

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
CURSO DE DOUTORADO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

JULIO CESAR NEVES DOS SANTOS

PROCESSOS HIDROLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS EM CLIMA
SEMIÁRIDO TROPICAL

FORTALEZA

2015

JULIO CESAR NEVES DOS SANTOS

PROCESSOS HIDROLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS EM CLIMA SEMIÁRIDO
TROPICAL

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientadora: Prof^a. Ph.D, Eunice Maia de Andrade – UFC

Co-orientador: Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros

FORTALEZA

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

S235p Santos, Julio Cesar Neves dos.
Processos hidrológicos e sedimentológicos em clima semiárido tropical / Julio Cesar Neves dos Santos. – 2015.
166 f. : il. color.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2015.
Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.
Orientação: Profa. Dra. Eunice Maia de Andrade.
Co-orientação: Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros.

1. Bacias Hidrográficas. 2. Escoamento. 3. Ciclo hidrológico. 4. Sedimentologia. I. Título.

CDD 630

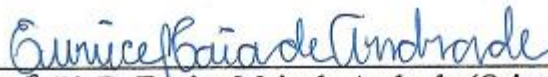
JULIO CESAR NEVES DOS SANTOS

**PROCESSOS HIDROLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS EM CLIMA
SEMIÁRIDO TROPICAL**

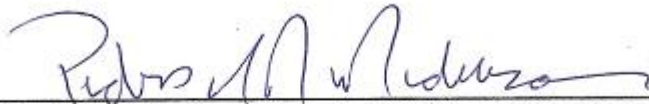
Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Aprovada em: 14 de agosto de 2015

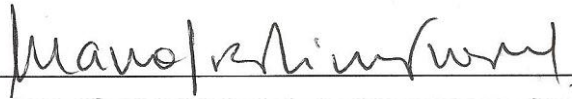
BANCA EXAMINADORA



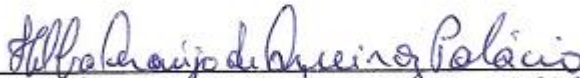
Prof.^a. Ph.D. Eunice Maia de Andrade (Orientadora)
Universidade Federal do Ceará - UFC



Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros (Co-orientador)
Instituto Federal do Ceará – IFCE



Prof.^a. Ph.D. Maria João Simas Guerreiro
Universidade Fernando Pessoa - UFP



Prof.^a. Dra. Helba Araújo de Queiroz Palácio
Instituto Federal do Ceará – IFCE



Prof. Ph.D. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro
Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE

A Deus, por sempre iluminar os meus passos e me dar forças para vencer todos os obstáculos; Aos meus pais, Raimundo Pereira dos Santos e Maria Socorro Neves dos Santos, por estarem sempre ao meu lado e acreditarem no meu potencial; À minha irmã Juliana Neves dos Santos, por toda ajuda e pelo carinho; A todos os meus familiares e amigos, e a todos os que estiveram ao meu lado durante essa caminhada.

DEDICO

*“Bom mesmo é ir a luta com determinação,
abraçar a vida com paixão, perder com classe
e vencer com ousadia, pois o triunfo pertence
a quem se atreve... A vida é muita para ser
insignificante.”.*

(Charles Chaplin)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar à Deus, por me acompanhar em todos os momentos, iluminando os meus passos e me dando forças para vencer todos os obstáculos, de forma a ver os degraus dessa jornada não como obstáculos a serem vencidos, mas sim como facilitadores para atingir o topo.

À Universidade Federal do Ceará e ao Departamento de Engenharia Agrícola, pela oferta de cursos de mestrado e doutorado com excelente qualidade e pela oportunidade de ter feito parte dessa história ao longo do mestrado e doutorado. Gostaria assim de agradecer a todos os professores desta instituição, em especial: Eunice Andrade, José Carlos de Araújo, Luiz Alberto Mendonça, Adunias Teixeira, Claudivam Feitosa, Renato Ribeiro, Omar Pereira, Fernando Felipe Ferreyra, Marcus Bezerra, George Mamede, Daniel Albiero, Alexandre Gomes Costa, José Antonio Delfino Filho, Leonardo Monteiro, Pedro Medeiros, Assis Junior, Jaedson Mota, Julien Burte e Camboim. Agradeço ainda a todos os servidores da UFC, em especial ao Firmino Canafistula pela contribuição na confecção, instalação e manutenção dos equipamentos em campo.

À Professora Dra. Eunice Maia de Andrade (Orientadora mestrado e doutorado), pela sua competência, ensinamentos, brilhante orientação e, acima de tudo, confiança e amizade que ajudaram em muito no desenvolvimento do meu trabalho e no meu crescimento e amadurecimento pessoal e profissional.

Ao professor Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros (Co-orientador mestrado e doutorado), pela ajuda na organização das informações, pelas grandes dicas, revisões dos trabalhos, orientações e nítida contribuição na minha formação profissional e na forma de ver a ciência e os processos naturais por deferentes ângulos.

À professora Dra. Helba Araújo de Queiroz Palácio, outrora orientadora da graduação e hoje companheira de pesquisa, pela amizade, paciência, dedicação, por sempre estimular meu crescimento profissional e pela atuação direta na estação experimental.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo no primeiro ano de doutorado.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) e à FUNCAP (Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento dessa pesquisa.

Ao Laboratório de Água, Solo e Tecidos Vegetais do IFCE-Campus Iguatu e a todos os servidores do IFCE, bolsistas e estagiários que viabilizaram a realização das coletas e análises de água e solo empregadas nessa pesquisa.

Aos colegas contemporâneos do Doutorado, Alexandre Reuber, André Rufino, Alexandre Costa, Amauri, Emília, Deodato, Robevânia, João Valdenor, José Ribeiro (Junior), Teresa Raquel, Monikuelly (companheira do ensino médio até o doutorado), Odílio, Rafaela Caetano, Cicero Lima, Francisco Leandro, Francisco Bergson, Firmino Canafístula, Hernandes, Agrodualdo Junior, Clênio, Sávio, Leila, Carlos Henrique, Geocleber e Everton Alves e Zé Wellington.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa Massa (Manejo de Água e Solo no Semiárido) pelo excelente convívio e amizade: Amauri, Ana Célia, Anthony Rafael, Bergson, Cleiton, Deodato, Eveline, Elinalda, Fernando, Fredson, Helba, Júnior, Josivan, Jairo, Lécio, Luizinho, Lobato, Márcio, Paulilo, Ramon.

Em especial a todos os integrantes do Grupo MASSA no IFCE – Campus Iguatu que contribuíram efetivamente na realização da árdua etapa de campo: Adriana, Cleisce, Cleene, Emanuel, Helba, Jacques, Joseilson, José Bandeira, José Ailton, Josivânia, Júnior, Lobato, Márcio, Rafael, Paulilo e Samuel.

Aos colegas da Universidade Federal de Campina Grande pelo apoio, amizade e compreensão ao longo das coletas de dados de campo e redação da Tese, em especial ao Ismael, Alessandro, Haroldo, Vera Lúcia e Raulino, Lindimar, Alrezinha; e aos professores Carlos, Hugo, Eduardo, Dayse, Gledsneli, Márcia e Janiro. E a todos os funcionários da Bacia Escola de São João do Cariri: Zé Moraes, Neto, Vavá, Rony, Eduardo, Marco Célio.

Aos meus pais, que apesar da simplicidade, viram na educação a única forma de mudar o destino da vida dos dois filhos. Com certeza sem o incentivo deles não teria sido possível alcançar essa realização que é chegar ao grau de Doutor.

À minha irmã Juliana que sempre me incentivou a dar continuidade à vida acadêmica, e pela grande ajuda nos momentos mais difíceis dessa caminhada.

À minha namorada Cleene Lima pelo amor, companheirismo e compreensão ao longo desta jornada.

À toda a minha família e a todos aqueles que, de alguma forma, colaboraram e incentivaram para a realização desta pesquisa e na minha formação pessoal e profissional.

Muito obrigado!!!

RESUMO GERAL

SANTOS, Julio Cesar Neves dos. Universidade Federal do Ceará. Agosto de 2015. **PROCESSOS HIDROLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS EM CLIMA SEMIÁRIDO TROPICAL**. Orientadora: Eunice Maia de Andrade; Co-orientador: Pedro Henrique Augusto Medeiros. Examinadores: Maria João Simas Guerreiro; Helba Araújo de Queiroz Palácio e Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

O entendimento de processos como geração do escoamento superficial, produção de sedimentos e suas relações com o regime pluviométrico é a base para o planejamento e a gestão eficaz dos recursos solo e água em uma bacia hidrográfica. Nesse contexto, o presente estudo tem como objetivos identificar os principais processos que influenciam a geração do escoamento superficial e a produção de sedimento em pequenas bacias hidrográficas, e calibrar parâmetros de modelos sedimentológicos empíricos, bem como a razão de aporte de sedimentos (SDR) para a região semiárida tropical do Brasil. A área de estudo é a Bacia Experimental de Iguatu (BEI), composta de uma bacia de 16,74 km², três pequenas microbacias aninhadas (de 1 a 3 ha) e três parcelas de erosão de 20 m². Uma das microbacias foi mantida com Caatinga em regeneração há 35 anos, outra submetida ao manejo de raleamento da Caatinga e na última foi realizado o desmatamento seguido de queimada e cultivo de capim. O período de estudo foi de seis anos (2009 a 2014). As coletas para quantificação do escoamento superficial e da produção de sedimentos foram realizadas a cada evento de chuva erosiva, no acumulado de 24 horas. O escoamento superficial nas microbacias foi quantificado através de calhas Parshall e as produções de sedimentos foram mensuradas através de torres e fossos coletores de sedimentos em suspensão e arraste. Na bacia de 16,74 km², o escoamento superficial foi mensurado por meio de um vertedor e a produção de sedimentos através de um turbidímetro. Análises de agrupamento foram utilizadas para determinação de regimes de chuvas e grupos de eventos similares de chuva-deflúvio. Com dados das parcelas de erosão e das microbacias foram calibrados e validados os fatores C e os coeficientes da Equação Universal de Perdas de Solo Modificada (MUSLE). A partir dos dados medidos na bacia foram determinadas as razões de aporte de sedimentos. A ocorrência de veranicos e a formação de fendas no solo foram determinantes no controle da geração de escoamento e conseqüentemente da produção de sedimentos. A ocorrência de veranicos possibilitou o secamento do solo com a formação de fendas, que agem como caminhos preferenciais para o fluxo de água, gerando elevadas abstrações iniciais durante o início da estação chuvosa. As mudanças da cobertura vegetal apresentaram pouca influência sobre o escoamento acumulado, indicando que as características e condições do solo, como umidade e presença de fendas, explicam melhor a geração de escoamento em solos expansivos. Maiores perdas por escoamento em todas as microbacias estudadas foram para chuvas do Regime II caracterizado por maiores alturas pluviométricas, intensidades e ocorrências. Quanto aos valores dos fatores C e dos coeficientes de ajuste “a” e “b” da MUSLE, para as coberturas estudadas, mostraram-se apropriados e recomendados de acordo com os índices estatísticos empregados. Os valores da razão de aporte de sedimentos para eventos pluviométricos individuais variaram de 0,08 a 1,67%, com média de 0,68%. Na bacia, eventos extremos podem causar elevada desagregação de partículas de solo, mas podem não dispor de energia de transporte suficiente para arrastá-las, gerando baixo SDR.

Palavras-chave: Veranicos. Escoamento superficial. Produção de sedimentos. Umidade antecedente do solo. Razão de aporte de sedimentos.

ABSTRACT

SANTOS, Julio Cesar Neves dos. Federal University of Ceará. August 2015. **HYDROLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL PROCESSES IN A TROPICAL SEMI-ARID CLIMATE**. Advisor: Eunice Maia de Andrade. Examiners: Pedro Henrique Augusto Medeiros; Maria João Simas Guerreiro; Helba Araújo de Queiroz Palácio and Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

The understanding of processes such as the generation of surface runoff, sediment yield and their relations with the rainfall regime is the basis for the planning and effective management of soil and water resources in a watershed. In this context, the present study aims to identify the main processes that influence the generation of surface runoff and sediment yield in small watersheds, and determine parameters for empirical sedimentological models, as well as the Sediment Delivery Ratio (SDR) for the tropical, semi-arid region of Brazil. The study area is the Iguatu Experimental Basin (IEB), which comprises a watershed of 16.74 km², three small nested watersheds (from 1 to 3 ha) and three erosion plots of 20 m². One of the watersheds had been under regenerating Caatinga for 35 years, another subjected to a management, which involved thinning the Caatinga, and the last faced deforestation followed by burning and the cultivation of grass. The period of study was six years (2009 to 2014). Collections to quantify surface runoff and sediment yield were taken for each erosive rainfall event in an accumulated period of 24 hours. Surface runoff in the watersheds was quantified using Parshall flumes, and sediment yield was measured with towers and trenches to collect suspended sediment and bedload. On the watershed scale, runoff was measured by means of a spillway, and sediment yield by a turbidimeter. Cluster analysis was used to determine rainfall regimes and groups of similar rainfall-runoff events. With data from the erosion plots and watersheds, the C factors and coefficients of the Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) were calibrated and validated. From data measured in the basin, sediment delivery ratios were determined. The occurrence of dry spells and the formation of cracks in the soil were important factors in controlling the generation of runoff and consequently sediment yield. The dry spells made it possible for the soil to dry out, with the formation of cracks, which acted as pathways for preferential flow, generating higher initial abstraction during the start of the rainy season. Changes in ground cover had little influence on accumulated flow, demonstrating that the soil characteristics and conditions as moisture and the presence of cracks, best explain the generation of runoff on expansive soils. The greatest runoff losses in all the watersheds under study were for Rainfall Regime II, characterized by higher depth, intensity and occurrence of the rainfall. For the ground covers under study, values for the C factors and the fit of the coefficients "a" and "b" of MUSLE, proved to be appropriate and recommended according to the statistical indices employed. Values for sediment delivery ratio for individual rainfall events ranged from 0.08 to 1.67%, with an average of 0.68%. In the basin, extreme events may cause high disaggregation of soil particles, but without sufficient transporting energy for dragging the sediment, generating low SDR.

Keywords: Dry spells. Surface runoff. Sediment yield. Antecedent soil moisture. Sediment Delivery Ratio.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Ciclo hidrológico com balanço de água médio global anual, em unidades relativas a um valor de 100 para a taxa de precipitação terrestre	22
Figura 2 – Relação entre desprendimento, transporte e deposição de sedimentos (MEDEIROS 2009, adaptado de HAAN et al., 1994).....	34
Figura 3 – Exemplos apresentados por Fryirs et al., (2007) de “ <i>buffers</i> ”, “ <i>barriers</i> ” e “ <i>blankets</i> ”. Os “ <i>buffers</i> ” são formas de relevo que impedem o movimento de sedimentos para a rede de canais e incluem (a) pântanos, (b) montanhas e vales aluviais, (c) afluente completamente preso e (d) amplas planícies aluviais. “ <i>Barriers</i> ” impedir o movimento de sedimentos ao longo da rede de canais e incluem (e) As “ <i>bedrock steps e valley constrictions</i> ” (para a esquerda da foto) que induzem aterro de vales, (f) barragens, (g) resíduos lenhosos e (h) sedimentos lentos. “ <i>Blankets</i> ” são características que sufocam outras formas de relevo e incluem: (i) as lâminas de sedimentos de várzeas e (j) perdas em cascalhos.....	41
Figura 4 – Localização da bacia e das microbacias experimentais no município de Iguatu, Ceará.....	46
Figura 5 – Variabilidade mensal da precipitação pluviométrica, para a série histórica entre 1974 e 2013 no posto de Iguatu, Ceará	47
Figura 6 – Série histórica de precipitação pluviométrica anual e médias móveis para 5, 10 e 30 anos, no posto Iguatu no município de Iguatu, Ceará.....	48
Figura 7 – Coletor de perdas de solo e água (a) e tanque coletor (b)	50
Figura 8 – Representação do Modelo Numérico do Terreno (MNT) das microbacias: (a) microbacia com Caatinga nativa; (b) microbacia com Caatinga raleada e (c) microbacia com queima e plantação de pastagem; localização das parcelas experimentais de erosão.....	51
Figura 9 – Distribuição das classes de declividade das microbacias: (a) microbacia com Caatinga nativa; (b) microbacia com Caatinga raleada e (c) microbacia com queima e plantação de pastagem, localização das parcelas experimentais de erosão.....	52
Figura 10 – Perfil do solo das microbacias, (a) microbacia com Caatinga nativa e raleada e (b) microbacia com o manejo da queima e posterior plantação de pastagem.....	54
Figura 11 – Microbacia experimental com cobertura composta de Caatinga Nativa, estação chuvosa (a) e estação seca (b).....	56
Figura 12 – Microbacia experimental com aplicação de manejo de raleamento da Caatinga, estação chuvosa (a) e estação seca (b).....	56
Figura 13 – Microbacia experimental com aplicação do manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim, estação seca (a) e estação chuvosa (b).....	57
Figura 14 – Detalhe do Pluviógrafo de balança (a) e Pluviômetros do tipo Ville de Paris (b) instalados nas microbacias experimentais de Iguatu	58
Figura 15 – Calha Parshal em fibra de vidro, nas microbacias experimentais, Iguatu-CE	59
Figura 16 – Sensor de nível (linígrafo) usado para medir a altura da água na calha.....	60
Figura 17 – Torre coletora de sedimento (a) e detalhe das garrafas coletoras de água e sedimentos provenientes de escoamento superficial (b).....	61
Figura 18 – Fosso coletor de sedimentos em arraste de leito (a) e em detalhe o processo de coleta de amostras de água e sedimentos (b)	61
Figura 19 – Equipamento de medição de condutividade hidráulica saturada em campo (Amoozemeter).....	62

Figura 20 – Anéis instalados em campo para determinação da curva de infiltração pelo método do infiltrômetro de anel com carga variável	63
Figura 21 – Curva Hipsométrica da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	65
Figura 22 – Mapa de altitudes da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	66
Figura 23 – Curva de distribuição de declividades da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	67
Figura 24 – Mapa de declividade da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	67
Figura 25 – Mapa de solos da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	68
Figura 26 – Mapa de uso do solo da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	70
Figura 27 – Seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	71
Figura 28 – Sensor de nível, datalogger e Régua linimétrica na Seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	72
Figura 29 – Turbidímetro OBS300 instalado na seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	74

CAPÍTULO 1

Figura 30 – Localização da área em estudo no Estado do Ceará, Brasil	79
Figura 31 – Microbacia com Caatinga em Pousio-CP (A), microbacia com Caatinga Raleada-CR (B) e microbacia com Caatinga Desmatada seguida de Queima e cultivo de Capim-CDQC (C) e pós desenvolvimento do capim (D)	80
Figura 32 – Distribuição dos eventos nos quatro regimes de chuvas	83
Figura 33 – Alturas pluviométricas anuais por regimes de chuva (A) e ocorrência de eventos (B) na BEI	84
Figura 34 – Relação entre precipitação e escoamento superficial para o período de estudo (2009-2013) nos diferentes regimes de chuva e microbacia com CP (A), CR (B) e CDQC (C)	88
Figura 35 – Relação entre escoamento superficial e dias consecutivos secos para o período de estudo (2009-2013) nos diferentes regimes de chuva e microbacia com CP (A), CR (B) e CDQC (C)	89
Figura 36 – Relação entre escoamento superficial e produção de sedimentos para o período de estudo (2009-2013) nos diferentes regimes de chuva e microbacia com CP (A), CR (B) e CDQC (C)	90
Figura 37 – Escoamento superficial (A), Produção de Sedimentos (B) e Produção de Sedimentos Específica (C), para todo o período de estudo (2009-2013), nos diferentes regimes de chuva e tipos de uso do solo na BEI	91

CAPÍTULO 2

Figura 38 – Localização da área em estudo no Estado do Ceará, Brasil	99
Figura 39 – Microbacia experimental com cobertura inicial de Caatinga nativa (A), área após o desmatamento e queima (B), cobertura após o estabelecimento do capim <i>Andropogon gayanus</i> Kunt (C) e fendas no solo (D) após ocorrência de veranicos	100

Figura 40 – Relação entre precipitação (P) e dias consecutivos secos para a Bacia Experimental de Iguatu.....	102
Figura 41 – Relação entre precipitação (P) e I ₃₀ para a Bacia Experimental de Iguatu	104
Figura 42 – Relação entre escoamento e dias consecutivos secos (DCS) para a Bacia Experimental de Iguatu.....	105
Figura 43 – Relação entre umidade mássica antecedente do solo e precipitação (a); e relação entre umidade antecedente do solo e I ₃₀ (b) para a Bacia Experimental de Iguatu	106
Figura 44 – Relação entre precipitação <i>versus</i> escoamento, e separação dentro dos agrupamentos formados pela técnica de estatística multivariada AAH na BEI	107
Figura 45 – Chuva e escoamento superficial acumulados durante os anos estudados (2009 a 2013) na BEI.....	109
Figura 46 – Evolução do escoamento acumulado <i>versus</i> a precipitação acumulada (A) e períodos de chuvas concentradas (B), durante os anos estudados (2009 a 2013) na BEI.....	111
Figura 47 – Chuva e produção de sedimentos acumulados durante os anos estudados (2009 a 2013).....	113

CAPÍTULO 3

Figura 48 – Localização da área de estudo no Estado do Ceará, Brasil.....	123
Figura 49 – Perdas de solo medidas e estimadas pela MUSLE com uso dos coeficientes “a” e “b” ajustados para as coberturas vegetais estudadas: Caatinga Nativa, calibração (A) e validação (B); raleamento da Caatinga, calibração (C) e validação (D); manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim, calibração (E) e validação (F).....	131

CAPÍTULO 4

Figura 50 – Localização da área em estudo no Estado do Ceará, Brasil.....	137
Figura 51 – Mapa de solos e erodibilidade (Fator K) da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	139
Figura 52 – Modelo digital de elevação do terreno (a) e mapa das declividades (%) (b) da Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	140
Figura 53 – Mapas de uso do solo e do Fator C da Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	141
Figura 54 – Mapa do fator topográfico para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	142
Figura 55 – Mapas da taxa de perda de solo (t ha ⁻¹ ano ⁻¹) de 2013 (a) e 2014 (b) para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	143
Figura 56 – Correlações por eventos entre SDR e valores de precipitação antecedente dos últimos 5 (a), 15 (b) e 30 dias (c), para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	147
Figura 57 – Relações entre produção de sedimentos e precipitação (a); produção de sedimentos e escoamento (b); SDR e escoamento para Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	148

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características climáticas para o município de Iguatu, Ceará	48
Tabela 2 – Características morfométricas das microbacias experimentais: Caatinga nativa, Caatinga raleada e queima com pastagem	53
Tabela 3 – Dados de análise físico-química do solo das microbacias.....	54
Tabela 4 – Características da cobertura vegetal das microbacias ao longo do período estudado	55
Tabela 5 – Condutividade hidráulica saturada para as microbacias experimentais nativa, raleada e com queima/pastagem	63
Tabela 6 – Características fisiográficas da Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	65
Tabela 7 – Distribuição de solos da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	68
Tabela 8 – Distribuição de uso do solo da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	70

CAPÍTULO 1

Tabela 9 – Características estatísticas dos regimes de chuva	82
Tabela 10 – Escoamento superficial e produção de sedimentos anual em microbacias com diferentes tipos de uso do solo no semiárido brasileiro (2009-2013).....	86

CAPÍTULO 3

Tabela 11 – Características morfométricas das microbacias experimentais, Ceará, Brasil	124
Tabela 12 – Fator C e índices estatísticos da calibração e validação para as três coberturas vegetais estudadas.....	128

CAPÍTULO 4

Tabela 13 – Valores anuais de precipitação, erosividade, Produção de Sedimentos (PS) observada, erosão bruta estimada pela USLE e SDR para Bacia Experimental de Iguatu (BEI)	144
Tabela 14 – Valores por eventos hidrológico, de precipitação, erosividade (EI30), escoamento, Produção de Sedimentos observada (PS), erosão bruta estimada pela USLE e SDR para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	146

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL	15
2 HIPÓTESES.....	15
3 OBJETIVOS	17
3.1 Geral	17
3.2 Específicos	17
4 ESTRUTURAÇÃO DA TESE.....	19
5 REVISÃO DE LITERATURA.....	21
5.1 Hidrologia e os processos erosivos (causas e efeitos)	21
5.3 Fatores dinâmicos que influenciam a geração do escoamento superficial	24
5.4 Processos erosivos em diferentes escalas espaciais	28
5.5 Capacidade de transporte de sedimentos	32
5.6 Conectividade Hidrológica.....	36
5.7 Modelos USLE e MUSLE para predição da erosão e produção de sedimentos	42
6. ÁREA DE ESTUDO	46
6.1 Localização	46
6.2 Clima.....	47
6.3 Período de estudo.....	49
6.4 Unidades experimentais	49
6.4.1 Parcelas de erosão de 20 m²	49
6.4.2 Microbacias com escala de 1 a 3 ha.....	50
6.4.2.1 Características Fisiográficas.....	50
6.4.2.2 Solos	53
6.4.2.3 Cobertura Vegetal e Manejo do solo.....	55
6.4.2.4 Monitoramento Hidrológico das Microbacias	57
6.4.2.5 Produção de sedimentos em suspensão e arraste.....	60
6.4.2.6 Capacidade de infiltração da água no solo	62
6.4.2.7 Umidade do Solo	63
6.4.3 Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)	64
6.4.3.1 Características fisiográficas da Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²).....	64
6.4.3.2 Solos da Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)	68
6.4.3.3 Cobertura Vegetal e Uso do Solo da Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	69
6.4.3.4 Monitoramento Hidrológico da Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)	70
6.4.3.5 Produção de sedimentos da Bacia Experimental de Iguatu (BEI).....	73
CAPÍTULO 1 – Regimes de chuva e erosão hídrica em microbacias com diferentes usos do solo no semiárido	75
RESUMO.....	75
ABSTRACT	76
1. INTRODUÇÃO	77
2. MATERIAL E MÉTODOS	78
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	81
3.1. Regimes de chuva.....	81
3.2. Escoamento, produção de sedimentos e efeito dos diferentes regimes de chuva	85
4. CONCLUSÕES.....	93

CAPÍTULO 2 – Efeitos de veranicos e fendilhamento do solo na geração de escoamento e produção de sedimentos no semiárido 95

RESUMO.....	95
ABSTRACT	96
1. INTRODUÇÃO	97
2. MATERIAL E MÉTODOS	98
3. RESULTADOS	101
4. DISCUSSÃO	113
5. CONCLUSÕES.....	118

CAPÍTULO 3 – Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro 119

RESUMO.....	119
ABSTRACT	120
1. INTRODUÇÃO	121
2. MATERIAL E MÉTODOS	122
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	128
4. CONCLUSÕES.....	133

CAPÍTULO 4 – Perda de solo e razão de aporte de sedimentos em pequena bacia hidrográfica no semiárido..... 134

RESUMO.....	134
ABSTRACT	135
1. INTRODUÇÃO	136
2. MATERIAL E MÉTODOS	137
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	142
4. CONCLUSÕES.....	148
CONCLUSÕES FINAIS	150
RECOMENDAÇÕES.....	152
REFERÊNCIAS.....	153

1 INTRODUÇÃO GERAL

A região semiárida do Nordeste brasileiro é caracterizada pela escassez hídrica, chuvas de alta intensidade e baixa frequência, e incertezas quanto à geração de escoamento superficial. Nesta região, aproximadamente 90% da água utilizada para abastecimento humano e múltiplos usos são armazenadas em reservatórios superficiais (ARAÚJO et al., 2004). Portanto, o entendimento dos processos de geração de escoamento e erosão (que causam assoreamento) são fundamentais para uma gestão eficaz.

A intensificação dos processos erosivos pela exploração inadequada dos recursos naturais, resulta no assoreamento dos mananciais (redução da capacidade de armazenamento) e na mudança dos padrões de qualidade de água (eutrofização). Segundo Araújo et al. (2003), em média o assoreamento dos açudes no estado do Ceará corresponde a 2% por década. Além do assoreamento e da eutrofização dos reservatórios os efeitos negativos da erosão acelerada do solo incluem a redução das camadas férteis dos solos, aumento do risco de desertificação, assoreamento e erosão na rede de drenagem, entre outros (BAKKER et al., 2004; BAKKER et al., 2005; CERDAN et al., 2010).

A geração de escoamento e produção de sedimentos variam muito em meio a diferentes tipos de chuva (FANG et al., 2012), cobertura vegetal (PENG e WANG, 2012) e estado de umidade do solo. Assim, modelos de uso do solo adequados para cada região podem melhorar significativamente as propriedades do solo e reduzir a erosão acelerada. Para Wei et al. (2007), os padrões de precipitação e regimes desempenham papéis fundamentais na geração de escoamento e produção de sedimentos. Portanto, compreender os processos e interação entre diferentes coberturas vegetais, tipos de solo e padrões de chuva é importante para o manejo conservacionista dos solos (PENG e WANG, 2012), especialmente em regiões do bioma Caatinga, ainda pouco estudado.

Porém, são raros os estudos para o entendimento do início da geração de escoamento superficial, onde muitos fatores podem influenciar, como a umidade antecedente do solo e os frequentes veranicos na estação chuvosa. Por exemplo, em áreas com solos ricos em argilas expansivas (2:1), a formação de fendas, que agem como caminhos preferenciais à infiltração (KISHNÉ et al., 2010), é uma das principais causas da baixa concordância entre os valores de escoamento superficial observado e previsto em modelagem matemática para bacias hidrográficas (DINKA et al., 2013). Em tais bacias hidrográficas, a abertura e fechamento de

fendas, dependerá da dinâmica temporal, do teor de umidade do solo e do potencial do solo em contrair ou expandir com mudanças no teor de água.

A falta de entendimento dos processos hidrológicos e sedimentológicos do semiárido; como os efeitos dos veranicos na redução da umidade do solo, formação de fendas, tipos e regimes de chuva e mudanças no uso e cobertura do solo; geram dificuldades na parametrização e simulação precisa dos eventos hidrológicos. O monitoramento e análise desses processos possibilitaram o desenvolvimento e/ou parametrização de modelos matemáticos para a simulação de eventos hidrossedimentológicos. Esses modelos permitem a otimização de tempo, simulando eventos extremos ou usando diversos cenários, estimando os prováveis impactos das mudanças no uso do solo, auxiliando na elaboração de estratégias sustentáveis para a região. Porém, modelos empíricos, amplamente utilizados, como a Equação Universal de Perda de Solo/USLE (WISCHMEIER e SMITH, 1978), apresentam sérios erros na escala de bacia por estimarem a erosão bruta, necessitando de correções para estimativas da real produção de sedimentos.

Assim, a erosão bruta ou taxa de erosão é definida como a quantidade de solo erodido em uma dada área, por unidade de tempo. Já a produção de sedimentos de uma bacia é a quantidade de sedimentos que efetivamente é exportada de uma bacia, por unidade de tempo. E a razão de aporte de sedimentos (*SDR- Sediment Delivery Ratio*) é a fração da erosão bruta que é transportada até o exutório da bacia hidrográfica, e efetivamente deixa a bacia. Assim, o conhecimento da razão de aporte de sedimentos de uma determinada área, possibilita o uso de modelos sedimentológicos empíricos como a USLE (WISCHMEIER e SMITH, 1978) e suas derivações, que não levam em consideração as taxas de deposições ao longo da bacia. Porém, valores de SDR e dos coeficientes empíricos desses modelos ainda são escassos, principalmente para regiões áridas e semiáridas do planeta, como o semiárido do Nordeste brasileiro.

Neste contexto, nesta pesquisa de doutorado, avaliam-se em pequenas microbacias (escalada de 1 a 3 ha) os principais processos hidrológicos e sedimentológicos que influenciam a geração do escoamento superficial e a produção de sedimento, em diferentes usos do solo. Com uso de pequenas parcelas de erosão (20 m²) são determinados os fatores de cobertura da USLE e com dados de uma bacia de 16,74 km² foi mensurado o SDR médio. De maneira mais específica, são enfatizados os efeitos dos veranicos e da formação de fendas e geração de escoamento superficial.

2 HIPÓTESES

A geração do escoamento superficial em regiões semiáridas tropicais está fortemente relacionada à umidade antecedente e à ocorrência de veranicos durante o período chuvoso.

