo: vegetação natural; feijoeiro com palma; feijoeiro morro abaixo; feijoeiro em nível, com cobertura morta e barramentos de pedra; e solo descoberto.

Dentre as conclusões constatadas por Santos (2010), pode-se destacar que a presença de vegetação natural proporcionou a manutenção de maiores valores de umidade no solo em relação aos demais tratamentos, durante todo o período chuvoso; o efeito da

evapotranspiração nos tratamentos com cobertura vegetal foi evidenciado de maneira expressiva no período seco; a utilização de cobertura morta, associada ao emprego de barramentos de pedra, proporcionou manutenção de elevados valores de umidade no solo; A umidade do solo foi mais dependente da intensidade da precipitação do que do total precipitado, bem como da umidade antecedente.

2.2. Erosão do solo

A erosão dos solos é um dos mais importantes problemas ambientais em todo mundo. As questões relacionadas à erosão têm aumentado consideravelmente nos últimos anos, especialmente em regiões semiáridas de países como o Brasil, onde grande parte da população depende de atividades econômicas ligadas à agricultura. Existem várias regiões semiáridas no planeta, entretanto, nenhuma destas possui a pluviosidade, a extensão e a densidade populacional do semiárido do nordeste brasileiro (SANTOS *et al.*, 2007).

A erosão dos solos acarreta sérios problemas, tanto para o meio-ambiente, como também para os reservatórios. Dentre algumas consequências trazidas pela erosão, destacam-se o aparecimento de ravinas e voçorocas, e a redução da produtividade agrícola. Com relação aos problemas para os reservatórios, pode-se citar o transporte de poluentes químicos nos sedimentos, o assoreamento do reservatório, e a diminuição da quantidade de água armazenada. (SANTOS e SILVA, 2005).

A erosão consiste no processo de desprendimento e arraste das partículas de solo causado pela ação da água (erosão hídrica) ou do vento (erosão eólica). No Brasil, a erosão hídrica apresenta maior interesse por ser de ocorrência mais frequente, processar-se com maior rapidez e causar grandes prejuízos não apenas ao setor agrícola, como também a diversas outras atividades econômicas e ao meio ambiente (PRUSKI, 2006).

A erosão hídrica compreende três fases físicas distintas: desagregação, transporte e deposição. A desagregação é o processo de quebra e individualização das partículas da massa de solo, causada, basicamente, pelo impacto direto das gotas da chuva na superfície e pelo escoamento superficial. As partículas desagregadas salpicam com as gotículas de água e retornam à superfície, podendo vir a selar os poros superficiais, reduzindo a infiltração de água. À medida que a intensidade da chuva passa a ser maior que a taxa de infiltração, tem início o escoamento superficial, dando início à segunda fase do processo, que é o transporte

de sedimentos que sofrem deposição somente quando a velocidade do escoamento superficial for reduzida (SANTOS, 2006).

O material erodido ficará exposto à ação do vento ou do escoamento superficial, ou mesmo a ação de outras chuvas, disponível para ser transportado. O impacto das gotas de chuva é, após a ação do homem, o fator que mais contribui para a erosão. O transporte através da água pode acontecer de várias maneiras, dependendo do fluxo e das características das partículas. Partículas pesadas são transportadas por deslizamento, rolamento ou saltos. Partículas muito leves são transportadas em suspensão no interior do fluxo e constituem a carga de lavagem (SIMONS e SENTÜRK, 1992).

A proteção exercida pela vegetação provoca o abrandamento do impacto da chuva no solo, bem como o enfraquecimento do escoamento superficial, devido principalmente à resistência imposta pelos obstáculos naturais. As raízes das plantas oferecem ainda, sustentação mecânica ao solo, além de propiciar o surgimento de canais internos ao mesmo, atenuando assim, os processos erosivos (SANGOI *et al.*, 2007).

Os processos de desagregação, transporte e deposição ocorrem, basicamente, nas áreas planas. As gotas de chuva ao caírem atingem uma velocidade cujo valor está associado a uma energia cinética. Esta energia será dissipada quando as gotas atingirem a superfície do solo. Dependendo das condições da cobertura do solo (com ou sem vegetação), este impacto provocará ou não a desagregação das partículas. Essas poderão ser transportadas pelas gotas, sendo arremessadas após o impacto, a uma curta distância. Isto faz com que algumas vezes o fluxo possa transportar mais material do que a sua capacidade de transporte (FOSTER, 1982).

A erosão nos canais acontece devido à força de cisalhamento que o fluxo superficial exerce nas laterais e no leito do canal. Parte do material que foi erodido nos planos é transportado juntamente com o fluxo para os canais. Dependendo da quantidade disponível para transporte e das características do solo que compõe o leito e as laterais do canal, poderá haver maior ou menor erosão. Conseqüentemente, a erosão irá resultar no aprofundamento e alargamento do canal (LOPES, 2003).

Em decorrência dos diversos fatores que envolvem os processos erosivos, pesquisas em produção de sedimentos são fundamentais para o planejamento dos diversos processos de conservação do solo e da água. Entender o comportamento da produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica é a ferramenta mais importante no combate aos processos erosivos, sendo uma tarefa de difícil compreensão, pois resulta de uma complexa interação entre vários processos hidrogeológicos (FALCÃO, 2009).

Resultados obtidos em diversos estudos realizados em bacias experimentais apontam que as áreas com solo protegido pela vegetação nativa apresentam menor potencial para a produção de sedimentos (SANTOS *et al.*, 2000; SRINIVASAN e GALVÃO, 2003; SANTOS, 2006). Em contrapartida, os maiores índices erosivos foram encontrados em cultivos agrícolas em morro abaixo (CARVALHO *et al.*, 2009; SANTOS, 2006). Algumas culturas inclusive se mostraram ineficientes, com relação à proteção do solo, quando plantadas morro abaixo, como é o caso da palma e milho, muito comum no semiárido nordestino (CARVALHO *et al.*, 2009; SANTOS *et al.*, 2000). A adoção de práticas conservacionistas, como o plantio em nível e a proteção do solo com cobertura morta, apresentam abrandamento na produção de sedimentos (SANTOS *et al.*, 2000; SANTOS, 2006; CARVALHO *et al.*, 2009). Bertoni e Lombardi Neto (1999) alertam para o fato de que a eficiência da proteção do solo é elevada a partir da utilização de práticas conservacionistas associadas.

Santos *et al.* (2007) analisaram as perdas de água e solo nas bacias experimentais de Sumé e de São João do Cariri, a partir de dados observados de lâmina escoada e erosão, medidos em parcelas de 100 m² com coberturas superficiais diferenciadas. Ao término do trabalho, dentre as conclusões, destacou-se a grande influência da vegetação nativa sobre a infiltração, escoamento superficial e consequentemente sobre o processo erosivo do solo.

Carvalho *et al.* (2009), em um estudo realizado no estado do Rio de Janeiro, avaliaram as relações entre a erosividade das chuvas e os padrões da precipitação com as perdas por erosão, para diferentes tipos de preparo do solo. Foram utilizadas parcelas experimentais de erosão com dimensões de 3,5 m por 22,0 m com diferentes coberturas vegetais. A cultura de milho foi estudada em duas parcelas experimentais, sendo uma utilizando a prática conservacionista de plantio em nível e outra com plantio morro abaixo, além de uma parcela com solo exposto.

De acordo com Carvalho *et al.* (2009), a produção de sedimentos, para a cultura de milho morro abaixo, apresentou um acréscimo de mais de 200% em relação a produção de sedimentos para o milho cultivado em nível. A lâmina escoada foi 40 % superior a registrada no plantio em nível. No entanto, a parcela experimental com solo exposto, apresentou valores menores, tanto para a produção de sedimentos como para a lâmina escoada, em relação a parcela experimental com plantio de milho morro abaixo.

2.3. Chuva simulada em parcelas experimentais

Os simuladores de chuva são equipamentos nos quais a água é aplicada por aspersão, podendo ser controlada a intensidade de precipitação, o tamanho e a velocidade de impacto das gotas sobre a parcela do solo onde se deseja estudar as características de infiltração, escoamento superficial, erosão e produção de sedimentos (MONTEBELLER *et al.*, 2001).

Apesar dos simuladores de chuva serem considerados equipamentos importantes, eles devem reproduzir gotas de diâmetro médio similar àquelas da chuva natural, apresentar velocidade de impacto das gotas no solo o mais próximo possível da velocidade terminal das gotas de chuva, produzir precipitações com energia cinética próxima à da chuva natural e promover distribuição uniforme da precipitação sobre a parcela experimental em estudo, para que, desta forma, os resultados de erosão obtidos a partir das chuvas simuladas sejam similares aos resultados obtidos em chuvas naturais (MEYER e HARMON, 1979).

A pressão utilizada em simuladores de água pressurizada geralmente varia entre 34,5 e 140 kPa. A pressão determina o diâmetro das gotas e intensidade de chuva, entre outros fatores. A principal desvantagem dos simuladores pressurizados é o diâmetro das gotas, que para altas pressões e, consequentemente, altas intensidades, o diâmetro não é real. Para superar este problema de intensidade e diâmetro de gotas, tem-se utilizado simuladores cujo bico oscila rapidamente sobre a parcela, fazendo um arco de 90º sobre a parcela experimental (SANTOS, 2006).

Segundo Meyer e McCune (1958) e Montebeller *et al.* (2001), para que a chuva produzida por um simulador seja considerada satisfatória, o mesmo deve apresentar uma relação entre a energia cinética da precipitação simulada e aquela da chuva natural, acima de 75%, além de coeficiente de uniformidade de distribuição acima de 80%.

Lopes (1987) estimou os parâmetros do modelo WESP (condutividade hidráulica saturada (K_s); potencial de capilaridade (N_s); rugosidade hidráulica (n); erodibilidade do solo por impacto das gotas de chuva (K_i) e por escoamento (K_r)), utilizando dados de chuvas simuladas coletados na Microbacia Experimental de Walnut Gulch, em Tombstone, Arizona. As chuvas simuladas possuíam intensidades variando de 49 a 56 mm/h e foram aplicadas em parcelas de erosão com dimensões de $3,1 \times 10,7$ m, sob diferentes tipos de cobertura vegetal (natural, removida, totalmente removida e superfície nua) e diferentes condições de umidades (seca, úmida e muito úmida). Concluiu que o modelo WESP conseguiu representar bem os processos de escoamento superficial e produção de sedimentos, tanto nas parcelas de erosão, quanto em pequenas bacias.

Montebeller *et al.* (2001) avaliaram o diâmetro médio de gotas, a intensidade de precipitação e a uniformidade de distribuição de um simulador de chuvas, com bicos do tipo “VeeJet 80-100 e 80-150” da *Spraying Systems Company*, submetidos a diferentes pressões e intensidades. Os resultados mostraram que a relação da energia cinética da chuva produzida pelo simulador com a energia cinética da chuva natural, apresentou valores acima de 75% para todas as pressões e intensidade de precipitação estudadas quando foi utilizado o bico VeeJet 80-150, e que maiores coeficientes de uniformidade foram encontrados quando os bicos foram submetidos a maiores pressões de serviço.

Bezerra e Cantalice (2006) utilizaram em seu estudo na Estação Experimental de Cana-de-açúcar da Universidade Federal Rural de Pernambuco um simulador de bico oscilante, do tipo “VeeJet 80-150”, a uma pressão de 41 kPa, altura de 3,1 e 5,7 m e intensidades de 100 – 103 mm/h, para avaliar o efeito de diferentes coberturas do solo em área de cultivo de cana-de-açúcar sob o escoamento superficial na erosão entre sulcos. Em que se concluiu que de forma global e para todo o ciclo da cultura da cana-de-açúcar, observou-se diminuição das perdas de solo com o aumento das taxas de cobertura de solo.

Souza (2004) desenvolveu um simulador com bicos oscilantes, do tipo “VeeJet 80-100”, que funcionava a uma pressão constante de 41 kPa, capaz de produzir intensidades de aproximadamente 47 mm/h. O mesmo se mostrou ser eficiente para estudos de infiltração de água no solo, podendo ser utilizado também para estudos de formação de crosta, lixiviação de solutos, perdas de solo, perdas de água e nutrientes por escoamento superficial.

Spohr *et al.* (2007) utilizaram um simulador estacionário de bicos múltiplos e oscilantes em estudo no Rio Grande do Sul, que teve como objetivo determinar as perdas de água por escoamento superficial em solos com diferentes características físicas a partir de diferentes intensidades de chuvas simuladas (60 e 120 mm/h), em parcelas experimentais de erosão com área de 0,5 m². Tais autores concluíram que as perdas de água por escoamento superficial diminuem à medida que aumenta o tempo para o início do escoamento superficial. Ainda de acordo com Spohr *et al.* (2007), solos com elevado teor de areia e macroporosidade permitem um acréscimo nas taxas de infiltração de água, já solos desprotegidos possuem uma reduzida infiltração de água devido à formação de selo superficial.

Santos (2006) avaliou a influência de práticas conservacionistas nas perdas de água e solo por erosão hídrica na região Agreste de Pernambuco, utilizando um simulador de chuvas com bico oscilante, do tipo “VeeJet 80-100”, e chuvas simuladas com intensidades entre 54 e 60 mm/h sobre parcelas experimentais de 3 m² de área, que possuíam diferentes tipos de

cobertura vegetal e características físicas. Para atingir a intensidade desejada, trabalhou-se com 30 kPa de pressão. Santos (2006) constatou que houve um decréscimo na produção de sedimentos em função do uso de técnicas de conservação do solo. As menores taxas erosivas foram obtidas nas parcelas com cobertura nativa e morta, enquanto que os maiores índices foram encontrados para o solo desmatado.

Panackuki *et. al* (2006) realizaram um trabalho em Dourados - MG, que teve como objetivo avaliar as perdas de solo e de água em pastagens e plantio direto, em área cultivada no sistema de integração agricultura-pecuária. Para tanto foi utilizado um simulador de chuvas portátil, desenvolvido por Alves Sobrinho (1997), em que se estudou o efeito de quatro intensidades de precipitação (40, 60, 80 e 100 mm/h) em parcelas experimentais de erosão com 0,70 m² de área. Ao término do trabalho, constatou-se que as maiores intensidades de precipitação promoveram também maiores perdas de água e solo, com maior perda de solo no plantio direto e maior perda de água na pastagem.

Falcão (2009) utilizou um simulador de chuvas com bicos aspersores que possuíam uma regulagem do bico entre 1º e 360º, proporcionando uma distribuição uniforme da água. Nesse estudo foram aplicadas chuvas simuladas com intensidades de 50, 80 e 120 mm/h sob parcelas de erosão de 3 m² de área, com cultivo de milho sob diferentes estágios de crescimento da cultura e intensidades de chuva, a fim de analisar as taxas de erosão e a influência da cobertura vegetal e da intensidade da chuva na produção de sedimentos. O referenciado autor concluiu que a produção de sedimentos apresentou tendência de crescimento em função do aumento do escoamento superficial, escoamento este que estava relacionado diretamente com a intensidade da precipitação. Em relação à cobertura vegetal, constatou que o cultivo do milho, mesmo sendo morro abaixo, de acordo com o seu estágio de crescimento, proporcionou uma redução na produção de sedimentos para todas as intensidades pluviométricas simuladas. Quanto maior o estágio de crescimento da cultura havia uma redução da produção de sedimentos. Já no que se refere à lâmina escoada, não foram verificadas reduções significativas ao longo do crescimento da cultura de milho e consequentemente proteção do solo, nas parcelas experimentais estudadas.

O uso dos simuladores de chuvas torna-se necessário, principalmente, na obtenção de dados de escoamento superficial e de erosão, em curtos períodos de tempo e em condições especiais. Pois estudos confiáveis com chuvas naturais requerem vários anos de medidas para obtenção de uma amostragem representativa dos eventos de chuva.

2.4. Modelagem hidrossedimentológica

Nas últimas décadas, muitos pesquisadores têm buscado entender os processos erosivos, através de medidas como o monitoramento de bacias hidrográficas, coletas de dados hidro-climatológicos, utilização de metodologias e técnicas de modelagem para análise dos processos de vazão e erosão.

De acordo com Tucci (1998), um modelo hidrológico é uma ferramenta que pode ser utilizada para analisar o comportamento de uma bacia hidrográfica, como por exemplo, prever as consequências de modificações no uso do solo; as vazões decorrentes de determinadas chuvas intensas; efeito da construção de açudes; o impacto da urbanização de uma bacia, etc. As limitações básicas desses modelos são a quantidade e a qualidade dos dados hidrológicos, além da dificuldade de formular matematicamente alguns processos e a simplificação do comportamento espacial de variáveis e fenômenos.

A utilização de modelos hidrossedimentológicos é particularmente importante devido ao fato da escassez de dados hidrológicos em períodos contínuos e de extensão temporal suficiente para o desenvolvimento de estudos hidrológicos. Esses modelos devidamente calibrados e validados a partir de séries de dados observados de escoamento superficial e erosão constituem-se numa importante fonte de conhecimento da variação ao longo do tempo das vazões e da produção de sedimentos em bacias hidrográficas (SANTOS *et al.*, 2006).

Atualmente, existem vários modelos hidrossedimentológicos que representam o escoamento superficial e a produção de sedimentos em bacias hidrográficas, cada um deles possui suas especificidades e suas particularidades. Nessa perspectiva, os modelos hidrossedimentológicos podem ser aplicados nos estudos de impactos devido à mudança no uso e ocupação do solo através da construção de cenários. Modelos de base física, distribuídos, como por exemplo, o SHE (ABBOTT *et al.*, 1986), o WESP (LOPES, 1987) e o Kineros2 (WOOLHISER *et al.*, 1990), foram desenvolvidos visando estudos dessa natureza, atuando como ferramentas auxiliadoras nos estudos dos fenômenos do ciclo hidrológico numa bacia hidrográfica (SANTOS e SILVA, 2005).

A modelagem do escoamento e da erosão do solo está diretamente relacionada a todos os processos do ciclo hidrológico. Por esta razão, modelar matematicamente estes processos implica na consideração de parâmetros físicos do sistema da bacia, tais como a capacidade de infiltração, condutividade hidráulica, tensão do solo e as relações funcionais entre estas e a umidade do solo (SOUZA, 2007).

2.4.1. Classificação dos modelos hidrológicos

Os modelos hidrológicos podem ser classificados segundo diferentes aspectos, como pode ser visto em Wood e O'Connell (1985), Maidment (1993), Tucci (1998) e Silva (2005). De forma geral, os modelos são classificados dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem, como:

- (a) Determinístico** – são aqueles modelos que reproduzem respostas idênticas para o mesmo conjunto de entradas. Mesmo quando uma variável de entrada tiver caráter aleatório, ainda assim o modelo pode ser determinístico, se para cada valor de entrada tiver um único valor de saída.
- (b) Estocástico** – são aqueles modelos quando uma das variáveis envolvidas na modelagem tem um comportamento aleatório, possuindo distribuição de probabilidade.
- (c) Empíricos** – são ditos empíricos quando são derivados do conceito e sua formulação não possui nenhuma representação explícita dos processos físicos da bacia, possuindo uma característica regionalista.
- (d) Conceituais** – são também denominados como modelos baseados em processos, e procuram descrever todos os processos que estão envolvidos no fenômeno estudado. Estes modelos estão fundamentados em formulações físicas, como a equação da continuidade, associada a uma ou mais equações empíricas que relacionam variáveis e parâmetros do processo. Os modelos de base física consideram as equações de conservação de massa, energia e quantidade de movimento, para descrever o movimento das águas sobre a superfície do solo, e nas zonas saturada e não-saturada do terreno. Os sistemas resultantes das equações são resolvidos geralmente através de técnicas de discretização numérica, como por exemplo, o método das diferenças finitas, dos elementos finitos ou dos volumes finitos (TUCCI, 1998). O cálculo é feito para cada célula da malha ou plano discretizado (de acordo com a formulação de cada modelo hidrológico), representando assim, a forma da bacia. Exemplos deste tipo de modelos são o SHE, WESP e Kineros2 e podem ser mais bem estudados respectivamente em Abbott *et al.* (1986), Lopes (1987) e Santos *et al.* (2001).

(e) Concentrados – nos modelos concentrados, a área da bacia é representada de forma única, isto é, homogênea, não sendo possível a distribuição das características de parâmetros físicos relacionados ao solo, a vegetação e a chuva. No seu desenvolvimento são atribuídos valores médios representativos para toda a área de acordo com cada parâmetro do modelo. Como exemplos tem-se os modelos IPH II, *Topmodel*, *Answer* e o *Stanford Watershed Model*.

(f) Distribuídos – esses modelos permitem que toda a área seja dividida em unidades irregulares ou regulares, assumidas como hidrologicamente homogêneas, reconhecendo desta forma a distribuição espacial das variáveis e dos parâmetros considerados. Este tipo de modelo permite a manipulação de dados de pluviometria levando em consideração sua variabilidade espacial, sendo assim, mais representativa do real.

Com o avanço cada vez maior da capacidade de processamento de informações em microcomputadores e o desenvolvimento de estudos sob erosão, os modelos hidrossedimentológicos distribuídos de base física têm sido cada vez mais utilizados em estudos de análise e do acompanhamento de sistemas de aproveitamento e controle dos recursos naturais. De um modo geral, os modelos distribuídos requerem em primeiro lugar uma modelagem da bacia, seja pela sua divisão em quadrículas, planos e canais ou em sub-bacias; e em segundo uma avaliação dos parâmetros, que pode ser feita através de estimativas, quando esses forem mensuráveis ou calibrados, comparando-se valores simulados com observados, quando forem fatores de ajustamento dos processos. Independentemente do caso, uma etapa crucial para utilizar os parâmetros, estimados ou calibrados, na fase de simulação é saber como variam com a escala da bacia para diminuir as incertezas nas simulações (FURTUNATO *et al.*, 2005).

(g) Contínuos – são aqueles que simulam os processos hidrológicos num amplo período, sendo determinada a simulação em todos os períodos, seja de cheia ou de seca.

2.4.2. Estudos sobre modelagem hidrossedimentológica no semiárido paraibano

Vários estudos com modelos hidrossedimentológicos têm sido realizados com dados de bacias experimentais no semiárido paraibano. Os primeiros estudos hidrossedimentológicos no semiárido paraibano começaram a ser realizados na Bacia Experimental de Sumé - BES, que teve seus primeiros dados apresentados por Cadier e Freitas (1982) e Cadier *et al.* (1983). Após a sua desativação, no ano de 1996, os estudos e a

coleta de dados hidrossedimentológicos desenvolvidos nesta região foram transferidos para a Bacia Experimental de São João do Cariri.

Dentre os estudos realizados destacam-se o de Galvão (1990), que aplicou dois modelos hidrológicos em microbacias da Bacia Experimental de Sumé. O primeiro modelo empregado foi o MODIBI, desenvolvido por Ibiza (1983), que é conceitual e global, cuja simulação é efetuada em escala diária. O segundo modelo empregado foi o WESP (*Watershed Erosion Simulation Program*), desenvolvido por Lopes (1987), um modelo baseado na física dos processos de infiltração, escoamento superficial e erosão/deposição; simula eventos e não considera a evaporação durante o evento; e a bacia precisa ser discretizada em planos e canais. Os resultados obtidos por Galvão (1990) mostraram que a aplicação desses modelos foi promissora, mas as variações existentes entre os valores do parâmetro de umidade/sucção do solo do modelo WESP deveriam ser mais bem explicadas e estudadas, bem como a variação dos parâmetros de erosão do solo.

Santos (1994), que utilizando os dados coletados na Bacia Experimental de Sumé, implementou um algoritmo de otimização para ajustar os parâmetros referentes ao escoamento superficial e produção de sedimentos no modelo WESP, baseando-se no método de Powell (1964). A partir dos valores obtidos pela calibração, foi testada uma relação de regressão entre o parâmetro de infiltração do modelo e o número de dias sem chuvas. Para analisar se a quantidade de elementos e a forma de discretização da bacia influenciam no cálculo do escoamento superficial e da produção de sedimentos, Santos (1997) discretizou a microbacia 3 da BES em três formas: uma com 23 elementos, outra com 10 elementos e outra com 4 elementos. Foi verificado que a configuração com 4 elementos produzia melhores resultados, apesar da diferença nos resultados entre as outras configurações ser muito pequena.

Pereira (1997) aplicou o modelo WESP nas parcelas 1 e 4 da Bacia Experimental de Sumé e definiu 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. A aplicação dos valores fornecidos pela função mostrou que a mesma forneceu resultados satisfatórios, apesar do baixo valor do coeficiente de correlação.

Figueiredo (1998) aplicou o modelo SHETRAN (*Système Hydrologique Européen*) em escala de bacia e microbacia na Bacia Representativa de Sumé. Os principais objetivos eram estudar o efeito de escala sobre os parâmetros do modelo e os efeitos no escoamento

superficial e produção de sedimentos com o uso do solo. Constatou que o coeficiente de rugosidade de *Manning* varia com a escala da bacia.

Aragão (2000) também aplicou o modelo WESP em escala de parcela e microbacias desmatadas da Bacia Experimental de Sumé, utilizando praticamente 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 WESP com as condições físicas do solo da unidade experimental. Dentre as correlações realizadas por Aragão (2000), a melhor foi entre o parâmetro da sucção e armazenamento da umidade do solo N_s , e o índice de umidade de Kohler, com o coeficiente de correlação igual a 0,6. A interrelação entre o parâmetro de erodibilidade do solo K_r e o N_s foi verificada, levando a conclusão de que ambos os parâmetros são afetados pela umidade nas camadas superiores do solo. O modelo WESP ainda foi validado utilizando três métodos diferentes, obtendo bons resultados.

Lopes (2003) analisou a existência do efeito de escala sobre os parâmetros dos modelos Kineros2 e WESP nas parcelas, microbacias e sub-bacias da Bacia Representativa de Sumé. Os resultados mostraram que os parâmetros de potencial efetivo de capilaridade (G) e o relativo à erosão por impacto das gotas de chuva (c_f), do modelo Kineros2 sofrem efeito de escala. Também foi constatado que o parâmetro N_s da equação de infiltração de Green e Ampt, utilizada no modelo WESP, também varia com o tamanho da área de estudo.

Santos *et al.* (2006) realizaram comparações do efeito de escala de dois parâmetros físicos do solo: saturação efetiva do solo (S_i) e coeficiente de impacto das gotas de chuva no solo (c_f), em duas parcelas de 100 m² (mantidas em condições distintas, ou seja, a Parcela 1 sem cobertura vegetal e a Parcela 2 com cobertura vegetal) e numa microbacia experimental de 0,17 ha da BESJC. Para a realização das simulações, foi utilizado o modelo hidrossedimentológico Kineros e dados observados de lâmina escoada e de erosão de 11 eventos de chuva para as duas escalas. Através das simulações com o modelo Kineros, Santos *et al.* (2006) verificaram que a variação da saturação efetiva do solo (S_i) foi de 0,7 a 2 e para o coeficiente de impacto das gotas de chuva no solo (c_f), foram obtidos valores entre 10^2 e $2,7 \times 10^6$ para a parcela 1. Para a parcela 2, o S_i e c_f variaram de 0,6 a 1 e entre 10^2 e $1,5 \times 10^6$, respectivamente. Para a microbacia o (S_i) variou de 0,1 a 0,6 e para o (c_f) entre 10 e $7,0 \times 10^3$, respectivamente. Concluindo desta forma, que há efeito de escala para os parâmetros S_i e c_f .

Souza (2007) desenvolveu um modelo distribuído para simulação do escoamento e erosão do solo, denominado MODFIPE (Modelo Distribuído de Base Física para Simulação do Escoamento e Erosão do Solo), baseado no modelo de fluxo e erosão do MOFYPE (Modelo

de Base Física para Simulação do Escoamento e Erosão do Solo em Pequena Escala). O modelo MODFIPE considera as heterogeneidades dos processos, da bacia e a fase canal. Para teste e validação do modelo foram utilizados dados da sub-bacia de Umburana da bacia representativa de Sumé e da sub-bacia de Mundo Novo da bacia representativa de Tauá, no Estado do Ceará. O autor concluiu que os escoamentos foram mais bem representados pelo modelo de fluxo do que as cargas de sedimento pelo modelo de erosão do solo e que o modelo proposto MODFIPE melhorou os resultados em relação ao modelo concentrado MOFIPE.

Cruz (2004) iniciou os trabalhos de modelagem na bacia experimental de São João do Cariri, aplicando o modelo WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) às parcelas e microbacias, numa primeira tentativa de fazer a quantificação do escoamento e da produção de sedimento utilizando o modelo WEPP na região do semiárido nordestino.

Paiva (2008) analisou o comportamento da geração do escoamento e erosão do solo, em diferentes modelos de base física, utilizando em sua pesquisa três modelos hidrossedimentológicos: o WESP, Kineros2 e o WEPP. Os modelos foram aplicados em escalas de parcelas e microbacias das Bacias Experimentais de São João do Cariri e Sumé. Os resultados mostraram que os modelos Kineros2 e WESP são bastante confiáveis com resultados robustos. O modelo WEPP representou bem o escoamento e apenas razoavelmente bem a produção de sedimentos nas parcelas, porém nas microbacias enquanto simulou razoavelmente bem o escoamento, a produção de sedimentos apresentou grandes discrepâncias. Paiva (2008) ainda afirmou que os modelos Kineros2 e WESP apresentaram parâmetros estáveis e representativos para a região, conforme as simulações realizadas em duas bacias bastante distantes entre si, porém na mesma região.

3. BACIA EXPERIMENTAL DE SÃO JOÃO DO CARIRI - BESJC

A BESJC localiza-se na parte média da Bacia do Rio Taperoá, na Mesorregião da Borborema e Microrregião do Cariri Oriental, a $7^{\circ} 20' 12''$ e $7^{\circ} 23' 17''$ e de latitude Sul e $36^{\circ} 31' 2''$ e $36^{\circ} 32' 58''$ de longitude Oeste, nas proximidades da cidade de São João do Cariri (Figura 3.1), distante 220 km de João Pessoa, capital do Estado da Paraíba.

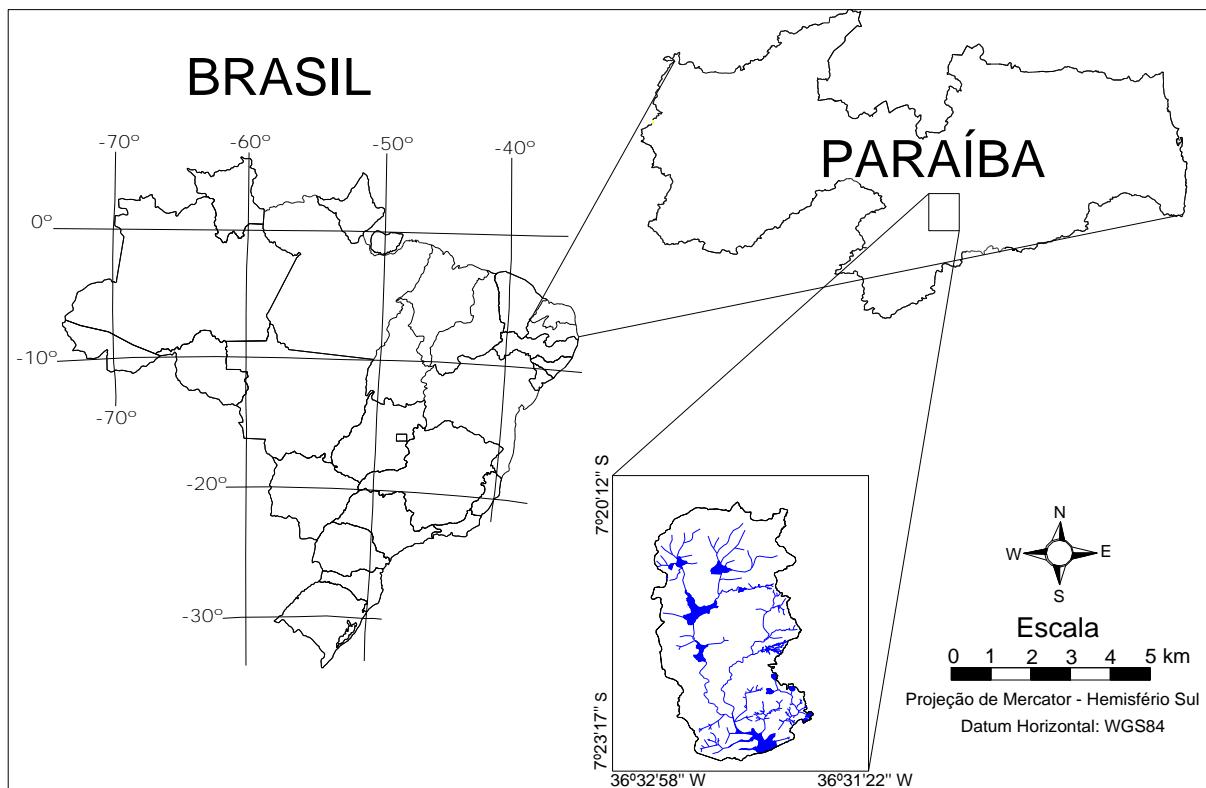
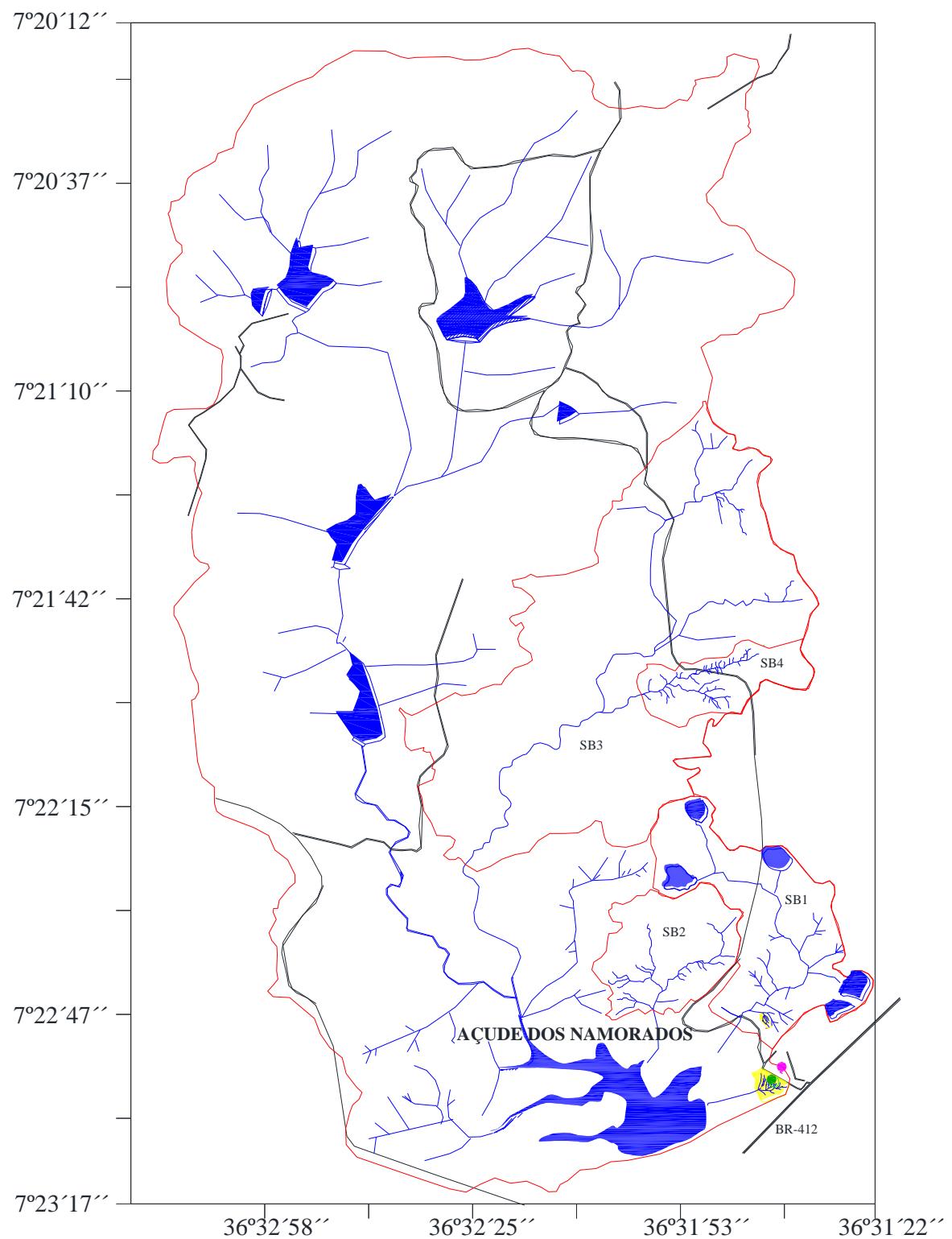


Figura 3.1. Localização da Bacia Experimental de São João do Cariri no Estado da Paraíba.

A região onde se encontra a bacia apresenta clima seco semiárido, solos rasos, subsolo derivado do embasamento cristalino, vegetação de caatinga, relevo ondulado e altitude variando entre 450 m a 550 m (SRINIVASAN *et al.*, 2004).

A BESJC possui uma área de 1.378 ha e encontra-se inserida na bacia hidrográfica do Riacho Namorados (Figura 3.2). As terras da margem direita do curso d'água pertencem à Bacia Escola da Universidade Federal da Paraíba, se estendendo sobre o divisor direito da bacia hidrográfica. As terras da margem esquerda da bacia hidráulica pertencem à prefeitura municipal de São João do Cariri, sendo exploradas por foreiros, com agricultura de sequeiro e de vazante (SRINIVASAN *et al.*, 2004).



Legenda:

- | | |
|--------------------|--------------------------------------|
| ► Açude | SB Sub-bacia |
| ⤒ Rede de drenagem | Yellow polygon: Microbacia |
| — Limite da bacia | Pink circle: Estação Climatológica |
| — Estrada/Rodovia | Green circle: Parcelas Experimentais |

Figura 3.2. Bacia Experimental de São João do Cariri.

A Bacia Experimental de São João do Cariri, após a desativação da Bacia Experimental de Sumé, em 1996, tem dado continuidade aos estudos hidrossedimentológicos da região.

Dos instrumentos da BESJC, vários foram instalados em 1985, tendo sua operação iniciada no mesmo ano, com medições dos índices pluviométricos e evaporimétricos. A partir de 1987, a operação da Bacia Experimental se torna completa, quando foi instalada uma estação climatológica de superfície, equipada com vários instrumentos para medição das variáveis climatológicas (precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, radiação solar, insolação solar, velocidade do vento, evaporação e temperatura do solo) (SRINIVASAN *et al.*, 2004).

Em março de 2003, no âmbito do projeto de Implantação de Bacias Experimentais no Semiárido – IBESA, uma estação meteorológica automática foi instalada ao lado da estação climatológica convencional. Nesta estação são coletados dados de precipitação, radiação solar global, temperatura e umidade relativa do ar, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, temperatura e umidade do solo em três profundidades distintas (5, 10 e 15 cm) (SRINIVASAN *et al.*, 2004).

As instalações da BESJC, para estudos hidrossedimentológicos, são formadas por duas parcelas de erosão de 100 m², três microbacias e quatro sub-bacias, operadas sob chuva natural. No ano de 2010, no âmbito desta pesquisa, foram instaladas três parcelas experimentais de erosão de 3 m² (Figura 3.3), para serem operadas por chuvas simuladas.



Figura 3.3. Parcelas experimentais de erosão de 3 m² instaladas na BESJC.

3.1. Clima

A região da BESJC possui um clima do tipo BSh – semiárido quente com chuvas de verão, segundo a classificação de Köppen. A precipitação pluvial média anual, observada na área da bacia, no período de 1987 a 2010, foi de 462 mm/ano, com intervalos registrados de 55 a 965 mm/ano. O período chuvoso ocorre de janeiro a maio. A umidade relativa do ar é de aproximadamente 70% e a evapotranspiração de 1.816 mm/ano, com uma média mensal de 151 mm (ARAUJO *et al.*, 2005).

A Figura 3.4 mostra a variabilidade da precipitação anual média observada na bacia. A precipitação pluvial média mensal pode ser observada na Figura 3.5.

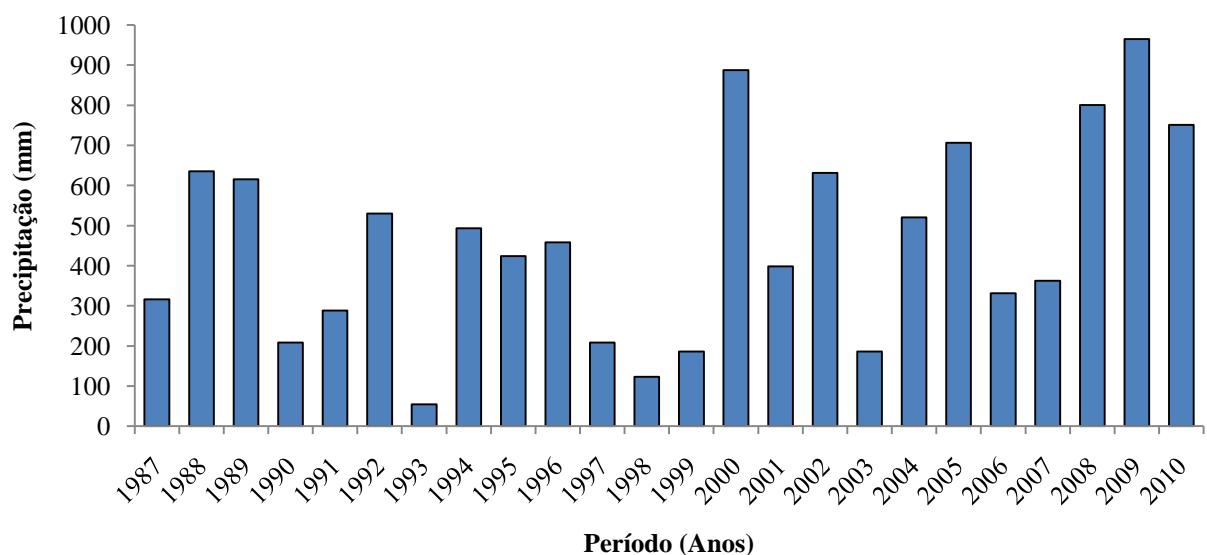


Figura 3.4. Precipitação anual média na Bacia Experimental de São João do Cariri.

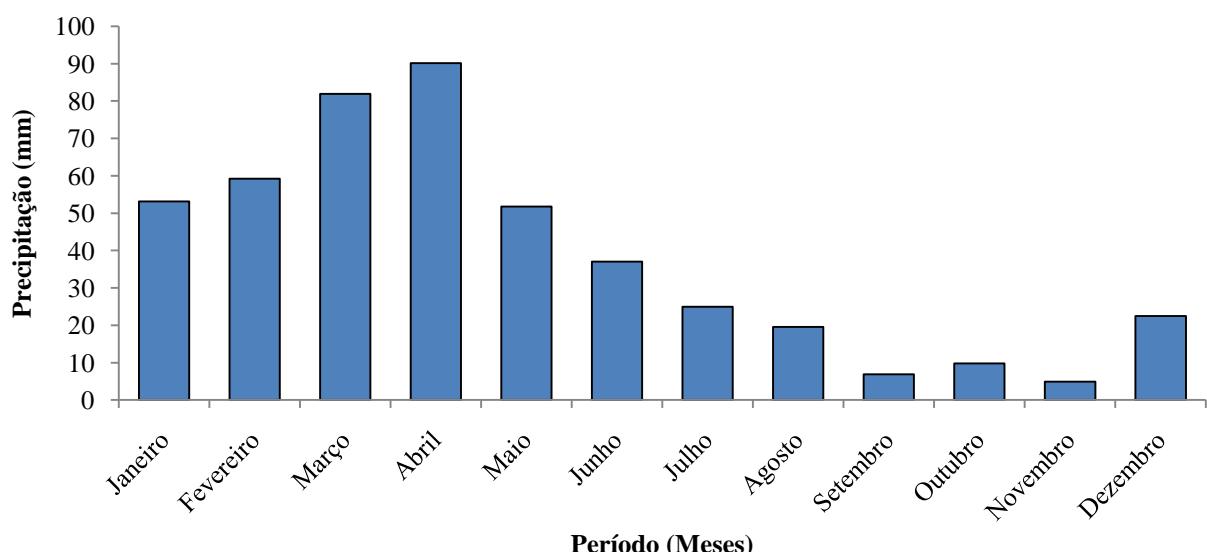


Figura 3.5. Precipitação mensal média na Bacia Experimental de São João do Cariri, no período de 1987 a 2010.

A temperatura ao longo do ano varia entre 23,5 °C (mínima), mês de junho, e 28 °C (máxima), nos meses de setembro a janeiro. A temperatura média anual é de 26,2 °C (SRINIVASAN *et al.*, 2004).

3.2. Hidrografia

O curso d'água mais importante da Bacia é o Riacho Namorados, ao longo do qual estão localizados alguns açudes particulares (Figura 3.2). As águas deste riacho são drenadas para o açude público dos Namorados (1.378 ha de área de espelho d'água e volume de armazenamento projetado de 2.041.645 m³), construído pelo DNOCS em 1932, que por sua vez drena diretamente para o Rio Taperoá.

3.3. Solo e Vegetação

O trabalho conduzido por um grupo de pesquisadores do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba realizou um diagnóstico do solo e vegetação da bacia experimental, cujos resultados relevantes a esta caracterização são sintetizados a seguir.

Os solos predominantes na Bacia do Riacho Namorados, são o Luvissolo Crômico Vértico – TC (Bruno Não-Cálcico Vértico), o Vertissolo Cromado Órtico – VC (Vertisol) e o Neossolo Lítico – RL (Solo Litólico), ocorrendo em 55,6%, 22,4% e 7,9% da área, respectivamente. Ocupando áreas menores e locais específicos da paisagem, ainda ocorrem os Cambissolo Háplico – CX (Cambisol), Neossolo Flúvico – RU (Solo Aluvial), Planossolo Háplico – SX (Planosol Solódico) e Afloramentos de rocha associados a Neossolo Lítico. (CHAVES *et al.*, 2002). A Figura 3.6 apresenta a distribuição dos tipos de solos na área da Bacia do Riacho Namorados. Na área onde as microbacias e parcelas estão instaladas, predominam os Vertissolos Cromados Órticos.

Quanto ao tipo de vegetação, Chaves *et al.* (2002) em seu diagnóstico de ocupação das terras da bacia do Riacho Namorados (Tabela 3.1), constataram que a maior parte das terras da bacia hidrográfica, 74,9%, o que corresponde a 1032,2 ha, é ocupada pela vegetação nativa, utilizada tradicionalmente, como área de pasto e reserva de lenha e madeira. As áreas com algaroba plantada em bosque e em algumas áreas de ocorrência por infestação, no leito dos riachos, cobrem 212 ha, o que corresponde a 15,4%. As áreas de cultivo, representadas

em grande parte por plantio de palma forrageira, abrangem uma área de 45,9 ha. As bacias hidráulicas dos açudes e lagoas ocupam 87,6 ha.

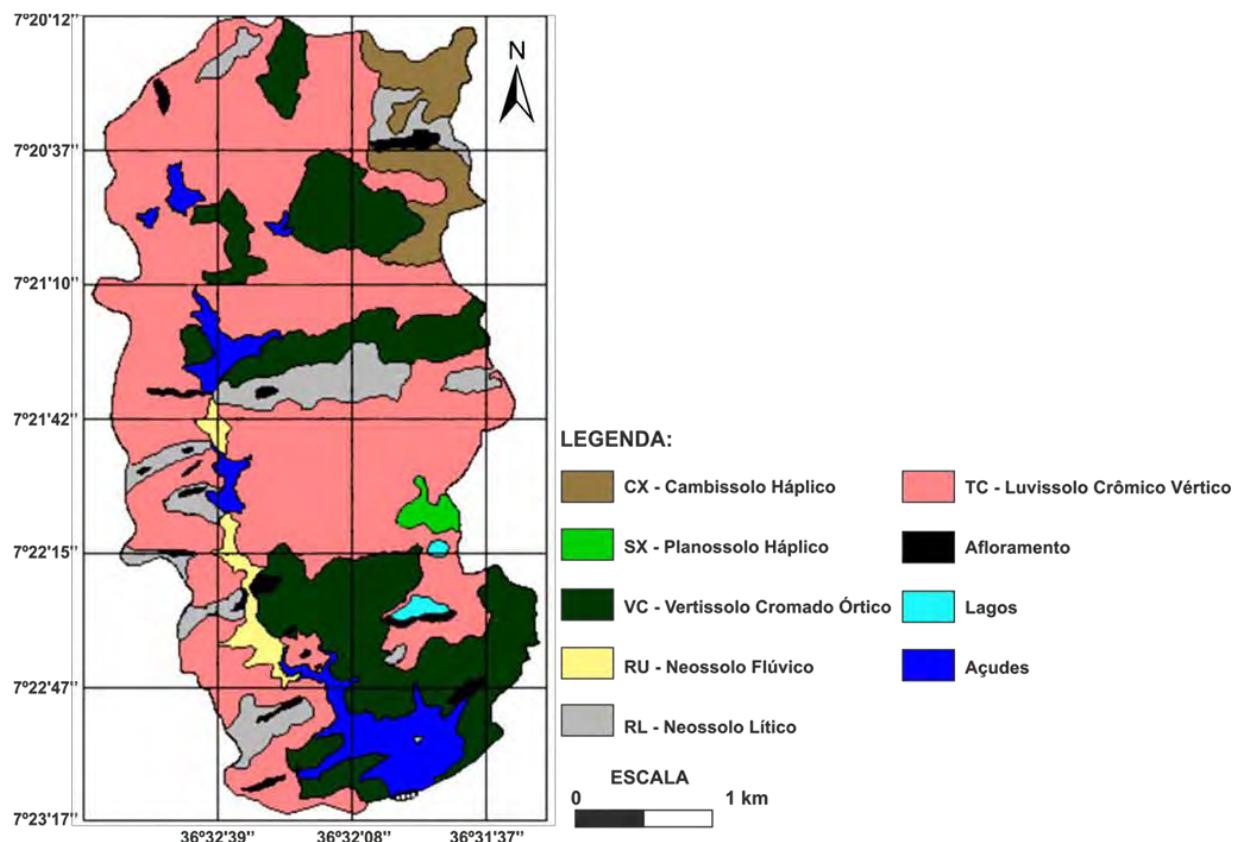


Figura 3.6. Classificação dos solos da bacia do Riacho Namorados (CHAVES *et al.*, 2002).

Tabela 3.1. Ocupação das terras da bacia do Riacho Namorados (CHAVES *et al.*, 2002).

	Tipos de uso da terra	Área		
		ha	(%)*	(%)**
Caatinga	Arbórea (> 4,0 m)	29,2	2,1	2,83
	Sub-Arbórea (3,0 a 4,0 m)	112,0	8,1	10,9
	Arbustiva (1,5 a 3,0 m)	651,0	47,3	63,1
	Sub-Arbustiva (< 1,5 m)	240,0	17,4	23,3
Sub-total		1032,0	74,9	100,0
Algaroba		212,0	15,4	-
Cultivo		46,0	3,3	-
Açudes e lagoas		87,6	6,4	-
Total		1.378,0	100,0	-

*Porcentagem da área total, **porcentagem da área da caatinga.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados os materiais e métodos utilizados para o desenvolvimento deste trabalho. Inicialmente são apresentados os assuntos referentes ao monitoramento dos processos hidrossedimentológico em parcelas experimentais de erosão. Em seguida serão mostrados os métodos para obtenção de dados de perdas de água e solo sob chuva simulada em parcelas de erosão, e por fim, serão apresentados os procedimentos utilizados para a modelagem hidrossedimentológica das parcelas de erosão.

4.1. Monitoramento dos processos hidrossedimentológicos nas parcelas experimentais de erosão

4.1.1. Construção e instalação dos aparatos experimentais

Foram construídas três parcelas experimentais de erosão na BESJC, e a escolha da área para a instalação das mesmas foi realizada em comum acordo com a administração da BESJC. Para a instalação das parcelas era necessário o acesso a energia e água para o funcionamento do simulador de chuvas. Assim, as parcelas foram instaladas nas proximidades da entrada principal da BESJC, a oeste da estação climatológica e no interior da microbacia 3 (Figura 3.2).

As parcelas possuem declividade média de 7% e um solo do tipo Vertissolo Cromado Órtico (EMBRAPA, 1999), mesmo tipo de solo das parcelas de erosão do tipo Wischmeier de 100 m², também instaladas na BESJC. Este solo se caracteriza por ser quimicamente rico e argiloso (mais de 30% de argila) tornando-o muito plástico e pegajoso quando molhado e de consistência extremamente dura quando seco, além de ter lenta permeabilidade (EMBRAPA, 1999).

As três parcelas experimentais de erosão, utilizadas nesta pesquisa, foram construídas de acordo com a metodologia proposta por Santos (2006) e possuem área de 3 m², com dimensões de 1 × 3 m, com a maior dimensão no sentido do declive. As parcelas foram construídas com chapas metálicas de 20 cm de altura, sendo aproximadamente 10 cm cravados no solo, as quais possuem na parte inferior uma calha para coleta da enxurrada. A Figura 4.1 apresenta a representação esquemática das parcelas experimentais de erosão instaladas na BESJC.

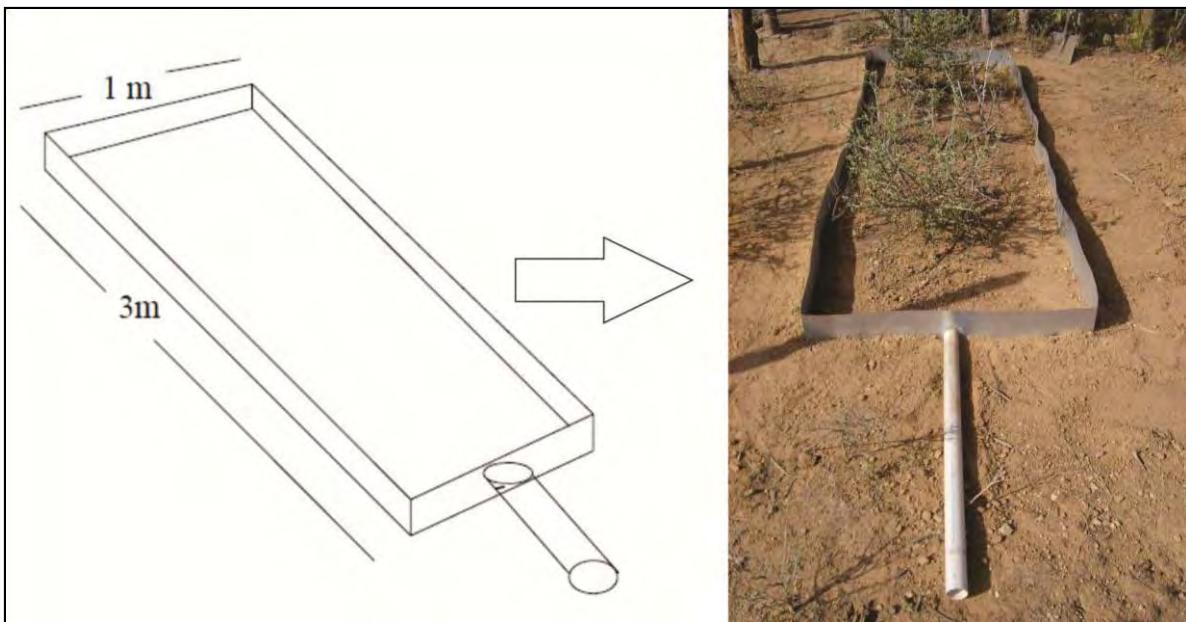


Figura 4.1. (a) Representação esquemática das parcelas de erosão instalada na BESJC, e (b) parcela com vegetação nativa.

Na área em que foram instaladas as parcelas, havia vegetação do tipo caatinga. Duas parcelas foram desmatadas, preservando apenas a vegetação em uma das três parcelas de erosão (Figura 4.1b). Após a limpeza da área, foram escavadas as valas para encravar as chapas metálicas no solo (Figura 4.2). Uma cerca de arame farpado foi construída no entorno das parcelas de erosão para proteger a cobertura vegetal das parcelas contra a entrada de animais da BESJC (Figura 4.3), uma vez que há muitos caprinos na área, que servem para outros estudos científicos.



Figura 4.2. Parcelas experimentais de erosão sendo instaladas na BESJC.



Figura 4.3. Parcelas experimentais de erosão instaladas na BESJC.

Para a realização deste estudo sobre as perdas de água e solo nas parcelas experimentais de erosão, foi utilizado um simulador de chuvas pendular (Figura 4.4), constituído por uma armação retangular apoiada por quatro pés tubulares de aço removíveis, que proporcionam uma fácil locomoção do simulador no campo.



Figura 4.4. Simulador de chuvas utilizado no trabalho.

O simulador possui um motor com sistema eletrônico que realiza movimentos oscilantes temporizados, que permitem a oscilação do bico aspersor, possibilitando uma maior uniformidade da chuva simulada sobre a parcela de erosão. O bico aspersor utilizado no simulador foi do tipo “VeeJet 80-100”, da *Spraying Systems Company*, São Bernardo do Campo – SP, localizado no centro da armação a uma altura de 2,88 m do solo. O simulador é abastecido por uma bomba de 1/4 cv colocada em um reservatório de água de 1.000 L. O simulador de chuvas utilizado neste estudo foi elaborado por Santos (2006).

4.1.2. Calibração do simulador de chuvas

O simulador de chuva foi calibrado para uma área de 3 m², delimitada no campus da UFPB, em João Pessoa (Figura 4.5). Na fase de calibração, foram utilizadas as pressões de 31 e 41 kPa, durante três simulações para cada pressão com duração de 30 min cada. Estas pressões eram aferidas através de um manômetro instalado no simulador de chuvas.



Figura 4.5. Simulador de chuvas na fase de calibração.