Em regiões semiáridas, o uso de modelos empíricos para estimativas das perdas de solo e da produção de sedimentos, como a Equação Universal de Perdas de Solo e a sua versão modificada, uma vez calibrados e validados os seus parâmetros, apresentam elevada aplicabilidade para a região; sobretudo, conhecendo a real razão de aporte de sedimentos (*SDR-Sediment Delivery Ratio*).

A razão de aporte de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas no semiárido tropical é baixa.

3 OBJETIVOS

3.1 Geral

Identificar os principais processos hidrológicos e sedimentológicos que influenciam a geração do escoamento superficial e a produção de sedimento em pequenas bacias hidrográficas e calibrar parâmetros de modelos sedimentológicos empíricos, bem como a razão de aporte de sedimentos, para a região semiárida tropical do Brasil.

3.2 Específicos

- (i) **Medir e monitorar** as principais variáveis hidrológicas e sedimentológicas envolvidas nos processos de chuva-deflúvio-produção de sedimentos em diferentes escalas espaciais e cobertura vegetal (total de chuva precipitada; distribuição temporal da precipitação pluviométrica caracterizada pelas diversas intensidades, durações e erosividades; umidade antecedente do solo; infiltração da água no solo; abstração inicial; limites mínimos para a ocorrência de escoamento; perdas de solo em parcelas de erosão; concentração de sedimentos em arraste e em suspensão etc.);
- (ii) **Analisar** os efeitos dos dias consecutivos secos e do fendilhamento do solo e suas relações com a geração do escoamento e a produção de sedimentos;
- (iii) **Identificar** os principais fatores condicionantes da geração do escoamento;
- (iv) **Calibrar e validar** parâmetros empíricos dos modelos USLE e MUSLE;

- (v) **Mapear a erosão** do solo com uso do modelo USLE e **determinar a razão de aporte de sedimentos** (SDR- *Sediment Delivery Ratio*) média anual e por eventos hidrológicos individuais para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI) na escala de 16,74 km²;
- (vi) **Formar banco de dados** hidrossedimentológicos primários em diferentes escalas espaciais aninhadas.

4 ESTRUTURAÇÃO DA TESE

Esta tese está dividida em uma seção introdutória e mais quatro capítulos. A parte inicial é composta de uma introdução geral, hipótese e objetivos do trabalho; seguido de uma revisão de literatura internacional, abordando os mais recentes estudos na área da problemática investigada; e por fim é apresentada a área de estudo com os procedimentos gerais realizados ao longo desse estudo. Os demais capítulos são tratados de forma isolada, contendo resumo, abstract, introdução, material e métodos, resultados, discussão e conclusões. Por fim, são apresentadas as conclusões finais e recomendações, seguido das referências bibliográficas de toda Tese.

O Capítulo 1 intitulado “Regimes de chuva e erosão hídrica em microbacias com diferentes usos do solo no semiárido”, apresenta classificação dos eventos de chuva em diferentes regimes com uso de estatística multivariada e analisa o escoamento superficial e a produção de sedimentos para três microbacias com diferentes usos do solo, no semiárido do Nordeste brasileiro.

O Capítulo 2 intitulado “Efeitos de veranicos e fendilhamento do solo na geração de escoamento e produção de sedimentos no semiárido”, aborda os efeitos da umidade antecedente em um solo expansivo e a influência dos veranicos no fendilhamento do solo, na geração do escoamento e produção de sedimentos em uma microbacia no semiárido brasileiro, submetida a mudança no uso do solo.

O Capítulo 3 aborda a “Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro”. Nesse capítulo objetivou-se a calibração e validação do fator C e dos coeficientes de ajuste “a” e “b” da Equação Universal de Perdas de Solo Modificada – MUSLE, para as coberturas de Caatinga Nativa, Caatinga Raleada e Capim (*Andropogon gayanus* Kunt / pós desmatamento e queima), no semiárido. A escolha do modelo MUSLE deve-se ao seu grande potencial de aplicação em virtude da simplicidade de sua estrutura, do número relativamente baixo de parâmetros empregados e da facilidade de calibração e aplicação.

Já o Capítulo 4 aborda a “Perda de solo e razão de aporte de sedimentos em pequena bacia hidrográfica no semiárido”. Tendo em vista a carência de dados medidos de escoamento e produção de sedimento, aumenta-se a necessidade de aplicação de modelos

hidrossedimentológicos para a estimativa da erosão, necessitando do conhecimento da real taxa de aporte de sedimentos para a região. Neste sentido, foram gerados mapas da erosão do solo com uso da Equação Universal de Perda de Solo (USLE) para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI) e calculada a razão de aporte de sedimentos (SDR- *Sediment Delivery Ratio*) média anual e por eventos individuais a partir de medidas hidrossedimentológicas, contribuindo para o entendimento dos processos de propagação de sedimentos no semiárido brasileiro, o que possibilita a identificação de áreas susceptíveis à erosão hídrica e a necessidade de manejo conservacionistas do solo.

5 REVISÃO DE LITERATURA

5.1 Hidrologia e os processos erosivos (causas e efeitos)

A hidrologia é a ciência que estuda a água na Terra sua distribuição e circulação, suas propriedades físicas e químicas e suas interações com o ambiente e os seres vivos e em particular com os seres humanos (CHOW, MAIDMENT, MAYS, 1988). Em uma forma mais ampla entre as ciências da terra, a hidrologia está estreitamente relacionada com outras ciências naturais. Compreender a precipitação e a evaporação requer o conhecimento de climatologia e meteorologia. Similarmente, a infiltração está ligada à ciência do solo, ao fluxo de águas subterrâneas, à geologia, ao escoamento superficial com a geomorfologia, ao escoamento concentrado no rio, à mecânica dos fluidos (CHOW, MAIDMENT, MAYS, 1988).

O ciclo hidrológico é o foco central da hidrologia, e como ciclo não tem início nem fim e seus diversos processos ocorrem de forma contínua. Na Figura 1, adaptada de (CHOW, MAIDMENT, MAYS, 1988), são apresentados os processos hidrológicos com balanço de água médio global anual, em unidades relativas. A forma esquemática da Figura 1 mostra como a água evapora dos oceanos e da superfície terrestre para compor a umidade atmosférica; o vapor de água se transporta e se eleva na atmosfera até se condensar e se precipitar sobre a superfície terrestre e nos oceanos; a água precipitada na terra pode ser: interceptada pela vegetação, convertida em fluxo superficial sobre o solo, infiltrada, escoar subsuperficialmente ou/e descarregar nos rios como escoamento superficial.

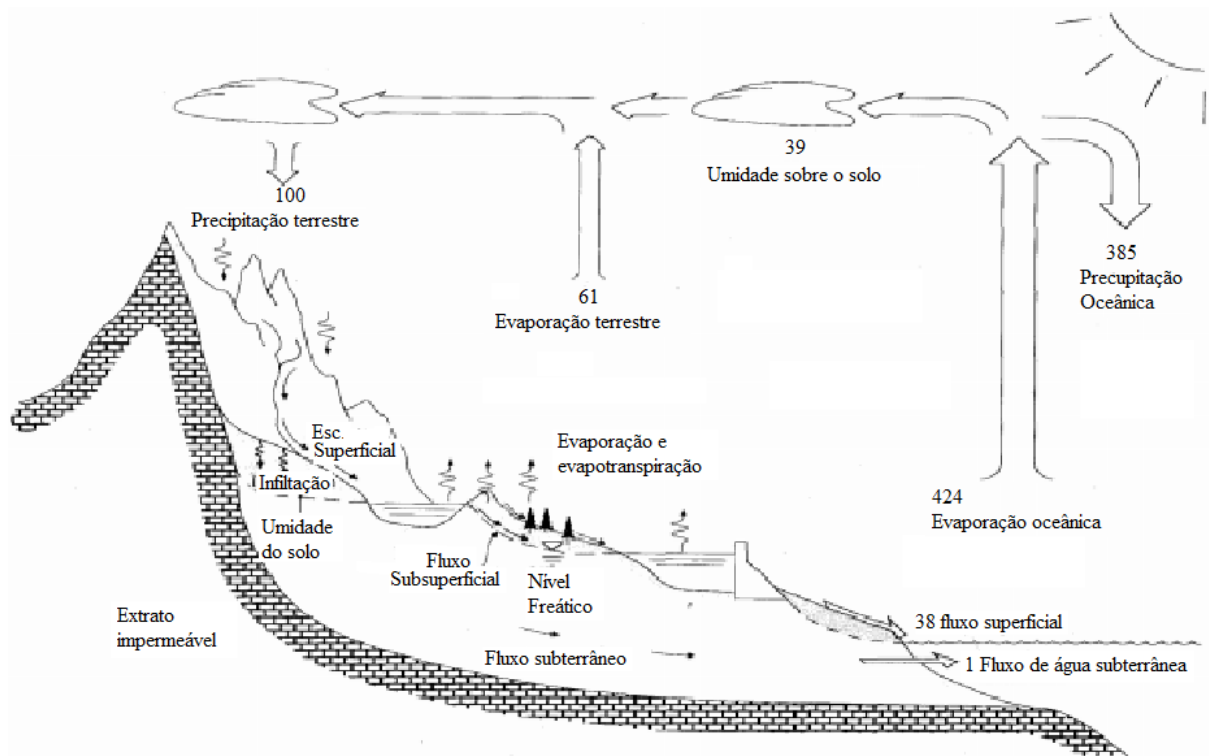


Figura 1 - Ciclo hidrológico com balanço de água médio global anual, em unidades relativas a um valor de 100 para a taxa de precipitação terrestre

Fonte: adaptada de Chow, Maidment, Mays (1988).

Dentre as regiões hidrológicas de importância para os especialistas destacam-se as bacias hidrográficas, por facilitar a implementação do balanço hídrico (VILELA; MATOS, 1975). No Brasil, de acordo com a Lei 9.433/97, a bacia hidrográfica é adotada como a unidade básica física-territorial para o planejamento e o gerenciamento dos recursos hídricos. No Nordeste brasileiro algumas Bacias Experimentais vêm sendo monitoradas, há alguns anos, objetivando entender os processos hidrológicos e sedimentológicos, a exemplo: Bacia experimental de Iguatu (BEI) (ALEVES, 2008; RODRIGUES, 2009; ARAÚJO NETO, 2012; SANTOS, 2012), Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) (MEDEIROS, 2009; FIGUEIREDO, 2011; MEDEIROS et al., 2014a), Bacia Experimental de Sumé (SANTOS et al., 2007), Bacia Experimental de São João do Cariri (BESJC) (SANTOS et al., 2007), Bacia Experimental de Pesqueira (SILVA et al., 2012).

Estudos de erosão do solo são importantes para o melhor planejamento e gestão de uso da terra. A erosão do solo é um processo de desprendimento e transporte de materiais do solo pela chuva, escoamento superficial, vento, gelo, mudança de temperatura, gravidade e outros agentes naturais ou antropogênicos que desagregam e removem materiais do solo em um ponto na superfície da Terra e os depositam em outro lugar (VERHEIJEN et al., 2009). Os

propulsores para a erosão do solo são principalmente a energia cinética da chuva dissipada no solo (erosividade), bem como a energia do fluxo de massa gerado pelo escoamento superficial (SANTOS et al., 2011).

A erosão do solo polui a água e degrada a terra, reduzindo a sua fertilidade, a capacidade de armazenamento de água e matéria orgânica (CERDAN et al, 2010), e pode levar ao abandono da terra pelas populações rurais (BAKKER et al, 2005). Para enfrentar a ameaça ambiental provocada pela perda de solo produtivo, a quantificação das taxas de erosão do solo é o primeiro requisito (GASPAR et al., 2013). Assim, para a Europa, o estado atual do conhecimento científico indica que as taxas de erosão do solo tolerável variam de 0,3-1,4 t ha⁻¹ ano⁻¹, dependendo dos fatores determinantes do intemperismo (por exemplo, material de origem, clima, uso da terra) (VERHEIJEN et al., 2009).

A erosão hídrica do solo pode ocorrer de diferentes formas, sendo as mais comuns a laminar, em sulcos e num estágio mais avançado formando voçorocas (AKSOY e KAVVAS, 2005). A erosão laminar através da ação das gotas de chuva e da lâmina de escoamento superficial induz a remoção uniforme de uma camada fina ou lâmina do horizonte superior do solo fértil (DLAMINI et al., 2011). A erosão no canal é a separação por lavagem e o transporte de sedimentos através de um fluxo concentrado de água em um estreito canal erodível (YAN et al., 2008). Juntos, a erosão no canal e a erosão laminar são muitas vezes classificadas como erosão por escoamento superficial, desprendendo e transportando partículas da superfície do solo (MERRITT et al., 2003). A erosão do solo pelo vento e principalmente pela chuva, junto com outros processos de degradação, como a desertificação, o uso excessivo de produtos com resíduos tóxicos aos ambientes é um problema generalizado em todo o mundo (SCHULER e SATTLER, 2010). Em estudos no KENYAN, COHEN et al. (2006) sugerem que os custos da erosão do solo em escala nacional equivalem a \$390 milhões anuais ou 3.8% do PIB. Na Inglaterra, em 2006/07, £5.5 milhões foram gastos na mitigação de sedimento acumulado em cursos de água gerenciados pela British Waterways (DEFRA, 2009). Os custos de remoção de sedimentos em sistemas de drenagem urbana foram estimados em £50 a £60 milhões por ano (DEFRA, 2009). Environment Agency Britânica (2007) estima que o custo do tratamento da água poluída por erosão hídrica foi de £21,17 milhões por ano.

Telles et al. (2012) relatam que a erosão hídrica foi responsável por um custo total de 44 bilhões de dólares por ano nos Estados Unidos e 45,4 bilhões de dólares da União Europeia devido à perda de fertilidade do solo e assoreamento dos recursos hídricos. No Brasil, nos estados de São Paulo e Paraná, esses valores variam entre 212 e 242 milhões de dólares por

ano (TELLES et al., 2012). Estes números não podem ser ignorados e o conhecimento de processos de erosão torna-se essencial para a gestão de recursos hídricos e de uso da terra.

5.3 Fatores dinâmicos que influenciam a geração do escoamento superficial

O conhecimento do escoamento superficial e os processos ligados ao início da sua geração em uma bacia hidrográfica são fundamentais para o planejamento e gestão eficaz dos recursos hídricos. Os principais tipos de escoamento que podem ocorrer em uma bacia hidrográfica são: escoamento superficial hortoniano, escoamento superficial por saturação subsuperficial, escoamento subsuperficial, escoamento de água subterrânea (ou escoamento de base) e precipitação direta no canal (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

O escoamento superficial hortoniano apresenta-se com predominância em regiões áridas e semiáridas (CAMMERAAT, 2002, 2004; FIGUEIREDO, 2011; LI et al., 2011; FANG et al., 2012; CHAMIZO et al., 2012; TAYFUR et al., 2014; WEI et al., 2014). O escoamento hortoniano ocorre quando a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, ou seja, quando a intensidade da precipitação pluviométrica (i) for superior à taxa de infiltração instantânea (f), ocorre escoamento superficial hortoniano a uma taxa ($i-f$) (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Dados de precipitação e escoamento são relativamente escassos em áreas áridas e semiáridas, razão pela qual existem poucas investigações nestes ambientes sobre as relações entre chuva-deflúvio e os processos internos nas bacias (BRACKEN et al., 2008). Latron e Gallart (2008), estudando na bacia do Can Vila Mediterranean, mostraram forte relação não linear entre os valores de precipitação e escoamento.

As características das chuvas são decisivas para a definição dos diferentes mecanismos de geração de escoamento (FANG et al., 2012). Os referidos autores estudaram o escoamento e perda de solo em relação aos regimes de chuva e uso da terra em uma microbacia montanhosa na área de Três Gargantas na China. Fang et al. (2012) utilizaram análise de agrupamento com método K-means para classificar 152 eventos de chuva (10 anos de medições). Os 152 eventos de chuva foram divididos em três grupos com K-means clustering. Três variáveis de precipitação foram utilizadas durante este processo, incluindo a lâmina de precipitação (P), a duração (D) e a intensidade máxima em 30 minutos (I_{30}). Para o referido estudo Chuvas Regime I apresentam eventos de valores médios (31,8 mm) e média duração

(1.371 min); Chuvas Regime II apresentam eventos com elevadas magnitudes (54,0 mm), longa duração (2.548 min), e uma ocorrência frequente; e Chuvas Regime III apresentam eventos de baixa magnitude (22,2 mm), curta duração (494 min) e alta frequência. Os mesmos identificaram que maior atenção deve ser dada às chuvas de Regimes I e II, porque elas tinham os efeitos mais erosivos.

Outros pesquisadores a exemplo de Sen et al. (2010), estudando em uma encosta de 0,12 ha no North Alabama, demonstraram que eventos de chuvas com média a baixa intensidade e com média duração, apresentaram menor probabilidade de gerar escoamento. Este estudo ainda mostrou que as áreas de máxima geração de escoamento (manchas de solo com menor permeabilidade, áreas compactadas entre outros), contribuíram muito para o escoamento total da encosta, representando entre 67 a 100% do escoamento total.

Já Calvo-Cases et al. (2003), estudando precipitações de longa duração, demonstraram que em solos mais profundos, a saturação do perfil pode ocorrer depois de 110 mm de chuva e o escoamento gerado é, então, devido a um excesso de saturação do perfil do solo.

Assim, intimamente relacionado com os mecanismos de geração de escoamento está a capacidade de infiltração dos solos. Segundo Arnau-Rosalén et al. (2008) a capacidade de infiltração é o fator mais importante e controlador do escoamento, sendo caracterizada pela alta variabilidade espacial das propriedades do solo (estrutura, textura, teor de matéria orgânica, umidade antecedente, etc.).

Diferenças pronunciadas nas taxas de infiltração influenciam a taxa de transformação de chuva em escoamento, resultando na redistribuição espacial dos recursos hídricos. Áreas que respondem rapidamente às chuvas produzem altas descargas de escoamento, permitindo a continuidade do fluxo ao longo da rede de drenagem (YAIR e RAZ-YASSIF, 2004). O oposto pode ser esperado em áreas caracterizadas por alta absorção e altas taxas de infiltração.

O escoamento em zonas áridas e semiáridas é caracterizado pela alta variabilidade espacial e temporal. O componente espacial é em grande parte associada à alta heterogeneidade espacial da tipologia da superfície do solo, como a vegetação, os fragmentos de rocha, a topografia, as crostas e os atributos do solo (CHAMIZO et al., 2012). Já a variabilidade temporal depende principalmente da variação das chuvas e da umidade antecedente (CHAMIZO et al., 2012).

A Umidade antecedente do solo, juntamente com duração e a intensidade da precipitação pluviométrica, desempenham um papel importante na determinação dos

mecanismos de geração de escoamentos (JAMES e ROULET, 2009). Figueiredo (2011) estudando a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA, 12 km²), Ceará-Brasil, avaliou as condições de início do escoamento superficial com cobertura vegetal predominante de Caatinga preservada. O estudo indicou que para ocorrer o início do escoamento superficial na BEA é necessário um evento de precipitação superior a 47,50 milímetros, independentemente de sua intensidade. Isto explicou 75% da lâmina escoada na BEA para o período observado. O autor ainda concluiu que, com base apenas na precipitação total, não é possível avaliar se ocorrerá ou não escoamento.

Quanto aos estudos de Arnau-Rosalén et al. (2008), em encostas na região de Alicante/Espanha, mostraram que as vegetações herbáceas e fragmentos de rocha na superfície aumentam a capacidade de infiltração dos solos ao longo da encosta. Os mesmos autores, também, identificaram que os fragmentos de rocha quando incorporados ao solo, bem como afloramentos rochosos e superfícies encrostadas, localizadas nas encostas superiores e inferiores, favorecem a geração do escoamento nestas áreas.

A importância da umidade do solo é reconhecida em processos chuva-vazão (TAYFUR et al., 2014). Na literatura, vários estudos têm demonstrado a relação entre a umidade antecedente do solo e o coeficiente de escoamento superficial (CASTILLO et al., 2003; MASSARI et al., 2013; TAYFUR et al., 2014). Até mesmo o clássico método do Número da Curva (CN/SCS) relaciona condições de umidade antecedente do solo com a geração de escoamento (PONCE e HAWKINS, 1996). Huza et al., (2014), desenvolvendo estudos em uma pequena bacia no sul da França, mostraram que as respostas na geração de escoamento foram altamente dependentes das condições de umidade antecedente do solo. Segundo os resultados de Huza et al., (2014) coeficientes de escoamento variaram em duas ordens de magnitude, com uma diferença de precipitação menor que 20% entre dois eventos. Os referidos autores comentam que na ausência de dados de umidade do solo medidas *in situ*, dados de satélite podem ser um bom indicador para as condições da bacia hidrográfica.

É importante conhecer a umidade antecedente do solo antes de qualquer evento de chuva, a fim de estimar corretamente os coeficientes de escoamento e de obter uma melhor compreensão do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas (DESCROIX et al., 2002). Castillo et al. (2003) estudaram um modelo simples, fisicamente distribuído, desenvolvido para estudar o papel da umidade antecedente do solo na geração de escoamento em três microbacias no semiárido sudeste da Espanha. Segundo os autores, o conteúdo antecedente de água no solo é um fator importante e controlador do escoamento durante as chuvas de intensidade média e baixa, que são tipos de chuvas relativamente frequentes em áreas

semiáridas da Espanha. Quando o escoamento superficial é predominantemente ocasionado por uma intensidade de precipitação pluviométrica superior à taxa instantânea da infiltração (escoamento hortoniano), a resposta do escoamento é mais uniforme e não depende da umidade inicial do solo. Este processo é resultante de precipitações com altas intensidades ou solos menos permeáveis. Escoamentos ocasionados por chuvas menos intensas em solos de elevada permeabilidade são controlados pelo conteúdo de água no solo das camadas superficiais e, portanto, mais dependentes das condições iniciais (CASTILLO et al., 2003).

De acordo com o estudo de Li et al. (2011), em uma área de montanha cárstica, em Sierra de Gádor no sudeste da Espanha, a umidade antecedente do solo teve impacto significativo sobre a geração de escoamento. Os autores identificaram que nos solos úmidos o coeficiente de escoamento superficial é duplicado, com redução do tempo de escoamento e aumento da taxa de escoamento superficial em comparação com o mesmo solo seco.

A ocorrência de escoamento superficial é influenciada, também, pela ocorrência de veranicos, que são períodos com sucessivos dias sem chuva, apresentando, em média, valores baixos de umidade relativa do ar, bem como, elevação das temperaturas médias do ar (DINIZ et al., 2006). Veranicos durante a estação chuvosa são normalmente considerados como um número sequencial de alguns dias (geralmente superior a 5 dias) sem que haja precipitação atmosférica significativa (chuvas > 1 mm) (HERNANDEZ et al., 2003). Nesta pesquisa, veranico é definido como o período de cinco ou mais dias secos consecutivos durante a estação chuvosa, o que promove a redução da umidade antecedente do solo e conseqüentemente a geração de escoamento superficial.

Objetivando entender os mecanismos e efeitos dos veranicos, diversos autores se dedicaram a investigar a sua ocorrência, probabilidade de ocorrência, espacialização e influência nos diversos setores de atividade humana e outros (ADEKALU et al., 2009; MUPANGWA et al., 2011; NASRI E MORADI, 2011). Análises de chuva para identificar o fenômeno têm sido publicadas também no Brasil (CARVALHO et al., 2000; HERNANDEZ et al., 2003; DINIZ et al., 2006). Porém, são raros na literatura nacional e internacional estudos objetivando entender os efeitos dos veranicos na geração de escoamento superficial.

Com relação aos efeitos da vegetação na geração de escoamento, em estudos desenvolvidos na Noruega, Jost et al. (2012) identificaram que diferentes espécies de árvores podem levar a diferentes relações de chuva-vazão, pois as espécies influenciam distintamente as propriedades hidrológicas do solo. Tal resposta diferenciada está relacionada aos diferentes sistemas radiculares e a associação com a fauna do solo, que influenciam a infiltração da água no solo.

Quanto aos efeitos das diferentes escalas espaciais de mensuração de escoamento e produção de sedimentos, pesquisas experimentais com base em medições diretas foram desenvolvidas por Garcia-Estringana et al. (2013), a fim de determinar os efeitos de escala e do estabelecimento de arbustos em processos de erosão do solo, sob condições climáticas semiáridas (Espanha). Os resultados dessa pesquisa mostraram que, em parcelas de controle (solo nu), 5 eventos de chuva natural (de um total de 52 eventos) foram responsáveis por 85% da erosão total ($37,5 \text{ t ha}^{-1}$) e 59% do escoamento (128,8 mm) produzido. Quando as parcelas apresentaram arbustos estabelecidos (maduros), o escoamento superficial e a erosão foram reduzidos (por 84-95% e 95-99%, respectivamente) em comparação com o período de estabelecimento. Para os autores, os efeitos dos arbustos em mitigar as perdas de solo e água foram mais pronunciados após eventos de alta intensidade pluviométrica. Comparado com parcelas menores ($0,25 \text{ m}^2$), as parcelas de $80,8 \text{ m}^2$ testadas no experimento mostraram perdas de solo semelhantes sob chuvas de alta intensidade, mas as perdas por escoamento superficial foram muito mais baixas, sugerindo que uma parte do escoamento reinfiltra na encosta, devido aos efeitos da distribuição dos arbustos.

Já o trabalho de Cammeraat (2002, 2004) demonstra que para regiões semiáridas da Espanha, com base em medidas realizadas em campo, as condições críticas para geração de escoamento são muito distintas nas diferentes escalas: enquanto que na pequena escala eventos chuvosos pequenos, de curta duração, porém com intensidade moderada, são capazes de gerar escoamento; em escalas maiores a resposta da bacia é extremamente dependente da intensidade da chuva e de uma duração mínima que permita a conexão das encostas com a rede de drenagem. De modo geral, os limites a serem ultrapassados para a ocorrência de escoamento superficial aumentam com a escala espacial.

5.4 Processos erosivos em diferentes escalas espaciais

Durante os últimos vinte anos, muitos projetos de pesquisa têm sido realizados para quantificar as taxas de erosão em diferentes tipos de ecossistemas (BOIX-FAYOS et al., 2006). Os resultados forneceram uma grande base de dados que permitem um entendimento mais refinado dos processos. Reflexões sobre os processos sedimentológicos foram apresentadas por diversos autores que trabalham em diferentes aspectos dos processos de erosão do solo e em diferentes escalas (PUIGDEFÁBREGAS et al., 1999; CAMMERAAT, 2002; CALVO-CASES et al., 2003; CAMMERAAT, 2004; BRAZIER, 2004; DE VENTE e POESEN, 2005; BOIX-

FAYOS et al., 2005; BOIX-FAYOS et al., 2006). Dependência de escala em pesquisa de erosão, tem sido muitas vezes tratada como uma questão importante que merece muita atenção (BOIX-FAYOS et al., 2006; ARNAU-ROSALÉN et al., 2008; KIDRON, 2011; LESSCHEN et al., 2009). Extrapolações simples de medições realizadas em parcelas de erosão geralmente levam a grandes superestimativas das taxas de escoamento e da erosão a nível de bacia hidrográfica, por causa da não-linearidade dos processos relacionados ao escoamento e à erosão (LESSCHEN et al., 2009; KIDRON, 2011).

Objetivado entender os mecanismos fundamentais relacionados ao processo de erosão do solo, muitos estudos vêm sendo realizados em diferentes escalas espaciais: como na escala de laboratório, parcela de erosão (TURNBULL et al. 2010; CERDÀ e JURGENSEN, 2011; SANTOS et al. 2011; SANTOS, 2012), pequenas microbacias (BILOTTA et al. 2009; RODRIGUES, et al. 2013; ARAÚJO NETO, 2012) e por último na escala da grandes bacias hidrográficas por meio da mensuração da produção de sedimentos (BIRKENSHAW e BATHURST, 2006; MEDEIROS, 2009; MEDEIROS et al. 2014a). Posteriormente, modelos de erosão do solo foram desenvolvidos diretamente a partir desses trabalhos empíricos, a exemplo do modelo USLE (WISCHMEIER e SMITH, 1978); e diversos outros modelos com bases físicas como o WEPP (NEARING et al., 1989).

Através de uma ampla faixa de escalas (10^{-6} a 10^5 km²), De Vente e Poesen (2005) sintetizam a erosão hídrica de diferentes processos em curso. Em geral, com maior área de drenagem é esperado um aumento na produção específica de sedimentos, isso se torna possível devido aos adicionais processos de erosão no rio, erosão das margens, e movimento de massa. No entanto, a partir de certo limiar de área da bacia, a produção de sedimentos torna-se dominada pelo transporte e deposição de sedimentos e não por processos de erosão ativa. A partir desse limiar, a razão de aporte de sedimentos diminui com o aumento da área da bacia. A taxa de produção de sedimentos e do limiar são determinadas pelas condições locais, tais como topografia, litologia, e cobertura vegetal.

Para áreas de drenagem entre pequenas bacias e grandes bacias (> 10 km²), o efeito de sumidouros de sedimentos (deposição) muitas vezes torna-se dominante em relação às fontes de sedimentos, resultando em um declínio gradual na razão de aporte de sedimentos (BOIX-FAYOS et al., 2007). Isto é o que define uma mudança no sistema limitado pela erosão para um sistema limitado pelas condições de transporte. Assim, quanto maior a área, maior a probabilidade de deposição de sedimentos no caminho, que pode até resultar em menor rendimento de sedimentos na bacia tomada em comparação com as taxas de erosão medidas no localmente, em parcelas de erosão.

Parson et al. (2008) argumentou que a redução na produção de sedimentos com o aumento do tamanho da bacia não é atribuível somente ao armazenamento na bacia hidrográfica, mas é simplesmente uma resposta a relação entre a distância percorrida e a declividade da encosta (*hillslope*). Em bacias de uma determinada característica, a razão de aporte de sedimento irá geralmente diminuir à medida que aumenta o tamanho da bacia, porque as partículas de sedimentos levam mais tempo para viajarem longas distâncias (GONZÁLEZ-HIDALGO et al., 2013). Esta é uma das principais razões para afirmar que, devido ao efeito do impacto humano sobre a paisagem na região do Mediterrâneo os seus efeitos sobre os sistemas fluviais, as análises de conectividade são a chave para compreender a variabilidade de impactos e a extensão da propagação dos efeitos (HOOKE, 2006).

Os efeitos de escala são importantes na determinação dos processos hidrológicos e erosivos (BOIX-FAYOS et al., 2006). Sadeghi et al. (2013) avaliaram a precisão de parcelas de erosão com diferentes comprimentos (2, 5, 10, 15, 20 e 25 m de comprimento e largura fixa de 2 m) na estimativa do escoamento superficial e da perda de solo em uma microbacia no Irã. Os resultados apresentados nesse estudo indicam que a precisão na estimativa dos sedimentos e do escoamento melhorou com o aumento do comprimento da parcela. Os resultados do estudo sugerem que as pequenas parcelas de erosão, embora sejam práticas para a calibração de modelos, podem não resultar em estimativas precisas de escoamento superficial e erosão na escala de bacias hidrográficas. Os autores ainda relatam que os seus dados apoiam a hipótese de que quanto maior o tamanho da parcela de erosão, melhor a concordância com as medidas na escala de bacias, quanto ao escoamento e à produção de sedimentos. Mostraram ainda que um comprimento ótimo da parcela de 20 m, seria necessário para determinar o escoamento e as taxas de exportação de sedimentos representativas de uma bacia hidrográfica.

Uma grande variedade de metodologias para a mensuração da erosão do solo tem sido aplicada no Sudeste da Espanha, que abrange uma ampla faixa de escalas espaciais e temporais (BOIX-FAYOS et al, 2005; CANTÓN et al, 2011). Os métodos utilizados para monitorar o escoamento superficial e a erosão do solo incluem: (i) medições diretas em campo em diferentes escalas espaciais, incluindo diferentes formas e tipos de parcelas de erosão, pinos de erosão e perfilômetros, quantificações com Césio 137, experimentos com simulação de chuva, estudos em bacias experimentais e levantamentos batimétricos de reservatórios; e (ii) métodos indiretos, que incluem modelagem, sensoriamento remoto e análise com uso de SIG, estimativa com pontos de referência topográficos relacionados com a vegetação e reconstrução de modelos numéricos do terreno (CANTÓN et al., 2011).

Boix-Fayos et al. (2007), estudando no sudoeste da Espanha, mostraram exemplos específicos da variabilidade dos dados, devido a aspectos metodológicos de medições de escoamento e erosão. Essas variabilidades são ocasionadas por: (i) diferenças nos dados de erosão do solo em longo prazo entre as parcelas abertas e fechadas, (ii) diferenças na perda de solo derivadas de réplica de parcelas de erosão e (iii) diferenças nos dados de perda de solo derivados de parcelas em um intervalo de escala espacial (BOIX-FAYOS et al., 2007).

A primeira restrição, ao medir a erosão do solo em parcelas de erosão, é a escala temporal envolvida (BOIX-FAYOS et al., 2006). Ollesch e Vacca, (2002) mostraram que as parcelas de erosão fechadas reduzem suas taxas de erosão ao longo de um período de seis anos, devido as perdas de solo passarem a ser limitadas pela disponibilidade de material e não pela capacidade de transporte. Segundo os autores, parcelas de erosão fechadas após vários anos de funcionamento podem resultar no esgotamento do material disponível para a desagregação devido à criação de uma camada de impedimentos (crostas) sobre a superfície do solo e a falta de entrada de material transportado de fora da parcela (sedimentos de montante). Boix-Fayos et al. (2007) também observaram este esgotamento de material dentro de parcelas de erosão fechadas. Este processo é mais provável de ser constatado em solos não cultivados e com nenhuma atividade de manejo, onde eles recomendam o uso de parcelas abertas.

Como a aquisição de dados representativos de perda de solo é uma questão complexa, dados derivados devem ser interpretados de acordo com a escala espacial e temporal da aquisição e as suas próprias limitações metodológicas (CANTÓN et al., 2011). Em pesquisas em escalas de microparcels de erosão, a presença ou ausência de vegetação é considerada o principal fator determinante das perdas de água e solo (CANTÓN et al., 2011). No curto prazo, o dossel modifica o volume e a intensidade das chuvas que atinge a superfície do solo e afeta a desagregação e transporte de sedimentos pelo escoamento superficial.

A variabilidade das taxas de escoamento e erosão em áreas abertas é acentuada, principalmente, onde as propriedades da superfície do solo (por exemplo, cobertura de pedra, cobertura de crosta, a rugosidade da superfície) regulam o escoamento e a erosão (CALVO-CASES et al., 2003; ARNAU-ROSALEN et al., 2008). Crostas físicas e biológicas do solo têm um papel importante no escoamento superficial e na erosão (MAESTRE et al., 2011), podendo aumentar o escoamento e reduzir a erosão.

Em pequenas microbacias a redução na produção de sedimentos está relacionada principalmente à variabilidade na infiltração, distribuição espacial da vegetação e às propriedades da superfície do solo (KIRKBY et al., 2002; CANTÓN et al., 2011). Em grandes bacias hidrográficas, a dependência escalar de escoamento também é atribuída a outros fatores,

como o tamanho da célula de tempestades (abrangência das chuvas na bacia), às diferenças espaciais na litologia, à largura do canal do rio e à morfometria de bacia (comprimento de declive, relevo e etc.), pois estas podem aumentar as deposições de sedimentos nos vales (BRACKEN e CROKE, 2007; LESSCHEN et al., 2009).

Em pesquisa realizada por González-Hidalgo et al. (2013) em escalas de bacia hidrográfica (com dados de mais de 1.800 bacias, nos Estados Unidos e Canadá, e 2.872.933 eventos diários monitorados), foram estudados os efeitos dos eventos de chuva de baixa frequência e alta magnitude e a influência da escala temporal na erosão do solo. Os resultados indicaram que a contribuição de alguns eventos de alta magnitude representa uma percentagem elevada na carga total de sedimentos suspensos nas bacias. Os autores citam, por exemplo, que a contribuição média dos 25 maiores eventos diários varia entre 63% e 46% da carga total de sedimentos, dependendo da área da bacia, enquanto que as contribuições médias, apenas dos 5 maiores eventos, variaram entre 39% e 23%. Observaram ainda uma diminuição geral da contribuição relativa pelos n-maiores evento no transporte total de sedimentos, quando o tamanho da microbacia aumentava. Explicam, ainda, que as cargas de sedimentos em suspensão permanecem por menor tempo em pequenas bacias, portanto relativamente poucos eventos são a chave para explicar a exportação de grande quantidade de sedimentos em pequenas bacias.

A necessidade de um melhor entendimento dos processos que ocorrem em escalas temporais de mensuração da erosão vem se intensificando com as mudanças climáticas, necessitando de informações confiáveis sobre essas taxas de erosão. O uso da precipitação de radionuclídeos ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ e ^7Be como traçadores de mobilização e redistribuição de sedimentos, torna possível obter estimativas de taxas de redistribuição de solo dentro de paisagens intocadas e cultivadas, em uma faixa maior de escala temporal (GASPAR et al., 2013).

Uma adequada descrição dos fluxos de sedimentos para a adoção de medidas preventivas ou de controle dos processos erosivos requer um entendimento não somente dos fatores que influenciam a erosão, como também das condições de transporte de sedimentos (CAMMERAAT, 2002; BOIX-FAYOS et al., 2006).

5.5 Capacidade de transporte de sedimentos

A erosão do solo representa um problema sério em todo o mundo, devido ao seu impacto sobre a produção agrícola sustentável, bem como na preservação do meio ambiente

(GASPAR et al., 2013). Compreender a erosão e as taxas de deposição em uma pequena bacia hidrográfica é importante para a concepção de medidas de conservação do solo e da água (LI et al., 2009).

A erosão é descrita em três estágios: desagregação, transporte e deposição. A desagregação é definida como a liberação de partículas dos agregados e é provocada especialmente pelo impacto das gotas da chuva diretamente sobre a superfície do solo que, uma vez desprendidas, podem permanecer próximas ao agregado ou serem transportadas (CARVALHO et al., 2002). O transporte ou arraste das partículas desagregadas se dá quando o solo está saturado ou quando a intensidade da chuva é superior à taxa de infiltração de água no solo, ocasionando o início do escoamento superficial. No estágio final do processo, a deposição das partículas ocorre em pontos onde é reduzida a capacidade de transporte de sedimentos, normalmente em locais mais baixos, que podem ser depressões naturais do terreno ou em corpos hídricos como rios, lagos e açudes.

A Figura 2, apresentada por Medeiros (2009) adaptado de Haan et al., (1994), apresenta a relação entre os processos hidrossedimentológica apresentadas nesse estudo. Na Figura 2, observa-se que os sedimentos totais disponíveis para o transporte são provenientes da desagregação pelo impacto direto das gotas da chuva e pelas forças de cisalhamentos do fluxo de escoamento. Já as forças capazes de transportar os sedimentos desagregados para jusante são o somatório da energia disponível pela própria chuva e a energia disponível no fluxo de escoamento. Se a quantidade de sedimentos disponíveis for maior que a capacidade de transporte total, haverá a deposição dos sedimentos que ultrapassar a capacidade de transporte. Entretanto, se a capacidade de transporte for maior que a quantidade de sedimentos disponíveis, será transportado todo o sedimento disponível, podendo ainda culminar na erosão dos canais (rede de drenagem).

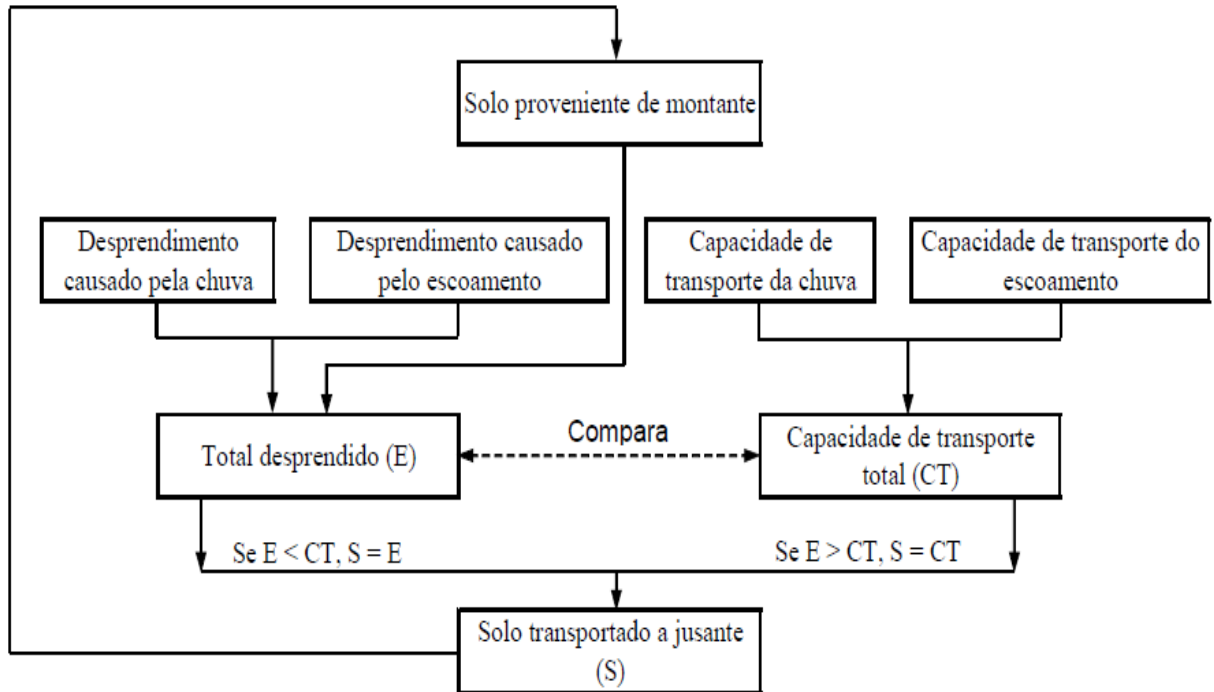


Figura 2 - Relação entre desprendimento, transporte e deposição de sedimentos (MEDEIROS 2009, adaptado de HAAN et al., 1994)

Fonte: Medeiros (2009), adaptado de Haan et al., (1994).

O montante anual de sedimentos erodidos de uma bacia hidrográfica é chamado de “erosão bruta anual”. De um modo geral, uma pequena porção (menos de um quarto) do solo erodido (erosão bruta anual) é entregue aos corpos receptores (por exemplo, mar, lagos, etc.), enquanto o restante é depositado no seu caminho (AKSOY e KAVVAS, 2005).

Fryirs et al. (2007), analisando as sensibilidades nas unidades de paisagens, relatam que a orientação chave para a produção de sedimentos dentro de uma unidade de paisagem pode ser proporcionada pela determinação da relação entre a disponibilidade de solo desagregado e a capacidade de transporte. Para os autores, nas unidades de paisagens, alguns eventos podem apresentar grandes estoques de solo desagregado prontamente disponíveis para o transporte, porém o fornecimento de material pode ser maior que a capacidade de transporte, resultando em uma produção de sedimentos limitada pelo transporte. Em outros momentos, os estoques de solo desprendido disponível para o transporte podem ser limitados (fornecimento de solo desagregado menor que a capacidade de transporte), sendo agora a produção de sedimentos limitada pela disponibilidade de material (como pode ser visualizado na Figura 2).

A capacidade dos rios em transportar sedimentos em suspensão é proporcional à sua descarga, portanto, a chuva e as propriedades hidrológicas de uma bacia de drenagem influenciam fortemente a produção de sedimentos finos total (ANDERMANN et al., 2012).

Fuller et al. (2003), estudando uma bacia em Taiwan, demonstraram que para a correta interpretação dos registros de sedimentos suspensos, é necessário distinguir variações de transporte entre: condições de transporte de sedimentos limitado pela capacidade de transporte (as variações no fluxo de sedimentos dependem apenas da capacidade de transporte do rio, havendo sedimentos disponíveis) e condições de sedimentos limitados (o fluxo de sedimentos depende da disponibilidade de sedimentos no rio).

Através de simulações, Medeiros (2009) em estudos na bacia do Benguê, Ceará-Brasil, com área de 933 km², vem indicando que a produção de sedimentos no semiárido brasileiro é limitada pelas condições de transporte, e não pela disponibilidade de material erodido.

Santos (2012) encontrou indícios de capacidade de transporte limitadas pela disponibilidade de material, para dados medidos na Bacia Experimental de Iguatu no semiárido cearense/Brasil em diferentes escalas espaciais variando de 1 m² a 3 ha, e em diferentes manejos de uso do solo, porém com curta série de dados. O autor enfocou que para melhores conclusões, há a necessidade de analisar em maior escala temporal e espacial (ordem de km²).

Devido à predominância de diferentes processos e condições limitantes ao transporte de sedimentos, em uma específica escala, é impossível a transferência direta de dados de perda de solo de maneira linear entre escalas (CAMMERAAT, 2002). Segundo González-Hidalgo et al. (2013), o transporte de sedimentos em pequenas microbacias é mais dependente de alguns eventos extremos do que em bacias maiores (onde os efeitos das conectividades são mais complexos). Assim, uma adequada descrição dos fluxos de sedimentos para a adoção de medidas preventivas ou de controle dos processos erosivos requer um entendimento não somente dos fatores que influenciam a erosão, como também das condições de transporte de sedimentos (MEDEIROS, 2009).

Mudanças na cobertura do solo, a exemplo do efeito de queimadas, podem influenciar na geração de escoamento, na disponibilidade e na capacidade de transporte de sedimentos. Wester et al. (2014) explicam que as queimadas podem:

(i) reduzir a rugosidade da superfície do solo e, portanto, amortizar a capacidade de dissipação da energia cinética do escoamento superficial, o que resulta no aumento da capacidade de transporte de sedimentos ao longo das vertentes e na rede de drenagem;

(ii) diminuir a capacidade de interceptação vegetal da chuva, aumentando assim a desagregação do solo pelo impacto direto da gota da chuva (MOODY e MARTIN, 2009);e

(iii) minimizar a resistência do solo promovida pelas raízes, o que pode levar a maximização da erosão e formação de sulcos que podem evoluir para voçorocas (MOODY e MARTIN, 2009).

Segundo Aksoy e Kavvas (2005) a cobertura vegetal natural em regiões áridas é escassa e, por isso, os eventos de escoamento causam concentrações muito elevadas de sedimentos resultando em um suprimento ilimitado de sedimentos. Porém, para essas condições o transporte de sedimentos é limitado pela capacidade de transporte.

5.6 Conectividade Hidrológica

Estudos sobre a conectividade hidrológica tem se desenvolvido nos últimos anos e o seu potencial tem sido cada vez mais reconhecido para os estudos de sistemas complexos (LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2009). Pesquisas sobre conectividade hidrológica também podem ajudar a entender melhor os efeitos das mudanças no sistema e, assim, proporcionar o conhecimento fundamental para os gestores e tomadores de decisão.

Hooke (2003), Croke et al. (2005), Brierley et al. (2006), Fryirs et al. (2007), Bracken e Croke (2007), e Fryirs (2013) sintetizaram diversos aspectos da literatura sobre conectividade. Estes autores construíram definições sucintas, terminologia comum e marcos conceituais que abrangem uma ampla gama de processos e configurações geomorfológicas.

Em hidrologia e geomorfologia, podemos identificar dois grandes "tipos" de conectividade, amplamente classificados de acordo com Bracken e Croke (2007) como:

(i) Conectividade hidrológica: transferência de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre elementos do ciclo hidrológico, tendo a água como meio de transporte. Refere-se à passagem de água de uma parte da encosta para outra, o que deve gerar alguma resposta no coeficiente de escoamento da bacia;

(ii) Conectividade sedimentológica: transferência de sedimentos de um local para outro e o potencial de uma partícula específica de se mover através do sistema. Diz respeito ainda à transferência física de sedimentos e poluentes ligados por meio da bacia hidrográfica e pode variar consideravelmente com o tamanho das partículas, entre outras propriedades. Esse conceito é implicitamente considerado em abordagens empíricas sobre produção de sedimentos, como a “razão de aporte de sedimentos” (*Sediment Delivery Ratio* – SDR).

Diversos conceitos de conectividade vêm sendo apresentados na literatura, como por exemplo Hooke (2003) definiu conectividade hidrológica como a ligação física da água e do sedimento através do sistema fluvial. Esta definição é independente de escala, o que torna o

conceito de conectividade hidrológica útil para levar em conta a dependência escalar em pesquisa sobre erosão do solo.

Croke et al. (2005) identificaram dois tipos de conectividade hidrológica: (i) conectividade direta que é a ligação do escoamento via novos e/ou já estabelecidos canais ou ravinas; e (ii) conectividade difusa como a ligação do escoamento superficial que atinge a rede de fluxo por meio das vias terrestres (escoamento laminar).

Turnbull et al. (2008) definiram conectividade estrutural como a distribuição espacial das unidades de paisagem (*landscape*), termo usado para se referir aos padrões espaciais na paisagem, que influenciam os padrões de transferência de água e os caminhos de fluxo. Os aspectos funcionais da conectividade se referem a como estes padrões espaciais interagem com os processos de produção de escoamento na bacia, conectando o fluxo e, portanto, a transferência de água na bacia (TURNBULL et al., 2008).

Desconectividade hidrológica é definida como qualquer processo ou estrutura que limita o contato físico ou a transferência de sedimentos, material orgânico, produtos químicos, nutrientes, ou água ao longo da bacia hidrográfica ou das unidades de paisagens (FRYIRS, 2013; WESTER et al. 2014). Dependendo da posição dos elementos de bloqueio da conectividade na bacia (chamados “*buffers, barriers e blankets*”), e seu tempo de residência dos sedimentos, várias partes de uma bacia podem estar contribuindo ativamente com sedimentos em efeito cascata entre as unidades de paisagens (FRYIRS, 2013).

Segundo Bracken et al. (2013), para o eficaz manejo de bacias hidrográficas e intervenções nos sistemas hidrológicos é necessária uma compreensão baseada em processos de conectividade hidrológica, de modo que:

i) o entendimento conceitual e não apenas empírico governe como os gestores interpretarão um sistema;

ii) exista uma compreensão de como os fluxos contínuos desenvolvidos em campo, sob diferentes condições ambientais, pode permitir aos gestores saber quando, onde e como intervir com sucesso nos processos ocorridos nas bacias para alcançar uma gestão sustentável.

Uma série de estudos, recentemente, analisaram como a conectividade hidrológica pode ser usada, tanto conceitualmente e empiricamente, para compreender os sistemas ambientais complexos (por exemplo, CROKE et al., 2005; BRIERLEY et al., 2006; BRACKEN e CROKE, 2007; LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2009; ALI e ROY, 2009).

A conectividade hidrológica está associada principalmente às características da precipitação (magnitude, duração, intensidade e frequência) e aos limites controlados por condições físicas e biológicas (CAMMERAAT, 2002, 2004; BRACKEN e CROKE, 2007).

Eventos gerados uniformemente por saturação do solo produzem elevada conectividade da bacia, enquanto que excessos de precipitação localizadas decorrentes de chuvas intensas têm maior probabilidade de reinfiltrar, conferindo baixa conectividade (CAMMERAAT, 2002, 2004; BRACKEN e CROKE, 2007; MEDEIROS, 2009).

Gomi et al. (2008) estudando os efeitos da conectividade no escoamento superficial na bacia de Mie, Japão, mostraram que o desenvolvimento da conectividade hidrológica se apresentou mais intimamente relacionada com a intensidade da chuva horária em vez da precipitação total. Resultados similares foram demonstrados por Meerkerk et al. (2009) estudando uma microbacia agrícola (475 ha) no sudeste da Espanha. Os resultados de Meerkerk et al. (2009) indicaram que a concentração de fluxo e o grau de conectividade estão relacionados com o índice de erosividade (EI30 / produto da energia cinética de chuva pela intensidade máxima em 30 minutos).

Escoamento e conectividade de sedimentos nem sempre estão ligados. Cantón et al., (2002) exemplificam que substratos resistentes como calcário e crostas biológicas no solo podem levar a elevadas taxas de escoamento, mais baixas taxas de perda de solo.

Sen et al. (2010) estudando a geração de escoamento em encostas, na região do Sand Mountain/North Alabama, sob condições de chuva natural, utilizaram sensores de escoamento superficial espalhados na encosta. Os pesquisadores observaram que as áreas com menor condutividade hidráulica geraram escoamento primeiro, mas o escoamento na saída da encosta é gerado por áreas hidrológicamente conectadas, o que apresentou forte dependência da intensidade e duração da precipitação.

Intensas coletas de dados na escala de parcelas de erosão têm sido utilizadas em áreas semiáridas para entender a interação das chuvas no escoamento superficial, incluindo o papel da rugosidade da superfície no desenvolvimento da conectividade hidrológica (JAMES e ROULET, 2007; SMITH et al., 2010). Cammeraat (2002) demonstrou que a conectividade hidrológica é um fator importante em áreas de contribuição e de absorção do escoamento a partir do monitoramento do escoamento superficial em várias escalas que contribuem com o escoamento (desde microparcels até a escala de bacia).

Boix-Fayos et al., (2006) argumentam que nas mensurações de erosão e dos processos relacionados em pequenas parcelas, especialmente parcelas fechadas, a conectividade do sistema está quebrada, ou pelo menos a conectividade da encosta como um todo não é refletida. É por isso que os resultados de pequenas parcelas de erosão não são adequados para a extrapolação em escalas maiores, como a bacia hidrográfica. No entanto, embora as parcelas pequenas não reflitam a conectividade do sistema, elas são úteis para a compreensão do início

do processo erosivo (quebra da estrutura do solo) e do comportamento dos mesmos em uma superfície homogênea.

Diversos estudos enfatizam a influência da umidade antecedente e da estrutura temporal da precipitação na geração do escoamento na escala de encosta (*hillslope-scale*) (WAINWRIGHT e PARSONS, 2002; JAMES e ROULET, 2007; BRACKEN et al., 2008). Pesquisas vêm mostrando também que as características das chuvas, os padrões de infiltração e a resistência ao escoamento promovida nos caminhos de fluxo são a chave para entender a conectividade hidrológica e a dinâmica na escala de encosta (WAINWRIGHT et al., 2002; YAIR e RAZ-YASSIF, 2004; REANEY, 2008; JAMES e ROULET, 2007; SMITH et al., 2010; KIDRON, 2011).

James e Roulet (2007) em uma pesquisa realizada em bacias hidrográficas florestais temperadas, sugerem uma resposta não-linear do escoamento para pequenas variações de umidade antecedente, mas não observaram uma mudança significativa na conectividade hidrológica geostatisticamente com variações de condições de umidade antecedente.

Terraços são comuns nas unidades de paisagens mediterrâneas. A maioria deles foi construída para fins agrícolas, e alguns dos terraços mais antigos são datados de 500 ac. (MEERKERK et al., 2009). O objetivo do terraceamento e seu efeito sobre os processos hidrológicos dependem de geologia e das propriedades do solo. Terraços reduzem o gradiente e o comprimento da encosta, facilitando o cultivo de culturas em encostas íngremes. Além disso, aumentam a infiltração da chuva e melhoram o armazenamento de água das áreas com moderada a baixa permeabilidade do solo (MEERKERK et al., 2009). Em muitos lugares em áreas do mediterrâneo, eles já não são mantidos intactos e o número dessas estruturas está em declínio (MEERKERK et al., 2009).

A conectividade entre as unidades de paisagem (*landscape*) controla o fluxo de água e sedimentos (CALLOW e SMETTEM, 2009). As influências antropogênicas sobre a conectividade são raramente consideradas nas investigações hidrológicas. Em particular, a construção de desvios de água em pequena escala (bancos de terra) e infraestrutura de coleta (terraços, barragens agrícolas, entre outros) em encostas de áreas agrícolas de sequeiro, podem alterar significativamente a conectividade da encosta ao canal de drenagem (CALLOW e SMETTEM, 2009).

Mudanças na conectividade podem ter efeitos significativos sobre os processos erosivos e das substâncias associadas aos sedimentos, que por sua vez, podem afetar a qualidade da água (FREEMAN et al., 2007; LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2009). Assim, considerando a importância da conectividade hidrológica sobre os processos da paisagem e das

condições do habitat (PRINGLE, 2003), um melhor conhecimento da conectividade hidrológica é essencial a fim de gerenciar melhor os recursos solo e água e ter uma compreensão dos potenciais efeitos ambientais das mudanças induzidas nos sistemas (LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2009).

Em uma mesma região, diferentes padrões de comportamento e de conectividade hidrológica podem ser criados de acordo com a distribuição espacial dos elementos na paisagem (CAPPELAERE et al., 2000). As diferenças na distribuição das coberturas vegetais ou de zonas com e sem vegetação podem influenciar significativamente a conectividade, o que eventualmente pode desempenhar um papel importante na evolução da área (CAMMERAAT de 2002, TURNBULL et al., 2008; OKIN et al., 2009).

Outro fator que influencia a conectividade é a rugosidade da superfície, que se destaca de maneira diferente de acordo com a escala. Nas menores escalas, a microtopografia e a vegetação são fatores importantes (LESSCHEN et al., 2009), enquanto que na escala de vertente a rugosidade pode ser representada por sulcos decorrentes do tratamento do solo para agricultura ou pela formação de ravinas (MEDEIROS, 2009). Nesses casos, valas paralelas ao sentido do escoamento tendem a aumentar a conectividade, enquanto que canais no sentido perpendicular favorecem a infiltração (CAMMERAAT, 2004).

De acordo com Bracken e Croke (2007) as faixas de vegetação funcionam como barreiras ao transporte de sedimentos, favorecendo a infiltração da água no solo, resultante do aumento da matéria orgânica e na redução da densidade do solo, que promovem o aumento da condutividade hidráulica do solo. A vegetação funciona ainda como dissipadores da energia do escoamento superficial o que resulta em maior tempo de oportunidade para os processos de infiltração e deposição de sedimentos. O escoamento superficial e a conectividade de sedimentos ao longo das encostas e na bacia hidrográfica diminuem com o aumento da cobertura vegetal (FRYIRS et al., 2007).

Fryirs et al. (2007) estudaram estruturas geomorfológicas que impedem o fluxo do escoamento e o transporte de sedimentos na bacia hidrográfica, limitando a conectividade entre os compartimentos de paisagem "*landscape*". Os autores denominam essas camadas de impedimentos de "*buffers*", "*barriers*" e "*blankets*". Os "*buffers*" restringem a entrega de sedimentos para os canais ou rede de drenagem; as "*barriers*" (barreiras) inibem ou limitam o movimento de sedimentos ao longo dos canais e; as "*blankets*" cobrem as superfícies dos rios e áreas aluviais e afetam o arraste de sedimentos. Essas barreiras ao escoamento funcionam desconectando áreas, reduzindo as áreas da bacia hidrográfica. Na Figura 3 são apresentados exemplos dessas estruturas que resultam na quebra da conectividade.

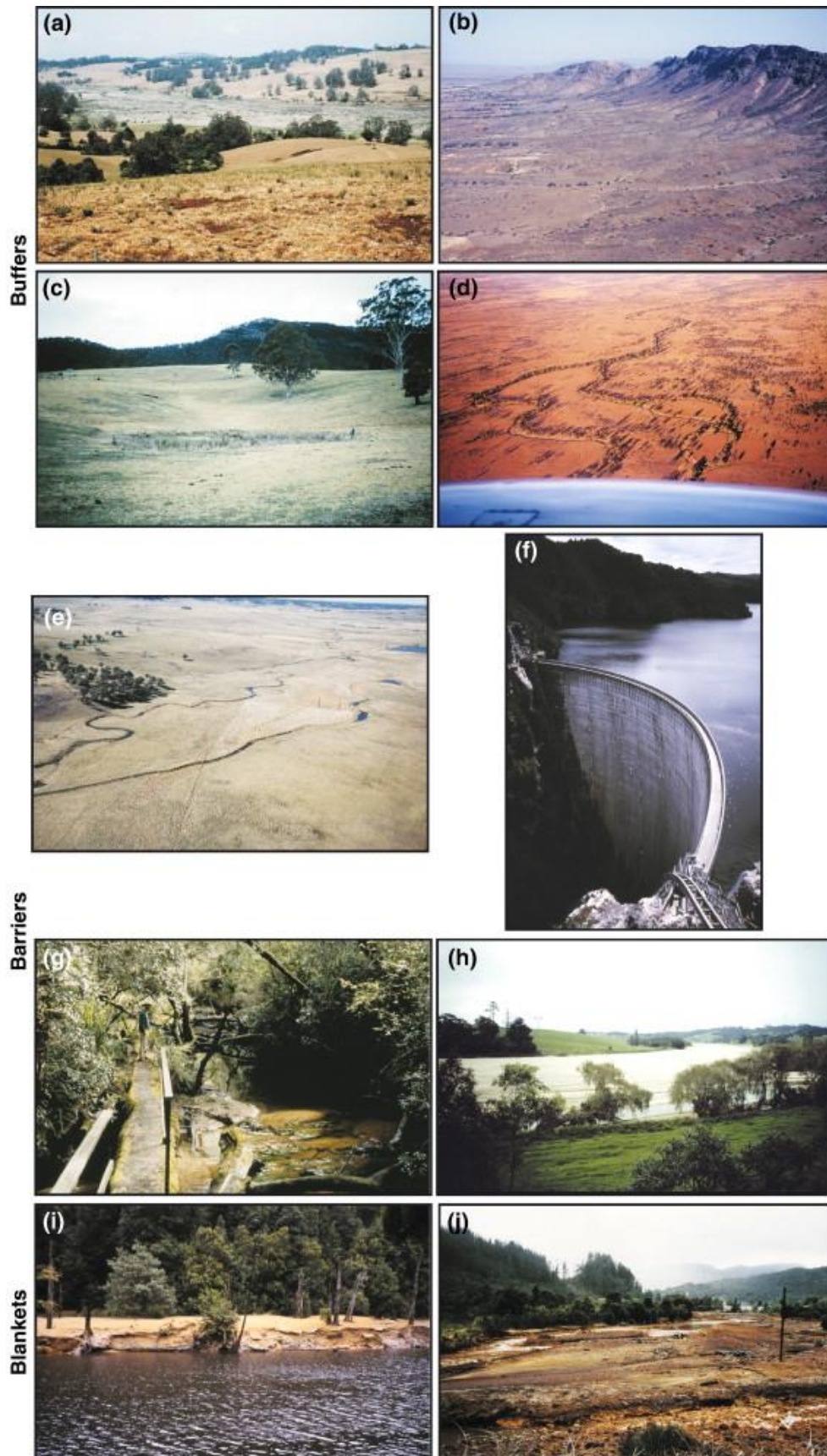


Figura 3 - Exemplos apresentados por Fryirs et al., (2007) de “*buffers*”, “*barriers*” e “*blankets*”. Os “*buffers*” são formas de relevo que impedem o movimento de sedimentos para a rede de canais e incluem (a) pântanos, (b) montanhas e vales aluviais, (c) afluente completamente preso

e (d) amplas planícies aluviais. “*Barriers*” impedir o movimento de sedimentos ao longo da rede de canais e incluem (e) As “*bedrock steps e valley constrictions*” (para a esquerda da foto) que induzem aterro de vales, (f) barragens, (g) resíduos lenhosos e (h) sedimentos lentos. “*Blankets*” são características que sufocam outras formas de relevo e incluem: (i) as lâminas de sedimentos de várzeas e (j) perdas em cascalhos

Fonte: adaptada de Fryirs et al., (2007).

Eventos de grande magnitude podem gerar conectividade das unidades de paisagens, violando os “*buffers*”, “*barriers*” e “*blankets*” (FRYIRS et al., 2007). Segundo Fryirs et al. (2007), com exceção da ocorrência de eventos extremos, várzeas e terraços ao longo da planície de inundação não são conectados e mantem a sua capacidade de “*buffering*” (barrar ou amortecer o escoamento e sedimentos). Na verdade, os sedimentos derivados de montante podem ser depositados sobre as superfícies das planícies aluviais. Durante eventos de alta magnitude a conectividade entre as unidades de paisagem é aumentada, maximizando assim a “*área de influência efetiva*” o que pode gerar maior energia ao escoamento e maior produção de sedimentos na bacia.

Apesar da conectividade hidrológica e do transporte de sedimentos serem amplamente estudados em diversos países, ainda não existe uma forma padronizada para a sua quantificação. Duas abordagens vem sendo mais utilizadas: a identificação dos elementos (naturais e artificiais) responsáveis pela quebra da conectividade e a associação de como essas barreiras são vencidas, gerando a conectividade na bacia (por exemplo, FRYIRS et al. 2007; FRYIRS, 2013); a outra vertente de estudos é a quantificação distribuída da redistribuição de sedimentos através de modelos hidrossedimentológicos com base física (por exemplo, LESSCHEN et al., 2009; MEDEIROS et al., 2010; FRYIRS, 2013) e/ou traçadores (por exemplo, LI et al., 2009; RITCHIE et al., 2009; GASPAR et al., 2013).