Dentre as duas pressões utilizadas, a pressão de 31 kPa, produziu chuvas com intensidades médias de 46 mm/h e coeficiente de uniformidade de 76%. Já a pressão de 41 kPa, produziu intensidades médias de 49 mm/h e uniformidade de 90%. Estas intensidades foram aferidas através de 14 pluviômetros espalhados ao redor de uma área demarcada no solo, de mesmo tamanho das parcelas de erosão instaladas na BESJC. Os pluviômetros

utilizados na pesquisa eram constituídos de tubulações de PVC de 10 cm de diâmetro e 21 em de altura, com uma área de 78,54 cm².

Movendo os pluviômetros para dentro da parcela (Figura 4.6) e realizando mais três simulações de 30 min de duração para cada pressão, constatou-se que há um aumento da intensidade no interior das parcelas. Este aumento é decorrente do formato do jato de água do bico aspersor do simulador, que concentra mais água na área central do bico.



Figura 4.6. Simulador de chuvas com os pluviômetros no interior da área útil.

Com os pluviômetros no interior do que seria a área útil das parcelas, a pressão de 31 kPa produziu chuvas com intensidades médias de 52 mm/h e uniformidade de 92%. Já a pressão de 41 kPa, produziu chuvas com média de 55 mm/h e 96% de uniformidade. Desta forma, foi necessário verificar a diferença de intensidade, decorrente do posicionamento dos pluviômetros, e corrigir esta diferença através de um fator de correção, durante as simulações nas parcelas de erosão.

Na fase de calibração, foi determinado um fator de correção com um valor de 1,12, obtida pela divisão das intensidades aferidas das duas formas de análise (com os pluviômetros dentro e fora da área da parcela).

Ao final da fase de calibração, a pressão de 41 kPa foi adotada para a realização das simulações no campo, por proporcionar uma chuva com maior intensidade e uniformidade. De acordo com experimentos de Meyer e Harmon (1979), Bubenzer (1979), Paige *et al.* (2003), Souza (2004), a pressão de 41 kPa em bicos aspersores VeeJet 80-100 proporciona uma energia cinética equivalente a 75% da energia fornecida por uma chuva natural de igual intensidade. Desta forma, de acordo com a energia cinética equivalente a energia fornecida por uma chuva natural, e valores de uniformidade de distribuição acima de 90%, foram atendidos os critérios recomendados por Meyer e McCune (1958) e Montebeller *et al.* (2001), para utilização adequada de chuvas simuladas.

A intensidade da chuva simulada foi conferida através dos 14 pluviômetros já citados. Após o evento, media-se o conteúdo dos pluviômetros em proveta e determinava a intensidade da precipitação através da equação:

$$I = \frac{(V_{pl}/A_{pl})}{t_e} \quad (4.1)$$

em que, I é a intensidade da chuva (mm/h); V_{pl} é o volume médio dos 14 pluviômetros dados em ml ou cm^3 ; A_{pl} é a área dos pluviômetros dada em cm^2 ; t_e é o tempo total de duração do evento (h).

A uniformidade da chuva simulada foi calculada empregando-se o coeficiente de uniformidade proposto por Christiansen (1942):

$$CUC = 100 \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n |X_i - \bar{X}|}{N_c \bar{X}} \right) \quad (4.2)$$

onde CUC é o coeficiente de uniformidade de Christiansen; X_i é a lâmina precipitada em cada coletor; X é a lâmina média precipitada; e N_c é o número de copos coletores.

4.1.3. Operação dos aparelhos experimentais

As simulações das perdas de água e solo foram realizadas a partir de chuvas simuladas em parcelas experimentais de erosão com quatro tipos de cobertura superficiais: **(a)**

Vegetação nativa, (b) Desmatada, (c) Milho, e (d) Feijão. As culturas de milho e feijão cultivadas nas parcelas experimentais de erosão foram plantadas nas condições as quais os agricultores da região costumam cultivar, ou seja, no sentido do declive (morro abaixo). A Tabela 4.1 apresenta a disposição dos diferentes tipos de cobertura do solo nas parcelas de erosão e o período de observação.

Tabela 4.1. Tipos de cobertura do solo das parcelas de erosão e período de observação.

Parcela	Tipo de cobertura	Período de observação
1	Nativa	10/11/2010 a 29/03/2011
2	Desmatada	10/11/2010 a 02/02/2011
	Milho	02/02/2011 a 29/03/2011
3	Desmatada	10/11/2010 a 02/02/2011
	Feijão	02/02/2011 a 29/03/2011

As chuvas simuladas foram aplicadas variando as condições de umidade do solo, da seguinte maneira: **(a) seca** – inicial, de 60 min de duração, **(b) úmida** – após 24 h do término da simulação na condição seca, com 30 min de duração, e **(c) muito úmida** – 30 min após o término da simulação na condição úmida, com 30 min de duração. As chuvas simuladas aplicadas seguiram os tipos de rotinas adotadas por Simanton e Renard (1982) e utilizadas por Lopes (1987). A umidade inicial do solo foi aferida em profundidade de aproximadamente 5 cm, e determinada pelo método termogravimétrico, conforme EMBRAPA (1997).

A partir do início do escoamento superficial, eram realizadas as coletas da enxurrada na extremidade inferior da calha coletora (Figura 4.7), em intervalos de 5 minutos, com duração de 10 segundos. As coletas foram realizadas utilizando uma proveta graduada de 1.000 mL, onde era lido o volume escoado em cada amostragem durante o evento. Após a leitura do volume escoado, coletado na proveta graduada, cada amostra coletada durante o evento era armazenada individualmente em potes plásticos com capacidade de 1.000 mL. As coletas do material escoado durante os eventos, em cada parcela experimental de erosão, seguiram a metodologia descrita por Santos (2006), Bezerra e Cantalice (2006), e Falcão (2009).

A chuva produzida durante a operação do simulador foi monitorada continuamente através de 14 pluviômetros artesanais, espalhados ao redor da área útil das parcelas experimentais de erosão, a fim de verificar a uniformidade espacial da chuva simulada.



Figura 4.7. Coleta da enxurrada com proveta graduada.

4.2. Análise dos dados produzidos nas parcelas experimentais

Após a fase de coleta do material escoado das parcelas experimentais, o material armazenado nos potes plásticos foi levado para a análise em laboratório, a fim de se determinar as características hidráulicas e taxas de perda e desagregação do solo para cada evento de chuva simulada. A análise dos dados seguiu a metodologia proposta por Santos (2006) e Bezerra e Cantalice (2006), que será detalhada mais adiante.

4.2.1. Avaliação das características do escoamento superficial

A velocidade do escoamento superficial foi determinada através da cronometragem do tempo gasto para um corante azul, a base de água, percorrer a distância entre dois pontos fixos na parcela, distanciados 2 m (Figura 4.8). Este procedimento foi realizado em intervalos de 5 min, juntamente com as coletas da enxurrada, a partir da formação e deslocamento da lâmina de escoamento.

Os valores da velocidade superficial do escoamento foram multiplicados por um fator de correção ($\alpha = 2/3$), para obtenção da velocidade média do escoamento (V), em m/s, conforme Farenhorst e Bryan (1995), Katz *et al.* (1995) e Santos (2006).



Figura 4.8. Cronometragem do tempo gasto para o corante percorrer a distância entre dois pontos.

A altura da lâmina do escoamento (h) foi então obtida a partir da equação 4.3, derivada por Woolhiser e Liggett (1967) e Singh (1983), para solução cinemática das equações de Saint-Venant:

$$h_l = \frac{q}{V} \quad (4.3)$$

onde h_l é a altura da lâmina de escoamento (m); q é a descarga líquida total por unidade de largura em (m^2/s); V é a velocidade média do escoamento superficial (m/s). A descarga líquida por unidade de largura (q) foi determinada pela medição do volume da enxurrada coletado na extremidade da calha coletora em proveta, durante os 10 s, e dividido pela largura da parcela, para ser expressa em m^2/s .

A rugosidade foi determinada pelo coeficiente de *Manning* (n), conforme Braida e Cassol (1999) e Santos (2006):

$$n = \frac{h_l^{5/3} S_p^{1/2}}{q} \quad (4.4)$$

onde n é o coeficiente de rugosidade de *Manning* (s/m^3); S_p é o declive da parcela (m/m); e as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

A taxa de escoamento superficial (mm/h) foi obtida a partir da divisão do volume coletado (em mm) pela duração da coleta em h. A taxa de infiltração (mm/h) foi obtida pela diferença entre a intensidade da precipitação (I) e a taxa de escoamento superficial, conforme Brandão *et al.* (2006) e Santos (2006).

4.2.2. Avaliação das taxas de desagregação e perda do solo

As taxas de perdas de solo e concentração de sedimentos foram determinadas pela pesagem do material da enxurrada, coletado nos potes plásticos. Os potes plásticos, após pesagem, foram deixados em repouso e após 24 horas, o sobrenadante foi succionado e os potes levados para secagem em estufa a 65° C, durante 72 horas, sendo em seguida pesados com o solo seco (COGO, 1978; SANTOS 2006; BEZERRA e CANTALICE, 2006).

As taxas de desagregação do solo (D) em kg/m²/s foram determinadas conforme a expressão.

$$D = \frac{M_{ss}}{A_p \cdot D_c} \quad (4.5)$$

onde, M_{ss} é a massa do solo seco desagregado (kg); A_p é a área da parcela em m²; D_c é a duração da coleta (10 s). A massa do solo seco desagregado (M_{ss}), expressa em kg, foi obtida a partir da diferença entre a massa do pote com solo seco e a massa do pote vazio.

A produção de sedimentos foi obtida através da seguinte equação:

$$P_s = \frac{\sum(Q \cdot c \cdot t_c)}{A_p} \quad (4.6)$$

sendo, P_s a produção de sedimentos (kg/ha); Q a vazão (L/s); c a concentração de sedimento (kg/L); t_c o intervalo entre as coletas (300 s); e A_p , a área da parcela (ha). A concentração de sedimentos (C_s), dada em kg/L foi obtida a partir da divisão da massa de solo seco (M_{ss}) pela massa/ou volume da enxurrada em kg.

4.3. O Modelo hidrossedimentológico WESP

O modelo utilizado nesta pesquisa para a modelagem hidrossedimentológica nas parcelas de erosão foi o modelo WESP (*Watershed Erosion Simulation Program*), desenvolvido por Lopes (1987) e utilizado em diversos estudos no semiárido paraibano, como por exemplo, em Galvão (1990); Santos (1994); Srinivasan e Galvão (1994); Santos (1997); Pereira (1997); Aragão (2000); Lopes (2003); e PAIVA (2008).

O WESP é um modelo hidrossedimentológico, distribuído, de base física, orientado a evento, desenvolvido para simular os processos de infiltração, escoamento superficial e erosão do solo em pequenas bacias hidrográficas em condições semiáridas, onde o fluxo superficial é predominantemente Hortoniano (LOPES, 2003). O modelo WESP considera as mudanças espaciais em topografia, rugosidade superficial, propriedades dos solos, geometria e condições do uso da terra na simulação do escoamento superficial e da erosão do solo (ARAGÃO, 2000).

O modelo WESP foi desenvolvido com o objetivo de fornecer subsídios para um melhor entendimento dos processos de escoamento superficial e erosão, servir de ferramenta de apoio à decisão no que diz respeito às práticas agrícolas, conservação do solo e a geração de séries sintéticas de escoamento, entre outros (PAIVA, 2008).

No modelo WESP, a bacia é representada por um conjunto de planos e canais, com os planos contribuindo com o fluxo na lateral ou no topo do canal. A delimitação dos planos e canais pode ser realizada utilizando mapas topográficos e imagens de satélite. Os limites dos planos devem ser linha de fluxo ou linhas de contorno. A definição dos planos deve se basear nas características do solo, declividade e cobertura vegetal da área (ARAGÃO, 2000).

4.3.1. Infiltração no modelo WESP

O WESP utiliza o componente de infiltração de Green e Ampt (1911), que utiliza parâmetros físicos do solo que poderão ser determinados através de experimentos efetuados no campo ou através de características do solo. A equação original foi derivada a partir da equação de Darcy através das seguintes hipóteses: (1) que a superfície do solo é coberta por uma lâmina de água cuja altura é desprezível; (2) que existe uma frente de molhamento distinta e definível; (3) a frente de molhamento pode ser vista como um plano que separa uma zona uniformemente molhada ou úmida de uma zona com umidade inicial θ_i ; (4) uma vez que o solo esteja molhado, o conteúdo de água na zona úmida não varia enquanto existir

infiltração (o que faz com que o valor da condutividade hidráulica na zona úmida não varia com o tempo durante a infiltração); (5) existe uma pressão negativa na frente de molhamento.

Green e Ampt (1911) desenvolveram um modelo físico que exprime a infiltração em função da condutividade hidráulica do solo saturado, do potencial matricial do solo antes do início da infiltração dos valores de umidade inicial e de saturação do mesmo, e não do tempo de ocorrência do processo. Por se basear numa análise física do processo, exprimindo a infiltração em função de parâmetros físicos do solo e não do tempo de ocorrência do processo, e por apresentar bons resultados na predição da infiltração, o modelo de Green-Ampt destaca-se dos demais, sendo hoje um dos modelos mais utilizados para descrever o processo de infiltração (PAIVA, 2008).

Uma vantagem da equação de Green-Ampt em relação às soluções numéricas da equação de Richards é que não há nenhum problema de estabilidade em sua solução, sendo muito mais fácil aplicá-la. Uma desvantagem da utilização do modelo de Green-Ampt reside no fato de que seus parâmetros de entrada não representam fielmente as condições reais de ocorrência da infiltração, entretanto, diversos autores propõem metodologias para a adequação destes parâmetros a fim de melhorar os resultados obtidos com a utilização deste modelo (PAIVA, 2008).

A equação de Green e Ampt (1911), com a modificação proposta por Mein e Larson, (1973) para modelar a infiltração durante uma chuva permanente, assume a seguinte forma:

$$f(t) = K_s \left[1 + \frac{N_s}{F(t)} \right] \quad (4.7)$$

onde $f(t)$ é a taxa de infiltração (m/s); K_s é a condutividade hidráulica efetiva do solo (m/s); $F(t)$ é a lâmina acumulada de infiltração (m); N_s é o potencial de capilaridade, associado à frente de molhamento (m); t é o tempo (s).

O potencial de capilaridade N_s pode ser calculado como:

$$N_s = (1 - S_e) p \psi \quad (4.8)$$

onde S_e é a saturação efetiva relativa e varia entre 0 e 1 e é dada por θ_i/θ_s , em que θ_i é a umidade inicial do solo e θ_s é a umidade na saturação; p é a porosidade efetiva e varia entre 0 e 1, ψ é a sucção média na frente de molhamento (m).

Chu (1978) utilizou o modelo de Green e Ampt, para uma chuva não permanente e obteve uma boa relação entre o escoamento calculado e o escoamento observado. Para este caso, o tempo de empoçamento foi determinado como sendo igual a:

$$t_p = t_{n-1} + \frac{\frac{K_s N_s}{I - K_s} - p(t_{n-1}) + R(t_{n-1})}{I} \quad (4.9)$$

onde, t_p é o tempo de empoçamento (s); I é a intensidade de precipitação (mm/h); P é a chuva acumulada (mm); R é o excesso de precipitação acumulado (mm); t_{n-1} é o tempo no inicio do intervalo considerado (h); e as outras variáveis são as mesmas já descritas.

4.3.2. Escoamento superficial no modelo WESP

No modelo WESP o escoamento superficial (nos planos e nos canais) é considerado unidimensional, não permanente e espacialmente variado, sendo este escoamento resultante da propagação do excesso de precipitação em relação à infiltração.

A modelagem deste componente foi baseada principalmente nos trabalhos de Woolhiser e Liggett (1967), Smith e Woolhiser (1971) e Rovey *et al.* (1977), citados por Lopes (1987), Galvão (1990) e Santos (1997).

As equações básicas utilizadas para a análise do fluxo superficial nos planos são descritas pelas equações da continuidade e da quantidade de movimento, apresentadas a seguir:

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} = r \quad (4.10)$$

Equação da quantidade de movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(S_o - S_f) - r \left(\frac{u}{h} \right) \quad (4.11)$$

onde, t é o tempo (s); x é a distância na direção do fluxo (m); $h(x,t)$ é a profundidade do fluxo (m); $u(x,t)$ é a velocidade média do fluxo (m/s); $r(x,t)$ é a taxa de entrada de fluxo lateral por unidade de área (m/s); g é a aceleração da gravidade (m/s^2); S_o é a declividade do plano; e S_f é a declividade da linha de energia.

A equação da quantidade de movimento, tal como apresentada, considera que a pressão adicional causada pela precipitação sobre o fluxo é desprezível, que o componente da velocidade da chuva na direção x é nulo, o seno do ângulo θ é aproximadamente igual a sua declividade, e que o coeficiente de distribuição da velocidade β é igual a um. A modelagem unidimensional do fluxo é uma significativa simplificação (LOPES, 1987).

Assume-se no modelo que a chuva é particionada pelas equações anteriores em infiltração e excesso de precipitação. Este excesso é então propagado como se a superfície fosse impermeável. Outra simplificação é que a infiltração é uniformemente distribuída sobre a superfície (LOPES, 1987).

No modelo WESP, os segmentos de canais recebem o fluxo proveniente de planos, nas suas laterais ou na sua extremidade superior. O fluxo nos canais também pode ser originário de um ou mais canais à montante. O modelo considera como desprezível o efeito da precipitação sobre o canal (ARAGÃO, 2000).

Para o fluxo concentrado nos canais, as equações da continuidade e da quantidade de movimento são:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_A(x, t) \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(S_o - S_f) - q_A \left(\frac{u}{A} \right) \quad (4.13)$$

onde, A é a área da seção transversal do canal (m^2); Q é a vazão (m^3/s); q_A é a vazão lateral por unidade de comprimento do canal ($m^3/s/m$); e as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

O fluxo de entrada a montante é considerado como uma condição de fronteira (GALVÃO, 1990).

A aproximação da onda cinemática considera basicamente que a declividade da linha de energia é igual a do plano, ou seja, os termos da gravidade e atrito são considerados

preponderantes em relação aos outros na equação da quantidade de movimento (LOPES, 1987).

Para os planos, considerando a fórmula de Manning para a velocidade, tem-se a seguinte equação, derivada da equação da continuidade:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha m h^{m-1} \frac{\partial h}{\partial x} = r \quad (4.14)$$

onde, α é um parâmetro relacionado a rugosidade superficial; m é um parâmetro relacionado a geometria; e as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

As condições iniciais de fronteiras são as seguintes:

$$h(0, t) = 0, \text{ para } t \geq 0, \text{ e} \quad (4.15)$$

$$h(x, 0) = 0, \text{ para } x \geq 0 \quad (4.16)$$

Para os fluxos concentrados, a aproximação da onda cinemática dá a seguinte equação para a continuidade:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{dQ}{dA} \cdot \frac{\partial A}{\partial x} = q_A \quad (4.17)$$

onde as variáveis são as mesmas já descritas, e estas estão sujeitas as seguintes condições iniciais e de fronteira:

$$Q(0, t) = Q_0(t), \text{ para } t \geq 0, \text{ e} \quad (4.18)$$

$$Q(x, 0) = 0, \text{ para } x \geq 0. \quad (4.19)$$

A equação da quantidade de movimento pode ser escrita como:

$$Q = \alpha \frac{A^m}{W_p^{m-1}} \quad (4.20)$$

onde, W_p é o perímetro molhado e as outras variáveis são as mesmas já descritas.

As equações são resolvidas utilizando um esquema de diferenças finitas não linear de segunda ordem, inicialmente proposto por Rovey *et al.* (1977). A expansão da série de Taylor é usada na linearização das equações, baseada num esquema implícito de diferenças finitas a quatro pontos (LOPES, 1987). O critério de estabilidade utilizado é o seguinte:

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{(amh^{m-1})} \quad (4.21)$$

no qual as variáveis são as mesmas já descritas.

4.3.3. Componente Erosão-Deposição

O componente erosão/deposição do modelo WESP calcula as taxas de deposição e desprendimento das partículas por impacto das gotas de chuvas (nos planos) e por arrastamento (nos planos e nos canais). A propagação é realizada através da equação de continuidade de transporte de sedimentos (GALVÃO, 1990).

O desenvolvimento da modelagem deste componente é baseado nos trabalhos de Einstein (1968), Bennet (1974), Foster (1982), Croley (1982), Mehta (1983), Lane e Shirley (1985), citados por Lopes (1987), Galvão (1990), Santos (1997) e Aragão (2000). A resolução da equação da conservação de massa é feita através de um esquema implícito de diferenças finitas.

Para os planos, o sistema é representado através de um volume de controle de fluxo sobre o plano, alimentado pela erosão e transporte, e considerando as perdas pela deposição (GALVÃO, 1990).

A equação da continuidade considerada é:

$$\frac{\partial(ch)}{\partial t} + \frac{\partial(cq)}{\partial x} = \phi \quad (4.22)$$

onde $c(x,t)$ é a concentração de sedimentos (kg/m^3); $\phi(x,t)$ é a taxa de sedimento saindo para o fluxo ($\text{kg/m}^2/\text{s}$); e as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

O termo $\partial(cq)/\partial x$ representa a variação da carga de sedimento com a distância e o termo $\partial(ch)/\partial t$ é a taxa de armazenamento de sedimento com a profundidade do fluxo.

A erosão pelo impacto da chuva (e_x) e pelo arrastamento pelo fluxo (e_R), e a deposição (d), compõem a taxa de sedimentos presente no fluxo:

$$\phi = e_R + e_x - d \quad (4.23)$$

no qual todos os termos variam no tempo e no espaço e são expressos em kg/m²/s.

O termo e_R é considerado proporcional à tensão de cisalhamento média na superfície do solo:

$$e_R = K_r \tau^{1.5} \quad (4.24)$$

sendo K_r um fator de erodibilidade do solo pela tensão de cisalhamento (kg·m/N^{1.5}·s) e $\tau(x,t)$ é a tensão de cisalhamento média “efetiva” (N/m²).

O termo e_x é dado por:

$$e_x = K_i I r \quad (4.25)$$

onde K_i é um coeficiente de erodibilidade do solo por impacto da chuva (kg·s/m⁴); $I(t)$ é a intensidade da chuva (m/s); e $r(x,t)$ é o excesso de precipitação, já definido.

O termo de deposição (d) é expresso por:

$$d = \epsilon_p V_s C \quad (4.26)$$

onde ϵ_p é um coeficiente que depende das propriedades do solo e do fluido (adimensional); V_s é a velocidade de queda da partícula (m/s); e $C(x,t)$ é a concentração de sedimentos em transporte (kg/m³).

A velocidade de queda é calculada através da expressão de Rubey:

$$V_s = F_0 \sqrt{\frac{(\gamma s - y)}{\gamma} g d_s} \quad (4.27)$$

onde

$$F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36 \cdot v^2}{g \cdot d_s^3 \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)}} - \sqrt{\frac{36 \cdot v^2}{g \cdot d_s^3 \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)}} \quad (4.28)$$

onde γ_s é o peso específico do sedimento (N/m^3); γ é o peso específico da água (N/m^3); v é a viscosidade cinemática da água (m^2/s); d_s é o tamanho característico do sedimento (m); e g é a aceleração da gravidade (m/s^2).

As condições iniciais e de fronteira são as seguintes:

$$C(0, t) = \frac{K_i I(t) r(t)}{\varepsilon_p V_s + r(t)}, \text{ para } t \geq t_p, \quad (4.29)$$

$$C(x, t_p) = \frac{K_i I(t_p) r(t_p)}{\varepsilon_p V_s + r(t_p)}, \text{ se } x \geq 0 \quad (4.30)$$

onde t_p é o tempo de empoçamento (s).

Para os fluxos concentrados nos canais, o modelo WESP não distingue entre a carga do leito e a carga em suspensão, as equações estimam a carga total. O fluxo de sedimentos é representado por funções que consideram simultaneamente o desprendimento, a deposição e a entrada lateral de sedimentos (GALVÃO 1990).

Para o transporte de sedimento num fluxo concentrado é empregada a equação da continuidade proposta por Bennet (1974) que considera um fluxo unidimensional:

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(CQ)}{\partial x} = e_R - d + q_s \quad (4.31)$$

onde $e_R(x, t)$ é a taxa de desprendimento de sedimento pelo fluxo ($kg/m/s$); $d(x, t)$ é a taxa de deposição dos sedimentos ($kg/m/s$); q_s é a entrada lateral de sedimentos provenientes dos planos adjacentes ($kg/m/s$); as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

As condições iniciais e de fronteira são as seguintes:

$$C(0, t) = C_o(t), \text{ para } t \geq 0, \text{ e} \quad (4.32)$$

$$C(x,0) = 0, \text{ para } x \geq 0 \quad (4.33)$$

onde $C_o(t)$ é a concentração de sedimentos chegando à montante do trecho considerado. É assumido que os perfis do leito são relativamente estáveis, com material mais grosso que silte (0.062 mm).

Para modelar o desprendimento das partículas (termo e_R) pelo fluxo concentrado é usada a seguinte equação:

$$e_R = a(\tau - \tau_c)^{1.5}, \text{ para } \tau \geq \tau_c, \text{ e} \quad (4.34)$$

$$e_R = 0, \text{ para } \tau \leq \tau_c \quad (4.35)$$

A tensão de cisalhamento média é obtida pela relação:

$$\tau = \gamma R_H S_f \quad (4.36)$$

A tensão de cisalhamento crítica é calibrada pela expressão:

$$\tau_c = \delta(\gamma_s - \gamma)d_s \quad (4.37)$$

onde a é um coeficiente de desprendimento de sedimento ($\text{kg} \cdot \text{m}^2/\text{N}^{1.5} \cdot \text{s}$); $\tau(x,y)$ é a tensão de cisalhamento média (N/m^2); τ_c é a tensão de cisalhamento crítica média para o tamanho representativo das partículas (N/m^2); δ é um coeficiente que depende das propriedades do fluxo e dos sedimentos (adimensional); as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

A deposição nos canais é considerada proporcional a concentração e a velocidade de queda efetiva dos sedimentos:

$$d = \varepsilon_c T_w V_s C \quad (4.38)$$

onde ε_c é o coeficiente de deposição para os canais (adimensional); $T_w(x,t)$ é a largura de topo do fluxo (m) e as outras variáveis são as mesmas descritas anteriormente.

4.3.4. Descrição do Sistema WESP

O sistema computacional WESP é composto pelos seguintes subsistemas: um gerador de arquivo de entrada, um utilitário para modificar os parâmetros no arquivo de entrada, um utilitário para cálculo do intervalo de simulação e o modelo WESP propriamente dito. Esta organização simplifica o desenvolvimento e manutenção do código, reduzindo a quantidade de memória residente necessária para a execução do programa. O código fonte do modelo WESP foi escrito em linguagem FORTRAN 77 (LOPES, 1987).

4.3.4.1. Dados necessários

Os modelos hidrológicos possuem uma estrutura definida e alguns parâmetros que controlam sua operação. Tais parâmetros são definidos para determinada bacia, com o objetivo de particularizar o modelo para ela, para que ele possa reproduzir de forma satisfatória o comportamento hidrológico da bacia (GALVÃO, 1990).

A entrada de dados no modelo WESP é realizada através de um gerador de arquivos de entrada, o qual é interativo e também realiza cálculos de dados secundários. Os dados necessários para a execução do modelo WESP são os seguintes:

- a) Características da bacia:
 1. Geometria: área superficial, elevações e rugosidade superficial (n_p);
 2. Rede de drenagem: declividade, seções transversais de escoamento e coeficiente de rugosidade dos canais (n_c);
 3. Solos: condutividade hidráulica saturada (K_s), e o parâmetro de umidade/potencial de capilaridade (N_s).
- b) Parâmetros de erosão/deposição:
 1. Erodibilidade do solo: parâmetro de erodibilidade por impacto das gotas de chuva (K_i) e por arrastamento pelo fluxo nos planos (K_r) e nos canais (a);
 2. Características dos sedimentos: tamanho característico d_s e peso específico γ_s ;
 3. Parâmetros para tensão crítica: arrastamento (δ), e de deposição ε_p e ε_c .
- c) Características da precipitação: histograma e a distribuição espacial na bacia.

Alguns destes parâmetros são obtidos através de mapas topográficos, outros são medidos em campo, ou estimados a partir de indicações na literatura, e outros estimados experimentalmente ou ainda obtidos por otimização quando há disponibilidade de dados de produção de escoamento superficial e de sedimentos (GALVÃO, 1990).