5.7 Modelos USLE e MUSLE para predição da erosão e produção de sedimentos

USLE (*Universal Soil Loss Equation*)

Dentre os modelos matemáticos utilizados para estimar a erosão hídrica por unidade de área e tempo, a fórmula mais usada é a Equação Universal de Perda de Solo, conhecida como USLE (*Universal Soil Loss Equation*). A USLE, como atualmente é utilizada, foi desenvolvida a partir de 1953, quando o *Soil and Water Conservation Research Division of the Agricultural Research Service* reuniu, na Universidade de Purdue (EUA), dados de escoamento superficial e de perdas de solo de 48 estações experimentais localizadas em 26 Estados dos EUA. Foram

utilizados dados de escoamento superficial em mais de 10.000 parcelas experimentais, sob condições de chuva natural e simulada, e de distintas características de clima, solo, relevo e cultivo. Com base nesses dados, incluíram-se inovações importantes que melhoraram a precisão da estimativa de perdas de solo, quais sejam: um índice de erosividade da chuva, um método para avaliação dos efeitos do manejo de uma cultura, um método para quantificar a erodibilidade do solo e um método para determinar os efeitos das interações de variáveis como: produtividade, sequência de culturas e manejo dos resíduos culturais.

A USLE (Equação 1) é um modelo empírico, por meio do qual pode-se estimar a perda de solo média anual causada pela precipitação e pelo escoamento a ela associado.

$$A = R * K * L * S * C * P \quad (1)$$

Em que:

A perda média anual de solo, $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$;

R fator de erosividade da chuva, $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$;

K fator de erodibilidade do solo, $t \text{ h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$;

L fator topográfico que expressa o comprimento de encosta, adimensional;

S fator topográfico que expressa a declividade de encosta, adimensional;

C fator de uso e manejo do solo, adimensional; e

P fator de práticas conservacionista, adimensional.

Um grande número existente de modelos de erosão e de transporte de sedimentos são baseados na USLE. Suas aplicações são, no entanto, limitadas às circunstâncias ambientais a partir do qual a USLE foi gerada.

De acordo com a USLE, as perdas de solo aumentam com o aumento do comprimento da vertente, representado pelo fator L. No entanto, de acordo com Bagarello et al. (2013), as perda de solo por unidade de área podem não necessariamente aumentar com o comprimento de rampa, quando o coeficiente de escoamento superficial do evento diminui à medida que o comprimento de rampa da parcela aumenta.

MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*)

Williams (1975), desenvolveu o modelo MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation* / Equação Universal de Perdas de Solo Modificada) para prever a produção de sedimentos em pequenas e médias bacias hidrográficas, por meio das análises de chuvas

individuais. A Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE) é uma modificação da USLE que, ao contrário da última, desenvolvida para a estimativa da erosão média em vertentes (WISCHMEIER & SMITH, 1978), é usada na estimativa do aporte de sedimento em bacias na escala de eventos (WILLIAMS, 1975). A MUSLE é um modelo empírico, que requer a estimativa adequada de suas variáveis, bem como a calibração de seus coeficientes para as condições locais (SADEGHI et al., 2007). Esse modelo tem sido frequentemente utilizado em estudos que visam a quantificação da produção de sedimentos em pequenas e médias bacias hidrográficas, como por exemplo, em Lim et al. (2005), Avanzi et al. (2008), Zhang et al. (2009) e Schultz et al. (2013).

A USLE superestima a produção de sedimentos, uma vez que fornece a produção bruta de sedimentos, que é a erosão total ocorrida no solo ou o sedimento disponível a ser transportado pelo escoamento superficial. Em vista disso, na aplicação desta equação a bacias hidrográficas, leva-se em consideração o conceito de razão de aporte de sedimentos ("*Sediment Delivery Ratio* - SDR") definida pela relação entre a produção efetiva e a produção bruta de sedimentos, sendo a produção efetiva de sedimentos caracterizada pelos sedimentos, produzidos pela erosão, que chegaram até a seção de referência da bacia.

Devido ao fator R da USLE e a estimativa da SDR apresentar problemas para sua determinação, Williams (1975) propôs a equação universal de perdas de solo modificada / MUSLE, para eventos chuvosos isolados, substituindo o fator R da USLE por um fator que considera o volume de escoamento superficial, a vazão de pico do hidrograma de cheia e parâmetros empíricos de acordo com a bacia, dando uma nova forma à equação anterior:

$$A = a (D Q_p)^b K L S C P \quad (2)$$

em que:

A - Representa as perdas de solo (ton);

“a” e “b” - Coeficientes de ajuste (calibração);

D - Deflúvio ou escoamento superficial direto (mm) e

Q_p – Vazão de pico (m³ s⁻¹).

K - Erodibilidade média da bacia (ton h MJ⁻¹ mm⁻¹);

LS - Fator topográfico (adimensional);

C - Fator de cobertura do solo (adimensionais);

P – Fator de práticas conservacionistas (adimensionais);

A MUSLE apresenta um grande potencial de aplicação em virtude da simplicidade de sua estrutura, do número relativamente baixo de parâmetros empregados e da facilidade de calibração e aplicação (AVANZI et al., 2008).

O modelo da MUSLE proposto originalmente por Williams (1975), indicava valores de 11,8 e 0,56 para os coeficientes a e b da equação no Sistema Internacional. No entanto, os coeficientes “ a ” e “ b ” da MUSLE podem variar em função das condições fisiográficas e hidrológicas das bacias, uma vez que a razão de aporte de sedimento apresenta uma elevada variabilidade temporal e espacial (SADEGHI et al., 2007; SILVA et al., 2011). Diversos estudos vêm apontando a necessidade de calibração dos coeficientes “ a ” e “ b ” da MUSLE para as condições locais (AVANZI et al., 2008; PARANHOS & PAIVA, 2008). Por exemplo, Avanzi et al. (2008) obtiveram $a = 14,96$ e $b = 0,59$, para uma bacia experimental em Aracruz, ES, a partir da linearização da MUSLE e após o isolamento de parâmetros.

6. ÁREA DE ESTUDO

6.1 Localização

A Bacia Experimental de Iguatu (BEI) é composta de uma pequena bacia de 16,74 km² e mais três pequenas microbacias aninhadas (de 1 a 3 ha), localizadas no município de Iguatu-CE, Brasil (Figura 4), em áreas de domínio do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE) - Campus de Iguatu.

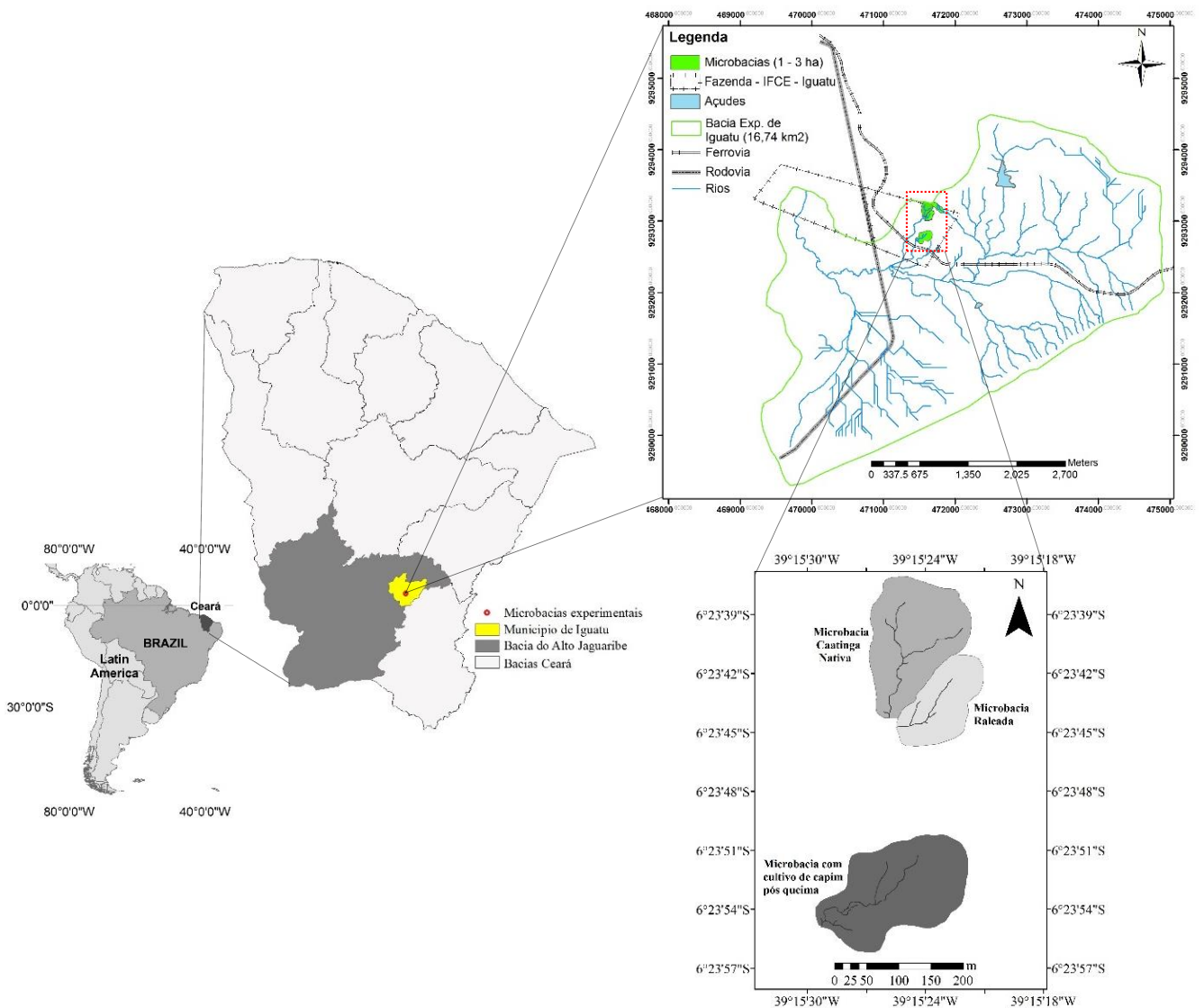


Figura 4 – Localização da bacia e das microbacias experimentais no município de Iguatu, Ceará

6.2 Clima

O clima da região é do tipo BSw'h' (Semiárido quente), de acordo com a classificação climática de Köppen, com temperatura média sempre superior a 18 °C no mês mais frio. O Índice de Aridez elaborado por Thornthwaite (1948) é de 0,44 classificando-se como semiárido. A precipitação média histórica no município de Iguatu é de 864 ± 304 mm, com 85% concentradas no período de janeiro-maio e dos quais cerca de 30% são registrados no mês de março. A distribuição mensal da precipitação é marcada por uma alta variabilidade temporal, conforme apresentado na Figura 5.

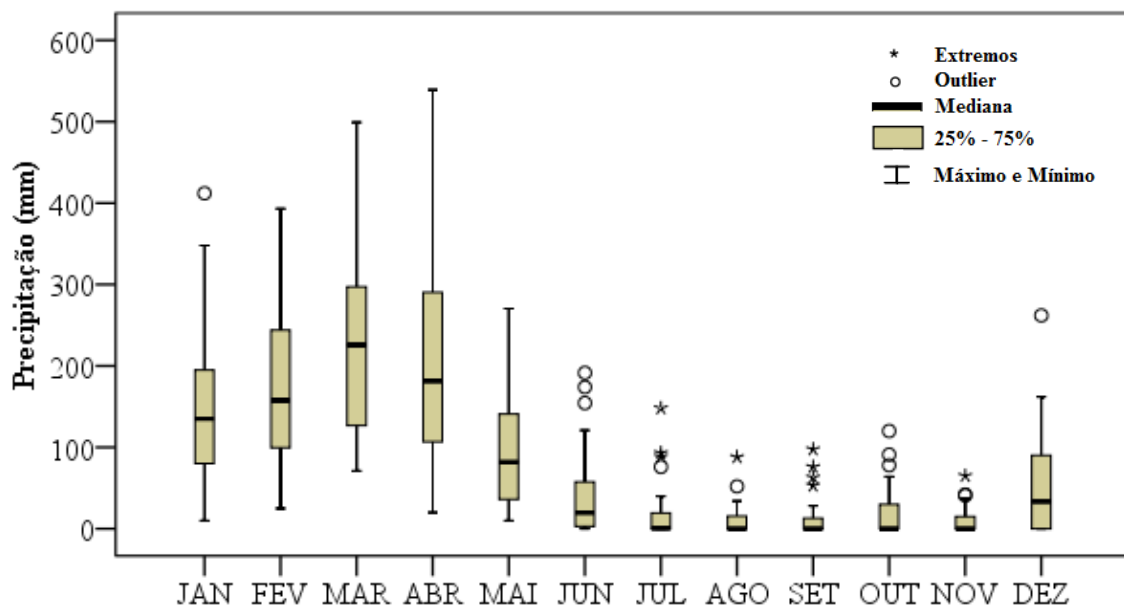


Figura 5 – Variabilidade mensal da precipitação pluviométrica, para a série histórica entre 1974 e 2013 no posto de Iguatu, Ceará

A região de Iguatu apresenta alta variabilidade temporal entre o total precipitado anual (Figura 6), de acordo com a série histórica (1932 a 2013 correspondendo a 82 anos de série). A média histórica para uma grande série de 82 anos (1932 a 2013) foi de 864 mm ano^{-1} , passando para a normal climatológica dos últimos 30 anos a média histórica apresentou um aumento, atingindo valor de $1.024 \text{ mm ano}^{-1}$ (1984 a 2013). Na Figura 6 observam-se as médias móveis para 5, 10 e 30 anos, apresentando claramente a alta variabilidade climática da região com períodos de baixa precipitação a períodos de alta. Com relação à média móvel de 30 anos, a menos sensível a variação de períodos secos e chuvosos, a média anual móvel variou de 773 a $1.039 \text{ mm ano}^{-1}$. Para a média móvel de 10 anos a variação foi de 721 a $1.120 \text{ mm ano}^{-1}$, para

o mínimo e máximo, respectivamente. Já para a média móvel de 5 anos (a mais sensível a variações), os valores médios oscilaram entre 653 a 1.316 mm ano⁻¹ para o mínimo e máximo, respectivamente.

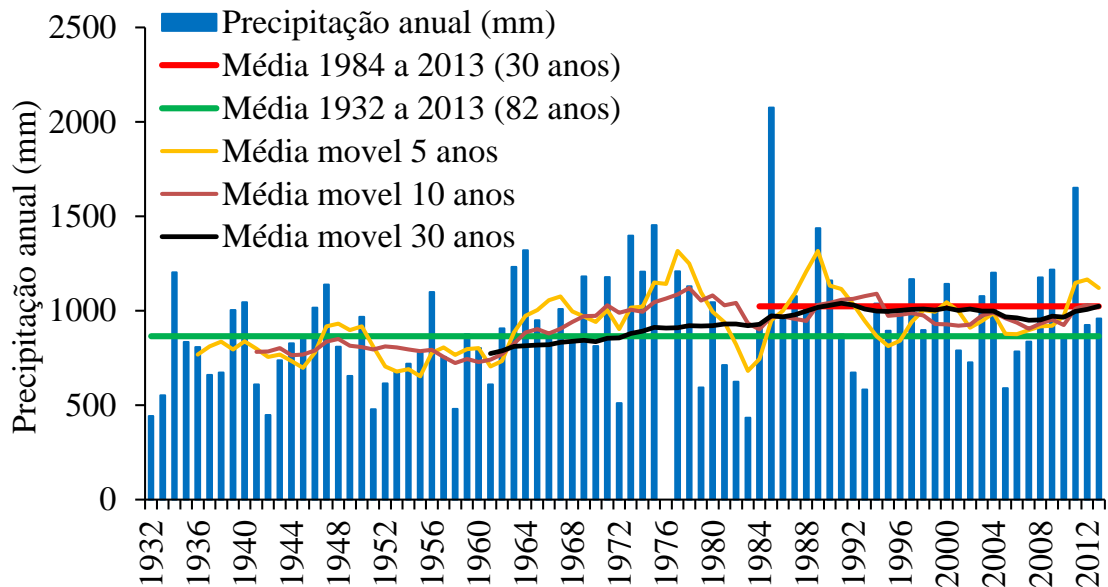


Figura 6 – Série histórica de precipitação pluviométrica anual e médias móveis para 5, 10 e 30 anos, no posto Iguatu no município de Iguatu, Ceará

A região é caracterizada também por altas taxas evaporativas, com medida em tanque classe “A” chegando a 1.988 mm ano⁻¹, estando as médias mensais com maiores valores durante os sete meses de menor precipitação. As temperaturas médias mais altas ocorrem entre setembro e janeiro, relacionando-se com a forte insolação e baixa nebulosidade durante esse período. Demais características climáticas da região podem ser visualizadas na Tabela 1.

Tabela 1 – Características climáticas para o município de Iguatu, Ceará

Variável	Valor	Unidade
Precipitação média (1932 a 2013)	864	mm ano ⁻¹
Temperatura máx. média mensal	31,7	°C
Temperatura mín. média mensal	20,3	°C
Radiação solar média anual	5,63	kWh m ⁻² dia ⁻¹
Insolação média anual	2897,6	h ano ⁻¹
Umidade relativa do ar média anual	61,8	%
Velocidade do vento média anual	2,1	m s ⁻¹

Fonte: Santos (2012) adaptada

6.3 Período de estudo

O período de estudo corresponde aos anos hidrológicos de 2009 a 2014, com coletas de dados hidrológicos concentradas de janeiro a junho, correspondendo à estação chuvosa da região. As coletas para quantificação do volume escoado superficialmente e de amostras para determinação das perdas de sedimentos foram realizadas a cada evento de chuva erosiva (que geraram escoamento superficial), no acumulado de 24 horas.

6.4 Unidades experimentais

Tendo em vista os diferentes processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaciais, as mensurações do escoamento superficial e da produção de sedimentos foram quantificadas em três diferentes níveis de escala: parcelas de erosão de 20 m² (coletas iniciadas em 2009); microbacias com áreas em torno de 1 a 3 ha (coletas iniciadas em 2009); e pequena bacia com área de 16,74 km² (coletas iniciadas em 2013), todas sob chuva natural. Ao todo, a estação experimental é composta de uma bacia experimental na escala de km², três microbacias na escala de ha e quatro parcelas de erosão de 20 m².

6.4.1 Parcelas de erosão de 20 m²

Os valores de escoamento superficial e de erosão foram quantificados em três parcelas experimentais de perdas de solo e água, com área igual a 20 m² (2 x 10 m), e com o comprimento maior obedecendo o sentido da declividade do terreno. As parcelas foram distribuídas nas microbacias com cobertura de Caatinga Nativa, Caatinga Raleada e pós manejo de desmatamento, seguido de queima e cultivo de capim. Assim a cobertura de cada parcela foi representativa das microbacias de forma a simular as condições dos manejos estudados, na escala espacial de 20 m².

As parcelas foram delimitadas com chapa de aço galvanizado com 0,30 m de altura, sendo enterrada 0,15 m no solo (Figura 7). A face da parcela localizada na parte mais baixa foi conectada a um sistema coletor, constituído de três tanques com capacidade de 30, 100 e 200 L, respectivamente. O primeiro tanque (Figura 7b) é composto com um sistema de sete janelas. Após o enchimento do primeiro tanque, 1/7 do escoamento superficial da parcela é canalizado para o segundo tanque, que uma vez cheio, o excedente é conduzido para o terceiro tanque. Com o somatório do volume armazenado no primeiro tanque mais sete vezes o volume

armazenado no segundo e terceiro tanques, pode-se calcular a lâmina escoada por evento e o coeficiente de escoamento superficial.



Figura 7 – Coletor de perdas de solo e água (a) e tanque coletor (b)

6.4.2 Microbacias com escala de 1 a 3 ha

O estudo experimental a nível de microbacia permite uma análise integrada das interações e interdependências dos diversos fatores e processos que controlam a degradação ambiental, bem como analisar o efeito da escala e da variabilidade espacial nesses fatores e processos. A seleção constou de três microbacias experimentais (Figura 4) com cursos d'água de primeira e segunda ordem, sendo uma mantida inalterada (Caatinga nativa) e duas submetidas aos seguintes manejos: raleamento da Caatinga; desmatamento seguido de queimada e cultivo de capim para pastagem. Adotaram-se estes tratamentos, uma vez que a produção de pastagem representa um dos usos de solo mais comuns no semiárido cearense, e o raleamento como método silvopastoril alternativo de produção de gêneros de subsistência.

6.4.2.1 Características Fisiográficas

As microbacias são formadas por cursos d'água classificados, segundo Stralher, como de 1ª e 2ª ordem, sendo desta forma, áreas de nascentes. Apresentam escoamento efêmero, isto é, o fluxo de água no canal principal se faz presente durante e depois do evento pluviométrico, em um período médio de tempo não superior a 24 horas após o encerramento da chuva.

Os estudos na área iniciaram-se em 2007, quando as microbacias foram devidamente delimitadas e caracterizadas por Alves (2008) e Rodrigues (2009), e serviram de suporte para o presente trabalho. O levantamento planialtimétrico foi conduzido empregando-se um Taqueômetro ou Estação Total, com medições de ângulos horizontais, verticais e distâncias. O equipamento empregado refere-se a uma estação total LEICA modelo TC407. O ponto inicial de entrada foi coletado com GPS diferencial SR20 LEICA, em datum WGS84 sistema de coordenadas em projeção UTM (*Universal Transversa de Mercator*), e os demais foram levantados e corrigidos a partir deste. O pós-processamento foi conduzido através do software tope AVN, cujo arquivo foi convertido para formato ASCII e processado através do software ArcMap 9.3, em que se confeccionou o Modelo Numérico do Terreno (MNT) das microbacias (Figura 8). Os mapas de classes de declividade foram separados em seis intervalos distintos, sugeridos pela Embrapa (1979), conforme mostrado nos mapas da Figura 9. Na Tabela 2 estão explicitadas as características morfométricas das microbacias experimentais.

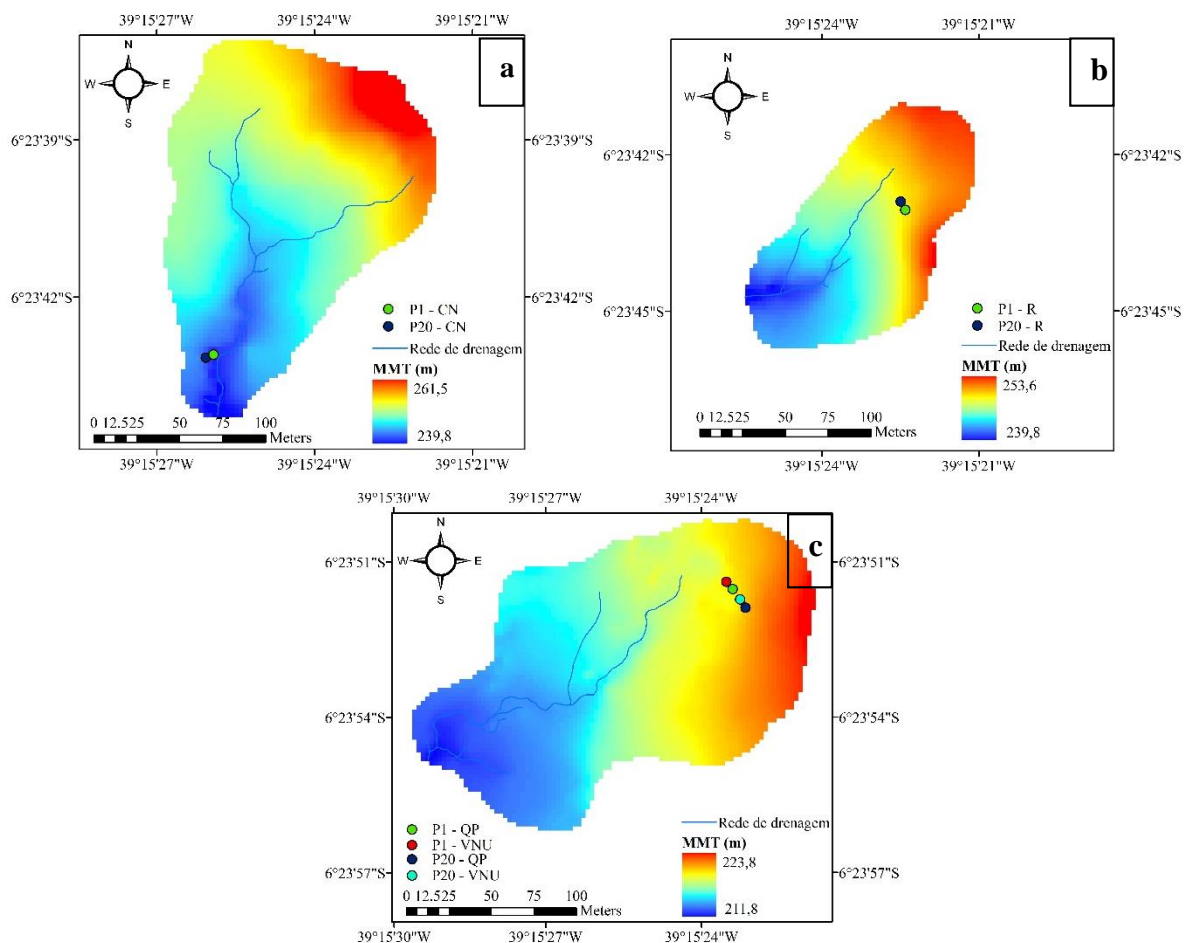


Figura 8 – Representação do Modelo Numérico do Terreno (MNT) das microbacias: (a) microbacia com Caatinga nativa; (b) microbacia com Caatinga raleada e (c) microbacia com queima e plantação de pastagem; localização das parcelas experimentais de erosão

Fonte: Santos (2012)

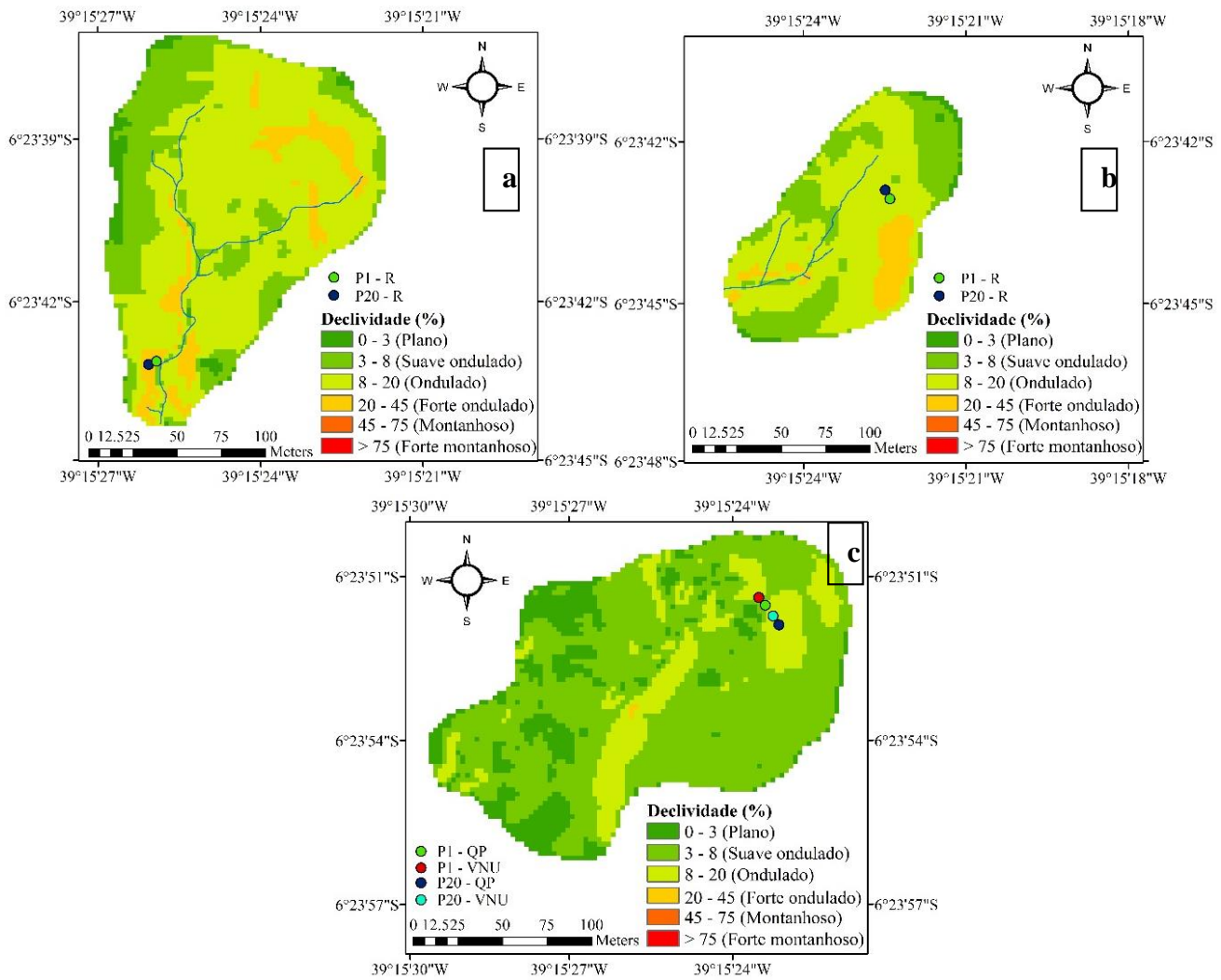


Figura 9 – Distribuição das classes de declividade das microbacias: (a) microbacia com Caatinga nativa; (b) microbacia com Caatinga raleada e (c) microbacia com queima e plantação de pastagem, localização das parcelas experimentais de erosão

Fonte: Santos (2012) adaptada

Tabela 2 – Características morfométricas das microbacias experimentais: Caatinga nativa, Caatinga raleada e queima com pastagem

Características	Valores			Unidades
	Microbacias			
	Raleada	Nativa	Queima/Pastagem	
Área da bacia (Ab)	11.491,9	20.637,6	28.013,7	m ²
Perímetro (P)	478,4	594,5	696,8	m
Comprimento do talveque (Lt)	120,5	183,9	187,9	m
Comprimento do curso princ. (Lcp)	147,2	252,1	238,2	m
Comprimento da bacia (Lb)	188,2	204,4	253,9	m
Declividade da bacia (Db)	8,7	10,6	5,6	%
Fator de forma (Rf)	0,3	0,5	0,4	-
Coefficiente de compacidade (Kc)	1,3	1,2	1,2	-
Tempo de concentração (Tc)	33,8	20,0	27,5	min
Extensão média do escoamento superficial	19,5	20,5	29,4	m
Sinuosidade do curso principal (Sin)	1,2	1,4	1,3	-

Fonte: Alves (2008)

6.4.2.2 Solos

As microbacias são partes integrantes da depressão sertaneja setentrional, onde as manchas de solos predominantes estão classificadas como Aluviais, Litólicos, Podzólicos Vermelho-amarelo e Vertissolos. A geologia da região, segundo levantamentos da Superintendência de Desenvolvimento do Estado do Ceará (SUDEC, 1980) caracteriza-se por ser sedimentar, formada por sedimentos meso microclástico, que sofreram um processo de afundamento, proporcionando a formação de solos com relevo plano a suave ondulado.

Devido ao tipo de argila presente nos solos das microbacias é comum o surgimento de rachaduras na superfície nas épocas secas do ano, e encharcamento no período chuvoso, conforme averiguações de Alves (2008), tornando-se a área de difícil acesso e locomoção.

Para a classificação dos solos, foi aberta uma trincheira entre as microbacias com Caatinga nativa e raleada, por serem áreas pequenas e adjacentes, e outra na microbacia com o manejo da queima e posterior plantação de pastagem (Figura 10). As trincheiras tinham dois metros de profundidade. Os solos das duas áreas foram classificados como Vertissolos Ebânico Carbonático Típico. Já para a caracterização físico-química do solo foram coletadas amostras deformadas em vários horizontes de cada trincheira e levadas para os Laboratórios de Física e

Química do Departamento de Solos da Universidade Federal do Ceará. Os parâmetros físico-químicos dos solos das microbacias podem ser observados na Tabela 3.