4.3.4.2. Gerador de arquivos de entrada do modelo WESP

O programa que gera os arquivos de entrada de dados do modelo WESP, com as informações da bacia a ser modelada é denominado de INPUT. As informações a serem utilizadas por esse programa são fornecidas através de um processo interativo, onde o usuário fornece as informações gerais sobre a divisão da bacia e informações específicas referentes aos seus planos e canais. Algumas das informações contidas no arquivo de parâmetro são calculadas pelo programa INPUT a partir das informações previamente fornecidas (ARAGÃO, 2000). A Figura 4.9 apresenta um exemplo de arquivo de entrada do modelo WESP.

```
8700.00 13.80 41.330      5200.000
0.0000008940 9.810 9779.00 25914.351.66667
41.180 52.6000.089614.966630
0 0.000001388889 0.073051400 1
0.500.600.000550 400000000.00 2.2170
34.870 10.0200.093615.297060
0 0.000001388889 0.073051400 1
0.500.600.000550 400000000.00 2.2170
34.670 12.5200.099815.795570
0 0.000001388889 0.073051400 1
0.500.600.000500 400000000.00 2.2170
23.040 0.0000.0554 7.845736
1 3 2 0 0 0.250 1.000 0.000
0.500.800.000500 0.0470 0.0150
41.330 22.5400.080614.195070
0 0.000001388889 0.073051400 1
0.500.600.000500 400000000.00 2.2170
35.670 12.5200.090315.024980
0 0.000001388889 0.073051400 1
0.500.600.000500 400000000.00 2.2170
23.040 0.0000.0466 7.195678
0 6 5 4 0 0.250 1.000 0.000
0.500.800.000500 0.0470 0.0150
27.850 10.0200.079114.062360
0 0.000001388889 0.073051400 1
0.500.600.000500 400000000.00 2.2170|
```

Figura 4.9. Exemplo de arquivo de entrada de parâmetros do modelo WESP.

O conteúdo do arquivo de entrada do modelo WESP é organizado da seguinte forma:

A primeira linha do arquivo contém informações que são comuns para a toda a bacia:

1. Duração do evento (s);
2. Intervalo de tempo Δt para os cálculos numéricos (s);
3. Comprimento característico da bacia (m);
4. Área da bacia (m^2).

A segunda linha do arquivo também contém informações que são comuns para toda a bacia:

1. Viscosidade cinemática da água v (m^2/s);
2. Aceleração da gravidade g (m/s^2);

3. Peso específico da água γ (N/m^3);
4. Peso específico dos sedimentos γ_s (N/m^3);
5. Expoente n da equação da velocidade de fluxo.

A partir da terceira linha, as informações ocorrem em grupos de três linhas e dependem das características dos elementos (planos ou canais):

1. Comprimento do elemento na direção do escoamento (m);
2. Largura do elemento (m). Quando este parâmetro é igual a zero, o elemento identificado como um canal;
3. Declividade do elemento;
4. Razão entre a raiz quadrada da declividade e o número de *Manning*.

Caso o elemento seja um plano a segunda linha do grupo conterá as seguintes informações:

1. Número do elemento que contribui imediatamente à montante do elemento atual;
2. Condutividade hidráulica saturada K_s (m/s);
3. Parâmetro de umidade/tensão ou sucção capilar N_s (m);
4. Índice do padrão de chuva. Utilizado na rotina de leitura do arquivo de chuva.

Caso o elemento seja um plano a terceira linha do grupo conterá as seguintes informações:

1. Fator de peso espacial nas equações numéricas;
2. Fator de peso temporal nas equações numéricas;
3. Tamanho característico do sedimento d_s (m);
4. Parâmetro de erodibilidade pelo impacto das gotas de chuva K_i (kg.s/m^4);
5. Parâmetro de erodibilidade pelo fluxo superficial K_r ($\text{kg.m/N}^{1.5}.s$).

Caso o elemento seja um canal, a segunda linha do grupo conterá as seguintes informações:

1. Número do elemento que contribui imediatamente à montante do elemento atual;
2. Número do elemento que contribui pela lateral esquerda do elemento;
3. Número do elemento que contribui pela lateral direita do elemento;
4. Número do primeiro canal à montante no topo do canal atual;
5. Número do segundo canal à montante no topo do canal atual;
6. Declividade das paredes do canal;
7. Largura de fundo do canal (m).

Caso o elemento seja um canal, a terceira linha do grupo conterá as seguintes informações:

1. Fator de peso espacial nas equações numéricas;
2. Fator de peso temporal nas equações numéricas;
3. Tamanho característico dos sedimentos d_s (m);
4. Parâmetro para a tensão de cisalhamento crítica δ ;
5. Parâmetro de erodibilidade pelo fluxo superficial a ($\text{kg} \cdot \text{m}/\text{N}^{1.5} \cdot \text{s}$).

4.3.4.3. Utilitário para modificação do arquivo de parâmetros

O modelo WESP possui um programa específico que permite a modificação dos valores dos parâmetros de entrada para as simulações, denominado de WESPAR. No entanto, as modificações também podem ser efetuadas através de um editor de texto. Neste caso, os valores a serem modificados devem seguir o formato previamente determinado pelo modelador para o funcionamento correto do sistema (ARAGÃO, 2000).

4.3.4.4. Utilitário para o cálculo do intervalo de tempo de simulação

O intervalo de tempo para os cálculos numéricos do modelo (Δt) é determinado através do programa PLNSTAB, que fornece o intervalo de tempo de simulação, permitindo a convergência do modelo numérico. Esse módulo do WESP utiliza como informações de entrada o valor do comprimento do maior canal ou da maior cascata de planos, a declividade do maior canal ou do elemento mais a jusante na cascata de planos, o valor do coeficiente de rugosidade de *Manning* do elemento acima citado, o valor da condutividade hidráulica saturada e o valor da intensidade máxima do evento.

4.3.4.5. Sequência computacional

A sequência computacional no WESP é organizada de tal modo que, o fluxo de entrada requerido por qualquer elemento (plano ou canal), em qualquer estágio da simulação, provém de elementos previamente processados. Esta sequência é determinada pelo usuário, durante o processo de discretização da bacia hidrográfica. A ordem nas quais os elementos aparecem na linha de fluxo define a sequência computacional (LOPES, 1987).

Durante uma simulação, os resultados de saída de alguns elementos são retidos em uma localização de armazenamento temporário, enquanto outros elementos são processados até que a junção entre canais convergentes seja atingida (LOPES, 1987).

4.3.5. Determinação dos parâmetros do modelo WESP

Os dados listados no item 4.3.4.2 podem ser agrupados nas seguintes categorias:

- a) Dados que são obtidos através de ensaios na área experimental ou de acordo com as características geométricas dos elementos: área da bacia, comprimento e largura dos elementos, comprimento característico da bacia, declividade, número de elementos e sua direção de contribuição, d_s , n e K_s .
- b) Dados que são obtidos através de literatura, com base em trabalhos efetuados na bacia em estudo ou em áreas semelhantes: aceleração da gravidade, índice do padrão de chuva, fator de peso espacial e temporal nas equações numéricas, γ , γ_s , v e δ .
- c) Parâmetros que precisam de calibração: N_s , K_i , K_r e a .
- d) Dados que estão relacionados ao evento em estudo: duração do evento e Δt .

No presente trabalho, os dados do primeiro grupo foram obtidos a partir das características das parcelas de erosão e ensaios na área experimental. Os parâmetros do segundo grupo foram obtidos a partir das indicações de Galvão (1990), Santos (1997), Aragão (2000), Lopes (2003) e Paiva (2008). Os valores dos parâmetros do terceiro grupo foram obtidos evento a evento pela calibração. A duração do evento foi o tempo da simulação de chuva, e o valor de Δt foi gerado a partir do programa PLNSTAB.

Os valores dos parâmetros utilizados para a modelagem nas parcelas experimentais de erosão foram os seguintes:

Tamanho característico dos sedimentos (d_s): existem vários critérios para a escolha deste parâmetro, mas o valor mais utilizado tem sido aquele para o qual 50% da amostra em peso possui diâmetro maior, também denominado de d_{50} . O d_s para este estudo foi determinado com base na distribuição granulométrica de amostras de solos coletadas nas parcelas experimentais (Figura 4.10). De acordo com a distribuição granulométrica o valor médio do d_s para a área experimental foi de 0,16.

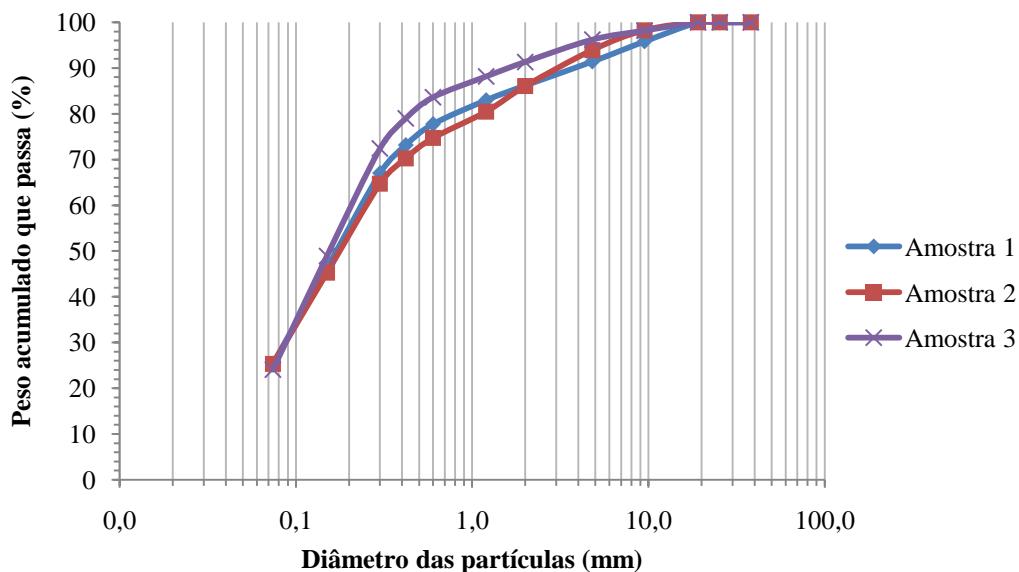


Figura 4.10. Distribuição granulométrica das amostras coletadas na área experimental.

Peso específico da água (γ): considerado como sendo 9.779 N/m^3 , a 25°C (STREETER e WYLIE, 1982), também adotado por Galvão (1990), Santos (1997), Aragão (2000), Lopes (2003) e Paiva (2008).

Peso específico dos sedimentos (γ_s): assumido como sendo igual a 2,65, o que corresponde à densidade específica do grão de quartzo (SANTOS, 1997; ARAGÃO, 2000; LOPES, 2003; PAIVA, 2008).

Aceleração da gravidade (g): assumida igual a $9,81 \text{ m/s}^2$ (SANTOS, 1997; ARAGÃO, 2000; LOPES, 2003; PAIVA, 2008).

Viscosidade cinemática da água (ν): considerada igual a $0,894 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, e viscosidade cinemática da água a 25°C (STREETER e WYLIE, 1982).

Coeficiente para a tensão de cisalhamento crítica (δ): foi assumido como sendo o mesmo valor utilizado proposto por Lopes (1987), tomando-se como referência o diâmetro mediano e o peso específico dos sedimentos, que forneceu um δ igual a 0,047.

Parâmetro de deposição de sedimentos nos planos (ε_p): foi adotado o valor $\varepsilon_p = 0,5$, valor recomendado por Lopes (1987) e utilizado também por Galvão (1990), Santos (1997), Aragão (2000), Lopes (2003) e Paiva (2008).

Parâmetro de deposição para os canais (ϵ_c): foi assumido o valor recomendado por Lopes (1987), baseado nos estudos de Einstein (1968), ou seja, $\epsilon_c = 1,0$.

Coeficiente de rugosidade de Manning (n): o coeficiente de Manning para as parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo foi determinado através dos ensaios de campo, conforme descrito no subitem 4.2.1.

A Tabela 4.2 apresenta os valores do coeficiente de rugosidade de Manning adotados para os diferentes tipos de cobertura do solo. A discussão sobre estes valores é abordada no item 5.1.3.

Tabela 4.2. Valores do coeficiente de rugosidade de Manning para as parcelas experimentais de erosão com diferentes tipos de cobertura do solo.

Cobertura	Nativa	Desmatada	Milho	Feijão
<i>Manning (s/m³)</i>	0,06	0,06	0,04	0,03

Parâmetro de erodibilidade por impacto das gotas de chuva (K_i): de acordo com Aragão (2000), este parâmetro exerce influência sobre a erosão que acontece entre o início do evento de precipitação e o tempo de empoçamento. Neste intervalo as gotas atingem o solo nu, erodindo-o devido ao impacto. A lâmina formada pelo excesso de precipitação serve de anteparo para as gotas de chuva, diminuindo ou até eliminando a ação do impacto das mesmas sobre o solo. Desta forma, de acordo com estudos de Paiva (2008), Lopes (2003), Aragão (2000) e Galvão (1990), foi observado que o resultado do cálculo de erosão não era muito sensível as variações deste parâmetro, tendo ele sido fixado em um valor de $5 \times 10^8 \text{ kg} \cdot \text{s}/\text{m}^4$. Portanto, foi utilizado neste trabalho este valor.

Parâmetro de erodibilidade do solo pelo fluxo superficial (K_r): também depende das condições de umidade do solo, conforme afirmam Aragão (2000), Pereira (1997) e Srinivasan e Galvão (1995). Seu valor pode variar para cada evento, sendo necessária a calibração evento a evento.

Parâmetro de erodibilidade do solo pelo fluxo nos canais (a): este parâmetro também varia de evento para evento, uma vez que a tensão de cisalhamento nos canais vai depender das condições do fluxo (ARAGÃO, 2000). Necessitando desta forma de calibração evento a evento. Neste trabalho não foi necessário realizar a calibração deste parâmetro, pois se trabalhou apenas com parcelas que não possuem canais.

Parâmetro de umidade e potencial de capilaridade (N_s): por estar relacionado às condições de umidade do solo no momento do evento, teve de ser calibrado evento a evento.

Condutividade hidráulica saturada (K_s): esse valor foi determinado através de ensaios de campo na área experimental, utilizando o método Beerkan, que será descrito no item 4.4. Através da aplicação do método Beerkan, os valores de condutividade hidráulica saturada variaram entre 4,6 e 5,4 mm/h. Desta forma, foi adotado o valor médio de 5,0 mm/h para as parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo.

Segundo testes de sensibilidade realizados por Aragão (2000), Santos (1997) e Galvão (1990), que também utilizaram o modelo WESP em parcelas e microbacias do semiárido paraibano, os modelos hidrológicos para essa região brasileira têm boa resposta quando utilizado o valor de 5,0 mm/h para a condutividade hidráulica saturada.

4.4. Método Beerkan

O método Beerkan, desenvolvido por Haverkamp *et al.* (1999), trata-se de um método semifísico, que propõe a estimativa dos parâmetros das curvas de retenção da água no solo $\theta(h)$ e condutividade hidráulica $K(\theta)$, através da textura e a estrutura do solo (HAVERKAMP *et al.*, 1994; LASSABATERÈ *et al.*, 2006; FURTUNATO *et al.*, 2007; SOUZA *et al.*, 2007; SILVA, 2009).

Neste estudo o Beerkan foi utilizado para se determinar a condutividade hidráulica saturada (K_s) da área das parcelas experimentais de erosão. A determinação das propriedades hidrodinâmicas do solo pelo método Beerkan são obtidas através de ensaios de campo e análises de laboratório.

4.4.1. Ensaios de campo

Para esta etapa, foram escolhidos 2 pontos na área experimental para a realização de testes tridimensionais de infiltração, utilizando um anel de PVC com raio de 9 cm e coleta de amostras de solo.

Os ensaios de infiltração consistem em anotar o tempo em que volumes constantes de água (200 mL), adicionados ao anel de PVC, levam para infiltrar (Figura 4.11). As amostras de solo são coletadas anteriormente e logo após os testes de infiltração. Estas amostras são

coletadas para a determinação da umidade gravimétrica inicial (w_0), curva de distribuição do tamanho das partículas (ABNT, 1994), determinação da massa específica aparente (ρ_d) (amostra indeformada) e umidade gravimétrica final (w_f).



Figura 4.11. Teste tridimensional de infiltração.

4.4.2. Análise em laboratório

As amostras de solo coletadas para a determinação da umidade gravimétrica inicial, final e a densidade, devidamente acondicionados em recipientes numerados, foram levadas para o laboratório. Após a pesagem das amostras sob as condições de campo, elas foram colocadas na estufa para secagem durante 24 horas, a uma temperatura de 110°C e pesadas novamente após estarem secas.

As curvas de distribuição do tamanho das partículas são obtidas através do peneiramento das amostras, seguindo as normas estabelecidas pela NBR-7181 da Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT (1984).

4.4.3. Descrição do método Beerkan

A partir dos ensaios empíricos simplificados de infiltração e a análise da distribuição dos tamanhos das partículas do solo, o método Beerkan permite determinar a curva de retenção da água no solo $\theta(h)$ e da condutividade hidráulica $K(\theta)$. Este método utiliza os modelos de Brooks e Corey (1964) e Van Genuchten (1980) para descrever $\theta(h)$ e $K(\theta)$.

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left[1 + \left(\frac{h_p}{h_g} \right)^N \right]^{-M} \quad \text{com } M = 1 - \frac{2}{N} \quad (\text{BURDINE, 1953}) \quad (4.39)$$

e

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (4.40)$$

sendo θ a umidade volumétrica (L^3/L^3); θ_r e θ_s as umidades volumétricas residual e saturada (L^3/L^3), respectivamente; h_p o potencial matricial (L); h_g (L) um valor de escala de h_p ; N e M são parâmetros de forma; K_s a condutividade hidráulica saturada do solo (L/t) e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

As Equações (4.39) e (4.40) contêm cinco parâmetros a serem determinados: dois de forma (M ou N e η) e três parâmetros de normalização (θ_s , K_s e h_g). Os parâmetros de forma e normalização estão relacionados à textura e a estrutura do solo, respectivamente, e foram obtidos através da utilização do programa BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*) (LASSABATÈRE *et al.*, 2006). A descrição do programa BEST pode ser conferida no APÊNDICE A.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Processos hidrossedimentológicos nas parcelas de erosão

5.1.1. Monitoramento Hidrossedimentológico

O monitoramento hidrossedimentológico nas parcelas ocorreu no período de 10/11/2010 a 29/03/2011, totalizando 43 eventos de chuvas simuladas, sob diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade, a saber: (a) vegetação nativa, (b) desmatada, (c) milho, e (d) feijão; em três condições de umidade propostas: seca (60 min); úmida (30 min) e muito úmida (30 min). O número de eventos realizados para cada tipo de cobertura do solo e condições de umidade, em diferentes momentos, esta apresentado na Tabela 5.1.

Tabela 5.1. Número de eventos realizados em cada tipo de cobertura do solo e condições de umidade, em momentos diferentes.

Cobertura	Condição de umidade	Número de eventos	Momentos de Simulações
Nativa	Seca	4	6
	Úmida	6	
	Muito úmida	6	
Desmatada	Seca	3	2
	Úmida	3	
	Muito úmida	3	
Milho	Seca	1	3
	Úmida	4	
	Muito úmida	4	
Feijão	Seca	1	3
	Úmida	4	
	Muito úmida	4	

A Tabela 5.2 apresenta a duração e intensidades das chuvas simuladas aplicadas nas parcelas experimentais. As intensidades das chuvas variaram de 40 a 57 mm/h. Esta variação foi resultante da interferência do vento no campo, conforme também constatado por Santos (2006) e Falcão (2009).

Os valores das intensidades apresentados na Tabela 5.2 passaram pelo ajuste do fator de correção de intensidades, conforme explicitado no subitem 4.1.2. O fator de correção utilizado após a verificação em campo foi em torno de 1,12, mesmo valor determinado na fase de calibração.

Tabela 5.2. Duração e intensidades das chuvas simuladas.

Evento	Data	Cobertura / Parcela	Condição de umidade	Duração (min)	Intensidade (mm/h)
1	10/11/2010	Nativa / 1	Seca	60	53
2	10/11/2010	Desmatada / 2	Seca	60	55
3	11/11/2010	Nativa / 1	Úmida	30	42
4	11/11/2010	Nativa / 1	Muito úmida	30	40
5	11/11/2010	Desmatada / 2	Úmida	30	51
6	11/11/2010	Desmatada / 2	Muito úmida	30	47
7	14/12/2010	Nativa / 1	Seca	40	48
8	01/02/2011	Nativa / 1	Seca	60	56
9	01/02/2011	Desmatada / 2	Seca	60	55
10	01/02/2011	Desmatada / 3	Seca	60	51
11	02/02/2011	Nativa / 1	Úmida	30	57
12	02/02/2011	Nativa / 1	Muito úmida	30	55
13	02/02/2011	Desmatada / 2	Úmida	30	54
14	02/02/2011	Desmatada / 2	Muito úmida	30	53
15	02/02/2011	Desmatada / 3	Úmida	30	53
16	02/02/2011	Desmatada / 3	Muito úmida	30	57
17	28/02/2011	Nativa / 1	Úmida	30	52
18	28/02/2011	Nativa / 1	Muito úmida	30	55
19	28/02/2011	Milho / 2	Úmida	30	57
20	28/02/2011	Milho / 2	Muito úmida	30	55
21	28/02/2011	Feijão / 3	Úmida	30	57
22	28/02/2011	Feijão / 3	Muito úmida	30	54
23	17/03/2011	Nativa / 1	Seca	60	52
24	17/03/2011	Milho / 2	Seca	60	53
25	17/03/2011	Feijão / 3	Seca	60	52
26	18/03/2011	Nativa / 1	Úmida	30	51
27	18/03/2011	Nativa / 1	Muito úmida	30	57
28	18/03/2011	Milho / 2	Úmida	30	56
29	18/03/2011	Milho / 2	Muito úmida	30	54
30	18/03/2011	Feijão / 3	Úmida	30	54
31	18/03/2011	Feijão / 3	Muito úmida	30	51
32	28/03/2011	Nativa / 1	Úmida	30	50
33	28/03/2011	Nativa / 1	Muito úmida	30	53
34	28/03/2011	Milho / 2	Úmida	30	51
35	28/03/2011	Milho / 2	Muito úmida	30	53
36	28/03/2011	Feijão / 3	Úmida	30	49
37	28/03/2011	Feijão / 3	Muito úmida	30	53
38	29/03/2011	Nativa / 1	Úmida	30	55
39	29/03/2011	Nativa / 1	Muito úmida	30	53
40	29/03/2011	Milho / 2	Úmida	30	56
41	29/03/2011	Milho / 2	Muito úmida	30	57
42	29/03/2011	Feijão / 3	Úmida	30	54
43	29/03/2011	Feijão / 3	Muito úmida	30	57

As primeiras simulações de chuvas (eventos 1 a 6) foram realizadas nas parcelas 1 e 2 com vegetação nativa e desmatada, respectivamente. As culturas de milho e feijão foram plantadas inicialmente no dia 11/11/2010 (nas parcelas 2 e 3) e as primeiras simulações de chuvas iriam ocorrer no dia 14/12/2010, quando as culturas de milho e feijão já estavam com mais de um mês de crescimento (Figura 5.1). Em decorrência de um problema técnico com o simulador de chuvas, no mesmo dia, durante a realização do evento 7, que por ser um evento na condição seca, deveria ser de 60 min, aos 40 min o simulador apresentou problemas que impossibilitaram a continuação das simulações de chuvas previstas.



Figura 5.1. Culturas de milho e feijão no dia 14/12/2010 (Não houve simulação).

Em virtude do período para conserto do simulador de chuvas, as parcelas com as culturas de milho e feijão (Figura 5.1) foram desmatadas novamente e os eventos de 8 a 16 (de 01 a 02/02/2011) foram realizados na parcela 1, com vegetação nativa, e nas parcelas 2 e 3, desmatadas.

Após estas simulações e a garantia de que o simulador de chuvas estava funcionando corretamente, as culturas de milho e feijão foram plantadas novamente no dia 02/02/2011 nas parcelas 2 e 3 e as simulações a partir do dia 28/02/2011 foram realizadas com a vegetação nativa, milho e feijão.

A Figura 5.2 apresenta os estágios da vegetação nativa durante as simulações de chuvas: (a) simulação 1: 10 a 11/11/2010, (b) simulação 2: 14/12/2010, simulação que apresentou os problemas técnicos com o simulador, (c) simulação 3: 01 a 02/02/2011, (d)

simulação 4: 28/02/2011, (e) simulação 5: 17 a 18/03/2011, e (f) simulação 6: 28 a 29/03/2011.



Figura 5.2. Estágios da vegetação nativa durante as simulações de chuva.

A Figura 5.3 apresenta as parcelas 2 e 3 desmatadas, que foram utilizadas para as simulações hidrossedimentológicas nos dias: 10 e 11/11/2010; 01 e 02/02/2011.



Figura 5.3. Parcelas 2 e 3 desmatadas.

As primeiras simulações de chuvas realizadas nas parcelas experimentais com cultura de milho e feijão foram realizadas nos dias 28/02/2011; a segunda simulação foi realizada nos dias 17 e 18/03/2011; e a terceira simulação foi realizada nos dias 28 e 29/03/2011. A Figura 5.4 e a Figura 5.5 apresentam os estágios de crescimento das culturas de milho e feijão, respectivamente, durante as simulações de chuva.



(a) Simulação 1 (28/02/11) (b) Simulação 2 (17 e 18/03/11) (c) Simulação 3 (28 e 29/03/11)

Figura 5.4. Estágios de crescimento da cultura de milho.

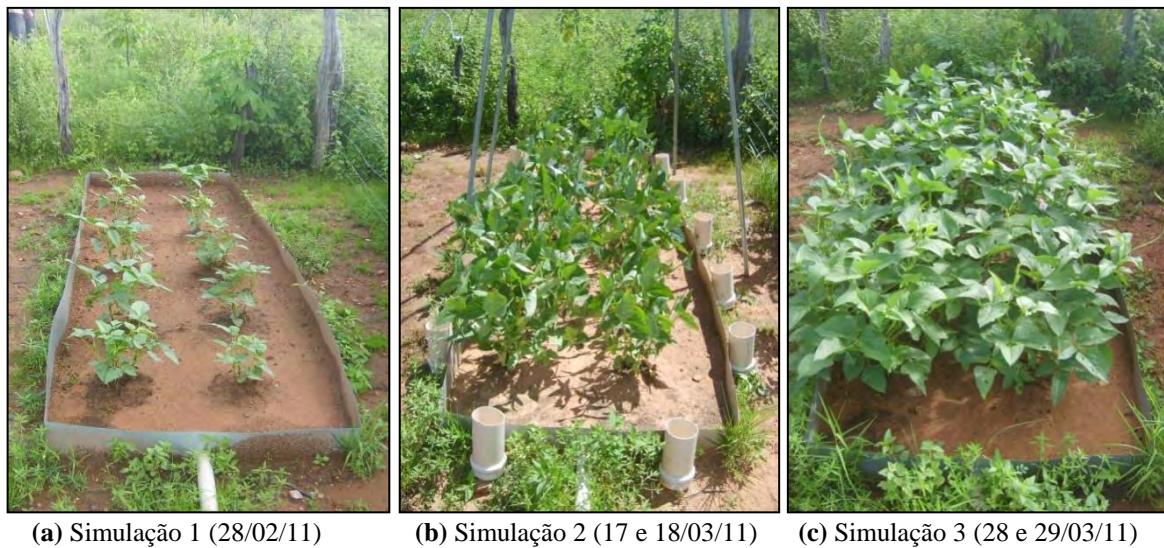


Figura 5.5. Estágios de crescimento da cultura de feijão.

Nas chuvas simuladas realizadas nos dias 28/02/2011, 28 e 29/03/2011 não foram realizadas simulações na condição de umidade seca (Tabela 5.2) devido à ocorrência de chuvas no dia anterior as simulações, que umedeceram bastante o solo, impossibilitando as simulações na condição seca.

Desta forma, para as culturas de milho e feijão, só foi possível a obtenção de apenas um evento para a condição de umidade seca, em virtude do início do período chuvoso na região do Cariri Paraibano. Deve-se ressaltar que no ano de 2011, os índices pluviométricos registrados na BESJC, foram acima da média histórica e do total pluviométrico registrado no mesmo período do ano passado (Figura 5.6).

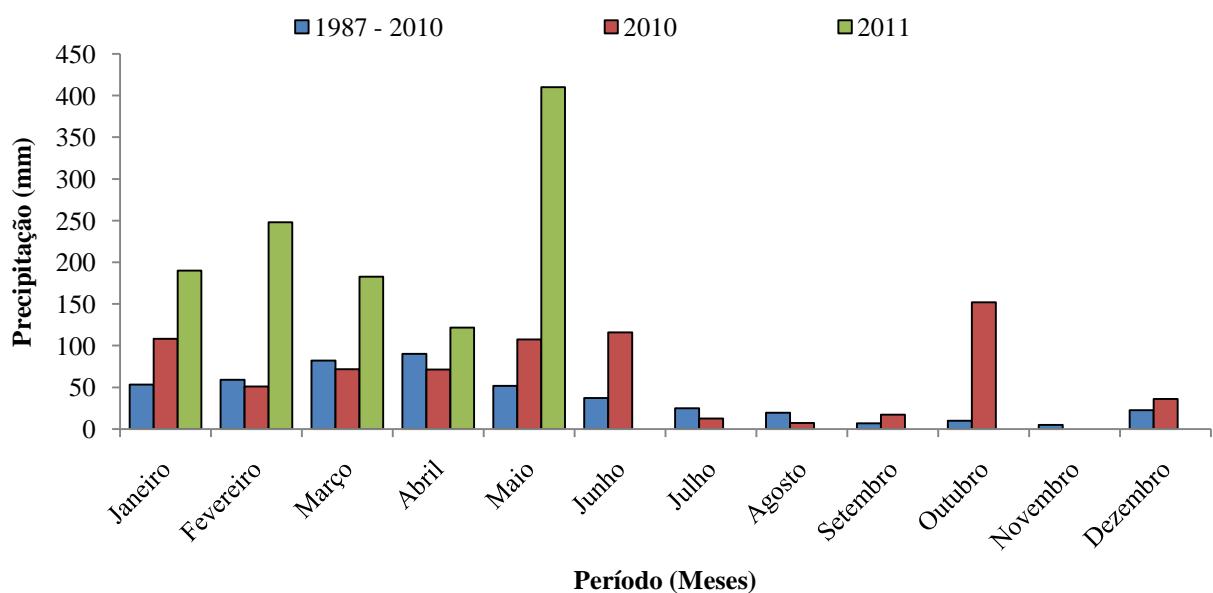


Figura 5.6. Médias pluviométricas mensais históricas (1987-2010); totais pluviométricos mensais do ano de 2010 e de janeiro a maio de 2011.

Até o mês de maio de 2011 foi registrado um total pluviométrico de 1.153 mm, o que já supera os totais pluviométricos anuais registrados do ano de 1987 a 2010. Neste período, o ano considerado mais chuvoso, de acordo com registros da área BESJC, era o ano de 2009, com um total pluviométrico de 965 mm.

Esta intensificação das chuvas na região do Cariri Paraibano impossibilitou a obtenção de novos dados, uma vez que as culturas de milho e feijão, por serem culturas de curto ciclo e terem sido plantadas no dia 02/02/2011, estavam encerrando o seu ciclo de vida no início do mês de maio, mês este que apresentou os maiores índices pluviométricos.

5.1.2. Análise dos processos hidrossedimentológicos de cada tipo de cobertura do solo em relação às suas condições de umidade

Neste item serão analisados os processos hidrossedimentológicos de cada tipo de cobertura do solo em relação as suas condições de umidade propostas. A Tabela 5.3 apresenta as médias do escoamento superficial, umidade inicial e início do escoamento das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Percebe-se que o escoamento superficial, em todos os tipos de cobertura do solo, foi maior de acordo com o aumento da umidade do solo (Figuras 5.7 a 5.10). Embora o escoamento superficial, em todos os tipos de cobertura do solo, tenha sido maior na condição de umidade muito úmida, não houve uma diferença significativa em relação à condição úmida, que chegou a apresentar eventos com escoamentos iguais e superiores a alguns da condição muito úmida, como são os casos dos eventos 38 e 39 da parcela com vegetação nativa; 5 e 6 da parcela desmatada; 19 e 20 da parcela com cultura de milho.

Analizando de forma isolada, os eventos de cada tipo de cobertura do solo e suas condições de umidade (Tabela 5.3), nota-se que, as diferentes intensidades de chuvas simuladas aplicadas, mesmo apresentando pequenas variações, influenciaram o escoamento superficial, que tendeu a ser um pouco maior quando aplicada uma chuva de maior intensidade, como é o caso dos eventos citados anteriormente (38 e 39 da parcela com vegetação nativa; 5 e 6 da parcela desmatada; 19 e 20 da parcela com cultura de milho), que por apresentarem uma maior intensidade na condição úmida, geraram um escoamento igual e/ou superior aos da condição muito úmida.

Tabela 5.3. Escoamento superficial, umidade inicial e início do escoamento das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Cobertura	Condição de umidade	Evento	Intensidade (mm/h)	Umidade inicial (%)	Início do Escoamento (m'ss'')	Escoamento superficial (mm/h)
Nativa	Seca	1	53	1	4'40''	24,10
		7	48	1	6'30''	19,54
		8	56	4	4'20''	26,20
		23	52	3	5'54''	31,80
	Úmida	3	42	12	3'50''	21,20
		11	57	14	2'33''	41,40
		17	52	12	4'08''	40,80
		26	51	12	4'18''	40,70
		32	50	14	4'12''	42,80
		38	55	13	3'54''	46,60
	Muito úmida	4	40	16	2'45''	26,60
		12	55	15	1'57''	44,30
		18	55	15	3'40''	47,80
		27	57	15	3'07''	53,80
		33	53	17	3'15''	46,60
		39	53	17	2'40''	46,60
Desmatada	Seca	2	55	1	9'30''	29,67
		9	55	3	3'45''	26,00
		10	51	6	10'08''	28,50
	Úmida	5	51	11	4'00''	35,40
		13	54	14	1'53''	43,30
		15	53	15	2'39''	41,30
	Muito úmida	6	47	15	2'05''	35,40
		14	53	20	1'07''	45,30
		16	57	20	1'37''	53,70
Milho	Úmida	Seca	24	53	4	2'10''
		19	57	11	1'12''	50,80
		28	56	6	1'31''	47,70
		34	51	10	1'33''	44,60
	Muito úmida	40	56	14	1'22''	49,90
		20	55	11	0'55''	48,20
		29	54	13	0'45''	47,80
		35	53	12	1'08''	46,50
		41	57	15	0'53''	52,40
		25	52	5	3'17''	22,67
Feijão	Úmida	Seca	21	57	11	1'28''
		30	54	12	1'51''	54,90
		36	49	13	2'45''	34,80
		42	54	15	2'08''	36,30
	Muito úmida	22	54	16	0'53''	44,30
		31	51	19	0'55''	51,50
		37	53	14	1'42''	40,10
		43	57	18	1'23''	42,40
						52,90

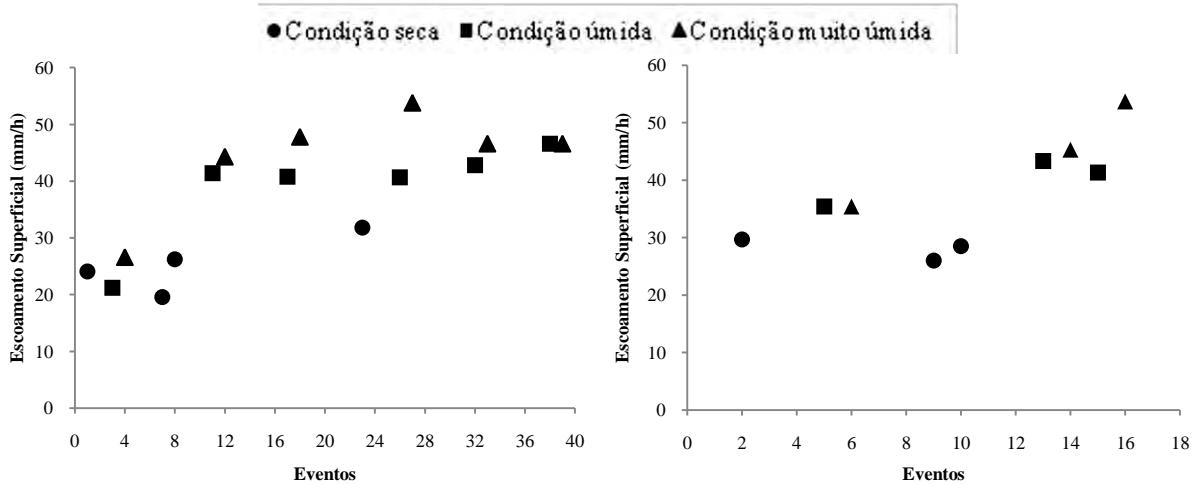


Figura 5.7. Escoamento superficial da parcela com vegetação nativa nas diferentes condições de umidade.

Figura 5.8. Escoamento superficial da parcela desmatada nas diferentes condições de umidade.

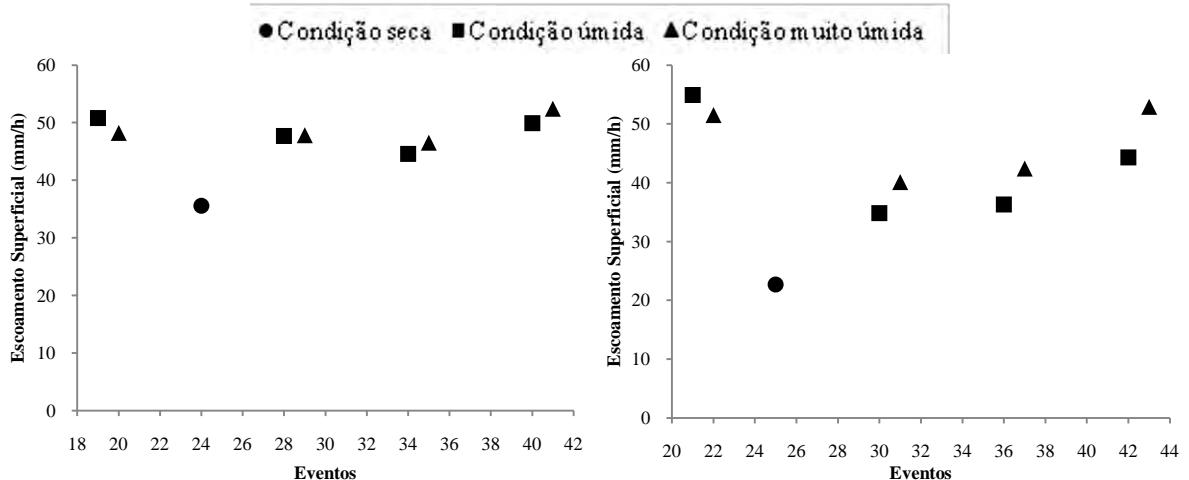


Figura 5.9. Escoamento superficial da parcela com milho nas diferentes condições de umidade.

Figura 5.10. Escoamento superficial da parcela com feijão nas diferentes condições de umidade.

Para a parcela com vegetação nativa, o valor médio do escoamento superficial foi de 25,41 mm/h para a condição seca, e para as condições úmida e muito úmida foi de 38,92 e 44,28 mm/h, respectivamente. Para as parcelas desmatadas o escoamento médio foi em torno de 28,06 mm/h para a condição seca, e para as condições úmida e muito úmida de 40 e 44,80 mm/h, respectivamente. Para a parcela com cultura de milho o escoamento na condição seca foi de 35,6 mm/h no único evento realizado nesta condição de umidade, e a média para as condições úmida e muito úmida foi de 48,25 e 48,73 mm/h. Para a parcela com feijão, o escoamento foi de 22,67 mm/h para a condição seca, e para as condições úmida e muito úmida a média foi de 42,58 e 46,73 mm/h.

O tempo para o início do escoamento (Tabela 5.3), que está relacionado com a umidade inicial do solo, foi menor de acordo com o aumento da umidade inicial. Para a

parcela com vegetação nativa, o tempo médio para o início do escoamento na condição seca foi de 5'55'', e para as condições úmida e muito úmida foi de 3'49'' e 2'54'', respectivamente. Para a parcela desmatada o tempo médio foi de 7'48'' para a condição seca, na úmida foi de 2'51'' e na muito úmida foi de 1'36''. Para a parcela com cultura de milho o tempo para o início de escoamento foi de 2'10'' para a condição seca, para as condições úmida e muito úmida o tempo médio foi de 1'25'' e 55''. Para a parcela com cultura de feijão o tempo para o início de escoamento foi de 3'17'' na condição seca, para as condições úmida e muito úmida o tempo médio foi de 2'03'' e 1'13'', respectivamente.

Com a maior saturação do solo, como é o caso das condições úmida e muito úmida, o escoamento superficial ocorre mais rápido e em maior quantidade, pois a taxa de infiltração é menor, como pode ser observado na Tabela 5.4, que apresenta a média da taxa de infiltração para os diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade.

Tabela 5.4. Taxa de infiltração média das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Cobertura	Condição de umidade	Intensidade (mm/h)	Umidade inicial (%)	Taxa de Infiltariação (mm/h)
Nativa	Seca	52	2	26,63
	Úmida	51	13	12,19
	Muito úmida	52	16	7,89
Desmatada	Seca	54	3	25,41
	Úmida	53	13	12,53
	Muito úmida	52	18	7,24
Milho	Seca	53	4	17,01
	Úmida	55	10	6,70
	Muito úmida	55	13	6,30
Feijão	Seca	52	5	29,48
	Úmida	54	13	11,03
	Muito úmida	54	17	7,04

A diferença do escoamento superficial e da taxa de infiltração entre as condições úmida e muito úmida, de cada tipo cobertura do solo, não foi significante. Isso pode ser atribuído a pequena espessura da camada de solo no experimento, que não permite a infiltração e armazenamento de grande quantidade de água, acarretando em taxas de umidade inicial semelhantes para as condições úmida e muito úmida. Em alguns eventos a umidade inicial do solo chega a ser a mesma entre as duas condições de simulações citadas anteriormente, como é o caso dos eventos 19 e 20 da parcela com cultura de milho, e em outros eventos esta umidade inicial aumenta em apenas 1%, como é o caso dos eventos 11 e

12 da parcela com vegetação nativa, 40 e 41 da parcela com milho e 36 e 37 da parcela com feijão (Tabela 5.3).

Levando-se em consideração o aumento da cobertura vegetal no decorrer do período de simulações nas parcelas com cobertura nativa, milho e feijão, não foi evidenciado redução no escoamento superficial nas diferentes condições de umidade. Essa constatação corrobora com Falcão (2009), que realizou simulações de chuvas em parcelas com cultura de milho morro abaixo em quatro diferentes estágios de crescimento e não verificou reduções significativas na lâmina escoada.

A não redução do escoamento superficial nas parcelas com cobertura vegetal pode estar relacionada com fatores como a distribuição foliar da vegetação e sulcos no solo criados pelo escoamento. Essa característica do escoamento laminar no semiárido também foi constatado por Falcão (2009) e Santos *et al.* (2000) em cultivos de milho e palma. De acordo com Falcão (2009), comportamentos deste tipo ratificam a complexidades dos estudos hidrossedimentológicos, tendo em vista os diversos fatores envolvidos no processo.

A Tabela 5.5 e as Figuras 5.11 a 5.14 apresentam a produção de sedimentos das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade. A produção de sedimentos média foi maior, em todos os tipos de cobertura do solo, na condição de umidade seca. Deve-se ressaltar que os eventos da condição seca possuíam 60 min de duração. Entre as condições úmida e muito úmida, que possuíam o mesmo tempo de duração (30 min), não houve diferença significativa em relação à produção de sedimentos.

Para a parcela com cobertura nativa a média da produção de sedimentos foi de 83,34 kg/ha para a condição seca e para as condições úmida e muito úmida 41,05 e 44,77 kg/ha, respectivamente. Para a parcela desmatada a média foi de 329,58 kg/ha para a condição seca, 183,59 e 182,70 para as condições úmida e muito úmida. Para a parcela com cultura de milho a produção de sedimentos foi de 1.348,03 kg/ha na condição seca, nas condições úmida e muito úmida a média da produção de sedimentos foi de 726,84 e 842,74. Na parcela com cultura de feijão a produção de sedimentos foi de 575,59 kg/ha na condição seca, e nas condições úmida e muito úmida a média da produção de sedimentos foi de 256,29 e 296,74 kg/ha, respectivamente.

Tabela 5.5. Produção de sedimentos das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Cobertura	Condição de umidade	Evento	Intensidade (mm/h)	Produção de sedimentos (kg/ha)
Nativa	Seca	1	53	87,25
		7	48	104,47
		8	56	98,03
		23	52	43,62
	Úmida	3	42	45,99
		11	57	50,68
		17	52	38,96
		26	51	29,71
		32	50	43,79
		38	55	37,13
	Muito úmida	4	40	67,96
		12	55	46,24
		18	55	38,89
		27	57	27,90
		33	53	40,67
		39	53	46,95
Desmatada	Seca	2	55	352,96
		9	55	442,30
		10	51	193,49
	Úmida	5	51	161,34
		13	54	254,72
		15	53	134,69
	Muito úmida	6	47	164,63
		14	53	215,72
		16	57	167,54
Milho	Seca	24	53	1.348,03
		19	57	1.204,29
		28	56	623,39
		34	51	393,31
		40	56	686,39
	Muito úmida	20	55	1.245,00
		29	54	606,96
		35	53	605,62
		41	57	913,39
Feijão	Seca	25	52	575,59
		21	57	184,45
		30	54	257,97
		36	49	263,51
		42	54	319,24
	Muito úmida	22	54	191,36
		31	51	326,38
		37	53	280,49
		43	57	388,73

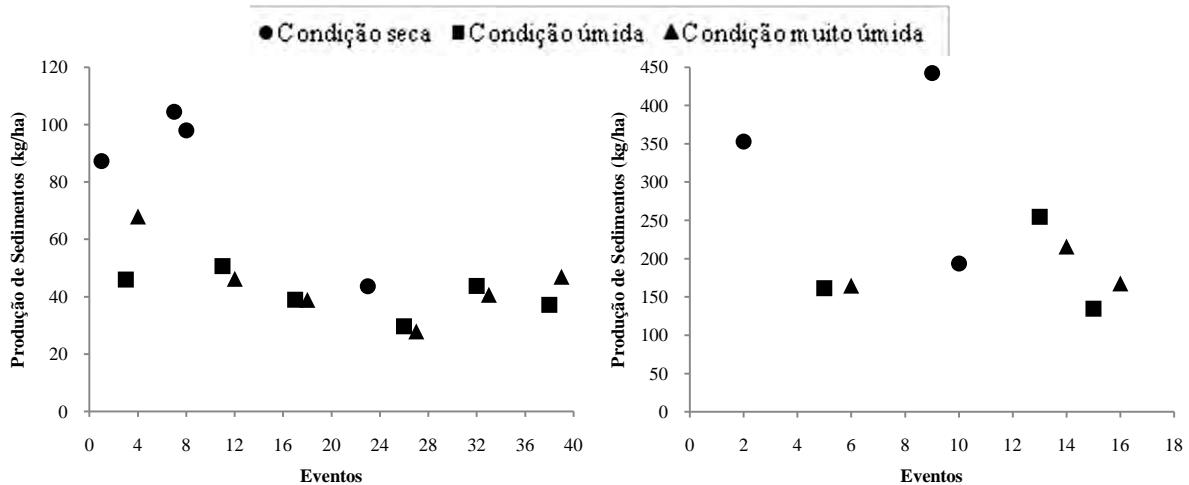


Figura 5.11. Produção de sedimentos na parcela com vegetação nativa em diferentes condições de umidade.

Figura 5.12. Produção de sedimentos na parcela desmatada em diferentes condições de umidade.

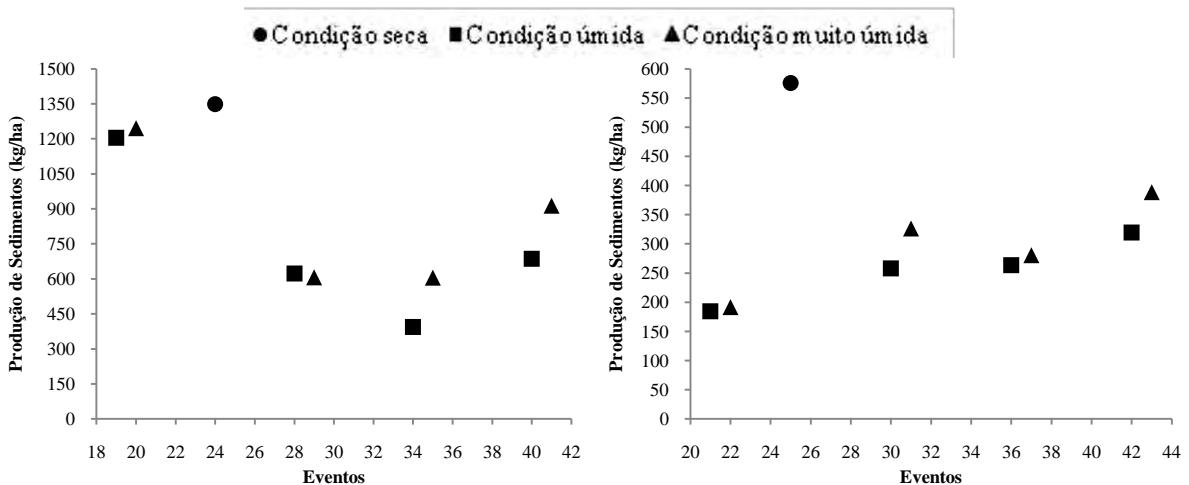


Figura 5.13. Produção de sedimentos da parcela com milho nas diferentes condições de umidade.

Figura 5.14. Produção de sedimentos da parcela com feijão nas diferentes condições de umidade.

Os eventos na condição seca, por possuírem 60 min de duração, apresentaram maiores produções de sedimentos quando comparados com os eventos de 30 min das condições úmida e muito úmida. Na parcela com vegetação nativa, a diferença da produção de sedimentos entre as condições úmida e muito úmida com relação à condição seca foi de 51 e 46%, respectivamente. Para a parcela desmatada esta diferença foi de 44% para a condição úmida e 45% para a muito úmida. Na parcela com cultura de milho a diferença foi de 46% para a condição úmida e 37% para a muito úmida. Na parcela com feijão esta diferença foi de 55% para a condição úmida e 48% para a condição muito úmida.

Por mais que não tenha havido uma diferença significativa na produção de sedimentos entre as condições úmida e muito úmida, a muito úmida apresentou maior produção de sedimentos em todos os tipos de cobertura do solo, com exceção da parcela desmatada, em

que a produção de sedimentos na condição úmida superou a da condição muito úmida com uma média de apenas 0,89 kg/ha.

Esta proximidade dos valores das produções de sedimentos nas condições úmida e muito úmida pode ser justificada pela pequena diferença na umidade inicial do solo, que tornou os eventos das condições propostas como úmida e muito úmida bastante semelhantes.

Em virtude das pequenas variações das intensidades das chuvas simuladas de evento para evento, não houve uma influência significativa na produção de sedimentos. Ocorreram casos em que eventos que tiveram intensidades um pouco menores do que outros tiveram produções de sedimentos maiores, dentro da mesma condição de umidade. Isto se justifica pelos maiores valores de umidade inicial do solo destes eventos, que por mais que tivessem uma intensidade menor, possuíam um solo mais úmido e, consequentemente, um maior escoamento e carreamento de sedimentos.

Analizando os tipos de cobertura do solo em relação as suas condições de umidade, constata-se que a influência do aumento da cobertura vegetal, no decorrer das chuvas simuladas foi significativa para o abrandamento da produção de sedimentos na parcela com vegetação nativa (Tabela 5.5 e Figura 5.11), devido ao fato do aumento da cobertura da vegetação.

Para a parcela de milho, o aumento da cobertura vegetal exerceu uma influência bastante significativa para a diminuição da produção de sedimentos em todas as condições de umidade. Este abrandamento se percebe quando comparados os valores obtidos na primeira simulação com os valores obtidos nas demais simulações, quando a cobertura vegetal estava maior. Se comparados os valores da segunda simulação com os da terceira, não há diferença significativa.

Este abrandamento da produção de sedimentos em decorrência do aumento da cobertura vegetal também foi observado por Falcão (2009), em simulações em parcelas com cobertura de milho, Santos (2006) em parcelas com cultura de feijão, e Bezerra e Cantalice (2006) em parcelas com cultivo de cana-de-açúcar. Isto se deve a diminuição do impacto das gotas de chuvas, que reduzem a desagregação das partículas do solo e o carreamento do transporte de sedimentos.

Para a parcela de feijão não foi constatado uma influência do crescimento da cobertura vegetal para a diminuição da produção de sedimentos, em que foi constatado o inverso, os valores da produção de sedimentos das simulações 2 e 3 foram superiores aos valores da primeira simulação, em que havia uma menor cobertura vegetal da parcela. As Figuras 5.2,

5.4 e 5.5 apresentam os estágios de crescimento da vegetação nativa, do milho e do feijão nas parcelas experimentais.

5.1.3. Análise comparativa dos processos hidrossedimentológicos em diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade

Neste item serão analisados de forma comparativa os processos hidrossedimentológicos das parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo, em relação às condições de umidade propostas. Na Tabela 5.6, encontram-se os valores médios do escoamento superficial, da umidade inicial do solo, início do escoamento e taxa de infiltração para os diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade propostas.

Tabela 5.6. Médias do escoamento superficial, umidade inicial, início do escoamento e taxa de infiltração das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Condição de umidade	Cobertura	Intensidade (mm/h)	Umidade inicial (%)	Início do escoamento (m'ss'')	Escoamento Superficial (mm/h)	Taxa de Infiltração (mm/h)
Seca	Nativa	52	2	5'55''	25,41	26,63
	Desmatada	54	3	7'78''	28,06	25,41
	Milho	53	4	2'10''	35,60	17,01
	Feijão	52	5	3'17''	22,67	29,48
Úmida	Nativa	51	13	3'49''	38,92	12,19
	Desmatada	53	13	2'51''	40,00	12,53
	Milho	55	10	1'25''	48,25	6,70
	Feijão	54	13	2'03''	42,58	11,03
Muito úmida	Nativa	52	16	2'54''	44,28	7,89
	Desmatada	52	18	1'36''	44,80	7,24
	Milho	55	13	0'55''	48,73	6,30
	Feijão	54	17	1'13''	46,73	7,04

Observa-se que o escoamento superficial foi maior na parcela com cobertura de milho, nas três condições de umidade. Comparando as perdas de água entre as parcelas com cobertura nativa, desmatada e feijão, com a de milho, percebe-se que na condição seca houve uma redução no escoamento superficial de 28%, 20% e 35%, respectivamente. Para a condição úmida, a redução foi de 19%, 17% e 12%, e na muito úmida a redução foi de apenas 9% para a vegetação nativa, 8% para a desmatada e 4% para a de feijão.

A cobertura nativa se mostrou mais eficiente na redução do escoamento superficial. A cobertura de feijão, assim como a de milho, mostrou-se ineficiente para a redução do escoamento superficial nas condições úmida e muito úmida, em que apresentou um escoamento superficial superior a desmatada.

As Figuras 5.15 a 5.17 apresentam o comportamento médio do escoamento superficial para os diferentes tipos de cobertura do solo, durante o tempo de duração das chuvas simuladas. Observa-se um escoamento superficial semelhante entre a vegetação nativa, o solo desmatado e a cultura de feijão, com pequena atenuação pela vegetação nativa. O escoamento superficial na cultura com milho foi superior em todas as condições de umidade. O escoamento superficial na condição muito úmida foi semelhante para todos os tipos de cobertura do solo.

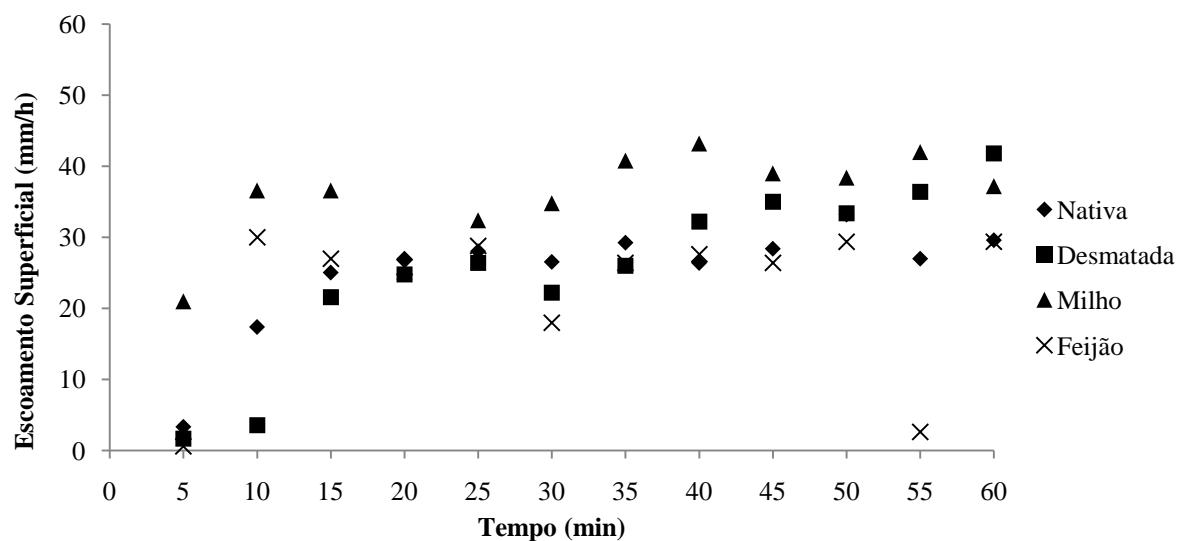


Figura 5.15. Escoamento superficial na condição seca.