Tabela 3 – Dados de análise físico-química do solo das microbacias

Microbacia	Nativa e Raleada			Queima/Pastagem			
Horizontes	A	B	BCv	A	B1	B2	C1
Profundidades (cm)	0 a 5	5 a 21	21 a 31	0 a 25	25 a 103	103 a 116	116 a 137
Parâmetros físicos							
Areia (g kg ⁻¹)	137	205	182	315	291	166	322
Silte (g kg ⁻¹)	447	405	470	425	387	502	478
Argila (g kg ⁻¹)	416	390	348	260	322	332	200
Silte/Argila	1	1	1	2	1	2	2
Parâmetros químicos							
C (g kg ⁻¹)	24,1	13,3	10,2	8,31	5,75	5,44	3,86
pH	7,6	8,2	8,2	8,5	6,8	9,2	9,3
Ca (cmol _c kg ⁻¹)	35	43	39	18	20	18	20,8
Mg (cmol _c kg ⁻¹)	12	10	8,6	15,2	12,4	10	14,2
K (cmol _c kg ⁻¹)	1,04	0,37	0,29	0,21	0,19	0,23	0,21
Na (cmol _c kg ⁻¹)	0,13	0,13	0,15	0,81	1,42	3,37	5,32
H + Al (cmol _c kg ⁻¹)	1,7	1,2	1,2	2,6	2	1	1
CaCO ₃ (g kg ⁻¹)	145	144	151	146	130	157	213
P assim (mg kg ⁻¹)	42	62	59	8	9	9	10
CE (dS m ⁻¹)	0,48	0,3	0,29	0,3	0,3	0,4	1

Fonte: Araújo Neto, (2012)



Figura 10 – Perfil do solo das microbacias, (a) microbacia com Caatinga nativa e raleada e (b) microbacia com o manejo da queima e posterior plantação de pastagem

6.4.2.3 Cobertura Vegetal e Manejo do solo

Na escala de 1 a 3 ha o estudo constou de três microbacias experimentais, sendo a primeira mantida durante todo o período de estudo com vegetação de Caatinga nativa. Na segunda foi aplicado um manejo de uso do solo de raleamento e mantido durante todo o período de estudo. Na terceira ocorreram mudanças de uso do solo, sendo iniciada com Caatinga nativa no primeiro ano de estudo (2009) e aplicado desmatamento, queima e cultivo de pastagem (final da estação seca de 2009). Na Tabela 4 observam-se em síntese as características da cobertura vegetal das microbacias durante o período estudado.

Tabela 4 – Características da cobertura vegetal das microbacias ao longo do período estudado

Microbacia	Cobertura Vegetal						
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Vegetação Nativa	Nativa	Nativa	Nativa	Nativa	Nativa	Nativa	Nativa
Vegetação Raleada	Raleada	Raleada	Raleada	Raleada	Raleada	Raleada	Raleada
Queima/ Pastagem	Nativa	Desmatada/ Queima/ Pastagem	Pastagem	Pastagem	Pastagem	Pastagem	Pastagem

A primeira microbacia foi mantida durante todo o período de estudo com cobertura vegetal composta de Caatinga Nativa (Figura 11). A área apresenta uma vegetação relativamente conservada, sendo enquadrada como Caatinga arbustivo-arbórea fechada. Porém, mesmo apresentando uma boa cobertura vegetal na maior parte da área de estudo, em algumas partes são observadas áreas com ausência de vegetação ou com vegetação de menor porte. A vegetação da microbacia apresenta uma Caatinga fechada cobrindo totalmente o solo no período chuvoso, com isso permite pouco desenvolvimento do estrato herbáceo. Cabe salientar que a vegetação perde suas folhas durante o longo período de estiagem da estação seca. Este fato faz com que no início da estação chuvosa, ocorra uma alteração das respostas hidrológicas (Figura 11).

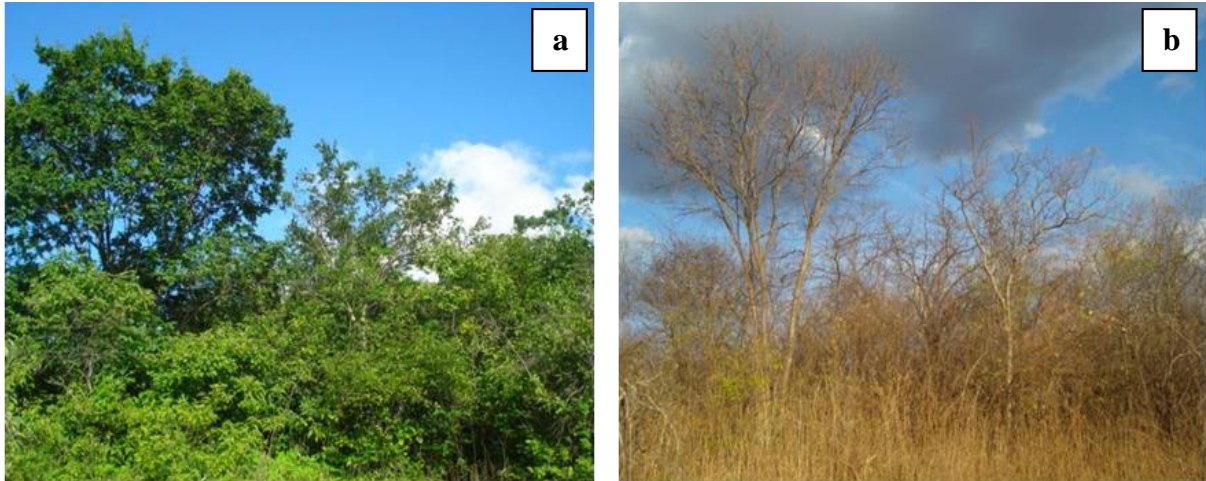


Figura 11 – Microbacia experimental com cobertura composta de Caatinga Nativa, estação chuvosa (a) e estação seca (b)

Já no primeiro ano de estudo (2009) na microbacia adjacente à microbacia com Caatinga nativa, foi aplicado um manejo do solo que constou do raleamento da vegetação (Figura 12), prática que vem sendo incentivada por pesquisadores para pequenos agricultores do semiárido brasileiro. Este tratamento foi aplicado com o propósito de verificar a influência da prática de raleamento da Caatinga, sobre escoamento superficial, erosão hídrica e produção de sedimentos em pequenas bacias rurais. Foram mantidas na microbacia as espécies vegetais com diâmetro igual ou maior que 10 cm, e espécies de crescimento herbáceo (SANTOS, 2012). De acordo com Palácio (2011) o tratamento de raleamento da caatinga proporcionou um aumento de três vezes na produção de biomassa herbácea em relação à Caatinga não alterada. O raleamento também proporcionou maior produção de biomassa arbórea que a área mantida com Caatinga (PALÁCIO, 2011).

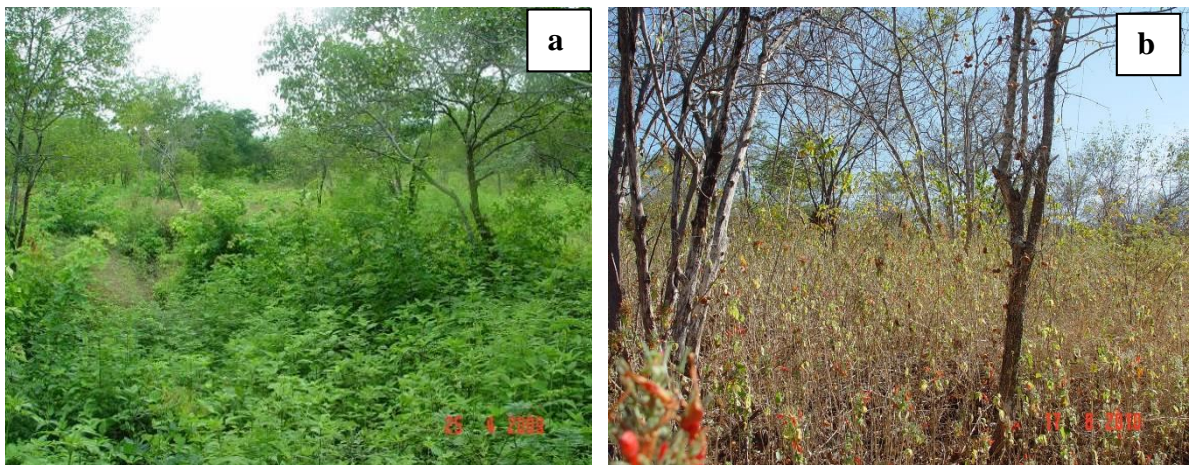


Figura 12 – Microbacia experimental com aplicação de manejo de raleamento da Caatinga, estação chuvosa (a) e estação seca (b)

No final da estação seca (dezembro) do primeiro ano de estudo, 2009, na microbacia de 2,8 ha foi realizado um novo manejo que constou de desmatamento total da vegetação de Caatinga, seguido de queima e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem (Figura 13), prática de uso do solo extremamente empregada no nordeste brasileiro. Nos anos seguintes foi mantida a cobertura de capim.



Figura 13 – Microbacia experimental com aplicação do manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim, estação seca (a) e estação chuvosa (b)

6.4.2.4 Monitoramento Hidrológico das Microbacias

As microbacias foram equipadas com estações hidroclimatológicas, com pluviômetros, calhas Parshall, sensores de temperatura do ar e solo, sensores de umidade relativa do ar, umidade do solo e pluviógrafos automáticos. Todos os dados são coletados por meio de uma plataforma de coleta de dados (PCD) instalada em cada microbacia e programada para obtenção de dados a intervalos de cada 5 minutos. Este intervalo de tempo foi adotado em função das altas intensidades de chuvas que ocorrem na região, e também pelo baixo tempo de concentração das unidades avaliadas (RODRIGUES, 2009).

Para medição da precipitação, três estações pluviográficas foram instaladas para monitoramento nas microbacias avaliadas, sendo uma delas compreendendo as microbacias com Caatinga nativa e raleada, outra estação na microbacia manejada com queima/pastagem e por fim uma estação em microbacia vizinha às microbacias estudadas.

Empregou-se para medição, tanto pluviógrafos de básculas, desenvolvidos e calibrados no Laboratório de Eletrônica e Mecânica da Agronomia (LEMA) do Departamento

de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará (UFC) (Figura 14a), como também, pluviômetros do tipo Ville de Paris (Figura 14b). Os pluviógrafos de báscula foram calibrados para uma resolução de 0,254 mm (por cada basculada). Maiores detalhes da calibração e confecção do equipamento são encontrados em Alves (2008). Os dados intervalares foram importantes para cálculo das altas intensidades de chuvas, que normalmente ocorrem em curtas durações. Os dados nos pluviômetros Ville de Paris eram coletados, com representatividade de chuvas com duração de 24 h, servindo como dado assistente aos dos pluviógrafos de báscula.

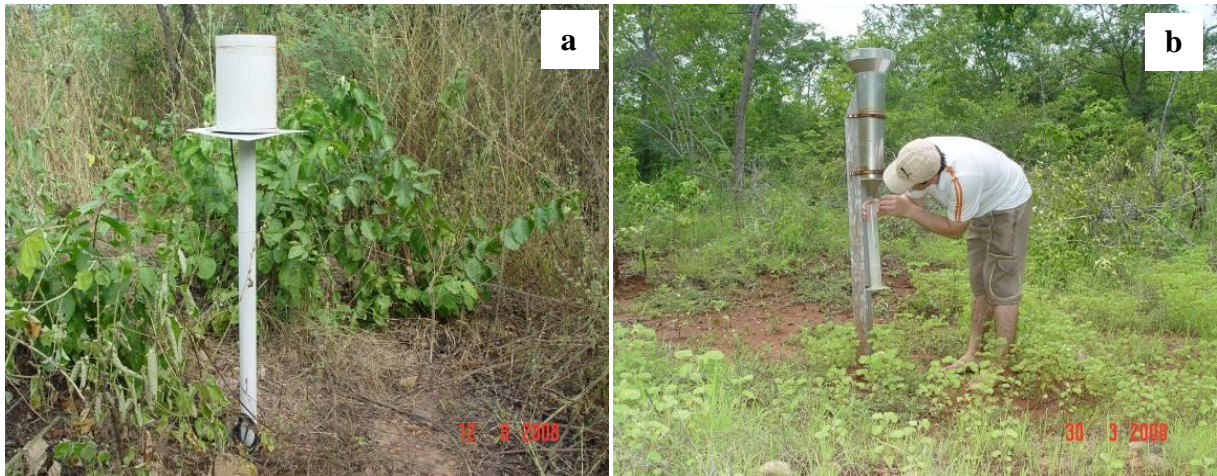


Figura 14 –Detalhe do Pluviógrafo de báscula (a) e Pluviômetros do tipo Ville de Paris (b) instalados nas microbacias experimentais de Iguatu

Durante o período de monitoramento (2009 a 2014), 176 eventos naturais de precipitação foram registrados.

De posse dos dados de precipitação, foram calculadas as intensidades (I) de cada evento, em mm h^{-1} , além da máxima intensidade em trinta minutos, I_{30} em mm h^{-1} . A energia cinética (EC) associada à chuva, em $\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$, foi obtida pela equação proposta por Wischmeier e Smith (1978) modificada por Foster *et al.* (1981):

$$EC = 0,119 + 0,0873 \text{Log } I \quad (6)$$

Em que:

EC - energia cinética da chuva, em $\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$;

I - intensidade da chuva, em mm h^{-1} .

Os valores obtidos através da equação (6) foram utilizados para o cálculo do índice de erosividade EI_{30} , a partir da equação abaixo:

$$EI_{30} = EC \times I_{30 \text{ máx}} \times P \quad (7)$$

Em que:

EI_{30} - índice de erosividade, em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$;

$I_{30 \text{ máx}}$ - intensidade máxima média da chuva em 30 minutos, em mm h^{-1} .

O escoamento superficial e as perdas de solo foram monitoradas através de três estações hidrossedimentológicas, instaladas no exutório de cada microbacia. O escoamento superficial foi quantificado através de três calhas Parshall, uma para cada microbacia, sendo essas confeccionadas em fibra de vidro (Figura 15), dimensionadas para um evento com intensidade de 50 mm h^{-1} e o solo livre de qualquer cobertura vegetal (ALVES, 2008). A equação das calhas empregadas nesse estudo segue a equação 1, calculada segundo Bernardo, Soares e Mantovani (2006).

$$Q = 3,72W * 0,0086^{W^{0,026}} * h^{1,393 * W^{0,026}} \quad (1)$$

Em que:

Q - vazão da calha Parshall (L s^{-1});

W - largura do estrangulamento da calha (cm), com valor de 47,5 cm para as calhas das microbacias com Caatinga nativa e raleada, e 30 cm para a calha da microbacia com capim;

h – altura do nível de água na calha (cm).



Figura 15 – Calha Parshall em fibra de vidro, nas microbacias experimentais, Iguatu-CE
Fonte: Adaptado de Rodrigues (2009)

A altura da água que passa pelas calhas foi mensurada por meio de sensores capacitivos que funcionam como linígrafos (Figura 16). Estes medem a frequência (kHz), sendo necessária a calibração para se obter as alturas de água na calha Parshall. A descrição detalhada de como foi realizada a calibração dos sensores encontra-se no trabalho realizado por Rodrigues (2009). Com a calibração, foram obtidas curvas específicas para cada sensor, que relacionam frequência e altura da água na calha.



Figura 16 – Sensor de nível (linígrafo) usado para medir a altura da água na calha

Fonte: Adaptado de Rodrigues (2009)

As elevações de nível de água ou cotas registradas no linígrafo automático, que foram coletadas continuamente em intervalos de 5 minutos, foram convertidas posteriormente em vazão mediante equação específica de cada calha. Os dados de vazão correlacionados com o tempo proporcionaram a geração de hidrógrafas para cada evento de chuva correspondente.

6.4.2.5 Produção de sedimentos em suspensão e arraste

Para quantificação da descarga sólida em suspensão em cada microbacia, a montante das calhas Parshall foram instaladas torres coletoras de sedimentos em suspensão (Figura 17). Essas possuem garrafas de 100 mL dispostas equidistantes a 7,5 cm, sendo a primeira a 15 cm do solo. A amostra de água foi coletada através de um tubo (6 mm) conectado às garrafas, sendo o ar liberado pelo sistema respirador (“tubos espaguete” de 3 mm) que possui contato com a atmosfera no topo da torre (ALVES, 2008). As coletas das amostras foram realizadas sempre após os eventos geradores de escoamento superficial suficiente para que a

água atingisse a altura da(s) abertura(s), e em seguida encaminhadas ao laboratório para quantificação da concentração de sólidos totais.

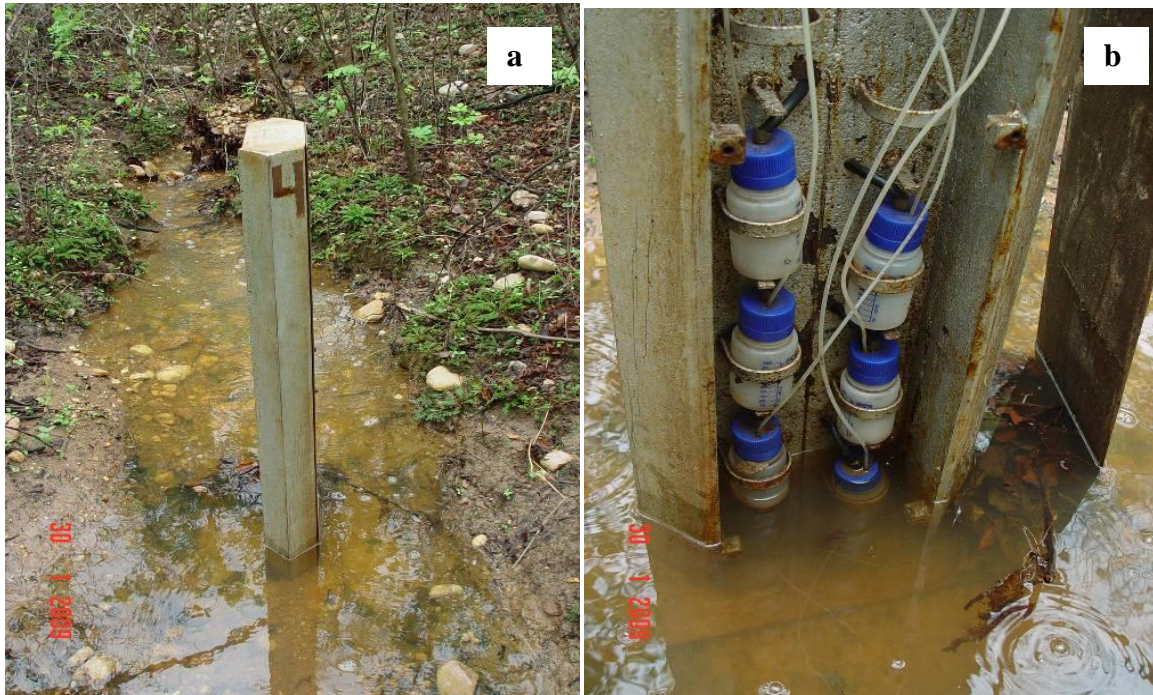


Figura 17 – Torre coletora de sedimento (a) e detalhe das garrafas coletoras de água e sedimentos provenientes de escoamento superficial (b)

Após a experiência do primeiro ano de estudo, 2009, observou-se a necessidade de quantificar a fração da perda de solo por arraste de leito nas microbacias. Dessa forma, no segundo ano de estudo, 2010, foram instalados fossos a montante de cada calha (Figura 18), com capacidade total de 185 L, no intuito de retenção de todo o volume de solo em arraste. Após o evento gerador de escoamento, era realizada a homogeneização da água com sedimentos no fosso e coletada uma amostra para quantificação do total de sólidos.



Figura 18 – Fosso coletor de sedimentos em arraste de leito (a) e em detalhe o processo de coleta de amostras de água e sedimentos (b)

6.4.2.6 Capacidade de infiltração da água no solo

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) do solo representativa das microbacias foi determinada em condições de campo nas profundidades de 0-30 e 30-60 cm, com um permeâmetro de carga constante conhecido como Amoozometer (AMOOZEGAR, 1992 apud ZIEGLER et al., 2006), conforme ilustração da Figura 19. O mecanismo de funcionamento do equipamento é totalmente hidráulico, em que se busca atingir uma taxa de infiltração de água constante no solo, e através dessa, com o emprego de um modelo adequado, encontrar o parâmetro condutividade hidráulica saturada. Os ensaios com o equipamento podem levar intervalos de tempo que vão desde alguns minutos a até algumas horas, dependendo da textura, estrutura e umidade. Para as microbacias nativa e raleada o tempo médio de ensaio foi de 2,5 h. Devido à pequena dimensão das unidades experimentais foi conduzido um ensaio por profundidade para cada uma das microbacias (RODRIGUES, 2009).

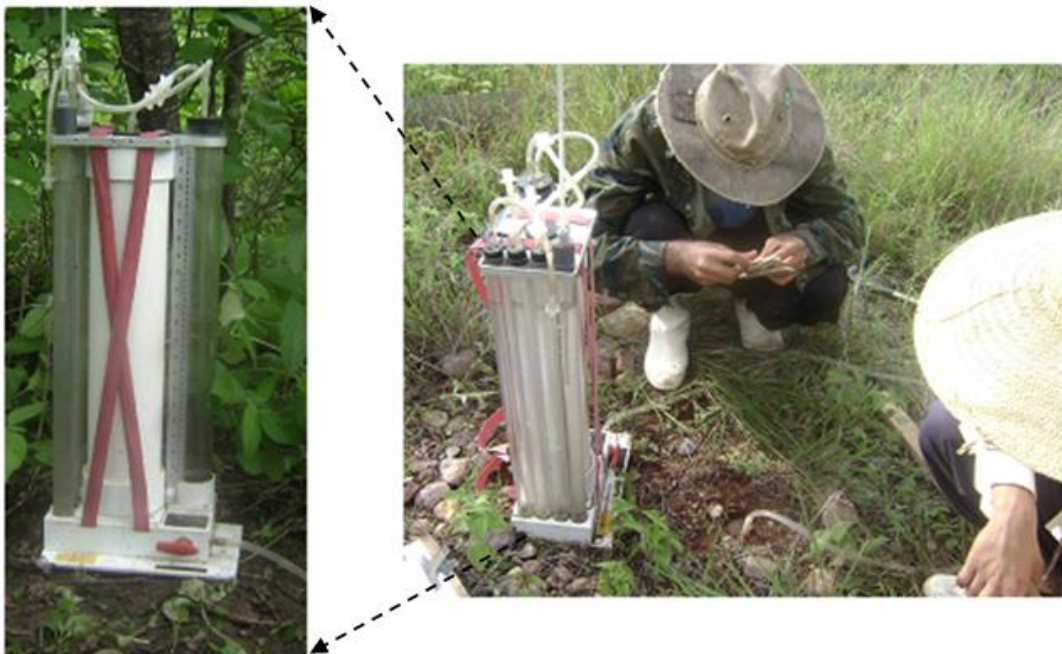


Figura 19 – Equipamento de medição de condutividade hidráulica saturada em campo (Amoozometer)

Também foram realizados testes de infiltração ao longo das microbacias, a Figura 20 abaixo mostra a realização pelo método do infiltrômetro de anel com carga variável. Para isso, preparou-se o local para instalação dos anéis concêntricos com auxílio de uma enxada,

raspando-se a superfície do solo e eliminando a vegetação presente, sendo utilizados dois anéis metálicos. Com a régua fixada no cilindro interno e com auxílio de um cronômetro procedeu-se leituras da lâmina infiltrada em intervalos de tempo.



Figura 20 – Anéis instalados em campo para determinação da curva de infiltração pelo método do infiltrômetro de anel com carga variável

Para as microbacias os testes foram realizados nos pontos centrais de cada área. Os resultados de condutividade hidráulica saturada encontram-se na Tabela 5. Os valores medidos são compatíveis com os apresentados por Chow et al. (1988) para solos com granulometria argilosa, cujo valor limiar superior é de $0,3 \text{ mm h}^{-1}$.

Tabela 5 – Condutividade hidráulica saturada para as microbacias experimentais nativa, raleada e com queima/pastagem

Local	Profundidade (cm)	
	0-30	30-60
	Condutividade Hidráulica Saturada - K_{sat} (mm h^{-1})	
Caatinga Nativa	0,20	Nda
Caatinga Raleada	0,06	0,15
Queima/Pastagem	0,22	0,22

nda – dado não disponível.

Fonte: Rodrigues, (2009)

6.4.2.7 Umidade do Solo

A umidade do solo antecedente a um determinado evento pluviométrico é uma das principais variáveis que influenciam na ocorrência do escoamento superficial, sendo de extrema

importância o seu conhecimento. Uma maior ou menor umidade do solo pode ser determinante na ocorrência ou não do escoamento. Com o objetivo de analisar a influência da umidade antecedente do solo no escoamento, no ano hidrológico de 2009 foram realizadas coletas de amostras periodicamente, sendo que nos anos de 2010 a 2014 as amostragens foram realizadas diariamente na profundidade de 0 - 5 cm (com três repetições) nas três microbacias, e para sua determinação foi utilizado o método gravimétrico.

As amostras eram acondicionadas em latas de alumínio e estas isoladas com fita adesiva. As amostras de solo foram encaminhadas ao Laboratório de Água, Solos e Tecidos Vegetais – LABAS do IFCE - Campus Iguatu, onde eram previamente pesadas para obtenção da massa de solo úmido e levadas à estufa com temperatura de 105 °C, por um período de 24 horas. Passado esse período, o solo era novamente pesado para obtenção da massa do solo seco. De posse dos dados de massa do solo úmido e seco, a umidade foi determinada por meio da equação 8.

$$u = \left(\frac{m_u - m_s}{m_s} \right) 100 \quad (8)$$

Em que:

u – umidade do solo com base em massa (%)

m_u – massa do solo úmido (g)

m_s – massa do solo seco (g)

6.4.3 Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)

Com o objetivo de estudar as respostas hidrossedimentológicas na escala de km² e o estudo em bacias aninhadas, iniciou-se em 2013 o monitoramento de uma bacia (Figura 4) com área de aproximadamente 16,74 km² onde estão inseridas as demais microbacias experimentais de menor escala espacial de mensuração.

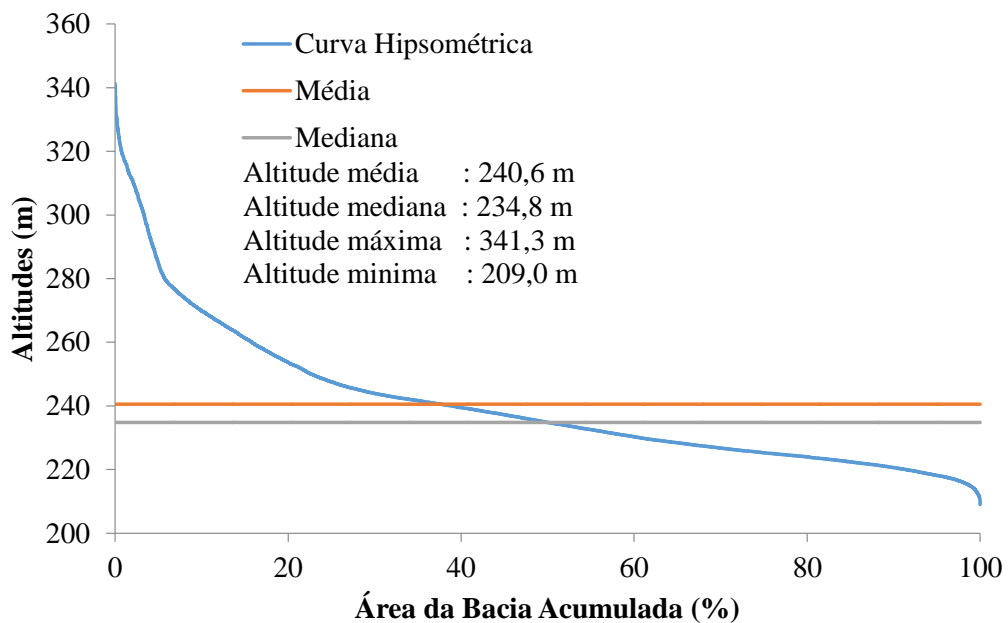
6.4.3.1 Características fisiográficas da Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)

Na Tabela 6 encontram-se as principais características morfométricas da bacia experimental de Iguatu (BEI). A bacia apresenta uma área de 16,74 km² com um coeficiente de compacidade igual a 1,32. A bacia apresenta uma forma arredondada, sendo, portanto, uma área com alto potencial de enchentes.

Tabela 6 – Características fisiográficas da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Características	Unidades	
Área da bacia (Ab)	16,74	km ²
Perímetro (P)	19.280,5	m
Comprimento do talvegue (Lt)	4.733	m
Comprimento do curso princ. (Lcp)	7.763	m
Comprimento da bacia (Lb)	5.220	m
Declividade média da bacia (Db)	9	%
Coefficiente de compacidade (Kc)	1,32	-
Extensão média do escoamento superficial	539,16	m
Sinuosidade do curso principal (Sin)	1,64	-

A curva hipsométrica indicou que a variação do relevo da bacia é pequena, sendo a maior parte da bacia relativamente plana (Figura 21). Ainda pela Figura 21 e Figura 22 observa-se que 50% da bacia apresentam altitudes variando de 234 a 209 m apresentando relevo suave.

**Figura 21** – Curva Hipsométrica da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

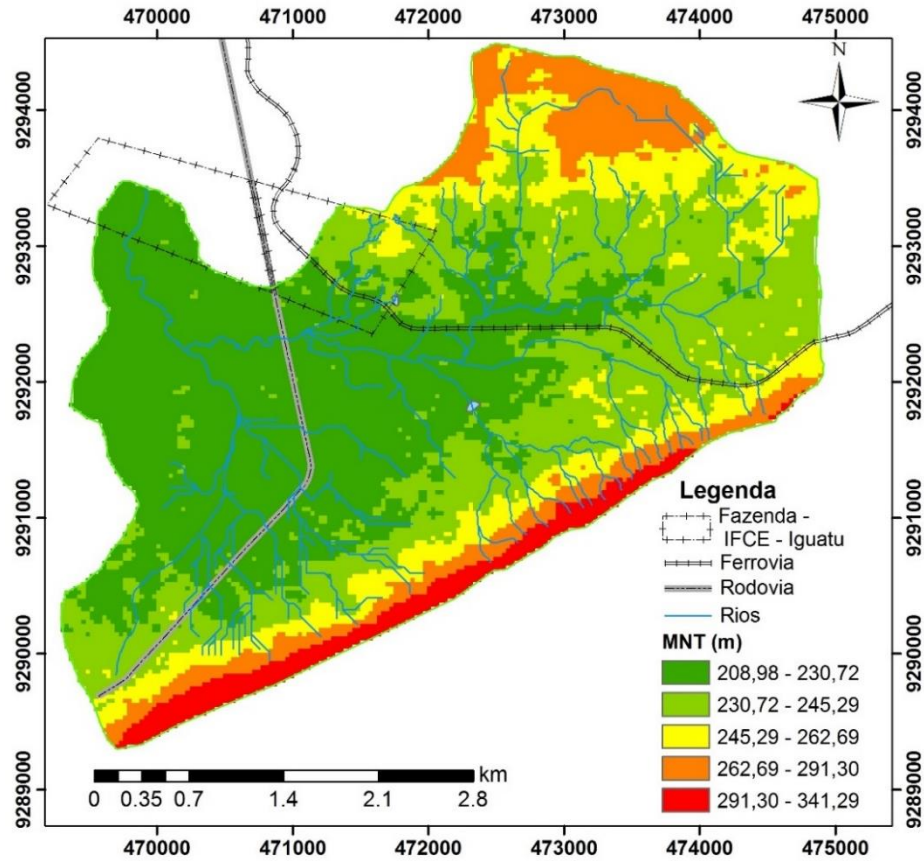


Figura 22 – Mapa de altitudes da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

As declividades ao longo da bacia com escala de km são apresentadas na Figura 23 e Figura 24, através das quais pode-se afirmar também que a bacia é levemente ondulada, havendo poucas variações de declividade. A Declividade mediana foi de 7,2% o que caracteriza o relevo suave da área de estudo. A declividade média de uma bacia hidrográfica tem importante papel na distribuição da água entre o escoamento superficial e subterrâneo, entre outros processos.

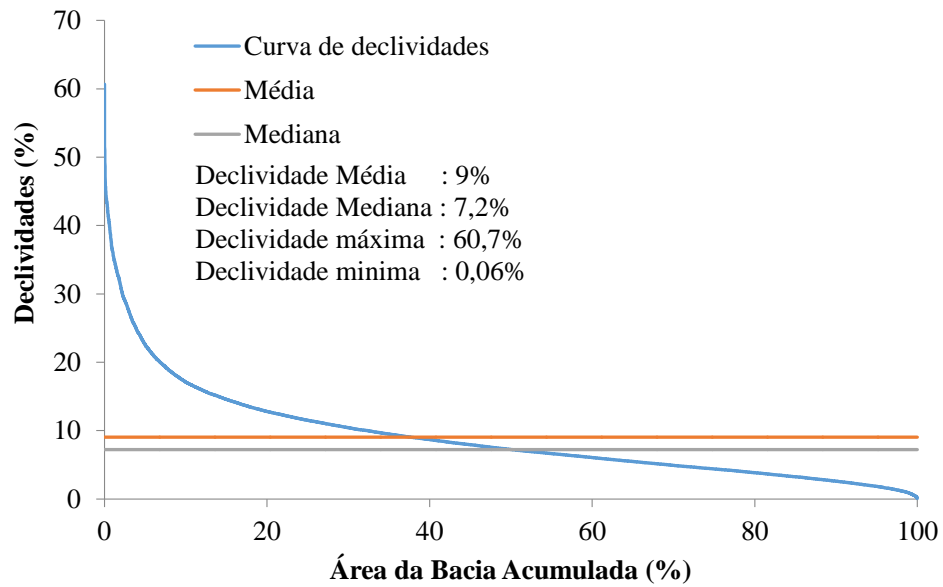


Figura 23 – Curva de distribuição de declividades da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

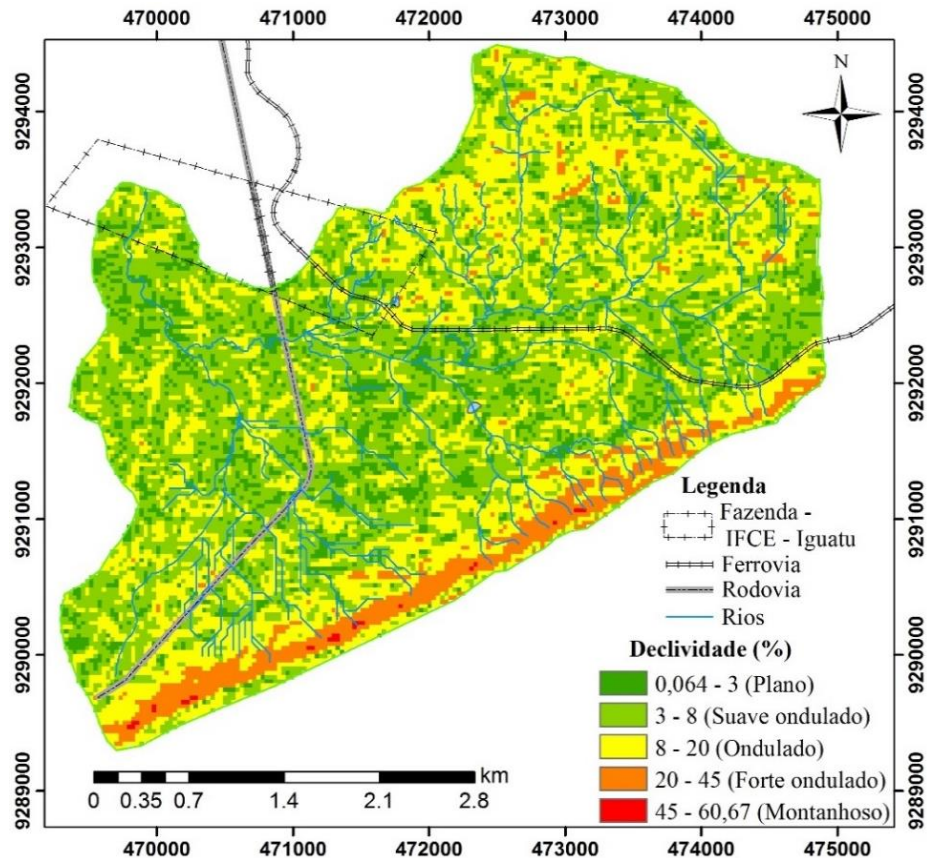


Figura 24 – Mapa de declividade da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

6.4.3.2 Solos da Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)

Os solos da bacia estudada foram classificados como Luvisolos/Podzólico, Vertissolos, Neossolo Fluvico, Neossolo Litólico de acordo com o mapa de solos de Jacomine et al. (1973) (Figura 25) (Tabela 7). A classe de solos de maior ocorrência na bacia foi a dos vertissolos, com 45,63% de toda a área da bacia. Estes solos são caracterizados por presença de argilas expansivas com elevado potencial de armazenamento de água quando seco, e baixa velocidade de infiltração quando úmido.

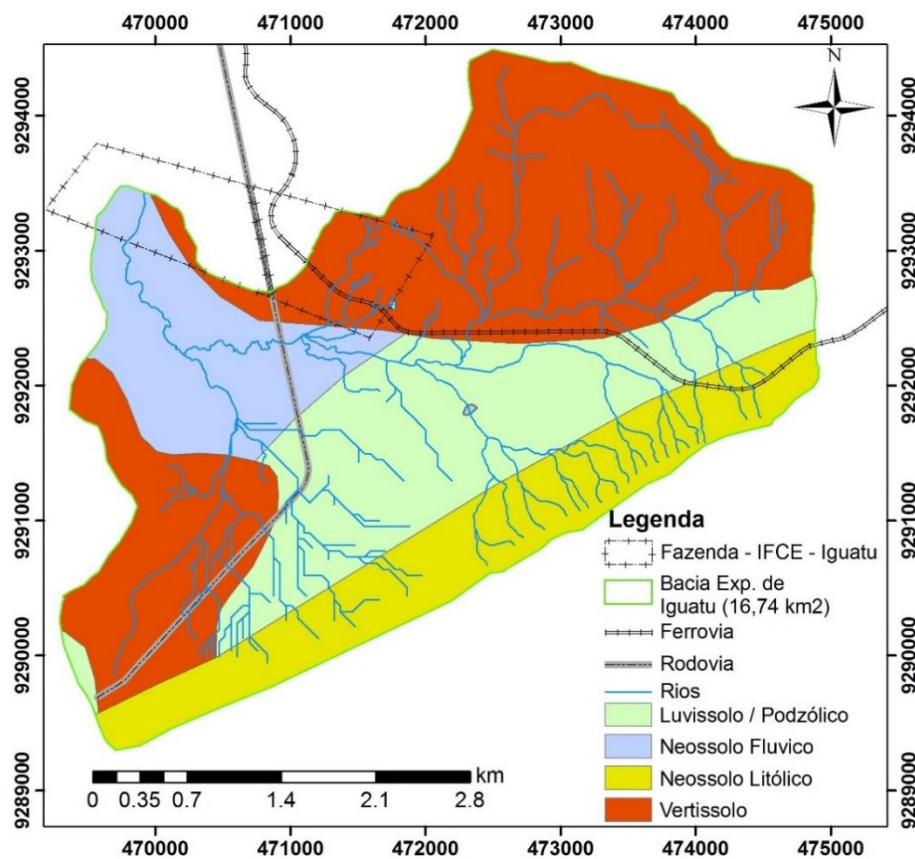


Figura 25 – Mapa de solos da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Tabela 7 – Distribuição de solos da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Solos	Área (km ²)	%
Neossolo Fluvico	2,19	13,06
Vertissolo	7,64	45,63
Neossolo Litólico	2,85	17,05
Luvissolo / Podzólico	4,06	24,25
Total	16,74	100

Esses solos segundo EMBRAPA (2006) são caracterizados por:

LUVISSOLOS: Compreende solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B textural com argila de atividade alta e saturação de bases elevada, imediatamente abaixo do horizonte A ou horizonte E. Apresentam diversos horizontes superficiais, exceto A chernozêmico e horizonte hístico.

NEOSSOLOS LITÓLICOS: solos com horizonte A ou hístico, assentes diretamente sobre a rocha, sobre horizonte e/ou Cr, ou sobre material com 90% (por volume) ou mais de sua massa constituída por fragmentos de rocha com diâmetro maior que 2 mm, que apresentam um contato lítico ou fragmentário dentro de 50cm da superfície do solo.

NEOSSOLOS FLÚVICOS: solos derivados de sedimentos aluviais e que apresentam caráter flúvico.

VERTISSOLOS: Solos minerais argilosos que possuem horizonte vértico e pequena variação textural ao longo do perfil, nunca suficiente para caracterizar um horizonte B textural. Apresentam pronunciadas mudanças de volume com o aumento do teor de água no solo, fendas profundas na época seca ou superfícies de fricção (slickensides). Estas características resultam da grande movimentação da massa do solo que se contrai e fendilha quando seca e se expande quando úmida, em decorrência de argilas expansíveis.

6.4.3.3 Cobertura Vegetal e Uso do Solo da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Para a classificação e geração do mapa de cobertura e uso do solo, utilizou-se uma imagem Landsat 5 do sensor TM de 18 de outubro de 2008 de órbita e ponto 217/64. Essa imagem foi classificada empregando-se um algoritmo de classificação supervisionada através do software ENVI 4.3, e definidas cinco classes dentro da bacia, a saber: água; Caatinga preservada; Caatinga densa; agricultura e pastagem; e solo nu e/ou construções. De acordo com a Figura 26 e a Tabela 8 observa-se que a bacia apresenta um elevado grau de preservação da sua cobertura, sendo 59,12% coberta com Caatinga preservada e 12,82% coberta com Caatinga densa, totalizando 71,94% de toda a bacia, representando uma área de 12,04 km².

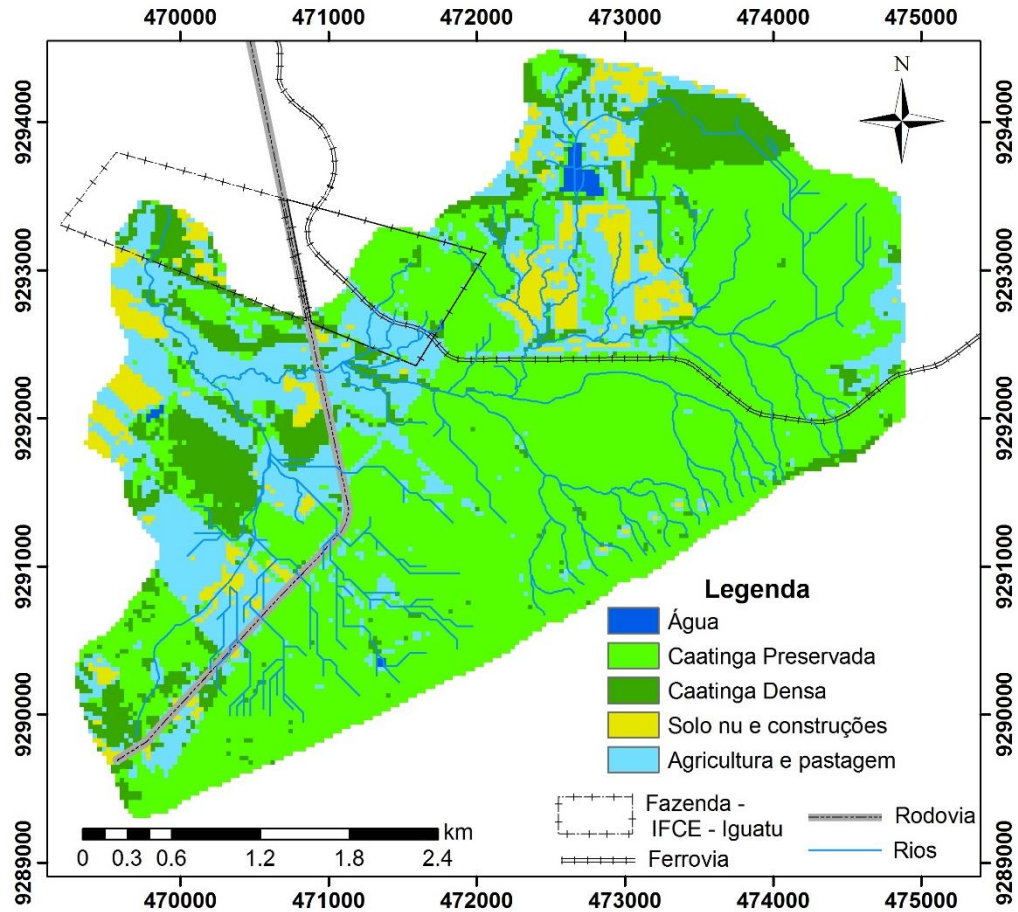


Figura 26 – Mapa de uso do solo da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Tabela 8 – Distribuição de uso do solo da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Uso do Solo	Área (km ²)	%
Água	0,07	0,41
Caatinga Preservada	9,90	59,12
Caatinga Densa	2,15	12,82
Agricultura e Pastagem	3,58	21,38
Solo nu e Construções (vilas)	1,05	6,27
Total	16,74	100

6.4.3.4 Monitoramento Hidrológico da Bacia Experimental de Iguatu (16,74 km²)

A seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI) de 16,74 km² está localizada em uma área pertencente ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE) campus Iguatu (Figura 27). A bacia estudada é um afluente da grande bacia do Alto Jaguaribe. A localização exata da seção de acordo com o sistema de coordenadas UTM (Zona 24S, WGS-84 datum), é 9.293.435 m e 469.918 m.



Figura 27 – Seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Para a mensuração do escoamento superficial, a seção foi equipada com um sensor de nível transdutor de pressão modelo CS450 da Campbell Scientific, conectado a um datalogger CR1000 com intervalos de aquisição de 5 min (Figura 28). Com os valores de altura de carga hidráulica, o escoamento superficial (hidrogramas, volume escoado e lâmina escoada) foi mensurado através da equação do vertedor. Para a calibração e verificação da eficiência do linígrafo foram instaladas réguas linimétricas próximas ao sensor e efetuadas leituras periodicamente quando da ocorrência do escoamento.



Figura 28 – Sensor de nível, datalogger e Régua linimétrica na Seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

6.4.3.5 Produção de sedimentos da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Para quantificação da produção de sedimentos, próximo ao sensor de nível foi instalado sensor de Turbidez e Sedimentos (Turbidímetro), modelo OBS300 da Campbell Scientific, conectado a um datalogger CR1000 com intervalos de aquisição de 15 min (Figura 29). Para a calibração do equipamento e eventual recuperação de dados, foram efetuadas coletas de amostras de água periodicamente durante a ocorrência do escoamento (de 3 a 4 amostras por dia) e realizadas análises de sólidos suspensos em laboratório. Uma vez determinada a concentração de sedimentos suspensos através do turbidímetro e das amostras do laboratório (possibilidade de determinação do sedimentograma), e com as informações de escoamento pode-se calcular a produção de sedimentos para cada evento gerador de escoamento.



Figura 29 – Turbidímetro OBS300 instalado na seção de monitoramento da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

CAPÍTULO 1

Regimes de chuva e erosão hídrica em microbacias com diferentes usos do solo no semiárido

RESUMO

As chuvas e suas características, como intensidade, duração, frequência e altura pluviométrica, influenciam tanto a geração de escoamento como o potencial energético de causar erosão. Nesse sentido, o objetivo deste estudo foi classificar os eventos de chuva em diferentes regimes e analisar o escoamento superficial e a produção de sedimentos para três microbacias com diferentes usos do solo, no semiárido do Nordeste brasileiro. Baseado em cinco anos de medições de campo, 176 eventos de chuva foram monitorados neste estudo. Considerando as características: altura pluviométrica, duração e intensidade máxima de 30 minutos, todos os eventos foram classificados em quatro regimes com uso de método de Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH). O escoamento superficial e a produção de sedimentos foram mensurados nas três microbacias com cobertura vegetal de Caatinga em Pousio de 30 anos (CP), Caatinga Raleada (CR) e Caatinga Desmatada seguida de Queima e cultivo de Capim (CDQC). O escoamento superficial e a produção de sedimentos apresentaram alta relação com a frequência de ocorrência e total precipitado. Maiores perdas por escoamento em todas as microbacias estudadas foram para chuvas do Regime II, caracterizado por maiores alturas pluviométricas, intensidades e ocorrências. A geração de escoamento para as três microbacias é fortemente dependente da umidade antecedente do solo. Com mais de três dias consecutivos secos, o registro de escoamento ocorreu apenas nos Regimes II e IV. A microbacia com cobertura de capim apresentou as maiores lâminas de escoamento em relação às demais microbacias. Este resultado pode estar atrelado não apenas à cobertura vegetal, mas ao comportamento natural do solo da microbacia.

Palavras-chave: Eventos de chuva. Escoamento superficial. Técnica de agrupamento.

CHAPTER 1

Rainfall regimes and water erosion in watersheds under different land use in a semi-arid region

ABSTRACT

Rainfall, with its characteristics of intensity, duration, frequency and depth, has an influence on both the generation of runoff and the potential energy to cause erosion. Therefore, the aim of this study was to classify rainfall events into different regimes, and analyze surface runoff and sediment yield for three watersheds under different land use in the semi-arid region of northeastern Brazil. Based on five years of field measurements, 176 rainfall events were monitored for the study. Considering the characteristics of rainfall depth, duration and maximum intensity over 30 minutes, all of the events were classified into four regimes using the hierarchical clustering method. Surface runoff and sediment yield were measured in three watersheds, one with a vegetation of Caatinga, which had lain fallow for 30 years (CP), one of thinned Caatinga (CR) and one of deforestation followed by burning and the cultivation of grass (CDQC). Surface runoff and sediment yield showed a high correlation with the frequency of occurrence and total rainfall. In all the watersheds under study, higher runoff losses were observed for the rains of Regime II, characterized by greater depth, intensity and occurrence of the rainfall. The generation of runoff in the three watersheds is strongly dependent on antecedent soil moisture. After more than three consecutive dry days, runoff was only registered for Regimes II and IV. The watershed with a ground cover of grass presented the highest depths of runoff compared to the other watersheds. This result may be attributed not only to the ground cover, but also to the natural behavior of the soil in the watershed.

KEYWORDS: Rainfall events. Surface runoff. Clustering technique.

1. INTRODUÇÃO

A erosão do solo representa um problema sério em todo o mundo, devido ao seu impacto sobre a produção agrícola sustentável, bem como na preservação do meio ambiente (GASPAR et al., 2013). A erosão acelerada é resultante principalmente de uma combinação de agricultura intensiva, remoção da cobertura do solo e chuvas intensas (SADEGHI et al., 2007). Nesse sentido compreender a erosão e as taxas de deposição em uma pequena bacia hidrográfica é importante para a concepção de medidas de conservação do solo e da água (LI et al., 2009).

Processos relacionados à geração de escoamento superficial e à erosão são afetados por muitos fatores, mas entre esses fatores, a precipitação e o uso do solo são os dois mais impactantes (WEI et al., 2007). Geração de escoamento e produção de sedimentos variam em função do regime da precipitação pluviométrica (FANG et al., 2012). Morin et al. (2006) constataram que existem complexas interações entre a distribuição espaço-temporal dos sistemas de precipitação e a resposta hidrológica das bacias hidrográficas.

Mudanças na cobertura do solo, a exemplo do efeito de queimadas, podem influenciar a geração de escoamento, a disponibilidade e a capacidade de transporte de sedimentos (WESTER et al., 2014). De acordo com Bracken e Croke (2007), faixas de vegetação funcionam como barreiras ao transporte de sedimentos, favorecendo a infiltração da água no solo. A vegetação funciona ainda como dissipador da energia do escoamento superficial, o que resulta em maior tempo e oportunidade para os processos de infiltração e deposição de sedimentos. O escoamento superficial e a conectividade de sedimentos ao longo das encostas e na bacia hidrográfica diminuem com o aumento da cobertura vegetal (FRYIRS et al., 2007).

A geração de escoamento superficial está fortemente relacionada às características físicas, químicas e mineralógicas do solo (JAMES e ROULET, 2009), bem como pelo teor de umidade antecedente do solo que influencia as abstrações iniciais (ARNAU-ROSALÉN et al., 2008). Em solos expansivos, como os do presente estudo, as condições de umidade antecedente a um dado evento são ainda mais determinantes na geração de escoamento. Características do solo como formação de fendas, impulsionadas pelo escoamento em solos expansivos (argilas 2:1), são agentes determinantes de processos como infiltração, escoamento, evapotranspiração e redistribuição de água no perfil do solo (KISHNÉ et al., 2010). A presença de fendas para um dado evento de precipitação é uma das principais causas da baixa concordância entre o escoamento previsto e o observado em bacias hidrográficas com solos argilosos expansivos. Fendas formam verdadeiros canais para o fluxo preferencial de infiltração da água no solo

(HARMEL et al., 2006; DINKA et al., 2013). Contudo, dependendo das características das chuvas, pode haver selamento das fendas superficiais (DINKA et al. 2013; GREVE et al., 2010), vencendo as abstrações e gerando escoamento.

As características das chuvas são decisivas para a definição dos diferentes mecanismos de geração de escoamento (FANG et al., 2012). Os padrões de precipitação desempenham papéis fundamentais na geração de escoamento e produção de sedimentos (WEI et al., 2007; FANG et al., 2012; PENG e WANG, 2012). Sen et al. (2010), estudando uma encosta de 0,12 ha no North Alabama, demonstraram que eventos de chuvas de baixa a média intensidade e duração, apresentaram menor probabilidade de gerar escoamento.

Dados de precipitação (suas características e regime) e geração de escoamento são relativamente escassos em regiões áridas e semiáridas, razão pela qual existem poucos artigos nestes ambientes sobre as relações entre chuva-deflúvio e os processos internos nas bacias (BRACKEN e CROKE, 2007). Nesse sentido, o presente estudo objetivou, com uso do método de Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH), baseado em cinco anos de mensurações de campo (176 eventos), classificar os eventos de chuva em diferentes regimes e analisar o escoamento superficial e a produção de sedimentos para três microbacias com diferentes usos do solo, no semiárido do Nordeste brasileiro.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Área de estudo

A pesquisa foi desenvolvida na Bacia Experimental de Iguatu (BEI), a qual está localizada na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, no município de Iguatu, entre as coordenadas geográficas 6°23'36'' a 6°23'57'' S e 39°15'15'' a 39°15'30'' W, com altitude média de 217,8 m (Figura 30).

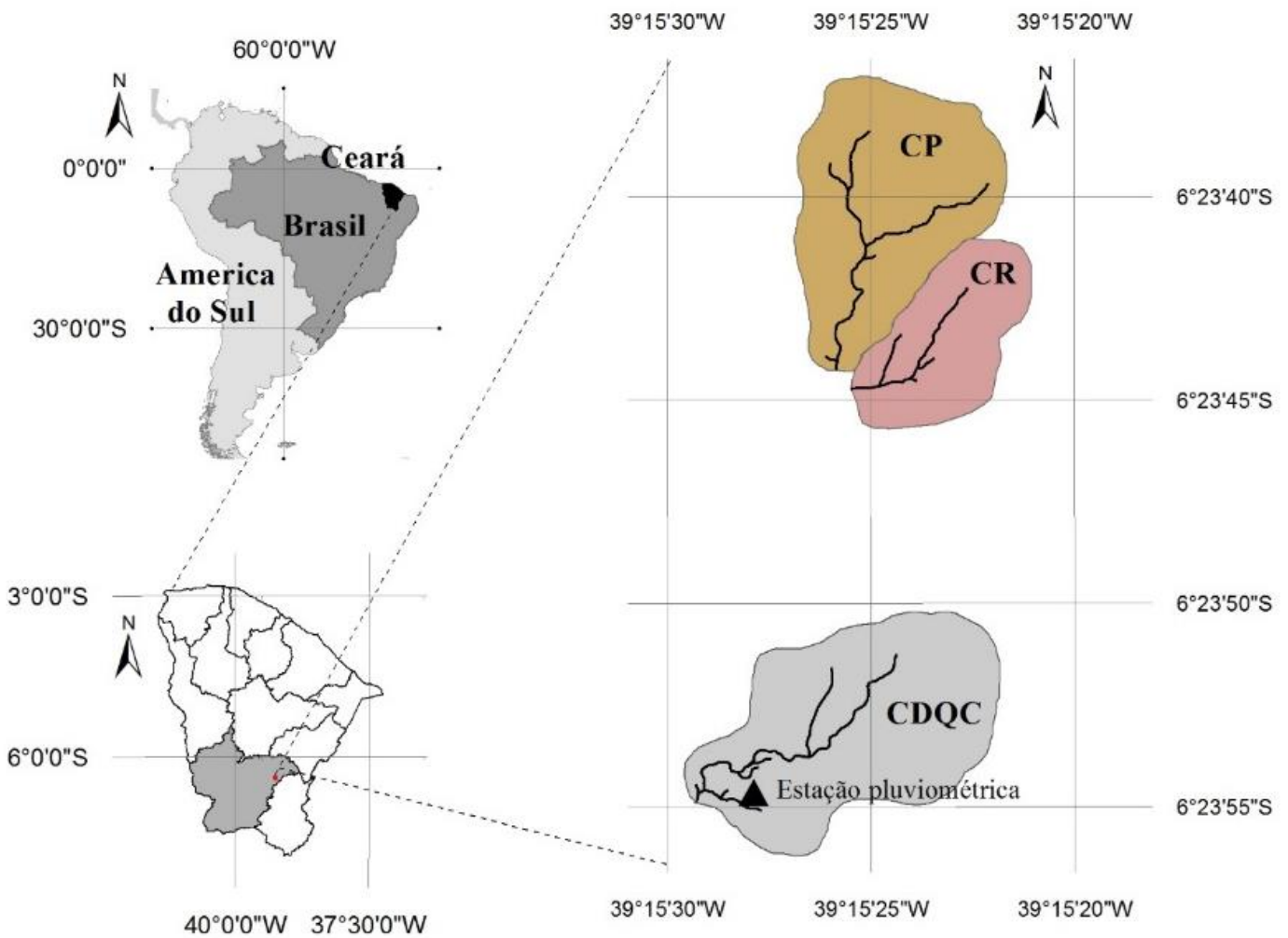


Figura 30 – Localização da área em estudo no Estado do Ceará, Brasil

O clima da região é do tipo BSw'h' (Semiárido quente), e o Índice de Aridez é de 0,44, ou seja, semiárido. A evapotranspiração potencial média é de $1.988 \text{ mm ano}^{-1}$, a precipitação média histórica no município de Iguatu é de $864 \pm 304 \text{ mm}$ (média de 1932 a 2013). A distribuição temporal das chuvas apresenta uma concentração de 85% no período de janeiro-maio, dos quais cerca de 30% são registrados no mês de março.

O solo da área de estudo foi classificado como Vertissolo Ebânico Carbonático Típico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). O relevo é suave ondulado, os solos são relativamente profundos (2 a 3 m) com presença elevada de silte (38,7%) e argila (32,2%) nas camadas superficiais e subsuperficiais. Devido ao tipo de argila (2:1) presentes, é comum o surgimento de fendilhamento no solo nas épocas secas do ano (baixa umidade) e expansão quando úmido.

O estudo foi desenvolvido em três microbacias adjacentes com diferentes usos do solo (Figura 30). A primeira microbacia foi mantida com vegetação de Caatinga em Pousio de 30 anos (CP) (área de 2,06 ha) (Figura 31A). Na segunda microbacia foi aplicado o manejo do solo de Caatinga Raleada (CR), onde foram mantidas espécies vegetais com diâmetro igual ou maior que 10 cm, e espécies de crescimento herbáceo (Figura 31B). Na terceira microbacia, no primeiro ano de estudo (2009) foi mantida a vegetação de Caatinga, e no segundo ano foi aplicado o manejo, passando a cobertura vegetal para Caatinga Desmatada com Queima e cultivo de Capim (*Andropogon gayanus* Kunt) (CDQC) (Figura 31C e D).

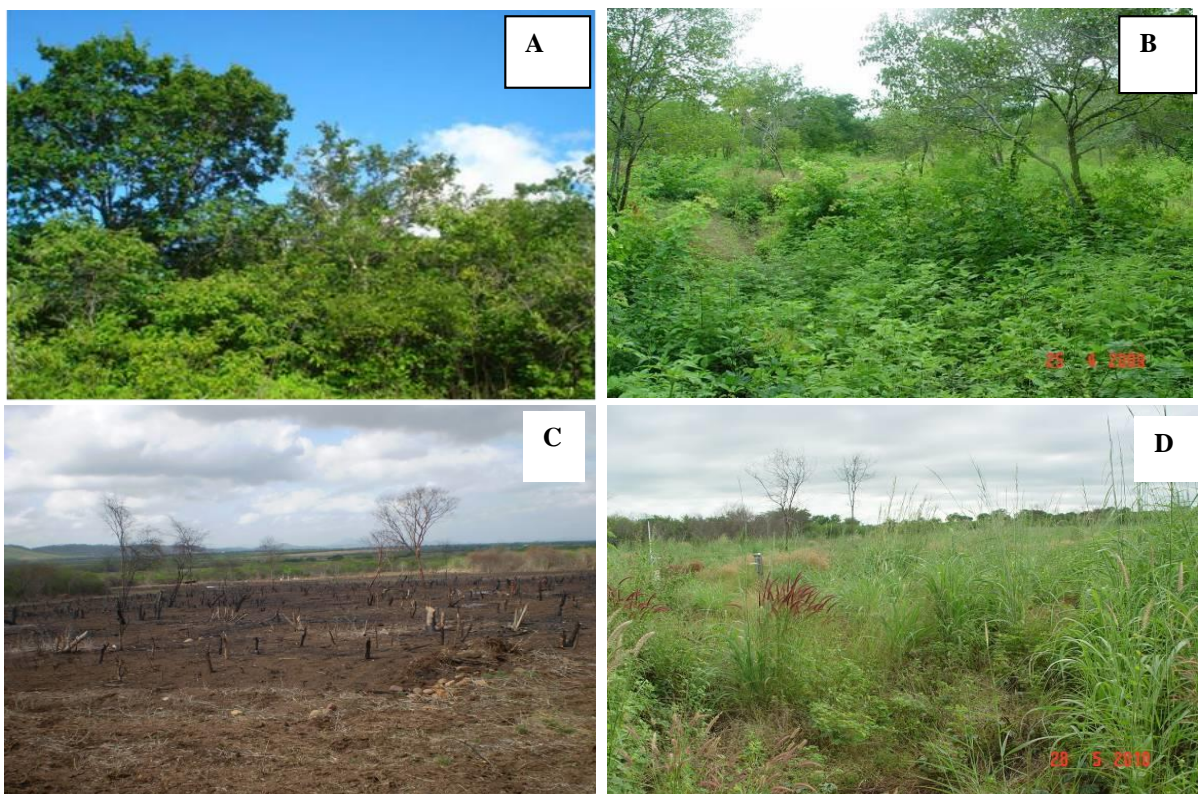


Figura 31 – Microbacia com Caatinga em Pousio-CP (A), microbacia com Caatinga Raleada-CR (B) e microbacia com Caatinga Desmatada seguida de Queima e cultivo de Capim-CDQC (C) e pós desenvolvimento do capim (D)

O escoamento superficial foi quantificado no exutório da microbacia, através de calha Parshall, sendo a altura de carga da água mensurada por meio de sensor capacitivo que funciona como linígrafo. Para quantificação da descarga sólida em suspensão da microbacia, a montante da calha Parshall, foi instalada uma torre coletora de sedimentos em suspensão. Essa possui garrafas de 100 mL dispostas equidistantes a 7,5 cm, sendo a primeira a 15 cm do solo. As coletas das amostras eram realizadas sempre após os eventos geradores de escoamento superficial, e em seguida encaminhadas ao laboratório para quantificação dos sólidos. A

produção de sedimentos por arraste de leito foi mensurada através de fosso coletor de sedimentos a montante da calha, com capacidade total de 185 L, no intuito de retenção de todo o volume de sedimentos em arraste. Após um evento gerador de escoamento era realizada a homogeneização da água com sedimentos no fosso e efetuada a coleta para quantificação do total de sedimentos em arraste.