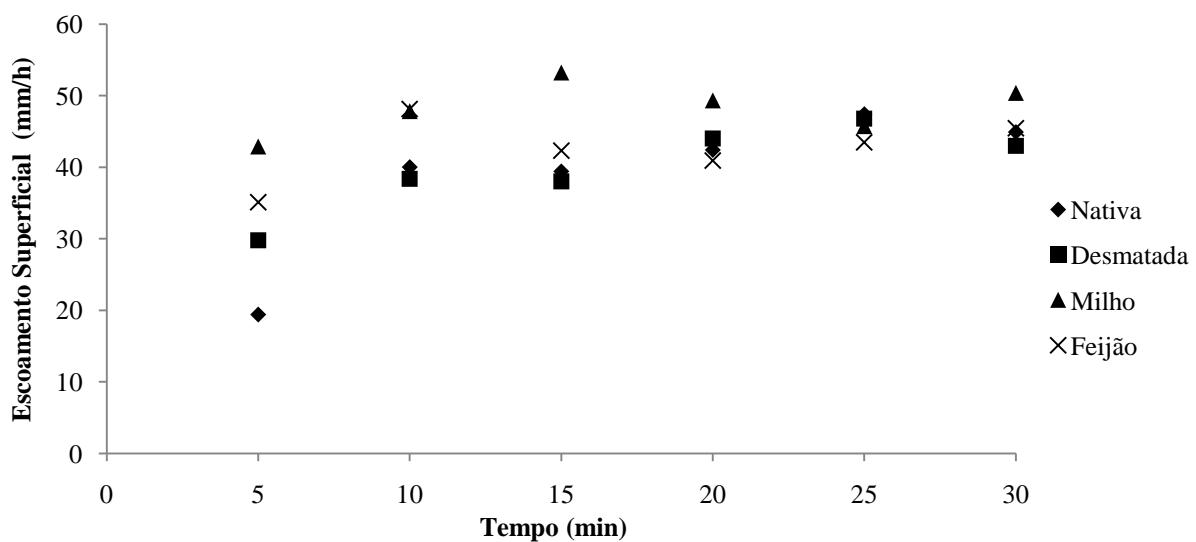


Figura 5.16. Escoamento superficial na condição úmida.

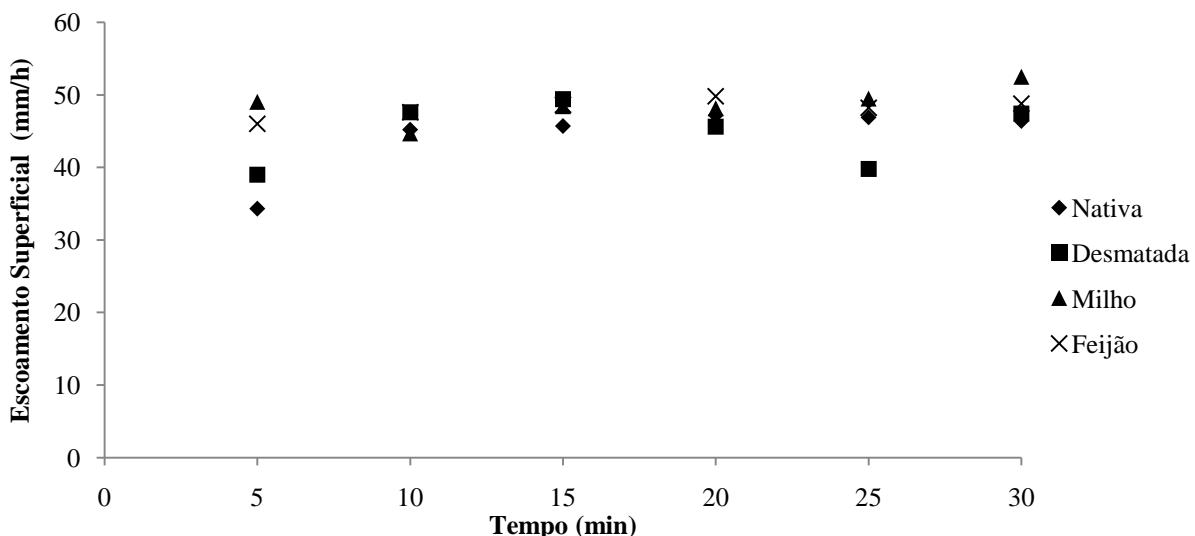


Figura 5.17. Escoamento superficial na condição muito úmida

No que tange aos valores de infiltração, as menores taxas foram observadas na cobertura de milho, em todas as condições de umidade. Para os demais tipos de cobertura do solo foram observados valores semelhantes de infiltração (Tabela 5.6). As Figuras de 5.18 a 5.20 apresentam o comportamento médio da taxa de infiltração superficial durante o tempo de duração das chuvas simuladas. Observa-se um comportamento inverso ao do escoamento superficial.

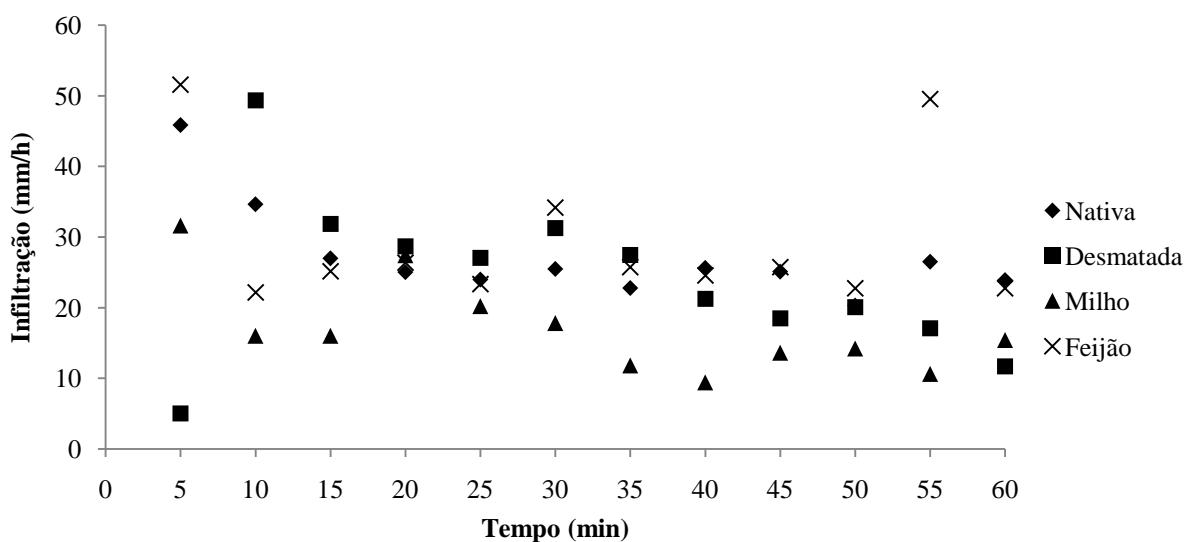


Figura 5.18. Taxa de infiltração na condição seca

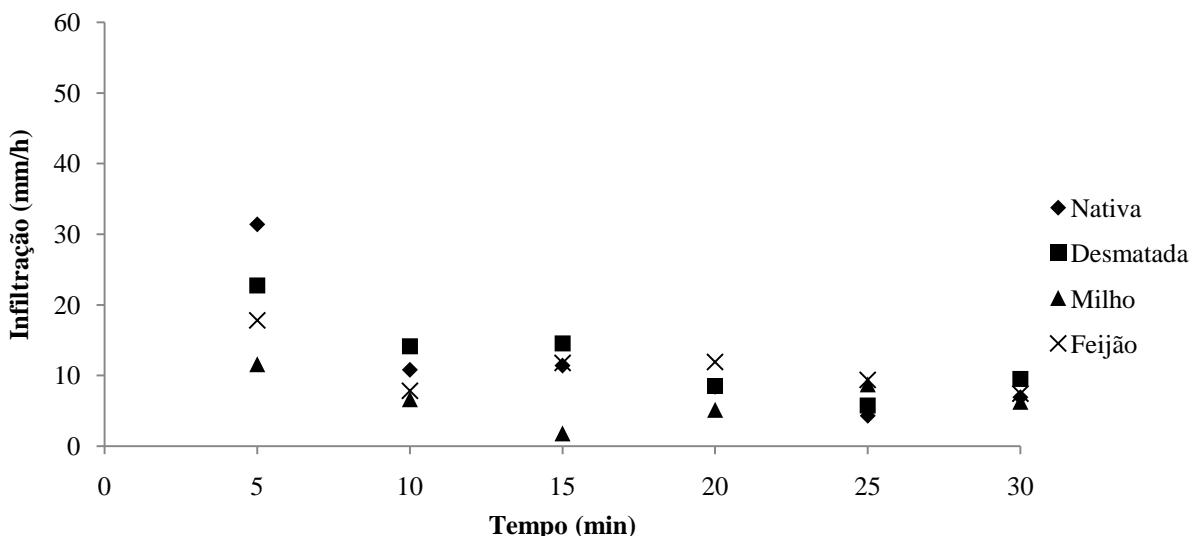


Figura 5.19. Taxa de infiltração na condição úmida.

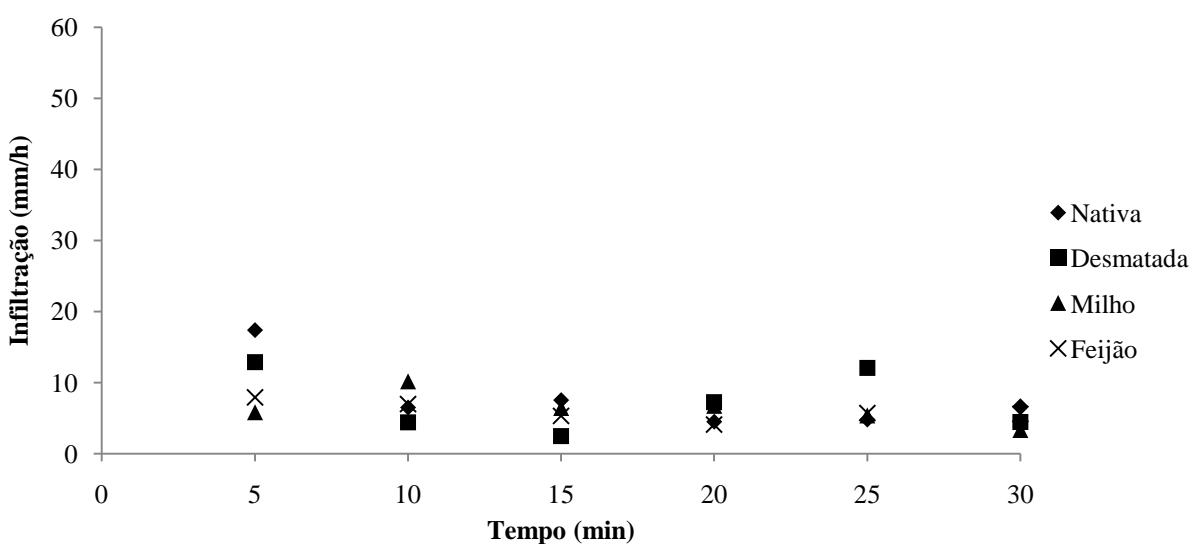


Figura 5.20. Taxa de infiltração na condição muito úmida.

Em relação às umidades iniciais, não foram observadas diferenças significativas entre os diferentes tipos de cobertura do solo, nas três condições de umidade (Tabela 5.6). Houve pouca variação entre as umidades antecedentes à aplicação de chuvas nas diferentes coberturas do solo, corroborando com os resultados obtidos por Castro *et al.* (2006), Santos (2006), Silva *et al.* (2005), Volk *et al.* (2004) e Mello *et al.* (2003).

O tempo para o início do escoamento superficial foi menor, em todas as condições de umidade, nas parcelas com cobertura de milho e feijão. A parcela com cobertura nativa foi a que mais retardou o início do escoamento superficial, com exceção para a condição seca, em que o solo desmatado apresentou um maior tempo para o início do escoamento.

A Tabela 5.7 apresenta os valores médios da velocidade do escoamento superficial e do coeficiente de rugosidade de *Manning* obtidos nas parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Tabela 5.7. Médias da velocidade do escoamento superficial e do coeficiente de *Manning* das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Condição de umidade	Cobertura	Intensidade (mm/h)	Escoamento Superficial (mm/h)	Velocidade do escoamento (m/s)	<i>Manning</i> (s/m ³)
Seca	Nativa	52	25,41	0,034	0,06
	Desmatada	54	28,06	0,033	0,06
	Milho	53	35,06	0,052	0,03
	Feijão	52	22,67	0,052	0,03
Úmida	Nativa	51	38,92	0,037	0,06
	Desmatada	53	40,00	0,038	0,06
	Milho	55	48,25	0,051	0,05
	Feijão	54	42,58	0,058	0,03
Muito úmida	Nativa	52	44,28	0,038	0,07
	Desmatada	52	44,80	0,040	0,07
	Milho	55	48,73	0,052	0,05
	Feijão	54	46,73	0,061	0,03

Os valores do escoamento superficial e coeficiente de rugosidade de *Manning*, obtidos para as parcelas com cobertura nativa e desmatada foram semelhantes, com valor médio igual a 0,06, tanto para a parcela nativa como para a desmatada. Estes valores da cobertura nativa estão próximos aos adotados por Lopes (2003) para as parcelas de erosão com vegetação nativa da BES. Nesse estudo foram obtidos coeficientes de *Manning* de 0,10. Em relação ao valor observado para a parcela desmatada, foram encontrados valores inferiores aos da parcela com vegetação nativa. Já Santos (2006) em seu estudo identificou um coeficiente de rugosidade de 0,06 para o solo desmatado.

O solo desmatado apresentou o mesmo coeficiente de rugosidade de *Manning* da parcela com vegetação nativa, devido ao revolvimento da camada superficial do solo quando a parcela foi desmatada. Este revolvimento ocasionou a desagregação do solo e consequentemente um aumento na rugosidade e uma menor velocidade de escoamento.

As parcelas com milho e feijão apresentaram velocidades de escoamentos bem mais altas do que as coberturas desmatada e nativa. O coeficiente de rugosidade médio para as parcelas de milho e feijão foram os menores, 0,04 e 0,03, respectivamente. Estes valores são compatíveis com os observados para as parcelas de erosão com milho da BES (LOPES, 2003), e para as parcelas com feijão morro abaixo do estudo de Santos (2006).

Durante as simulações de chuva nas parcelas com cobertura vegetal, foi evidenciado que o corante utilizado para determinar a velocidade do escoamento superficial percorria caminhos preferenciais nos sulcos formados pelo escoamento entre as coberturas vegetais. Estes sulcos concentravam o escoamento superficial e proporcionavam um escoamento mais rápido do corante entre a distância dos dois pontos fixados nas parcelas. A parcela desmatada, entretanto, só possuía microssulcos, não permitindo um deslocamento preferencial do corante, apresentando desta forma uma menor velocidade de escoamento e maior coeficiente de rugosidade de *Manning*. A Figura 5.21 apresenta detalhes dos sulcos formados pelo escoamento superficial na parcelas com cobertura de milho.



Figura 5.21. Sulcos formados pelo escoamento superficial na parcela com cultura de milho.

Ainda de acordo com a Figura 5.21, observa-se que estes sulcos, formados pelo escoamento superficial entre a cultura de milho, formaram-se no sentido do declive, no centro e nas laterais da parcela. Este comportamento também foi evidenciado nas parcelas com vegetação nativa e com feijão. Embora este comportamento tenha sido evidenciado na parcela com vegetação nativa, ele se deu de forma mais intensa nas parcelas com milho e feijão, que foram cultivadas morro abaixo.

Essa concentração do escoamento superficial em sulcos, evidenciado de forma mais intensa nas parcelas de milho e feijão, são responsáveis pelas maiores taxas de escoamento

superficial e produção de sedimentos, que superaram o solo desmatado em todas as condições de umidade propostas, com exceção apenas para a cobertura de feijão na condição seca, que apresentou um escoamento inferior ao solo desmatado.

A Tabela 5.8 apresenta as médias da produção de sedimentos e taxa de desagregação das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade propostas. Em relação à produção de sedimentos, observa-se que esta foi maior, em todas as condições de umidade propostas, para a parcela com cobertura de milho.

Tabela 5.8. Produção de sedimentos média e taxa de desagregação das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade.

Condição de umidade	Cobertura	Intensidade (mm/h)	Produção de sedimentos (kg/ha)	Taxa de desagregação (kg/m ² /s)
Seca	Nativa	52	83,34	$2,80 \times 10^{-6}$
	Desmatada	54	329,58	$9,62 \times 10^{-6}$
	Milho	53	1.348,03	$3,78 \times 10^{-5}$
	Feijão	52	575,59	$1,83 \times 10^{-5}$
Úmida	Nativa	51	41,05	$2,32 \times 10^{-6}$
	Desmatada	53	183,59	$1,03 \times 10^{-5}$
	Milho	55	726,84	$4,04 \times 10^{-5}$
	Feijão	54	256,29	$1,51 \times 10^{-5}$
Muito úmida	Nativa	52	44,77	$2,52 \times 10^{-6}$
	Desmatada	52	182,70	$1,03 \times 10^{-5}$
	Milho	55	842,74	$4,71 \times 10^{-5}$
	Feijão	54	296,74	$1,64 \times 10^{-5}$

A produção de sedimentos da parcela com cobertura de milho, na condição seca, superou as produções das parcelas com cobertura nativa, desmatada e feijão em 94%, 76% e 57%, respectivamente. Na condição úmida foi superior 94% em relação à nativa, 75% em relação à desmatada e 65% em relação à com feijão. Na condição muito úmida foi superior 95% em relação à nativa, 78% em relação à desmatada e 65% em relação com a com feijão.

Quando comparados os valores da produção de sedimentos dos diferentes tipos de cobertura do solo na condição seca, vale ressaltar que em relação às culturas de milho e feijão, o valor na produção de sedimentos é absoluto, pois como dito anteriormente, para esta condição de umidade só foi possível realizar apenas um evento de chuvas simuladas.

Os valores das produções de sedimentos das parcelas com cobertura nativa e desmatada são compatíveis com os valores observados para as parcelas de erosão da BESJC e BES (ARAGÃO, 2000; SRINIVASAN e GALVÃO, 2003; LOPES, 2003; PAIVA, 2008) para eventos com chuvas naturais de intensidade semelhantes. Os valores das parcelas com

milho e feijão são compatíveis com os valores observados por Falcão (2009) para parcelas com milho e Santos (2006) para parcelas com feijão, ambas cultivadas morro abaixo.

A taxa de desagregação, assim como a produção de sedimentos, foi maior para a parcela com cobertura de milho em todas as condições de umidade propostas. A parcela com cobertura de feijão também apresentou taxas de desagregação superiores às da parcela desmatada. A parcela desmatada, por sua vez, só apresentou maiores taxas de desagregação quando comparada com a com cobertura nativa, que apresentou as menores taxas dentre todos os tipos de cobertura do solo e condições de umidade.

Ainda analisando a Tabela 5.8, observa-se que a cobertura nativa se mostrou eficiente para a proteção do solo e redução da produção de sedimentos, apresentando reduções bastante significativas. Em relação à parcela descoberta, na condição seca, a vegetação nativa apresentou uma redução na produção de sedimentos de 75%, na condição úmida esta redução foi de 78% e na condição muito úmida 75%.

A eficiência da cobertura nativa em reduzir as perdas de água e solo, constatada neste estudo, corrobora com resultados obtidos por Santos *et al.* (2007), Santos (2006), Srinivasan e Galvão (2003) e Santos *et al.* (2000), que apontam em seus estudos que áreas com solo protegido pela vegetação nativa apresentam menor potencial para o escoamento superficial e a produção de sedimentos.

A cobertura de feijão, assim como a de milho, mostrou-se ineficiente para a proteção do solo e redução da produção de sedimentos, pois apesar de ter apresentado reduções significativas em relação à parcela com cultura de milho, apresentou uma produção de sedimentos superior a parcela com solo descoberto. Na condição seca a produção de sedimentos da parcela com feijão superou em 43% as parcelas desmatadas, na condição úmida este acréscimo foi de 28% e na condição muito úmida o acréscimo foi de 38%.

Em relação à ineficiência das culturas de milho e feijão (cultivadas morro abaixo), na redução das perdas de água e solo, conforme observado neste estudo, resultados semelhantes foram encontrados por Carvalho *et al.* (2009) e Santos (2006).

Carvalho *et al.* (2009) observaram em uma parcela experimental com cultura de milho morro abaixo um acréscimo de mais de 200% em relação à produção de sedimentos para o milho cultivado em nível, uma lâmina escoada 40% superior à registrada no plantio em nível e valores menores, tanto para a produção de sedimentos como para a lâmina escoada, em parcela experimental com solo exposto.

Santos (2006) analisou perdas de solo e água sob chuva simulada em parcelas sob diferentes formas de manejo do solo. Observou que as perdas de água foram semelhantes entre a parcela com feijão morro abaixo e a parcela desmatada, em que o escoamento superficial na fase de florescimento da cultura de feijão, chegou a ser maior que o escoamento apresentado na parcela desmatada. Este comportamento também foi observado em alguns resultados encontrados por Srinivasan e Galvão (2003), em que um mesmo evento pluviométrico produziu valores de lâmina escoada superiores para a parcela com cultura de milho cultivado morro abaixo em relação à parcela desmatada.

Santos *et al.* (2000) avaliaram a produção de sedimentos em diferentes sistemas de manejo do solo através da aplicação do modelo WESP para parcela da BES, e observaram a ineficiência da palma cultivada morro abaixo para a proteção do solo, que não protege o solo de forma adequada quando comparada com a vegetação nativa, considerada o melhor tipo de cobertura vegetal dentre os estudados, o que esta de acordo com os dados obtidos neste estudo.

As Figuras de 5.22 a 5.24 apresentam o comportamento médio da produção de sedimentos durante o tempo de duração das chuvas simuladas. Observa-se que as produções de sedimentos não tiveram grandes variações, com exceção da cultura de milho, que apresentou variações significativas ao longo do tempo. A produção de sedimentos da parcela com vegetação nativa foi inferior a dos outros tipos de cobertura do solo nas três condições de umidade propostas. Por outro lado, as produções de sedimentos das culturas de milho e feijão se mantiveram acima das produções do solo desmatado, em todas as condições de umidade.

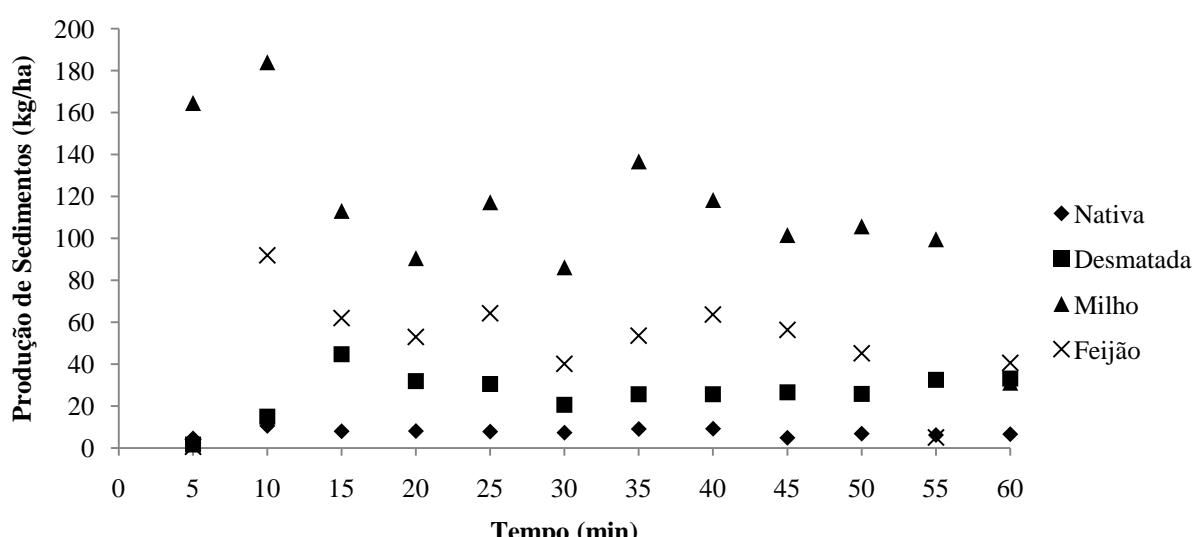


Figura 5.22. Produção de sedimentos na condição seca

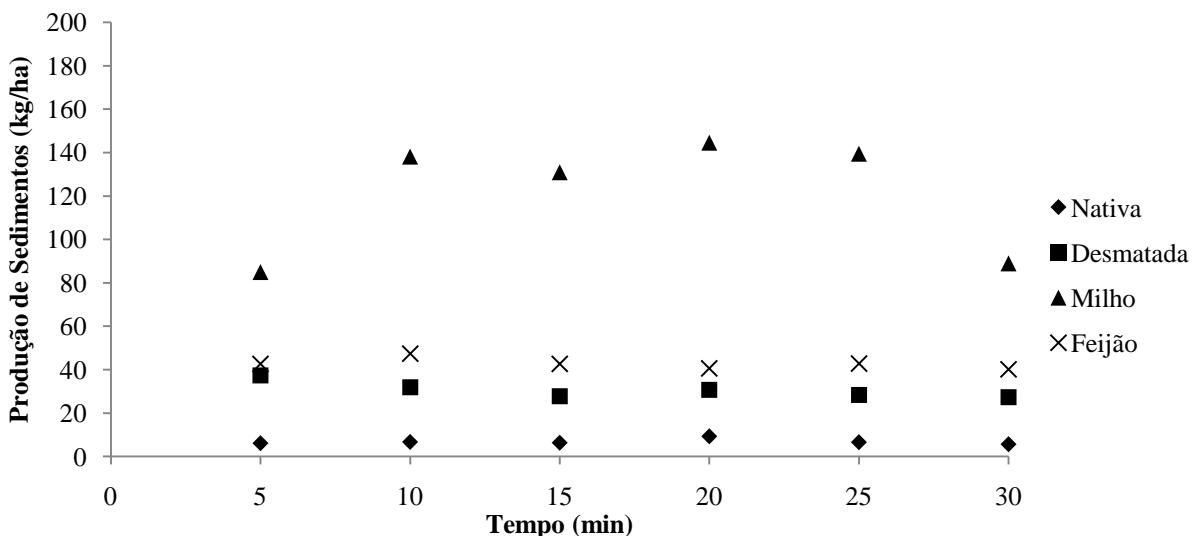


Figura 5.23. Produção de sedimentos na condição úmida

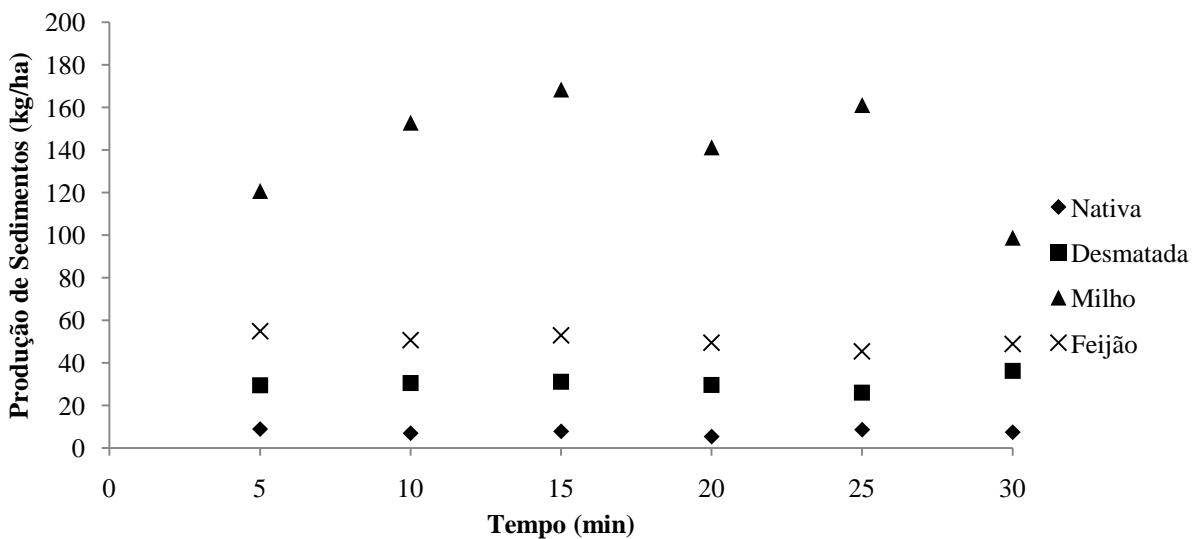


Figura 5.24. Produção de sedimentos na condição muito úmida.

5.2. Modelagem do escoamento superficial e da produção de sedimentos nas parcelas de erosão

Após a fase de determinação dos parâmetros que podem ser obtidos através de ensaios na área experimental ou de acordo com as características geométricas dos elementos, e dos parâmetros obtidos através de literatura (descritos no item 4.3.5), para simular as perdas de água e solo, faz-se necessário a calibração dos parâmetros que variam de evento para evento (N_s e K_r).