Os dados pluviométricos foram obtidos em uma estação automática, instalada na área de estudo, com aquisição de dados a cada 5 minutos. De posse dos dados de precipitação, foram calculadas as intensidades (I , em mm h^{-1}) de cada evento, além da máxima intensidade em trinta minutos ($I_{30\text{máx}}$, em mm h^{-1}) e o Índice de erosividade (EI_{30} , em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$). Durante o período de estudo (2009 a 2013), 176 eventos naturais de precipitação foram registrados. As coletas para quantificação do escoamento superficial e das perdas de solos foram realizadas a cada evento de chuva, gerador de escoamento superficial, no acumulado de 24 horas.

Eventos de chuva individuais podem apresentar similaridades, sendo as técnicas estatísticas de agrupamento amplamente utilizadas para a geração de grupos similares. Com base nas alturas pluviométricas, durações e intensidades máximas de 30 minutos ($I_{30\text{máx}}$), dividiu-se em grupos similares os 176 eventos de chuva com emprego da técnica de análise multivariada, Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH), processada no software SPSS 16.0. Os eventos foram agrupados com base no seu grau de semelhança definida pela variação entre os coeficientes de agrupamento de dois grupos consecutivos. Para se reduzir os erros devidos às escalas e as unidades das variáveis selecionadas, os dados foram normalizados ($x = 0$, $\sigma = 1$).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Regimes de chuva

Com base na altura pluviométrica, duração e intensidade máxima de 30 minutos, todos os 176 eventos foram classificados em quatro regimes de chuva (Tabela 9), utilizando o método de Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH). O regime de chuva I agrupou os eventos de maiores alturas pluviométricas, alta intensidade máxima em 30 min ($I_{30\text{máx}}$), alta duração e baixa frequência (Tabela 9). O regime II foi composto por eventos de média altura pluviométrica, média $I_{30\text{máx}}$, média duração e média frequência. O regime de chuva III agrupou eventos de baixa altura pluviométrica, baixa $I_{30\text{máx}}$, baixa duração e alta frequência.

O regime de chuva IV agrupou eventos de média altura pluviométrica, média I30máx, intermediária duração e baixa frequência. As chuvas da região são em geral de curta duração, variando em média nos regimes de 62,1 a 696,7 min, e em maior frequência com duração média de 62,1 min (Tabela 9). Fang et al. (2012), estudando as chuvas na região de Três Gargantas na China, encontraram durações média de chuva para três regimes de chuva variando em médias de 494 a 2.548 min. Ainda na China, Wei et al. (2007) encontraram três regimes de chuva no semiárido da província de Gansu, com uso do método de agrupamento, as durações médias das chuvas para cada regime variaram de 216 a 1.737 min.

Tabela 9 – Características estatísticas dos regimes de chuva

Regime de Chuva	Variáveis	Média	Des. Pad.	Coefficiente de Variação	Soma	Frequência (eventos)
I	P (mm)	60,5	20,8	0,3	363,1	6
	D (min)	696,7	106,5	0,2		
	I30 (mm h ⁻¹)	43,3	31,5	0,7		
II	P (mm)	37,4	25,8	0,7	1685,0	45
	D (min)	185,4	44,0	0,2		
	I30 (mm h ⁻¹)	38,2	23,0	0,6		
III	P (mm)	15,0	10,2	0,7	1696,1	113
	D (min)	62,1	32,9	0,5		
	I30 (mm h ⁻¹)	21,2	13,6	0,6		
IV	P (mm)	45,9	17,1	0,4	550,3	12
	D (min)	352,0	31,0	0,1		
	I30 (mm h ⁻¹)	35,3	19,3	0,5		

P: altura pluviométrica; I30: Intensidade máxima de 30 minutos; D: Duração da chuva

De acordo com a Figura 32 observa-se que a variável de melhor definição dos regimes foi a duração do evento, onde os intervalos interquartílicos estão bem definidos para cada regime de chuva. No Regime I (Figura 32), enquadram-se essencialmente as chuvas de alta duração e altura pluviométrica. A variável I30máx foi a característica pluviométrica de maior a dispersão, uma vez que eventos de elevadas ou baixas alturas pluviométricas podem apresentar picos de alta intensidade. Santos e Montenegro (2012), estudando chuvas do Agreste Central pernambucano, observaram também altas variabilidades nos valores de I30máx e erosividades (EI30) para eventos diários de chuva no semiárido.

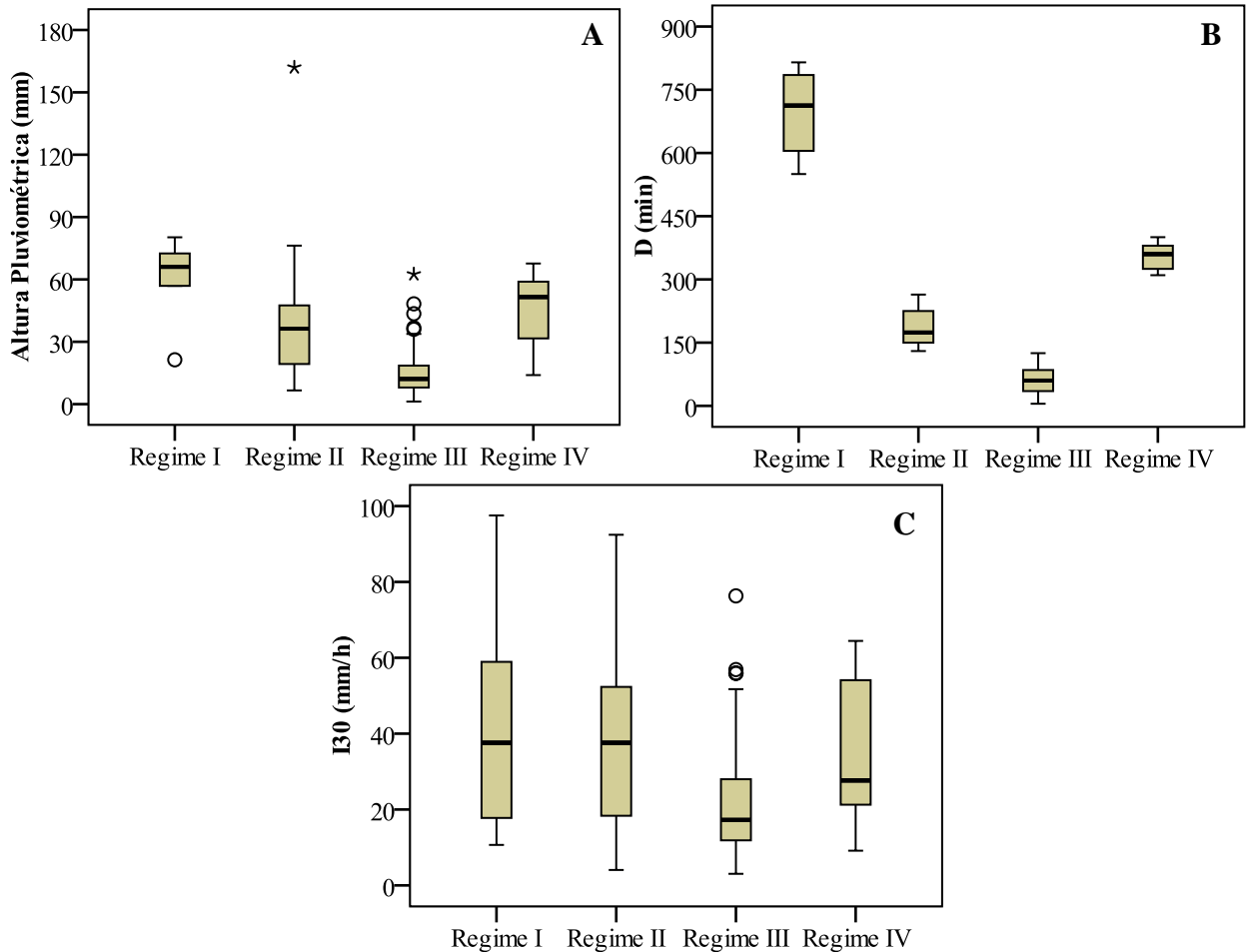


Figura 32 – Distribuição dos eventos nos quatro regimes de chuvas

Eventos individuais de chuvas do Regime I só ocorreram nos anos de 2010 (cinco eventos) e 2012 (um evento) (Figura 33). Apesar da baixa ocorrência, em virtude de eventos de precipitação elevada, em 2010 o Regime I apresentou o maior total precipitado anual (Figura 33A). As características das chuvas individuais como: altura, duração, intensidade, bem como a distribuição temporal, representados por dias consecutivos chuvosos ou secos; são governados no estado do Ceará por vários sistemas atmosféricos, tais como: localização da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), dipolo do Atlântico Tropical, bandas de nebulosidades associada às Frentes Frias, Distúrbios de Leste, Ciclones na média e alta troposfera do tipo baixa fria conhecidos como Vórtice Ciclônico de Ar Superior, as Brisas terrestre e marítima e um mecanismo de escala planetária conhecido como a Oscilação 30-60 dias (NÓBREGA e SANTIAGO, 2014; ALVES et al., 2006; FERREIRA e MELLO, 2005). Neste sentido, as chuvas do Regime I estão relacionadas principalmente a chuvas frontais onde massas de ar com maior temperatura encontram-se com massas de ar de menor temperatura, elevando-se em função de sua menor densidade, formando chuvas de maior duração e quando o ar quente

apresenta elevada umidade formam-se chuvas de moderada a alta magnitude (no Regime I variaram de 21 a 80 mm).

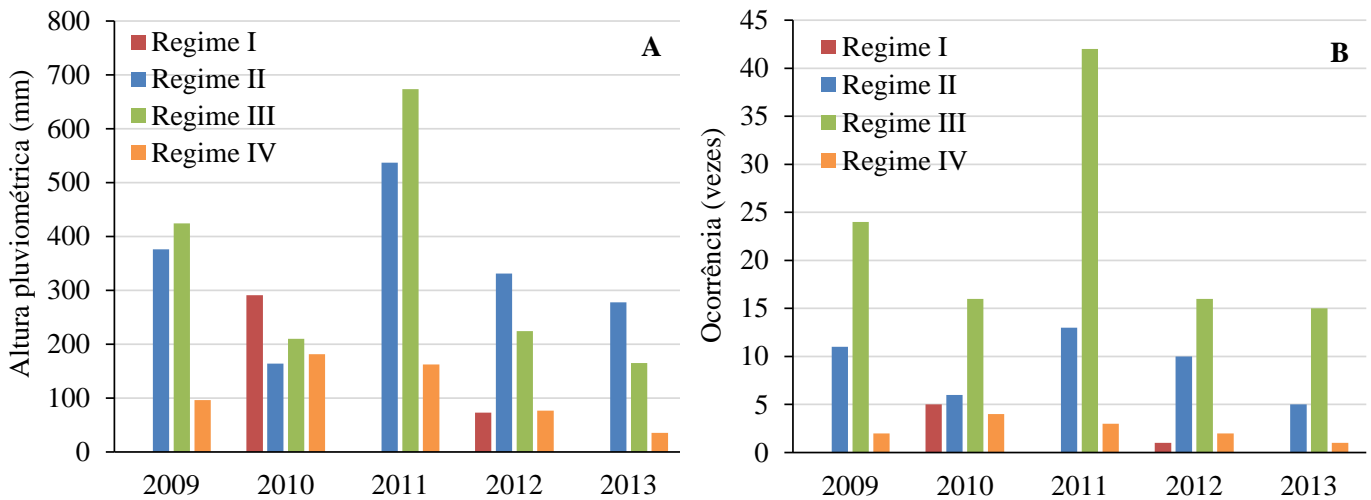


Figura 33 – Alturas pluviométricas anuais por regimes de chuva (A) e ocorrência de eventos (B) na BEI

O Regime II, com duração de chuva intermediária, difere principalmente do Regime I por mais de 75% das chuvas serem inferior a 50 mm (Figura 32). De acordo com a Figura 33B, o Regime II foi o segundo mais representativo da região com a segunda maior ocorrência, perdendo apenas para o Regime III.

Com elevadas alturas pluviométricas anuais (Figura 33A), o Regime II apresentou as maiores alturas pluviométrica durante os anos de 2012 e 2013. Esse comportamento das chuvas em 2012 e 2013 pode estar relacionado à ocorrência do fenômeno do El Niño. Em 2012 e 2013 a temperatura das águas do Atlântico não se comportou favoravelmente, com águas mais quentes no Norte e frias no Sul, implicando na localização da Zona de Convergência Intertropical com formação de um ramo descendente sobre o nordeste do Brasil, que contribui para a descida das massas de ar e, por conseguinte, o seu aquecimento implicando na dissolução das nuvens (NÓBREGA e SANTIAGO, 2014; FERREIRA e MELLO, 2005). Nesse sentido, as chuvas do Regime II podem estar mais relacionadas com chuvas provocadas por Frentes Frias, Distúrbios de Leste ou Vórtice Ciclônico de Ar Superior, que geram chuvas de alta altura pluviométrica e duração intermediária (conforme Figura 32 e Figura 33A).

Quanto ao Regime de chuva III, que apresenta baixa dispersão nos eventos (Figura 32) para os três parâmetros analisados, são evidentes as menores alturas pluviométricas, duração e I30máx em relação aos demais regimes. As distribuições anuais dos regimes de chuva apresentaram altas variações (Figura 33) entre os diferentes anos. Eventos de Chuvas do

Regime III foram os mais representativos da região com maior ocorrência ao longo de todos os anos estudados (Figura 33B), caracterizado por eventos de baixa altura pluviométrica. Porém a altura precipitada total anual para o Regime III só foi maior para os anos de 2009 e 2011 (Figura 33A), e nos demais anos estudados foram as segundas maiores. Estes resultados que colaboram com estudo realizado por Santos e Manzi (2011) no Estado do Ceará, onde observaram aumento nas intensidades das secas e tendências de diminuição dos eventos extremos de precipitação na parte sul do Ceará. Para os referidos autores, o aumento nas anomalias de Temperatura da Superfície do Mar no Pacífico e ao norte do equador, no Oceano Atlântico, acarreta um aumento no número de dias consecutivos secos e eventos de menor magnitude no Ceará.

Eventos de chuva do Regime III, podem estar mais relacionados a chuvas convectivas com baixa duração (Figura 32), devido à ocorrência do fenômeno do El Niño com descolamento da ZCIT. Segundo Vitorino et al. (1997), nos anos mais secos, no Ceará as chuvas são tipicamente de origem local, formadas a partir de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que surgem em áreas preferenciais da região. De acordo com os autores, a formação de SCM's ocorre mais frequentemente no início da madrugada e no período da tarde, momento em que foi registrada a maioria dos eventos estudados em BEI. Os autores ainda reforçam que a frequência máxima no período da tarde, provavelmente, está associada com o máximo de convecção diurna sobre o continente. Observa-se ainda nas chuvas do Regime III (Figura 32) vários valores discrepantes (outliers) com elevadas intensidades e alturas pluviométricas, característicos de chuvas frontais.

Já no Regime IV observam-se chuvas de intermediária altura pluviométrica, diferindo principalmente do regime II pela maior duração das chuvas (Figura 32), variando de 310 a 400 mm. Chuvas desse regime foram pouco ocorrentes, porém se apresentaram em todos os anos estudados (Figura 33B). Chuvas dessa natureza de intermediária duração (média de 352 mm) podem estar relacionadas a chuvas frontais como passagens da ZCIT ou frentes frias (FERREIRA e MELLO, 2005).

3.2. escoamento, produção de sedimentos e efeito dos diferentes regimes de chuva

Na Tabela 10, observa-se que ao longo dos cinco anos estudados a microbacia CDQP, apresentou as maiores lâminas de escoamento superficial em relação às demais microbacias estudadas. Este resultado pode estar atrelado não apenas à cobertura vegetal, mas ao comportamento natural do solo da microbacia. Esta microbacia mesmo no ano de 2009,

quando se encontrava com cobertura de Caatinga, apresentou a maior lâmina total escoada anual, com valor de 226,4 mm contra 102,2 e 70 mm para as microbacias com CP e CR, respectivamente (Tabela 10). Estudos como o de Medeiros et al. (2010) vêm indicando o solo e as suas características físicas e mineralógicas como um dos principais fatores que controlam a geração de escoamento superficial. Solos vérticos, como os das microbacias estudadas, por apresentarem grande ocorrência de fendas no secamento que funcionam como verdadeiros caminhos preferenciais para a infiltração (HARMEL et al., 2006; GREVE et al., 2010; DINKA et al., 2013), podem gerar características hidrológicas próprias para cada área. A presença de fendas, para um dado evento de precipitação, é uma das principais causas da baixa concordância entre o escoamento previsto em modelos hidrológicos e o observado em bacias hidrográficas com solos argilosos expansivos ou vérticos (HARMEL et al., 2006; DINKA et al., 2013).

Tabela 10 – Escoamento superficial e produção de sedimentos anual em microbacias com diferentes tipos de uso do solo no semiárido brasileiro (2009-2013)

Ano	Escoamento superficial (mm)				Produção de sedimentos Anual (kg ha ⁻¹)		
	PPT (mm)	CP	CR	CDQC	CP	CR	CDQP
2009	896	102,2	70,0 ¹	226,4*	1390,2	1433,3 ¹	790,1*
2010	711	15,1	11,3	115,4**	169,1	36,1	3102,6**
2011	1.299	183,0	141,0	397,1***	3376,4	2068,0	2042,7***
2012	804	169,0	61,4	169,8***	1177,1	306,7	502,7***
2013	639	23,6	34,4	80,5***	107,0	50,9	157,9***
Média	869,9	98,6	63,3	197,8	1244,0	779,0	1319,2

CP-Caatinga em Pousio; CR-Caatinga Raleada; CDQC-Caatinga Desmatada seguida de Queima e cultivo de Capim; ¹ano de aplicação do manejo de raleamento da Caatinga; * ano com vegetação de caatinga nativa, ** ano de aplicação do manejo de desmatamento seguido de queima e cultivo de capim, *** anos de desenvolvimento do Capim (*Andropogon gayanus* Kunt).

A microbacia CR, com exceção de 2013, apresentou menores lâminas de escoamento em relação à microbacia CP (Tabela 10). Nessas pequenas microbacias por serem adjacentes e com mesma granulometria e mineralogia do solo, o efeito da cobertura do solo foi mais representativo. O raleamento da Caatinga promove a redução do sombreamento do solo, possibilitando o desenvolvimento do estrato herbáceo. O somatório do estrato herbáceo mais desenvolvido e a proteção arbórea resulta no aumento da capacidade de abstrações iniciais (interceptação vegetal, infiltração e deposição em depressões), gerando menores escoamento. Arnau-Rosalén et al. (2008), em estudos em encostas na região de Alicante/Espanha, mostraram

que a vegetação herbácea e os fragmentos de rocha na superfície aumentam a capacidade de infiltração do solo na encosta.

Com relação à produção de sedimentos em 2009 (Tabela 10), observa-se na microbacia CR que no primeiro ano de aplicação do manejo de raleamento da Caatinga ocorreu maiores perdas de solo devido a redefinição de cursos d'água e ao período necessário ao estabelecimento do estrato herbáceo, conforme relatado por Rodrigues et al. (2013). Comportamento similar foi observado na microbacia com cultivo de capim, após desmatamento e queima da Caatinga (Tabela 10), onde maiores produções de sedimentos foram mensuradas no primeiro ano (2010) e mais especificamente durante os dois primeiros eventos, antes do estabelecimento da vegetação e redefinição da rede de drenagem, que foram responsáveis por 73% da produção de sedimentos no ano. Os primeiros eventos após mudanças na cobertura vegetal, devido a maior exposição do solo, geram maiores desagregações aumentando a disponibilidade de sedimentos. Ainda nesses eventos, a falta da cobertura vegetal reduz a rugosidade, aumentando a geração de escoamento com maior conectividade hidrológica e sedimentológica (BRACKEN e CROKE, 2007; FRYIRS et al., 2007; BRACKEN et al., 2013; FRYIRS, 2013), resultando em grande transporte de sedimentos e erosão na rede de drenagem da bacia. Desmoronamentos das margens de cursos d'água e voçorocas aumentam a produção específica de sedimento (POESEN *et al.*, 2003), ocorrendo com maior intensidade quando o solo está totalmente desprotegido por mudanças no uso do solo.

A microbacia CP apresentou média anual de produção de sedimentos 60% maior que a microbacia CR (Tabela 10). Esse comportamento expressa a maior capacidade de transporte de sedimento da microbacia CP. O menor desenvolvimento do estrato herbáceo na Caatinga em pousio (maior sombreamento) resulta em menor quantidade de barreiras naturais ao escoamento e maior conectividade das encostas, gerando mais energia para deslocamento dos sedimentos desagregados. De acordo com Bracken e Croke (2007), as faixas de vegetação funcionam como barreiras ao transporte de sedimentos. Esse comportamento também foi observado na microbacia CDQP em 2011, quando as perdas de solo foram inferiores à área de Caatinga em pousio (Tabela 10), resultante da quebra de conectividade das encostas com o desenvolvimento de uma densa cobertura herbácea na área (Figura 31D), que promove a dissipação de parte da energia cinética da chuva e do fluxo de escoamento. A vegetação funciona ainda como dissipadora da energia do escoamento superficial, o que resulta em maior tempo de oportunidade para os processos de infiltração e deposição de sedimentos (FRYIRS et al., 2007).

De acordo com a Figura 34, que representa a relação entre total precipitado e escoamento superficial, observa-se que, para todas as microbacias estudadas, ocorreram vários eventos não geradores de escoamento nos quatro regimes de chuva. Esse comportamento está atrelado às condições de umidade antecedente do solo e, no caso dos solos da área de estudo, a presença de fendas que funcionam como caminhos preferenciais ao escoamento (DINKA et al., 2013; GREVE et al., 2010). Essas fendas, com diâmetro variável na superfície, chegando até 5 cm, e profundidades maiores que um metro, podem resultar em abstrações iniciais superiores ao total precipitado no evento. No regime de chuva III, com uma maior ocorrência de eventos, observa-se que os maiores escoamentos são registrados para chuvas > 15 mm (Figura 34), sendo a magnitude incerta e dependente dos demais fatores controladores da geração de escoamento, como a umidade do solo e o estado da vegetação. Para o Regime II, de maior escoamento total acumulado, observam-se 25 eventos geradores de escoamento do total de 45 registros. Neste regime, as maiores lâminas escoadas foram observadas na microbacia CDQC, com lâminas de escoamento variando de 1 a 80 mm (Figura 34C), com média e mediana de 14,4 e 7,8 mm, respectivamente. Esse regime de chuva II por apresentar eventos de elevada altura pluviométrica, curta duração e alta intensidade (Figura 32), resulta em maiores chances de geração de escoamento hotoniano (WEI et al., 2014). Já os eventos de chuva do regime III, com alturas pluviométricas por volta dos 15 mm, a geração de escoamento está fortemente dependente da umidade antecedente do solo.

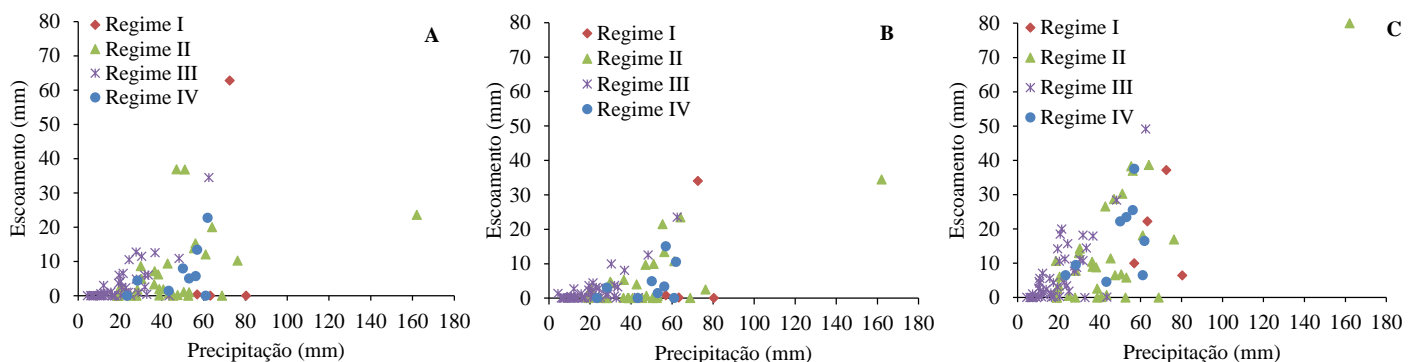


Figura 34 – Relação entre precipitação e escoamento superficial para o período de estudo (2009-2013) nos diferentes regimes de chuva e microbacia com CP (A), CR (B) e CDQC (C)

De acordo com a Figura 35, independente do uso do solo e do Regime de chuva, menores escoamentos foram registrados com o aumento do número de Dias Consecutivos Secos (DCS), resultante do aumento das abstrações iniciais com o secamento do solo. Eventos com

DCS = 0, ou seja, com precipitação no dia antecedente, geraram escoamento para todos os Regimes de chuva. Solos vérticos após o umedecimento e próximo a saturação apresentam baixa capacidade de infiltração (KISHNÉ et al., 2010), podendo escoar com evento até inferior a 10 mm (Figura 34).

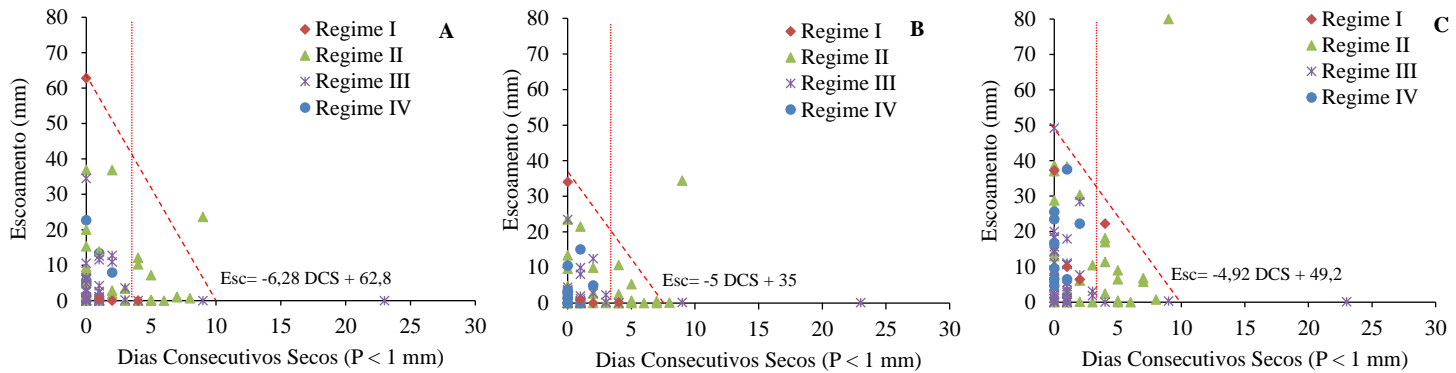


Figura 35 – Relação entre escoamento superficial e dias consecutivos secos para o período de estudo (2009-2013) nos diferentes regimes de chuva e microbacia com CP (A), CR (B) e CDQC (C)

Observa-se claramente para as três microbacias estudadas, que eventos com mais de 3 DCS (Figura 35) só geraram escoamento para chuvas de Regime II, por apresentarem maiores alturas pluviométrica e curta duração, capazes de vencer as abstrações iniciais e fechamento de fendas no solo (DINKA et al., 2013; GREVE et al., 2010). A forte influência das abstrações iniciais, provocadas pelo secamento do solo e formação de fendas, pode ser observada para os eventos do Regime I (alta precipitação), com geração de escoamento em um único evento para a microbacia CDQC. Esse único evento gerador de escoamento para o Regime I com mais de 3 DCS, ocorreu no dia 15-02-10, foi o segundo evento gerador de escoamento quando a bacia ainda se encontrava com solo descoberto devido ao manejo.

Quanto as relações entre escoamento e produção de sedimentos para as microbacias estudadas (Figura 36), observa-se o potencial de cada área em transportar sedimentos. A microbacia CP (Figura 36A) apresenta uma maior inclinação da reta, indicando uma maior capacidade de transporte de sedimentos, este comportamento está atrelado a cobertura vegetal, uma vez que a vegetação de Caatinga nativa reduz o sombreamento do solo, diminuindo o desenvolvimento do estrato herbáceo, facilitando os processos de desagregação de sedimento e diminuição da rugosidade da superfície. Já na microbacia CR, o desenvolvimento do estrato herbáceo funciona como dissipador da energia da chuva e aumentado o tempo de oportunidade de infiltração (Figura 36B). Enquanto, a microbacia CDQC apresenta menor capacidade de

transporte (menor coeficiente angular, Figura 36C), essa área apresenta maior geração de escoamento (maior número de eventos) e lâminas escoadas, podendo transportar grande quantidade de sedimentos. Com relação aos regimes de chuva, observa-se que chuvas dos regimes II e IV, vem apresentado as maiores contribuições na produção de escoamento.

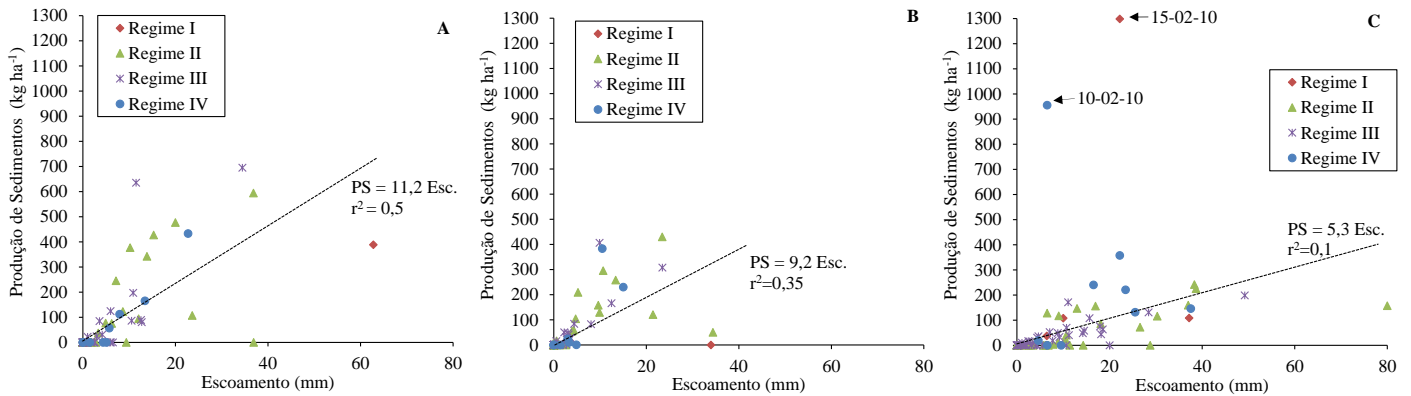


Figura 36 – Relação entre escoamento superficial e produção de sedimentos para o período de estudo (2009-2013) nos diferentes regimes de chuva e microbacia com CP (A), CR (B) e CDQC (C)

Com relação às características das chuvas, eventos de Regime I foram pouco frequentes, representado apenas 3,4% dos eventos (Tabela 9). No entanto, trata-se de eventos de alta intensidade e maior altura pluviométrica, o que resultou em lâminas de escoamento totais no período de estudo variando entre as microbacias de 36 a 75,9 mm (Figura 37A), representando até 12,8% da lâmina total escoada na microbacia CP, próximas às registradas no Regime IV, de maior frequência e total precipitado. Eventos como os do Regime I, de elevada altura pluviométrica e duração, aumentam as chances de vencer as abstrações iniciais e gerar um escoamento de maior conectividade ao longo da bacia (FRYIRS et al., 2007). Destaca-se que dos seis eventos enquadrados no Regime I, cinco ocorreram no ano de 2010 e apenas um em 2012 (19-02-12). Assim, como o ano de 2010 foi o primeiro ano da aplicação do manejo na microbacia CDQC, a maior produção de Produção de Sedimentos Específica (Figura 37C) ocorreu para os Regimes I e IV.