Os resultados produzidos pelo módulo de erosão do WESP dependem das respostas do módulo hidrológico (ARAGÃO, 2000). Sendo assim, deve-se calibrar inicialmente o

parâmetro N_s para cada evento, pois este parâmetro está relacionado às condições de umidade do solo no momento do evento e além das condições físicas da bacia e da chuva, é o único parâmetro que influencia o processo de escoamento superficial. Desta forma, partiu-se de um valor inicial arbitrário de N_s , e alterando progressivamente este valor, procurou-se fazer com que o valor da lâmina calculada pelo modelo fosse igual ou muito próximo ao valor observado nas parcelas experimentais de erosão com diferentes tipos de cobertura do solo.

Após a calibração do parâmetro relacionado ao escoamento superficial (N_s), em seguida foi calibrado o parâmetro relacionado à produção de sedimentos, o K_r . O procedimento de calibração do K_r foi o mesmo realizado para o N_s , em que se partiu de um valor inicial arbitrário e este valor foi sendo ajustado para que a erosão calculada estivesse próxima da erosão observada nas parcelas de erosão.

Esta calibração dos parâmetros N_s e K_r foi realizada evento a evento para cada uma das parcelas com os diferentes tipos de cobertura do solo, utilizando o método de tentativa e erro, buscando ajustar a vazão e erosão total calculada com a observada. Os eventos em cada tipo de cobertura do solo foram agrupados por sua respectiva condição de umidade proposta na fase das simulações de chuvas. Os valores dos parâmetros obtidos para os quatro tipos de cobertura encontram-se listados nas Tabelas 5.9 a 5.12.

Tabela 5.9. Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a cobertura nativa em diferentes condições de umidade.

Condição de umidade	Evento	I (mm/h)	Q_o (mm/h)	Q_c (mm/h)	N_s (mm)	E_o (kg/ha)	E_c (kg/ha)	K_r (kg·m/N ^{1.5} ·s)
Seca	1	53	24,10	24,10	68,00	87,25	87,00	0,0104
	7	48	13,09	13,09	43,40	104,47	104,33	0,0264
	8	56	26,20	26,20	72,50	98,03	98,00	0,0101
	23	52	31,80	31,80	27,30	43,62	43,33	0,0034
Úmida	3	42	21,20	21,20	14,43	45,99	46,00	0,0146
	11	57	41,40	41,40	6,06	50,68	50,33	0,0050
	17	52	40,80	40,80	2,10	38,96	39,33	0,0041
	26	51	40,70	40,70	1,516	29,71	29,33	0,0031
	32	50	42,80	42,80	0,203	43,79	43,33	0,0042
	38	55	46,60	46,60	0,573	37,13	37,67	0,0031
Muito úmida	4	40	26,60	26,60	4,06	67,96	67,33	0,0152
	12	55	44,30	44,30	1,743	46,24	46,67	0,0042
	18	55	47,80	47,80	0,178	38,89	39,33	0,0031
	27	57	53,80	50,72	0,001	27,90	28,33	0,0020
	33	53	46,60	46,60	0,021	40,67	41,00	0,0034
	39	53	46,60	46,60	0,021	46,95	47,00	0,0039

I – Intensidade (mm/h); Q_o – Escoamento superficial observado (mm/h); Q_c – Escoamento superficial calculado (mm/h); E_o – Produção de sedimentos observada (kg/ha); E_c – Produção de sedimentos calculada (kg/ha).

Tabela 5.10. Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela desmatada nas diferentes condições de umidade.

Condição de umidade	Evento	I (mm/h)	Q_o (mm/h)	Q_c (mm/h)	N_s (mm)	E_o (kg/ha)	E_c (kg/ha)	K_r (kg·m/N ^{1.5} ·s)
Seca	2	55	29,67	29,67	48,40	352,96	352,67	0,0303
	9	55	26,00	26,01	68,00	442,30	443,33	0,0465
	10	51	28,50	28,50	36,15	193,49	193,67	0,0182
Úmida	5	51	35,40	35,41	6,180	161,34	161,33	0,0214
	13	54	43,30	43,31	1,750	254,72	254,67	0,0239
	15	53	41,30	41,30	2,450	134,69	134,33	0,0137
Muito úmida	6	47	35,40	35,40	2,440	164,63	164,33	0,0223
	14	53	45,30	45,29	0,340	215,91	216,33	0,0189
	16	57	53,70	50,72	0,001	167,54	168,00	0,0119

Tabela 5.11. Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela com milho nas diferentes condições de umidade.

Condição de umidade	Evento	I (mm/h)	Q_o (mm/h)	Q_c (mm/h)	N_s (mm)	E_o (kg/ha)	E_c (kg/ha)	K_r (kg·m/N ^{1.5} ·s)
Seca	24	53	35,60	35,60	18,60	1348,03	1348,33	0,1274
Úmida	19	57	50,80	50,80	0,021	1204,29	1204,00	0,1228
	28	56	47,70	47,70	0,603	623,39	624,00	0,0712
	34	51	44,60	44,60	0,063	393,31	393,00	0,0512
	40	56	49,90	49,90	0,008	686,39	686,00	0,0724
Muito úmida	20	55	48,20	48,20	0,141	1245,00	1245,00	0,1400
	29	54	47,80	47,80	0,023	606,96	607,00	0,0694
	35	53	46,50	46,50	0,082	605,62	606,00	0,0730
	41	57	52,40	51,13	0,001	913,39	913,33	0,0926

Tabela 5.12. Valores de escoamento e erosão observados e calculados, e valores estimados dos parâmetros N_s e K_r para a parcela com feijão nas diferentes condições de umidade.

Condição de umidade	Evento	I (mm/h)	Q_o (mm/h)	Q_c (mm/h)	N_s (mm)	E_o (kg/ha)	E_c (kg/ha)	K_r (kg·m/N ^{1.5} ·s)
Seca	25	52	22,67	22,67	72,20	575,59	575,33	0,1856
Úmida	21	57	54,90	51,26	0,001	184,45	184,33	0,0313
	30	54	34,80	34,80	11,83	257,97	257,67	0,0844
	36	49	36,30	36,30	3,70	263,51	263,33	0,0830
	42	54	44,30	44,30	1,444	319,24	319,33	0,0705
Muito úmida	22	54	51,50	48,30	0,001	191,36	191,67	0,0364
	31	51	40,10	40,12	2,20	326,38	319,33	0,0862
	37	53	42,40	42,40	2,02	280,49	280,67	0,0670
	43	57	52,90	51,26	0,001	388,73	388,67	0,0660

Os resultados da calibração dos parâmetros N_s e K_r para as parcelas com diferentes coberturas do solo foram bastante satisfatórios, atingindo uma boa correlação quando comparados os valores de escoamento e erosão observados com os calibrados (Figuras 5.25 a 5.28).

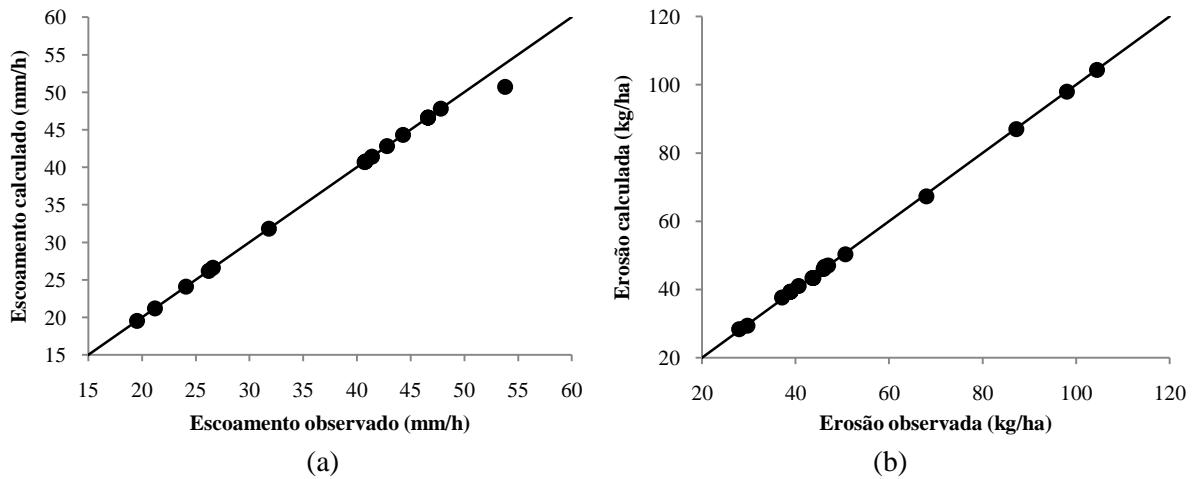


Figura 5.25. Comparação dos valores de escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela com cobertura nativa.

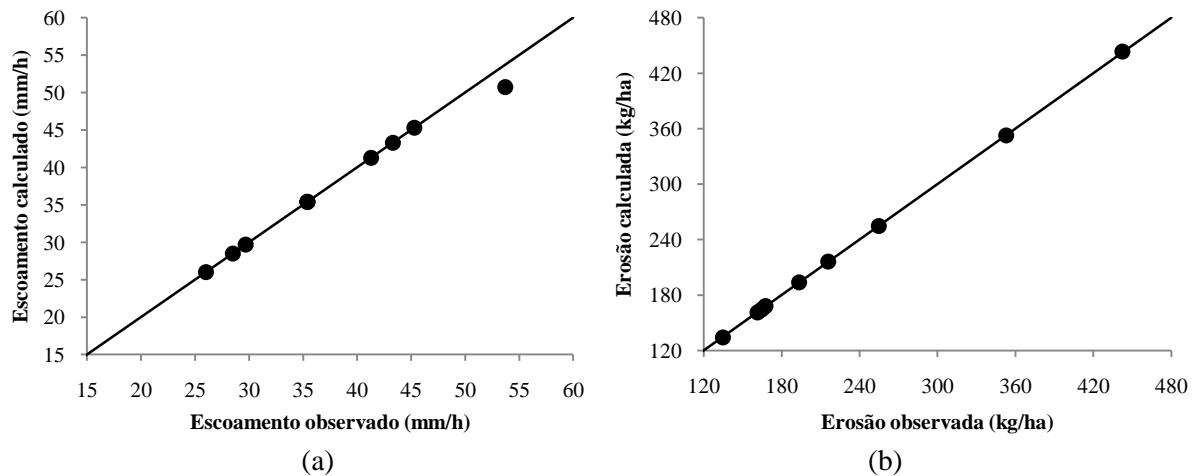


Figura 5.26. Comparação dos valores de escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela desmatada.

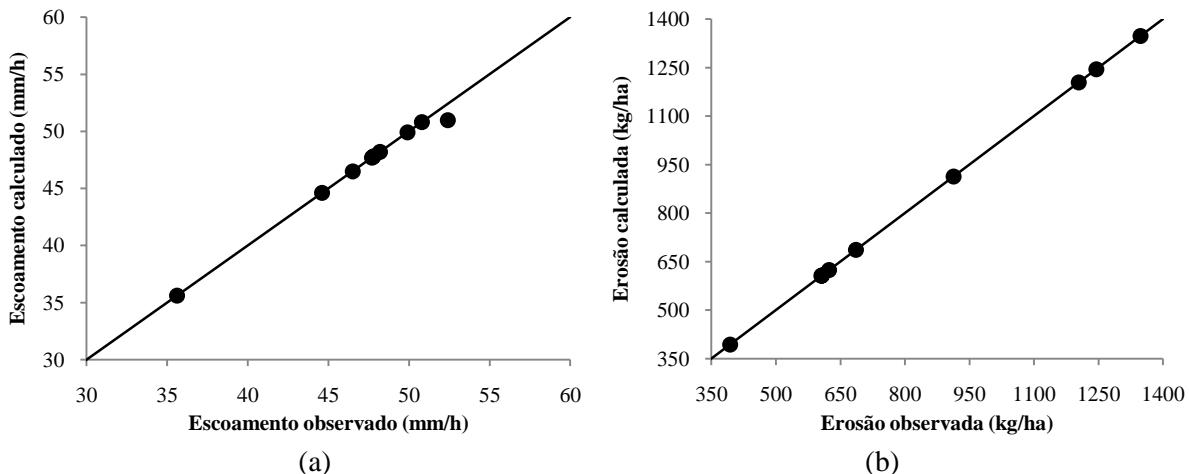


Figura 5.27. Comparação dos valores do escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela com cultura de milho.

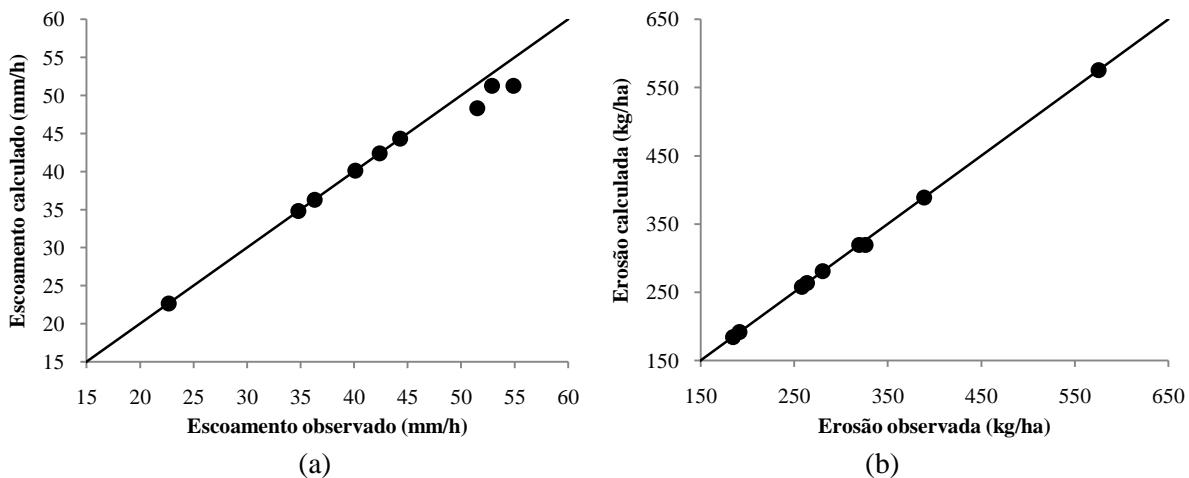


Figura 5.28. Comparação dos valores do escoamento (a) e erosão (b) observados com os calculados para a parcela com cultura de feijão.

Nas simulações o parâmetro N_s variou de 0,001 a 72,50 para a parcela com cobertura nativa nas três condições de umidade propostas. Para a parcela desmatada, a variação ocorreu de 0,001 a 68,00. Na parcela com cobertura de milho esta variação se deu de 0,001 a 18,60 e na parcela com feijão foi da ordem de 0,001 a 72,20.

Variações superiores foram observadas em outros estudos, como em Paiva (2008), que utilizou o modelo WESP nas parcelas de erosão da BESJC e encontrou valores para o parâmetro N_s que variaram de 0,10 a 86,550 para a parcela 1, e valores que variaram de 0,100 a 95,00 para a parcela 2. A parcela 1 da BESJ era desmatada e a parcela 2 possuía vegetação rasteira durante um ano e foi posteriormente desmatada. Com a calibração do modelo WESP para as parcelas 1 e 4 da BES, Aragão (2000) encontrou variações para o parâmetro N_s de 0,0 a 81,0 para a parcela 1 e de 0,0 a 88,35 para a parcela 4, ambas parcelas eram desmatadas.

Se analisadas as variações do parâmetro N_s em cada tipo de cobertura do solo, de acordo com as condições de umidade propostas (Tabela 5.9 a Tabela 5.12), os valores de N_s apresentam uma menor variação na condição de umidade seca para as coberturas nativa e desmatada. Para as parcelas com milho e feijão não foi possível analisar a variação do parâmetro N_s na condição seca, visto que foi realizada apenas uma simulação de chuva sob esta condição de umidade. Esta menor variação do parâmetro N_s na condição seca corrobora com o observado por Santos (1997), que observou que quanto mais úmido for o solo, maior é a variabilidade e sensibilidade do parâmetro N_s . A Tabela 5.13, apresenta os valores mínimos, máximos e as médias do parâmetro N_s , além das médias das umidades iniciais dos diferentes tipos de cobertura do solo, em relação às condições de umidade propostas.

Tabela 5.13. Médias das umidades iniciais, valores mínimos, máximos e médias do parâmetro N_s para as parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade.

Tipo de cobertura	Condição de umidade	Umidade Inicial (%)	N_s médio (mm)	N_s min. (mm)	N_s max. (mm)
Nativa	Seca	2	52,80	27,30	72,50
	Úmida	13	4,15	1,52	14,43
	Muito úmida	16	1,00	0,001	4,06
Desmatada	Seca	3	50,85	36,15	68,00
	Úmida	13	3,46	1,75	6,18
	Muito úmida	18	0,93	0,001	2,44
Milho	Seca	4	18,60*	-	-
	Úmida	10	0,17	0,008	0,60
	Muito úmida	13	0,06	0,001	0,14
Feijão	Seca	5	72,20*	-	-
	Úmida	13	4,24	0,001	11,83
	Muito úmida	17	1,06	0,001	2,20

* Os valores do parâmetro N_s para a condição seca das culturas de milho e feijão são valores absolutos, pois para este tipo de condição de umidade só foi realizado apenas uma simulação de chuva.

A partir da análise dos valores médios do parâmetro N_s (Tabela 5.13), observa-se que este parâmetro possui uma relação com as umidades antecedentes as aplicações das chuvas simuladas, em que apresentou para cada tipo de cobertura do solo, menores valores de acordo com o aumento da umidade do solo. Este comportamento também foi observado por Aragão (2000), Santos (1997), Srinivasan e Galvão (1995) e Lopes (1987) em estudos com o modelo WESP, em que esse parâmetro atinge valores altos para solos em condição seca e valores baixos para solos saturados.

Em relação ao parâmetro de erodibilidade K_r , este variou de 0,0020 a 0,0264 para a parcela nativa nas três condições de umidade propostas. Para a parcela desmatada esta variação foi de 0,0119 a 0,0465. Na parcela com cultura de milho esta variação foi de 0,0512 a 0,1400 e na parcela com feijão esta variação foi de 0,0313 a 0,1856. A menor variação do parâmetro K_r foi observada na parcela desmatada nas três condições de umidade; esta menor variação é decorrente da ausência da cobertura vegetal, que torna a superfície mais homogênea quando comparada com as parcelas que possuem cobertura vegetal e que passam por constantes mudanças em decorrência de fatores como o próprio crescimento da vegetação.

A Tabela 5.14 apresenta as médias do parâmetro K_r e das umidades iniciais dos diferentes tipos de cobertura do solo, em relação às condições de umidade propostas. Os valores do parâmetro K_r foram pequenos neste estudo em decorrência da pequena variação de fatores como a intensidade da chuva, duração do evento, umidade do solo, escoamento e produção de sedimentos.

Tabela 5.14. Médias do parâmetro K_r e das umidades iniciais para parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade.

Tipo de cobertura	Condição de umidade	Umidade Inicial (%)	K_r médio ($\text{kg}\cdot\text{m}/\text{N}^{1.5}\cdot\text{s}$)
Nativa	Seca	2	0,0126
	Úmida	13	0,0057
	Muito úmida	16	0,0053
Desmatada	Seca	3	0,0317
	Úmida	13	0,0197
	Muito úmida	18	0,0177
Milho	Seca	4	0,1274*
	Úmida	10	0,0794
	Muito úmida	13	0,0938
Feijão	Seca	5	0,1856*
	Úmida	13	0,0673
	Muito úmida	17	0,0639

* Os valores do parâmetro K_r para a condição seca das culturas de milho e feijão são valores absolutos, pois para este tipo de condição de umidade só foi realizado apenas uma simulação de chuva.

Analizando a Tabela 5.14, observa-se que os valores do K_r estimados não se mostraram muito sensíveis às mudanças nas condições de umidade como o parâmetro N_s . Os valores do K_r , em todos os tipos de cobertura do solo, foram semelhantes entre as condições de umidade úmida e muito úmida, sendo inferiores aos valores da condição seca, que por serem eventos de 60 minutos, apresentaram uma maior produção de sedimentos, como discutido no item 5.1.2.

Embora o parâmetro de erodibilidade do solo (K_r) esteja relacionado à umidade do solo, de acordo com Aragão (2000), Lal (1990) e Leprun (1981), esse parâmetro também depende de fatores relacionados à intensidade e duração da precipitação, das características e das condições do solo (d_s e textura) e do escoamento. Desta forma, em virtude das pequenas diferenças das intensidades, umidades iniciais, escoamentos e produções de sedimentos entre as condições de umidade propostas, os valores de K_r não mostraram grande sensibilidade e variabilidade.

A Tabela 5.15 apresenta os valores médios do parâmetro K_r para os diferentes tipos de cobertura do solo. Deve-se ressaltar que os valores estimados de K_r para estes tipos de cobertura do solo, monitorados através de chuva simulada, são uma primeira estimativa desse parâmetro para diferentes condições de umidade, sendo necessária a realização de mais simulações que possam verificar a variabilidade do K_r em um maior número de eventos.

Tabela 5.15. Médias do parâmetro K_r para os diferentes tipos de cobertura do solo.

Cobertura	Nativa	Desmatada	Milho	Feijão
K_r médio	0,0073	0,0230	0,0911	0,0789

Os valores médios do K_r obtidos neste estudo para os diferentes tipos de cobertura do solo são inferiores aos observados por Paiva (2008) nas parcelas da BESJC e por Aragão (2000) na BES, monitoradas com chuva natural. Paiva (2008) estimou o valor médio de 0,887 para a parcela 1 (desmatada) e 0,648 para a parcela 2 (possuiu vegetação rasteira durante um ano e foi posteriormente desmatada). Aragão (2000) estimou valores de 1,786 para as parcelas 1 e 4 (desmatadas). Os valores médios do K_r estimados por Paiva (2008) e Aragão (2000) são superiores aos observados neste estudo por possuírem uma faixa bem maior de dados que possuem variações bem maiores de fatores como a intensidade da chuva, duração do evento, umidade do solo, escoamento e produção de sedimentos.

Mesmo este estudo apresentando valores inferiores aos de Paiva (2008) e Aragão (2000), os valores médios do K_r estimados neste estudo estão de acordo com as produções de sedimentos de cada tipo de cobertura do solo. O menor valor do parâmetro do K_r foi determinado para a cobertura nativa, que foi a que apresentou uma menor produção de sedimentos. O valor médio do K_r para a parcela desmatada foi superior ao da parcela nativa e inferior aos das parcelas de milho e feijão, que apresentaram produções de sedimentos superiores. O maior valor médio de K_r foi obtido para a parcela com cultura de milho, que dentre os tipos de cobertura do solo estudados neste trabalho, foi o que apresentou uma maior produção de sedimentos.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

No presente trabalho foram analisadas as perdas de água e solo em parcelas experimentais de erosão, sob diferentes coberturas do solo e condições de umidade, a partir de chuva simulada e modelagem hidrossedimentológica. Os dados de perdas de água e solo foram modelados pelo modelo hidrossedimentológico WESP. Com base nos resultados obtidos do monitoramento hidrossedimentológico e da modelagem destes processos, apresentam-se as seguintes conclusões e recomendações.

6.1. Conclusões

A utilização da chuva simulada se mostrou bastante eficiente para a obtenção de dados de perdas de água e solo no semiárido paraibano, podendo ser amplamente utilizada em regiões que não possuem dados observados de vazão e erosão.

O escoamento superficial, em todos os tipos de cobertura do solo, foi maior de acordo com o aumento da umidade do solo. Já a produção de sedimentos foi maior na condição de umidade seca, visto que suas simulações foram realizadas com uma duração de 60 min.

Os valores dos escoamentos superficiais e produções de sedimentos das condições úmida e muito úmida foram semelhantes em todos os tipos de cobertura do solo. Esta semelhança ocorreu pela pequena diferença na umidade inicial do solo, que tornou os eventos das condições propostas como úmida e muito úmida, bastante semelhantes, ou seja, embora o espaço de tempo entre os eventos tenham sido diferentes (condição úmida, 24 h após o evento da condição seca; condição muito úmida, 30 min após o evento da condição úmida), suas respectivas umidades iniciais foram praticamente as mesmas.

Comparando as perdas de água e solo dos diferentes tipos de cobertura superficial, conclui-se que a cobertura nativa se mostrou eficiente na proteção do solo, apresentando reduções bastante significativas em relação aos outros tipos de cobertura. As culturas de milho e feijão se mostraram ineficientes para a proteção do solo, apresentando perdas de água e solo superiores aos observados para o solo desmatado.

Em relação à modelagem dos processos hidrossedimentológicos nas parcelas de erosão com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade, o modelo WESP apresentou resultados excelentes quando comparados os valores de escoamento e produção de sedimentos observados com os calculados.

O parâmetro de tensão-umidade do solo N_s , relacionado ao escoamento superficial, possui uma alta relação com as umidades antecedentes às aplicações das chuvas simuladas, em que apresentou para cada tipo de cobertura do solo, menores valores de acordo com o aumento da umidade do solo.

Em relação ao parâmetro de erodibilidade K_r , os valores estimados não se mostraram muito sensíveis às mudanças nas condições de umidade como ocorrido com o parâmetro N_s . Foram estimados valores semelhantes para as condições úmida e muito úmida, e valores superiores para a condição seca, que apresentaram uma maior produção de sedimentos. Os valores médios do K_r estimados neste estudo estão de acordo com as produções de sedimentos de cada tipo de cobertura do solo. O menor valor foi estimado para a cobertura nativa; o valor do K_r para a parcela desmatada foi superior ao da parcela nativa e inferior aos das parcelas de milho e feijão; e o maior valor do K_r foi obtido para a parcela com cultura de milho, que dentre os tipos de cobertura do solo estudados neste trabalho, foi o que apresentou uma maior produção de sedimentos.

6.2. Recomendações

A partir dos resultados obtidos, permite-se fazer algumas recomendações para a realização de trabalhos subsequentes e para o avanço dos conhecimentos acerca dos processos hidrossedimentológicos.

Devem ser realizadas mais simulações de chuvas em parcelas com diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade, a fim de se obter mais dados observados que possibilitem um melhor entendimento da influência do tipo de cobertura do solo e umidade nas perdas de água e solo. No caso das culturas de milho e feijão, faz-se necessário a aquisição de mais dados na condição seca, pois em decorrência do início do período chuvoso, que coincidiu com o período das simulações de chuvas, nesta pesquisa, só foi possível a obtenção de apenas um evento para esta condição de umidade.

Em virtude da semelhança observada nos valores das umidades iniciais, dos escoamentos e produções de sedimentos nos eventos das condições úmida e muito úmida, que possuíam 30 min de duração, deve-se realizar apenas um evento com 60 min de duração que englobe estas duas condições de umidade adotadas neste trabalho, ou seja, devem ser realizados eventos com 60 min na condição seca e após 24 h, ser realizado um evento com 60 min de duração, que corresponderá à condição úmida. A utilização destas duas condições de

umidade (seca e úmida), em eventos de mesma duração (60 min), possibilitaria uma melhor análise das perdas de água e solo e poderia ser verificado se eventos na condição úmida produzem mais sedimentos que eventos na condição seca. Embora neste trabalho tenha ficado evidente esta tendência, não pode ser afirmada em decorrência das diferentes durações nos eventos das condições seca (60 min), úmida (30 min) e muito úmida (30 min).

Devido ao bom resultado apresentado pelo modelo WESP na modelagem dos processos hidrossedimentológicos das parcelas com diferentes coberturas do solo e condições de umidade, os parâmetros estimados neste estudo podem ser utilizados em outras bacias, hidrologicamente semelhantes, que não possuem dados observados de vazão e erosão.

Para se ter uma maior confiabilidade nos parâmetros estimados neste estudo, deve-se realizar a validação destes parâmetros em áreas hidrologicamente semelhantes, bem como realizar mais simulações de chuvas em diferentes tipos de cobertura do solo e condições de umidade, para se verificar a variabilidade destes parâmetros em um maior número de eventos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. (1986a). **An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modelling System.** J. Hydrol., 87: pp. 45-59.
- ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. (1986b). **An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System.** Journal of Hydrology, 87: pp. 61-77.
- ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (1984). **Solo: Análise granulométrica.** NBR 7181: método de ensaio. Rio de Janeiro-RJ.
- ALVES SOBRINHO, T. (1997). **Desenvolvimento de um infiltrômetro de aspersão portátil.** Tese de Doutorado, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 85p.
- ARAGÃO, R. (2000). **Estimativa dos Parâmetros do Modelo Distribuído WESP com os Dados da Bacia Experimental de Sumé - PB.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB, 147p.
- ARAUJO, K. D.; ANDRADE, A. P.; RAPOSO, R. W. C; ROSA, P. R. O. PAZERA JR, E. (2005). **Análise das condições meteorológicas de São João do Cariri no semiárido paraibano.** Revista Geografia, Londrina-PR, v. 14, n. 1, p. 61/1-72.
- BENNETT, J. P. (1974). **Concepts of mathematical modeling of sediment yield.** Water Resources Research, 10(3): 485-492.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. (1999). **Conservação do solo.** 4. ed. São Paulo-SP: Ícone, 355p.
- BEZERRA, S. A.; CANTALICE, J. R. B. (2006). **Erosão entre sulcos em diferentes condições de cobertura do solo, sob o cultivo da cana-de-açúcar.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.30, n. 4, pp. 565-573.
- BRAIDA, J. A.; CASSOL, E. A. (1999). **Relações de erosão em entressulcos com o tipo e a quantidade de resíduo vegetal na superfície do solo.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.23, n.1, pp.711-721.
- BRANDÃO, V. S.; SILVA, D. D.; RUIZ, H. A.; PRUSKI, F. F.; SCHAEFER, C. E. G. R. MARTINEZ, M. A.; MENEZES, S. J. M. C. (2006). **Resistência hidráulica da crosta formada em solos submetidos a chuvas simuladas.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.30, n.1, pp.13-22.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. (1964). **Hydraulic properties of porous media.** Hydrology Paper, n.3, Colorado State University, Fort Collins.
- BUBENZER, G. D. (1979). **Rainfall characteristics important for simulation.** In: Proceedings of the Rainfall Simulator Workshop, Tucson Arizona. U.S. Department of

Agriculture Science and Education Administration Agricultural Reviews and Manuals. pp. 22-34.

BURDINE, N. T. (1953). **Relative permeability calculations from pore-size distribution data**. American Institute Mining an Metallurgy engineering, v.198, pp. 71-77.

CADIER, E.; FREITAS, B. J. (1982). **Bacia Representativa de Sumé: Primeira Estimativa dos Recursos de Água**. Recife-PE: SUDENE. 195p.

CADIER, E.; FREITAS, B. J.; LEPRUN J. C. (1983). **Bacia Experimental de Sumé-PB: Instalação e Primeiros Resultados**. Recife-PE, SUDENE, 87p.

CARVALHO, D. F.; CRUZ, E. S.; PINTO, M. F.; SILVA, L. D. B.; GUERRA, J. G. M. (2009). **Características da chuva e perdas por erosão sob diferentes práticas de manejo do solo**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.13, n.1, pp. 3-9.

CASTRO, L. G.; COGO, N. P.; VOLK, L. R. S. (2006). **Alterações na rugosidade superficial do Solo pelo preparo e pela chuva e sua relação com a erosão hídrica**. Revista Brasileira Ciência do Solo, v.30, n.3, pp. 339-352.

CHAVES, L. H. G.; CHAVES, I. B.; VASCONCELOS, A. C. F.; SILVA, A. P. P. (2002) **Salinidade das Águas Superficiais e Suas Relações com a Natureza dos Solos na Bacia Escola do Açude Namorado e Diagnóstico do Uso e Degradação das Terras**. Relatório Técnico, Campina Grande-PB: UFPB, v. 1, 114p.

CHOW, V. T. (1959). **Open-channel hydraulics**. Tokyo, McGraw-Hill, New York, 680p.

CHOW, V. T., MAIDMENT. D. R.; MAYS, L. W. (1988). **Applied Hydrology. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering**, Singapore, 572p.

CHRISTIANSEN, J. P. (1942). **Irrigation by sprinkling**. Berkeley: University of California Agricultural Experiment Station, 124p. Bulletin, 670.

CHU, S. T. (1978). **Infiltration During an Unsteady Rain**. Water Resources Research, 14(3): pp. 461-466.

COGO, N. P. (1978). **Uma contribuição à metodologia de estudo das perdas de erosão em condições de chuva natural. I. Sugestões gerais, medição dos volumes, amostragem e quantificação de solo e água da enxurrada. 1º aproximação**. In: Anais do Encontro nacional de pesquisa sobre conservação do solo, 2. Passo Fundo-RS: EMBRAPA, pp.75-98.

COGO, N.P.; LEVIEN, R.; SCHWARZ, R.A. (2003). **Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declive e níveis de fertilidade do solo**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.27, n.4, pp. 743-753.

CROLEY, T. E. H. (1982). **Unsteady Overland Sedimentation**. Journal of Hydrology, 56: pp. 325-346.

CRUZ, E. S. (2004). **Estudos dos impactos do uso do solo através da modelagem da geração do escoamento superficial e erosão do solo na região do Cariri Paraibano**.

Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 195p.

DE CONDAPPA, D.; SORIA UGALDE, J. M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; HAVERKAMP, R. (2002). **Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés**. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés – LTHE, Grenoble: Université de Grenoble, 82p.

EINSTEINS, H. A. (1968). **Deposition of suspended particles in a grave bed**. Journal of the Hydraulics, Proc. ASCE, 94(HY5): pp.1197-1205.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (1997). **Manual de métodos de análises de solo**. Centro Nacional de Levantamento e Conservação do Solo. Rio de Janeiro-RJ: Embrapa Solos, 212p.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. (1999). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília-DF: Embrapa Solos.

FALCÃO, S. C. M. (2009). **Avaliação da produção de sedimentos em áreas de diferentes escalas na Bacia Experimental do Riacho Gravatá, semi-árido Alagoano**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Alagoas, Maceió-AL, 121p.

FARENHORST, A.; BRYAN, R.B. (1995). **Particle size distribution of sediment transported by shallow flow**. Catena. Cremlingen- Destedt, v.25, n.2, pp. 47-62.

FIGUEIREDO, E. E. (1998). **Scale effects and land use change impacts in sediment yield modeling in a semi-arid region of Brazil**. Ph.D Thesis, Department of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, Newcastle, UK.

FOSTER, G. R. (1982). **Modelling the erosion process**. In: HAAN, C. T.; JOHNSON, H. P.; BRAKENSIEK, D. L., Ed. Hydrologic modeling of small watersheds, St. Joseph, American Society Agricultural Engineers, pp. 297-380.

FUENTES, C. (1992). **Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés**. Tese Doutorado, Université Joseph Fourier, Grenoble, 444p.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M; PARLANGE, J. Y.; HAVERKAMP, R. (1998). **Soil water conductivity of a fractal soil**. Fractals in Soil Science. v.142, pp. 325-335.

FURTUNATO, O. M.; LACERDA JÚNIOR, H. B.; FIGUEIREDO, E. E. (2005). **Modelagem do escoamento em bacias do cariri paraibano com análise do efeito de escala**. In: Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa-PB: ABRH.

FURTUNATO, O. M.; SOUZA, E. S.; SOARES, W. A.; ANTONINO, A. C. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M.; SILVA, A. M. (2007). **Características hidrodinâmicas de solos numa parcela da bacia experimental do riacho Gameleira – PE**. In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo: ABRH, v.1, pp.1-18.

GALERANI, C.; RAMOS, C. L.; CHAVES, E.; GENZ, F. e BIDONE, F. (1995). **Controle da Erosão Urbana.** In: Drenagem Urbana. Org. por TUCCI, C. E. M.; PORTO, R. L. e BARROS, M. T., ABRH, ed. UFRGS, Porto Alegre – RS, pp. 349–387.

GALVÃO, C. O. (1990). **Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo em Microbacias.** Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB.

GARBIN, E. J.; PINESE, J. F. J.; RODRIGUES, S. C. (2006). **Análise da variação da umidade em diferentes tipologias de uso da terra através do uso de parcelas de erosão. Fazenda Experimental do Glória – Uberlândia-MG.** In: Anais do VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology. International Association of Geomorphologists, Goiânia-GO, 11p.

GREEN, W. H; AMPT, G. A. (1911). **Studies on Soil Physics**, 1. The Flow of Air and Water Through Soils. Journal Agr. Sci., 4(1): pp.1-24.

GUERRA, A. J. T. (1999). **O início do processo erosivo.** In: Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações. Org. GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M., ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro-RJ, pp. 15-55.

HAVERKAMP, R.; BOURAOUI, F.; ANGULO-JARAMILLO, R.; ZAMMIT, C.; DELLEUR, J.W. (1999). **Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone.** In: CRC Groundwater Engineering Handbook. Org. por Deuller, J.W., 120p.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y. (1986). **Predicting the water retention curve from particle size distribution: I Sandy soils without organic matter.** Soil Science, v.142, pp. 325-335.

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

HORTON, R. E. (1933). **The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle.** Trans. Am. Geophys. Union, 14: pp. 446-460.

IBIZA, D. (1983). **Um modèle Simplifié de Calcul des Écoulements Mensuels par Bilan Hidrique; Application: Variation de Quelque Paramètres Hydrologiques d'après L'aspect des Bassins.** Cahiers ORSTOM, sér. Hydrologie, (1): pp. 3-22.

KATZ, D. M.; WATTS, F. J.; BURROUGHS, E. R. (1995). **Effects of surface roughness and rainfall impact on overland flow.** Journal of the Hydraulics Division, ASCE, New York, v.121, n.1, pp. 547-553.

LAL, R. (1990). **Soil Erosion in the Tropics – Principles and Management.** McGraw-Hill, Inc, London.

LANE, L. J.; SHIRLEY, E. D. (1985). **Erosion and Sediment Yield Equations: Solutions for Overland Flow.** West Lafayette, 22p.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILO, R.; SORIA UGALDE, J. M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. (2006). **Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST**. Soil Science Society of America Journal, v.70, pp. 521-532.

LEPRUN, J. C. (1981) **A erosão, a conservação e manejo do solo no Nordeste Brasileiro; balanço, diagnóstico e novas linhas de pesquisa**. Recife-PE: SUDENE/ORSTOM, 107p.

LOPES, V. L. (1987). **A numerical model of watershed erosion and sediment yield**. PhD Dissertation, University of Arizona, Tucson, 148p.

LOPES, W. T. A. (2003) **Efeito de escala na modelagem hidrossedimentológica na região semi-árida da Paraíba**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 174p.

MAIDMENT, D. R. (1993). **Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS**. In: DOVAR, K.; NATCHNEBEL, H. P. (eds.). Application of geographic information systems in hydrology and water resources, Proceedings of the Vienna Conference, Vienna: Int. Assoc. of Hydrological Sci., pp. 181-192.

MEHTA, A. J. (1983). **Characterization Tests for Cohesive Sediments**. In: SHEN, H. W. Frontiers in hydraulic Engineering, Cambridge, Mass., ASCEMT, pp. 79-84.

MEIN, R. G.; LARSON, C. L. (1973). **Modeling Infiltration During a Steady Rain**. Water Resources Research. 9(2): pp. 384-394.

MELLO, E. L.; BERTOL, I.; ZAPAROLLI, A. L. V.; CARRAFA, M. R. (2003) **Perdas de solo e água em diferentes sistemas de manejo de um Nitossolo Háplico submetido à chuva simulada**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 27, n. 5, pp. 901-909.

MEYER, L. D.; HARMON, W. C. (1979) **Multiple intensity rainfall simulator for erosion research on row sideslopes**. Transactions of the ASAE, v.1: pp. 100-103.

MEYER, L.D; MCCUNE, D.L. (1958) **Rainfall simulator for runoff plots**. Agricultural Engineering, St. Joseph, v.39, n.1, pp. 644-648.

MONTEBELLER, C. A.; CARVALHO, D. F.; SOBRINHO, T. A.; NUNES, A. C. S. & RUBIO, E. (2001). **Avaliação hidráulica de um simulador de chuvas pendular**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.5, n.1, pp. 1-5.

OGURA, A. T.; GOUVEIA, M .I. F.; RIDENTE JÚNIOR, J. L.; CANIL, K.; ALMEIDA FILHO, G. S. (1997) **A Dinâmica dos processos de erosão e assoreamento e a gestão dos recursos hídricos**. In: Anais do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vitória-ES: ABRH.

PAIGE, G. B.; STONE, J. J.; SMITH, J. R.; KENNEDY, J. R. (2003) **The walnut gulch rainfall simulator: a computer-controlled variable intensity rainfall simulator**. In: Applied Engineering in Agriculture. American Society of Agricultural Engineers. v. 20(1): pp. 25-31.

PAIVA, F. M. L. (2008). **Estudo comparativo entre três modelos de base física na modelagem hidrossedimentológica em microbacias na região semi-árida paraibana.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 175p.

PANACHUKI, E.; ALVES SOBRINHO, T.; VITORINO, A. C. T.; CARVALHO, D. F.; URCHEI, M. A. (2006). **Parâmetros físicos do solo e erosão hídrica sob chuva simulada, em área de integração agricultura-pecuária.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.10, n.2, pp. 261-268.

PEREIRA, J. A. (1997). **Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão em Microbacias na Bacia Experimental de Sumé – PB.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB.

PHILIP, J. R. (1957). **The Theory of Infiltration:** 1. The Infiltration Equation and its Solution, Soil Science. Vol. 83, no 5, pp. 345-357.

PHILIP, J. R. (1969). **The Theory of Infiltration.** In: Advances in Hydroscience. Editado por CHOW, V. T. v. 5: pp. 215-296.

POWELL, M. J. D. (1964). **An Efficient Method for Finding the Minimum of Several Variables without Calculating Derivatives.** Computer Journal, v. 7, pp. 155-162.

PRUSKI, F. F. (2006). **Conservação do solo e água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica.** Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 240p.

RAMOS, C. L. (1995). **Erosão urbana e produção de sedimentos.** In: Drenagem Urbana. Org. por TUCCI, C. E. M.; PORTO, R. L. e BARROS, M. T., ABRH, ed. UFRGS, Porto Alegre- RS, pp. 241-277.

ROVEY, E. W.; WOOLHISER, D. A. e SMITH, R. E. (1977). **A distributed kinematic model of upland watershed.** Hydrology Paper 93, Colorado State University, Fort Collins.

SANGOI, R. G.; PAIVA, J. B. D.; MARÇAL, D. C. A.; BONUMÁ, N. B.; GOMES, J. A. A. (2007). **Avaliação da produção de sedimentos em eventos chuvosos na Bacia Hidrográfica Experimental do Lageado Grande – São Martinho da Serra, RS.** In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo-SP: ABRH.

SANTOS, C. A. G. (1994). **Runoff-erosion Process Modeling and Determination of Model Parameters.** M.Sc. Dissertation, Department of Civil Engineering, Ehime University, Japan.

SANTOS, C. A. G. (1997). **Application of Runoff-Erosion Model for a Semiarid Area in Brazil.** Ph.D Thesis, Ehime University, Japan.

SANTOS, C. A. G.; PAIVA, F. M. L.; SILVA, R. M. (2004). **Modelagem Hidrossedimentológica para as Parcelas da Bacia Experimental de São João do Cariri.** In: Anais do VI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, São Luís-MA: ABRH.

SANTOS, C. A. G.; PAIVA, F. M. L.; SILVA, R. M. (2006). **Modelagem hidrossedimentológica e efeito de escala: O caso da bacia experimental de São João do**

Cariri. In: Anais do VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Gravatá-PE: ABRH, v. 1, pp. 1-19.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M. (2005). **Análise geoespacial da produção de sedimentos através de técnicas de modelagem e geoprocessamento: o estudo de caso da bacia do Rio Pirapama.** In: Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa-PB: ABRH.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M.; SRINIVASAN, V. S. (2007). **Análise das perdas de água e solo em diferentes coberturas superficiais no semiárido da Paraíba.** Revista OKARA: Geografia em Debate, v.1, n.1, pp. 16-32.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, V. C. L.; SANTOS, J. Y. G.; SILVA, R. M.; BRITO NETO, R. T. (2010). **Construção de barramentos no controle das perdas de sedimentos a água no semiárido da Paraíba.** In: Anais do IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Brasília-DF: ABRH, v. 1. p. 1-16.

SANTOS, C. A. G.; SUZUKI, K.; LOPES, W. T. A. (2001). **Sediment yield in Ishite watershed using a runoff-erosion kinematic model.** XXIX IAHR Congress, Beijing, China, pp. 146-151.

SANTOS, C. A. G.; SUZUKI, K.; WATANABE, M.; SRINIVASAN, V. S. (2000). **Influência do tipo de cobertura vegetal sobre a erosão no semiárido paraibano.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande-PB, v.4 n.1, pp. 92-96.

SANTOS, T. E. M. (2006). **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-PE, 69p.

SANTOS, T. E. M. (2010). **Dinâmica espacial e temporal de umidade em Bacia Experimental do semi-árido pernambucano.** Tese de Doutorado, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife-PE, 83p.

SILVA, C. G.; ALVES SOBRINHO, T.; VITORINO, A. C. T. CARVALHO, D. F. (2005). **Atributos físicos, químicos e erosão entressulcos sob chuva simulada, em sistemas de plantio direto e convencional.** Engenharia Agrícola, Jaboticabal, v.25, n.1, pp. 144-153.

SILVA, J. F. C. B. C. (2009). **Análise espacial das características hidrodinâmicas e do uso e ocupação do solo da bacia experimental do riacho Guaraíra mediante o uso de geotecnologias.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa-PB, 85p.

SILVA, R. M. (2005). **Previsão hidrossedimentológica numa bacia periurbana através do acoplamento de modelos climáticos e hidrológicos.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa-PB, 172p.

SIMANTON, J. R. RENARD, K. G. (1982). **Seasonal change in infiltration and erosion from USLE plots in Southeastern Arizona.** Hydrology and Water Resources in Arizona and the Southwest, Office of Arid Land Studies, University of Arizona, Tucson, AZ, 12: pp. 37-46.

SIMONS, D. B.; SENTÜRK, F. (1992). **Sediment transport technology**. Fort Collins, Water Resources Publications, 807p.

SINGH, V.P. (1983). **Analytical solutions of kinematic for erosion on a plane: II Rainfall of finite duration**. Adv. Water Resources, v. 6: pp. 88-95.

SMITH, R. E.; PARLANGE, J. Y. (1978). **A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model**. Water Resources Research, 14(3): pp. 533-538.

SMITH, R. E.; WOOLHISER, D. A. (1971). **Overland flow on an infiltrating surface**. Water Resources Research, 7(4): pp. 899-913.

SORIA, J. M.; LEIJ, F. J.; ANGULO-JARAMILLO, R.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J.-Y. (2003). **Aggregation scenarios to model water fluxes in watersheds with spatial changes in soil texture**. In: 23rd. Hydrology Days AGU, Colorado State University.

SOUZA, B. I.; SILANS, A. M. B. P.; SANTOS, J. B. (2004). **Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.8, n.2/3, Campina Grande-PB, pp. 292-298.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M. (2007). **Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.12, n.2, pp.128-135.

SOUZA, G. (2007). **MODFIPE – Um modelo distribuído de base física para simulação do escoamento e erosão do solo**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 177p.

SOUZA, M. D. (2004). **Desenvolvimento e utilização de um simulador de chuvas para estudos de atributos físicos e químicos do solo relacionados a impactos ambientais**. EMBRAPA, Jaguariúna-SP, 18p.

SPOHR, R. B.; CARLESSO, R.; ELTZ, F. L. F.; BROETTO, T.; FLORES, C. H.; KNIES, A. E. (2007). **Escoamento superficial e infiltração de água no solo sob chuva simulada no Rio Grande do Sul**. In: Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Gramado-RS, pp. 1-6.

SPOHR, R. B.; CARLESSO, R.; GARCÍA GALLÁRRETA, C.; GARCÍA PRÉCHAC, F. GARCIA PETILLO, M. (2009). **Modelagem do escoamento superficial a partir das características físicas de alguns solos do Uruguai**. Revista Ciência Rural, v.39, n.1, pp. 74-81.

SRINIVASAN, V. S.; GALVÃO, C. O. (1995). **Evaluation of Runoff and Erosion Loss in Microbasins utilizing the Hydrodynamic Model WESP**. Advances in Engineering Software. Elsevier Applied Science. v. 22, no 2, pp. 79-85.

SRINIVASAN, V. S.; GALVÃO, C. O. (2003). **Bacia Experimental de Sumé: Descrição e dados coletados**. Campina Grande-PB: UFCG/CNPq, vol. 1, 129p.

SRINIVASAN, V. S.; GALVÃO, C. O.; SANTOS, C. A. G.; FIGUEIREDO, E. E.; REGO, J. C.; ALCÂNTARA, H. M. de.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; ARAGÃO, R.; MELO, R. N. T.; CRUZ, E.; GUEDES, G. A.; LACERDA, I.; SANTOS, L. L. dos.; ALVES, F. M. (2004) **Bacia Experimental de São João do Cariri – PB.** In: Implantação de bacias experimentais no semi-árido – IBESA, FINEP / FUNPEC 22010453-00.

SRINIVASAN, V. S.; GOMES, H. P.; LEPRUN, J. C; SILVA, I. G. (1988). **Erosion studies in Sumé, a Semi-arid Region in Northeast of Brazil.** In: Sediment Budgets (Proceedings of the Porto Alegre Symposium), Porto Alegre-RS, IAHS. v 174.

SRINIVASAN. V. S.; GALVÃO, C. O. (1994). **Previsão do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo através do Modelo Hidrodinâmico WESP.** In: Anais do II Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Fortaleza-CE: ABRH, vol 1. pp. 231-240.

STREETER, V. L.; WYLIE, E. B. (1982). **Mecânica dos Fluidos.** McGraw-Hill, São Paulo-SP. 585p.

TUCCI, C. E. M. (1993). **Hidrologia: Ciência e Aplicação.** Porto Alegre: Ed. da UFRGS/ABRH/EDUSP, 94p.

TUCCI, C. E. M. (1998). **Modelos Hidrológicos.** Porto Alegre: Ed. da UFRGS e ABRH, 1998.

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

VOLK, L.B.S.; COGO, N. P.; STRECK, E. V. (2004). **Erosão hídrica influenciada por condições físicas de superfície e subsuperfície do solo resultantes do seu manejo, na ausência de cobertura vegetal.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.28, n.2, pp. 763-774.

WOOD, E. F.; O'CONNELL, P. E. (1985). **Real-time forecasting.** In: ANDERSON, M.; BURT, T. (eds.). Hydrological Forecasting, New York: John Wiley and Sons, pp. 505-558.

WOOLHISER, D. A.; LIGGETT, J. A. (1967). **Unsteady onedimensional flow over a plane – the rising hydrograph.** Water Resources Research., v. 3: pp. 753-771.

WOOLHISER, D. A.; SMITH, R. E.; GOODRICH, D.C. (1990). **Kineros, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual.** U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77.

ZATARÁIN, F.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; ANTONIO, A. C. D. (2003). **Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica.** In: Congresso nacional de Irrigação. Zacatecas. Resumos – Zacatecas: ANEI. Desarrollo y transferência de tecnologia de Riego y drenage, v.2, pp. 212-219.

APÊNDICE A

DESCRIÇÃO DO PROGRAMA BEST (*BEERKAN ESTIMATION OF SOIL TRANSFER
PARAMETERS THROUGH INFILTRATION EXPERIMENTS*)

Formulação dos parâmetros de forma utilizados pelo programa BEST

Os parâmetros de forma podem ser determinados através da similaridade de forma entre a curva de distribuição do tamanho das partículas $F(D)$ e da curva de retenção da água no solo $\theta(h)$. $F(D)$ então foi definido por Haverkamp e Paralange (1986) pela expressão a seguir:

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad \text{com } M = 1 - \frac{2}{N} \quad (1)$$

onde, D é o diâmetro da partícula (L), D_g o parâmetro de escala do tamanho das partículas (L) e M e N os parâmetros de forma da curva de distribuição do tamanho das partículas. Os parâmetros de forma da curva de retenção M e N são obtidos a partir do índice de forma do meio p_m pelas seguintes relações:

$$M = \frac{1}{p_m} \left(\sqrt{1 + p_m^2} - 1 \right) \quad (2)$$

$$N = \frac{2}{1 - M} \quad (3)$$

p_m é estimado a partir de M e N por Zataráinet *et al.* (2003):

$$p_m = \frac{MN}{1+M} (1+k)^{-1} \quad (4)$$

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

$$k = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad (5)$$

e s a dimensão fractal relativa. A dependência de s com respeito à porosidade total do solo (ϕ) é definida por Fuentes (1992):

$$(1-\varphi)^s + \varphi^{2s} = 1 \quad \text{com } \frac{1}{2} < s < 1 \quad (6)$$

No caso da equação da curva de condutividade hidráulica de Brooks e Corey (1964), o seu parâmetro de forma η , pode ser expresso como uma função do produto dos parâmetros de forma da curva de retenção (λ) e do fator de tortuosidade (p_t):

$$\eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + p_t \quad (7)$$

sendo $p_t = 1$ para o modelo de Burdine (1953).

Formulação dos parâmetros de normalização utilizados pelo BEST

O parâmetro de normalização θ_s é estimado a partir da unidade gravimétrica saturada e da massa específica do solo. Os parâmetros K_s e h_g são obtidos a partir da modelagem dos experimentos de infiltração. Para uma fonte de água circular, com um dado potencial de pressão da água, sobre uma superfície de solo uniforme e com um conteúdo de água inicial uniforme (θ_0), a infiltração acumulada tridimensional $F(t)$ e a taxa de infiltração $f(t)$ podem ser aproximadas pelas equações para o regime de fluxo transitório (Equações 8 e 9) e estacionário (Equações 10 e 11) (HAVERKAMP *et al.*, 1994):

$$F(t) = S\sqrt{t} + [dS + bK_s]t \quad (8)$$

$$f(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [dS^2 + bK_s] \quad (9)$$

$$F_{+\infty}(t) = [dS^2 + K_s]t + c \frac{S^2}{K_s} \quad (10)$$

$$f_{+\infty}(t) = f_{+\infty} = dS^2 + K_s \quad (11)$$

onde,

$$d = \frac{\gamma}{r_c \Delta \theta} \quad (12)$$

$$b = \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^n + \frac{2-\beta}{3} \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^n \right) \quad (13)$$

$$c = \frac{1}{2 \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^n \right] (1-\beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (14)$$

sendo S a sorvidade (L/t^2), r_c o raio do cilindro (L); γ igual a 0,75 e β igual a 0,6 (valores aplicáveis para a maioria dos solos, quando $\theta_0 < 0,25\theta_s$).

Para a determinação do K_s e S o BEST utiliza equações equivalentes às Equações 8 e 9, obtidas pela substituição de K_s em função da sorvidade S e da taxa de infiltração no regime estacionário $f_{+\infty}$, ou seja, a Equação 11 nas Equações 8 e 9:

$$F(t) = S\sqrt{t} + [d(1-b)S^2 + bf_{+\infty}]t \quad (15)$$

$$f(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [d(1-b)S^2 + bf_{+\infty}] \quad (16)$$

O ajuste da Equação 16 aos dados experimentais da infiltração acumulada ($I_{exp}(t)$) é obtido pela minimização da clássica função objeto, dada por:

$$f_1(S, K_s, K) = \sum_{i=1}^k [I_{exp}(t_i) - F(t_i)]^2 \quad (17)$$

na qual k é o número considerado de pontos no regime transitório. O algoritmo usado na minimização de $f_1(S, K_s, k)$ é o de Marquardt (1963 apud Lassabatère *et al.*, 2006) e o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio (EQM):

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - F(t_i)]^2}{\sum_{i=1}^k (I_{\text{exp}}(t_i))^2}} \quad (18)$$

A sorvidade é estimada para todos os valores de k de no mínimo cinco pontos de N_{tot} . S_{MAX} é considerada o valor máximo de toda a sequência de pontos. Para se obter os valores positivos de K_s , levam-se em consideração as seguintes condições: S_{MAX}^2 deve ser menor que a taxa de infiltração no regime estacionário ($i_{+\infty}$) dividido pelo coeficiente da Equação 12. A sorvidade máxima S_{MAX} é então definida por:

$$S_{MAX} = \text{MAX}_{N_{obs}=5\dots N_{tot}-1} \left[\text{MIN} \left(S_{N_{obs}}(b-0), \sqrt{\frac{f_{+\infty}}{d}} \right) \right] \quad (19)$$

O K_s é obtido considerando-se o valor verdadeiro de b da Equação 13. O ajuste é feito minimizando a função objeto definida pela Equação 17. Como os ajustes pela Equação 15 nem sempre são válidos, o BEST ajusta os dados para um mínimo de cinco pontos a um máximo de N_{tot} . O BEST então estima a sorvidade $S(k)$, a condutividade hidráulica $K_s(k)$ em função de $S(k)$ e da Equação 11 para um tempo máximo $t_{max}(k)$ definido como:

$$t_{max} = \frac{1}{4(1-b)^2} t_{grav} \quad (20)$$

sendo t_{grav} o tempo gravimétrico definido por Philip (1969). $t_{max}(k)$ é o tempo máximo para o qual as expressões para o regime transitório são válidas. Os valores de $S(k)$ e K_s são considerados válidos para t_k menores que $t_{max}(k)$. A partir daí serão escolhidos os valores correspondentes ao maior k . O parâmetro h_g é então obtido pela seguinte equação (LASSABATÈRE *et al.*, 2006):

$$h_g = - \frac{S^2}{C_p(\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad (21)$$

sendo C_p um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de forma N , M e η dos modelos (HAVERKAMP *et al.*, 1999; DE CONDAPPA *et al.*, 2002; SORIA *et al.*, 2003):

$$C_p = \Gamma\left(1 + \frac{1}{N}\right) \cdot \left[\frac{\Gamma\left(N \cdot \eta - \frac{1}{N}\right)}{\Gamma(N \cdot \eta)} + \frac{\Gamma\left(N \cdot \eta + M - \frac{1}{N}\right)}{\Gamma(N \cdot \eta + M)} \right] \quad (22)$$

onde Γ é a função gama clássica.