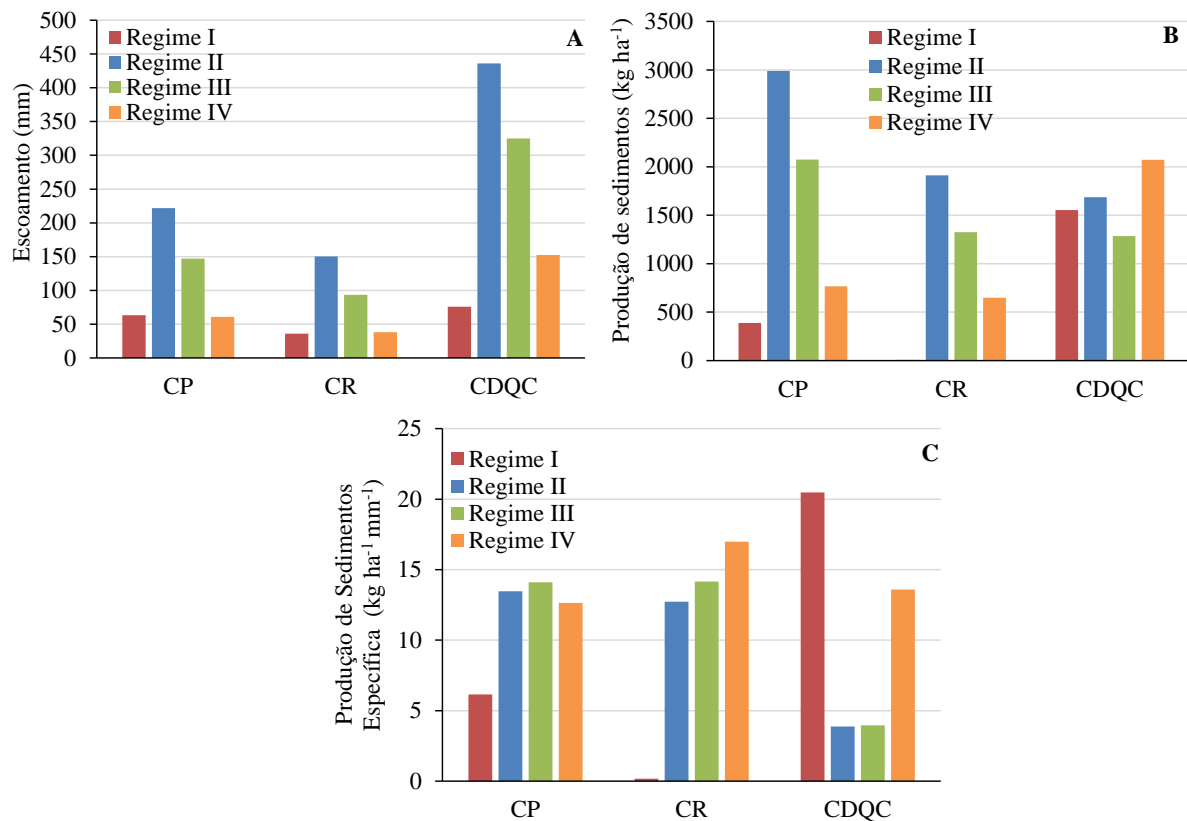


Figura 37 – Escoamento superficial (A), Produção de Sedimentos (B) e Produção de Sedimentos Específica (C), para todo o período de estudo (2009-2013), nos diferentes regimes de chuva e tipos de uso do solo na BEI

Durante todo o período estudado chuvas do Regime III foram mais frequentes com 113 ocorrências (Tabela 9), representado 64,2% de todos os eventos, com somatório das precipitações de 1.694 mm (39,5% do total no período estudado). Embora as chuvas desse regime sejam caracterizadas por baixa altura pluviométrica, duração e intensidade (Tabela 9), ocorreram nessa classe as segundas maiores lâminas totais escoadas durante o período de estudo para as três microbacias estudadas (Figura 37A). Esse comportamento está atrelado ao estado de umidade antecedente do solo quando da ocorrência dos eventos, onde chuvas do regime III apresentaram coeficientes de escoamento de até 79% (lâmina de escoamento de 49 mm, Figura 36C). Tendo em vista as características expansivas do solo da área de estudo, quando este apresenta alta umidade antecedente e as fendas estão pelo menos parcialmente fechadas e assim com baixas perdas por abstrações iniciais (ZHANG et al., 2014), chuvas como as do Regime III, de baixa altura pluviométrica, podem vencer as abstrações iniciais e gerar escoamento com energia para arraste de sedimentos (JAMES e ROULET, 2007). Esse comportamento foi observado para as microbacias CP e CR, com segunda maiores produções de sedimentos (Figura 37B) e produções de sedimentos específicas (Figura 37C) para o regime III.

A segunda classe de maior frequência foi a do Regime II com 45 ocorrências e com precipitação total de 1.685 mm (39,2% do total) (Tabela 9). Esse Regime apresentou a maior lâmina escoada total para o período estudado nas três microbacias (Figura 37A), representando 45, 47 e 44% do total escoado para as microbacias com CP, CR e CDQP, respectivamente. Este resultado deve-se à segunda maior frequência de ocorrência de eventos do Regime II (45 eventos) e a maior altura pluviométrica e menor duração dos eventos.

Quanto à produção de sedimentos, os eventos do Regime I foram responsáveis por 6,3; 0,5 e 23,6% da produção de sedimentos total para as microbacias CP, CR e CDQC, respectivamente (Figura 37B). O elevado valor da produção de sedimentos (Figura 37B) e produção de sedimentos específica (Figura 37C) para a microbacia CDQC está relacionado ao evento do dia 15-02-10 (regime I) (Figura 36C), que foi o segundo grande evento gerador de escoamento após a mudança do uso do solo, responsável por 42% da produção de sedimentos de 2010 e 20% em relação aos cinco anos estudados. Nesse evento, a cobertura vegetal ainda não estava estabelecida e a forte ocorrência de erosão ao longo da rede de drenagem foi resultante da elevada capacidade de transporte de sedimento (MEDEIROS et al., 2010). Eventos como os do Regime I, com elevada altura pluviométrica, podem gerar elevadas lâminas de escoamento e produção de sedimentos, porém as condições antecedentes de umidade do solo, cobertura vegetal e estado de fendilhamento do solo vértico determinam a magnitude das respostas (HARMEL et al., 2006; GREVE et al., 2010; DINKA et al., 2013).

As maiores ocorrências de eventos nos Regimes II e III (Figura 33B), resultaram em maiores escoamentos para esses regimes de chuva (Figura 37A). Uma vez que alguns desses eventos ocorreram em momentos que o solo apresentava elevada umidade antecedente e baixas capacidade de abstrações iniciais, favorecendo a geração de escoamento superficial com maior intensidade e energia para transporte dos sedimentos desagregados (Figura 37C). Observa-se que, com relação à produção de sedimentos, com exceção da microbacia CDQC (ocorrência de eventos do regime I e IV no início da aplicação do manejo em 2010), o Regime II foi responsável por 48 e 49% da produção de sedimentos total, para as microbacias CP e CR, respectivamente (Figura 37B). Maiores lâminas de escoamento podem acarretar em incremento da energia de transporte gerando elevada produção de sedimentos. Maiores perdas de solo e água foram constatadas em chuvas similares por Peng e Wang (2012).

O Regime de chuva IV difere do Regime II principalmente pela maior duração média das chuvas, sendo quase duas vezes maior (Figura 33). Apesar da baixa ocorrência de eventos pluviométricos, esse regime manteve a terceira maior produção de sedimentos (Figura 37B) e a maior produção de sedimento específica (Figura 37C) nas microbacias CR e CDQC,

seguindo a ordem do escoamento e da precipitação total. Para a microbacia CDQC, o Regime IV apresentou a maior produção de sedimentos, sendo atribuído ao evento do dia 10-02-10 (Figura 36C) que foi o primeiro grande evento gerador de escoamento após a aplicação do manejo CDQC. Este evento sozinho foi responsável por uma produção de sedimentos de 955,5 kg ha⁻¹, representando 46% de toda a produção de sedimentos para o Regime IV, comportamento atribuído à falta de cobertura vegetal no momento do evento e à redefinição da rede de drenagem.

Com relação à ocorrência e ao total precipitado, observa-se a seguinte ordem nos regimes: Regime III > Regime II > Regime IV > Regime I (Tabela 9). O Regime III apresenta maior frequência e lâmina precipitada total, porém menores perdas de água e solo do que o Regime II. Eventos pluviométricos do Regime II são mais intensos do que eventos do Regime III, ou seja, a maior erosividade desses eventos (Figura 37A e B) resultam em maior escoamento, desagregação e transporte de sedimentos. Assim, analisando o comportamento do escoamento superficial e da produção de sedimentos, observa-se maiores perdas na seguinte ordem: Regime II > Regime III > Regime IV > Regime I (Figura 37). A maior ocorrência de eventos pluviométricos de um dado Regime e o total precipitado estão fortemente relacionados com as perdas de água e solo, similar ao comportamento observado por Peng e Wang (2012) e Fang et al. (2012).

4. CONCLUSÕES

Quatro regimes de chuva foram formados com uso da Análise de Agrupamento Hierárquico. O regime de chuva I agrupou os eventos de baixa frequência e altas alturas pluviométricas e durações. O regime II foi o segundo mais frequente composto por eventos de médias alturas pluviométricas e durações. O regime III foi o mais frequente, com eventos de baixas alturas pluviométricas e durações. Já o regime IV com baixa frequência, agrupou eventos de intermediária alta altura pluviométrica e duração.

O escoamento superficial e a produção de sedimentos apresentaram alta relação com as características das chuvas, frequência de ocorrência e total precipitado no Regime de chuva, com perdas para as microbacias estudadas na seguinte ordem: Regime II > Regime III > Regime IV > Regime I.

A geração de escoamento para as três microbacias é fortemente dependente da umidade antecedente do solo. Com mais de três dias consecutivos secos, só houve geração de escoamento em chuvas de Regime II e IV.

As maiores lâminas totais acumuladas de escoamento superficial foram observadas na microbacia com cobertura de capim, podendo estar relacionadas não apenas com a cobertura vegetal, mas ao comportamento natural do solo vértico da microbacia (formação de fendas).

Na microbacia com Caatinga raleada, o somatório da dissipação de energia pelas árvores e pelo estrato herbáceo desenvolvido resultou no aumento da capacidade de abstrações iniciais, gerando menor escoamento superficial.

Após mudanças no uso do solo, como raleamento da Caatinga e manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim, os primeiros eventos resultaram em maiores produções de sedimento, devido à maior exposição do solo e aumento da capacidade de transporte de sedimentos, que geram erosão acelerada da rede de drenagem. Esses processos são agravados quando ocorrem eventos de elevado poder erosivos, como chuvas do regime II.

CAPÍTULO 2

Efeitos de veranicos e fendilhamento do solo na geração de escoamento e produção de sedimentos no semiárido

RESUMO

O entendimento dos processos como a geração do escoamento superficial, produção de sedimentos e suas relações com o regime pluviométrico é a base para o planejamento e a gestão eficaz dos recursos solo e água em uma bacia hidrográfica. Neste contexto, o objetivo geral deste trabalho é analisar os efeitos da umidade antecedente de um solo expansivo, bem como a influência dos veranicos no fendilhamento do solo, na geração do escoamento e produção de sedimentos em uma microbacia no semiárido brasileiro, submetida a mudança no uso do solo. Os dados foram coletados no período de 2009 a 2013 em uma microbacia de 2,8 ha, totalizando 179 eventos naturais de precipitação. No primeiro ano estudado (2009) a microbacia foi mantida com cobertura de Caatinga arbórea arbustiva. No segundo ano de estudo foi realizado o desmatamento total da vegetação seguido de queima e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt), sendo o mesmo mantido por todo o período de estudo. A ocorrência de veranicos e a formação de fendas no solo foram determinantes no controle da geração de escoamento e consequentemente da produção de sedimentos. Os veranicos no solo expansivo possibilitam o secamento do solo com a formação de fendas, que agem como caminhos para o fluxo preferencial, gerando elevadas abstrações iniciais. A mudança da cobertura vegetal no segundo ano de estudo apresentou pouca influência sobre o escoamento acumulado, indicando que as características e condições do solo, como umidade e presença de fendas, são mais determinantes para a geração de escoamento.

Palavras-chave: Veranicos. Uso do solo. Processos de escoamento. Umidade antecedente do solo. Região semiárida.

CHAPTER 2

Effects of dry spells and soil cracking in runoff generation and sediment yield in a semiarid region

ABSTRACT

Understanding runoff generation processes, sediment yield and their relations to rainfall lead to soil and water resources effective management planning in a river basin. In this context, the aim of this study is to analyze the effects of antecedent soil moisture in an expansive soil and the influence of dry spells in soil cracking, runoff generation and sediment yield in a semiarid watershed in Brazil, subject to change in land use. Data were collected from 2009 to 2013 in a 2.8 ha watershed, totaling 179 natural precipitation events. In the first year (2009) of study, the watershed maintained a typical dry tropical forest cover (arboreal shrub Caatinga cover). In the second year of study, total deforestation followed by burning of vegetation and grass cultivation (*Andropogon gayanus* Kunt) took place, and the same land use was maintained for the rest of the period under study. The occurrence of dry spells and formation of cracks in the soil were the most important factors controlling flow generation and consequent sediment production. Dry spells in the expansive soil enable the drying soil to form cracks, which act as preferential flow paths leading to high initial abstractions. The change of vegetation cover in the second year of study showed little influence on the cumulative flow, implying that soil conditions, such as humidity and cracks, best explain runoff generation and sediment yield.

KEYWORDS: Dry spells, landuse, runoff processes, antecedent soil moisture content, semiarid region.

1. INTRODUÇÃO

A região semiárida do Nordeste brasileiro é caracterizada pela escassez hídrica, chuvas de alta intensidade e baixa frequência, e incertezas quanto à geração de escoamento superficial. Nesta região, aproximadamente 90% da água utilizada para abastecimento humano são armazenadas em reservatórios superficiais (ARAÚJO et al., 2004), portanto, o entendimento dos processos de recarga desses mananciais é fundamental para uma gestão eficaz. Nesse sentido, para a gestão dos recursos hídricos há necessidade de estudos para melhorar o entendimento dos processos geradores de escoamento.

A umidade antecedente do solo e a duração e a intensidade da chuva desempenham um papel importante nos mecanismos de geração de escoamento (JAMES e ROULET, 2009). A alternância entre eventos pluviométricos e dias secos consecutivos (DSC) controla as condições de umidade do solo e conseqüentemente a capacidade de infiltração da água no solo, as quais são as condições antecedentes para vários processos hidrológicos, geomorfológicos e ecológicos. Após um evento pluviométrico, os processos de secagem, tais como drenagem, percolação profunda e a evapotranspiração, regulam o conteúdo de água no solo e as condições iniciais que precede outro evento (AVIAD et al., 2009).

Fendas no solo, impulsionadas por argilas expansivas (argilas 2:1), são agentes determinantes de processos como infiltração, escoamento, evapotranspiração e redistribuição de água no perfil do solo (KISHNÉ et al., 2010). A presença de fendas resultante do ressecamento do solo, para um dado evento de precipitação, é uma das principais causas da baixa concordância entre o escoamento previsto e o observado em bacias hidrográficas com solos argilosos expansivos (HARMEL et al., 2006; DINKA et al., 2013). Fendas profundas formadas em solos argilosos, resultantes de uma secagem excessiva, fornecem caminhos preferenciais para o fluxo, podendo causar drenagem profunda, mesmo após a vedação das fendas da superfície (HARMEL et al., 2006; GREVE et al., 2010; DINKA et al., 2013).

O fluxo preferencial de água no solo tem implicações ambientais e de saúde, uma vez que favorece o transporte de contaminantes para as águas subterrâneas sem interações químicas e biológicas com a camada superior do solo (ALLAIRE et al., 2009). Este fenômeno contribui para a complexa variabilidade espacial e temporal da redistribuição da água na paisagem, e cria desafios para a modelagem hidrológica de superfície (ALLAIRE et al., 2009; KISHNÉ et al., 2010).

Embora os dados de umidade do solo tenham muitas aplicações, as mensurações em campo são escassas (AVIAD et al., 2009), sendo mais comum o monitoramento de

precipitação em redes de estações meteorológicas. Assim, indicadores como número de Dias Secos Consecutivos (DSC) e número de Dias Úmidos Consecutivos (DUC) representam, indiretamente, as condições de umidade antecedente do solo (DINIZ et al., 2006).

Os veranicos caracterizam-se por serem períodos com sucessivos dias sem chuva durante a estação chuvosa, sendo frequentes no semiárido brasileiro (GUERREIRO et al., 2013). Entre os muitos critérios propostos para definição de veranicos (NASRI e MORADI, 2011; DINIZ et al., 2006; HERNANDEZ et al, 2003) será definido como veranico, nesta pesquisa, um período de cinco ou mais dias secos consecutivos durante a estação chuvosa, sem que haja precipitação maior que 1 mm. A ocorrência dos veranicos e as características da chuva desempenham papéis fundamentais na geração de escoamento e produção de sedimentos (JAMES e ROULET, 2009; CALVO-CASES et al., 2003; CASTILLO et al., 2003).

Estudos destinados ao entendimento dos processos relacionados à geração de escoamento superficial e à produção de sedimentos em regiões semiáridas ainda são escassos. Inexistem ainda estudos na tentativa de compreender os efeitos dos veranicos e do fendilhamento de solos expansivos nos processos de geração do escoamento superficial. Neste contexto, o objetivo geral deste trabalho é analisar os efeitos da umidade antecedente de um solo expansivo, bem como a influência dos veranicos no fendilhamento do solo, na geração do escoamento e produção de sedimentos em uma microbacia no semiárido brasileiro, submetida a mudança no uso do solo.

2. MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo está localizada no semiárido cearense, na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, no município de Iguatu, Brasil, entre as coordenadas geográficas 6°23'36'' a 6°23'57'' S e 39°15'15'' a 39°15'30'' W, com altitude média de 217,8 m (Figura 38).

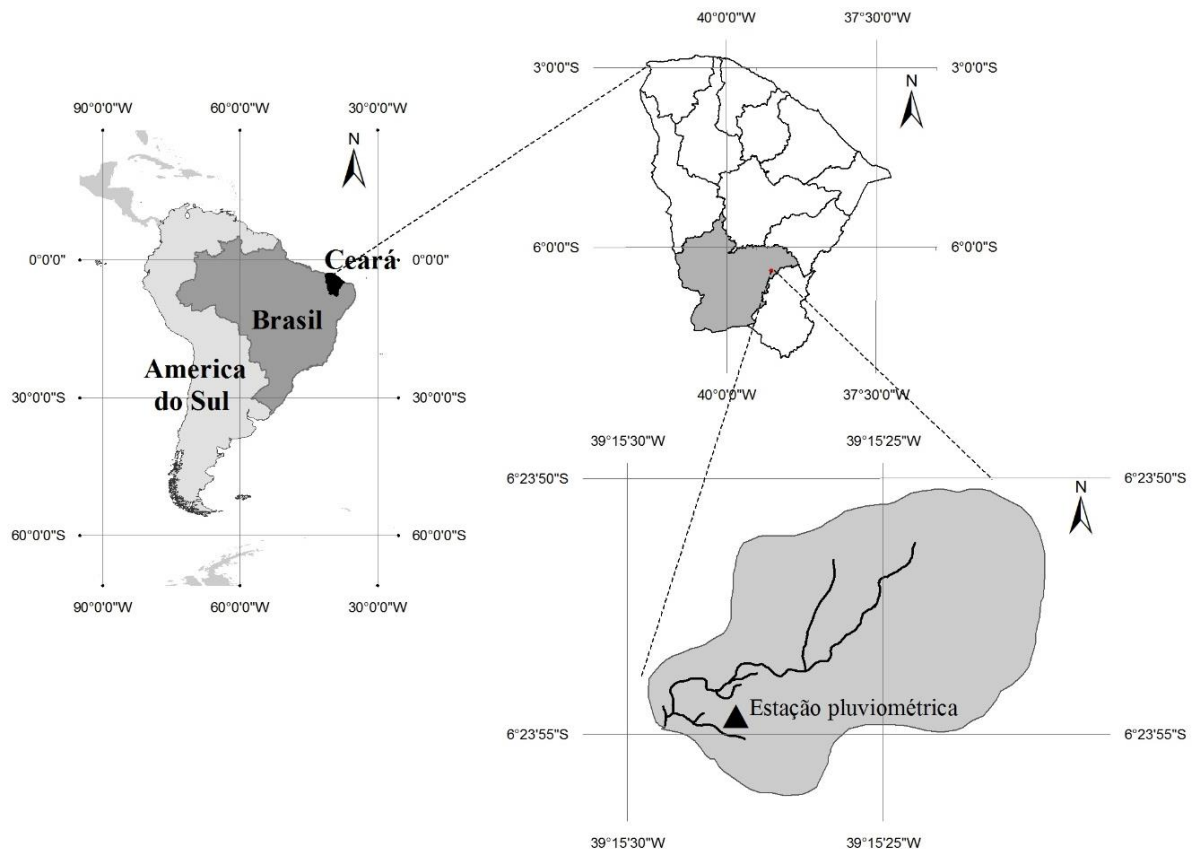


Figura 38 – Localização da área em estudo no Estado do Ceará, Brasil

O clima da região é do tipo BSw'h' (Semiárido quente), de acordo com a classificação climática de Köppen, com temperatura média sempre superior a 18 °C no mês mais frio. O Índice de Aridez elaborado por Thornthwaite (1948) é de 0,44, ou seja, semiárido. A evapotranspiração potencial média é de 1.988 mm.ano⁻¹, a precipitação média histórica no município de Iguatu é de 864 mm, com desvio-padrão de 304 mm (de 1932 a 2013). A distribuição temporal das chuvas apresenta uma concentração de 85% no período de janeiro-maio, dos quais cerca de 30% são registrados no mês de março.

A microbacia experimental estudada apresenta uma área de 2,8 ha, cursos de 1° e 2° ordem com escoamento efêmero. O solo da microbacia foi classificado como Vertissolo Ebânico Carbonático Típico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). O relevo é suave ondulado, os solos são relativamente profundos (2 a 3 m) com presença elevada de silte (39%) e argila (32%) nas camadas superficiais e subsuperficiais. Devido ao tipo de argila (2:1) presente no solo da microbacia, é comum o surgimento de rachaduras na superfície nas épocas secas do ano e encharcamento no período chuvoso.

Durante o período de monitoramento (2009 a 2013), 179 eventos naturais de precipitação foram registrados. As coletas para quantificação do escoamento superficial e das perdas de sedimentos foram realizadas a cada evento de chuva erosiva (que geraram escoamento superficial), no acumulado de 24 horas. Os dados pluviométricos foram obtidos em uma estação automática (Figura 38) a cada 5 minutos, sendo calculadas as intensidades médias (I) e máximas em trinta minutos (I_{30}) de cada evento. Veranicos foram determinados considerando pelo menos um período de cinco dias sem chuva (precipitação inferior a 1 mm) durante a estação chuvosa, com base no trabalho desenvolvido por Nasri e Moradi (2011); Diniz et al. (2006); Hernandez et al. (2003).

Para se avaliar o impacto de diferentes usos do solo, a microbacia recebeu dois manejos do solo distintos. No primeiro ano hidrológico de estudo (2009), a microbacia foi mantida com cobertura vegetal composta de Caatinga Nativa (Figura 39A). Nos demais anos estudados (2010 a 2013), houve o desmatamento total da vegetação seguido de queima (Figura 39B) e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem (Figura 39C). Nesse contexto foram investigadas possíveis alterações nos processos de escoamento e transporte de sedimento com a nova cobertura vegetal (capim / *Andropogon gayanus* Kunt), e o efeito da formação de fendas no solo (Figura 39D).

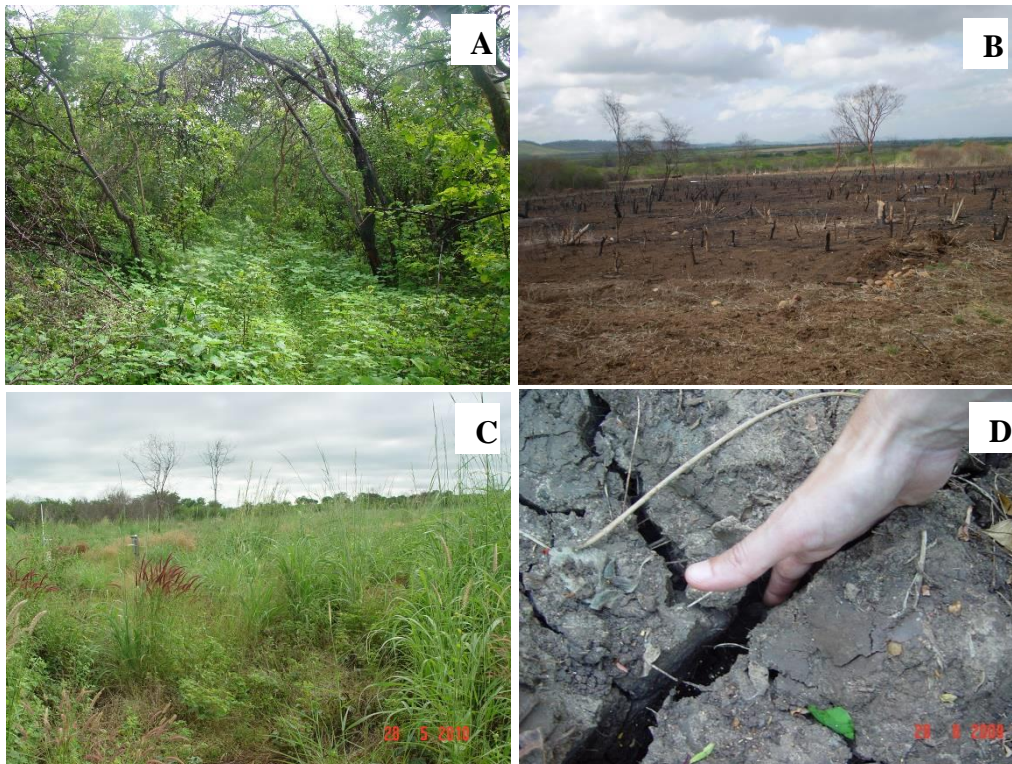


Figura 39 – Microbacia experimental com cobertura inicial de Caatinga nativa (A), área após o desmatamento e queima (B), cobertura após o estabelecimento do capim *Andropogon gayanus* Kunt (C) e fendas no solo (D) após ocorrência de veranicos

O escoamento superficial foi quantificado no exutório da microbacia através de calha Parshall, sendo a altura de carga da água mensurada por meio de sensor capacitivo que funciona com linígrafo. Para quantificação da descarga sólida em suspensão da microbacia, a montante da calha Parshall foi instalada uma torre coletora de sedimentos em suspensão, que coleta amostras do ramal ascendente. Essa possui garrafas de 100 mL dispostas equidistantes a 7,5 cm, sendo a primeira a 15 cm do solo.

As perdas de solo por arraste de leito na microbacia foram mensuradas através de fosso coletor de sedimentos a montante da calha, com capacidade total de 185 L, no intuito de reter todo o volume de sedimentos em arraste. Após o evento gerador de escoamento, era realizada a homogeneização da água com sedimentos no fosso e coletada uma amostra para quantificação do total de sedimentos em arraste.

A umidade antecedente do solo aos eventos pluviométricos foi avaliada pelo método gravimétrico. No ano hidrológico de 2009 foram realizadas coletas de amostras três vezes por semana. Já nos anos de 2010 a 2013 as amostragens foram realizadas diariamente (com três repetições).

Eventos de chuva individuais podem apresentar similaridades, sendo o uso de técnicas estatísticas de agrupamento amplamente utilizado para a geração de grupos similares. Com base nas alturas pluviométricas, dias consecutivos secos (DCS) e escoamento superficial, dividiu-se em grupos similares os 179 eventos de chuva com emprego da técnica de análise multivariada, Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH), processada no software SPSS 16.0. Os eventos foram agrupados com base no seu grau de semelhança definida pela variação entre os coeficientes de agrupamento de dois grupos consecutivos. Para se reduzir os erros devidos às escalas e as unidades das variáveis selecionadas, os dados foram normalizados ($x = 0$, $\sigma = 1$).

3. RESULTADOS

Eventos pluviométricos individuais

Para melhor entender os efeitos dos veranicos na relação chuva-deflúvio elaborou-se a relação entre precipitação (P) e dias consecutivos secos (DCS) (Figura 40). Pode-se constatar que sempre ocorreu escoamento em eventos com precipitação superior a 40 mm e DCS = 0 (ou seja, eventos com a ocorrência de chuva no dia anterior) (Figura 40). Esse

comportamento deve-se à elevação da umidade do solo pelas chuvas antecedentes e a alta intensidade dessas chuvas maiores que 40 mm (valores médios de $I_{30} = 54 \text{ mm h}^{-1}$). Eventos menores que 40 mm, com $DCS = 0$ (Figura 40), foram incertos quanto à geração ou não de escoamentos, já que para esses eventos uma combinação de elevado teor de umidade antecedente do solo e intensidade da chuva moderada a alta são determinantes na geração de escoamento.

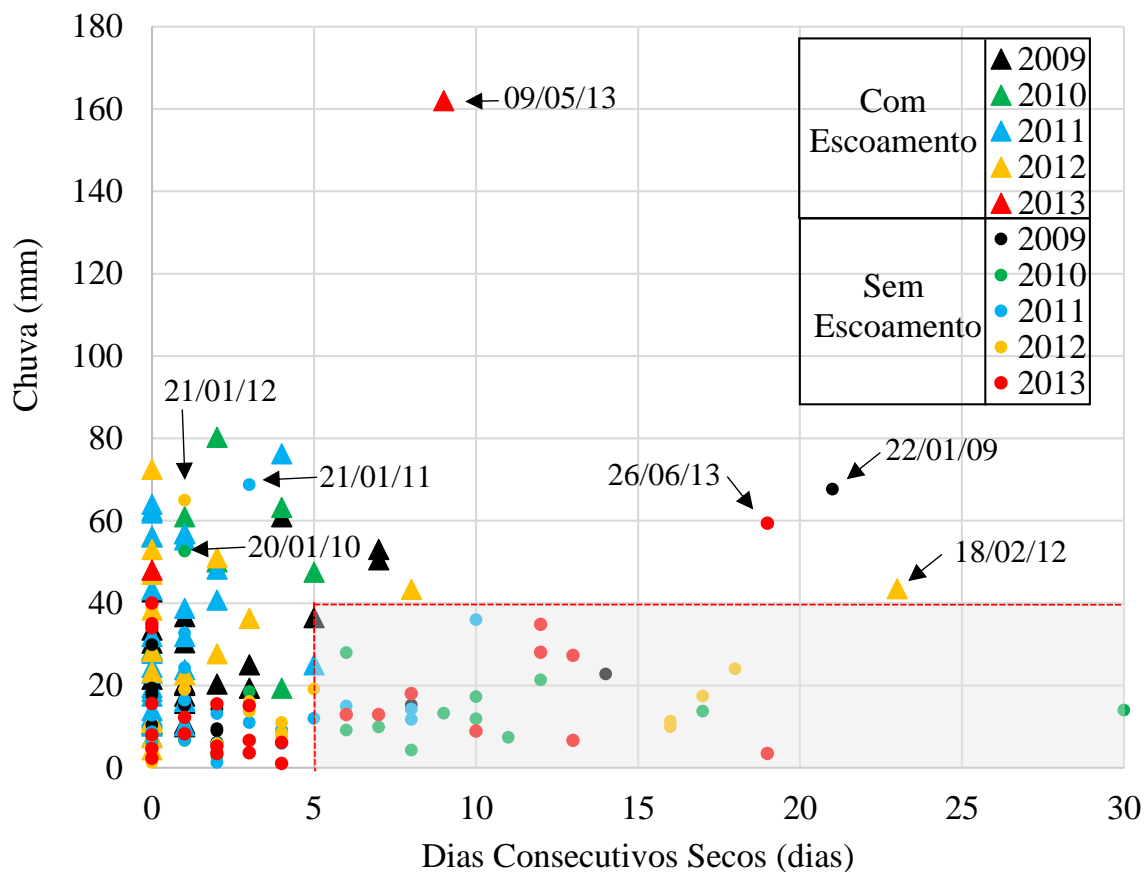


Figura 40 – Relação entre precipitação (P) e dias consecutivos secos para a Bacia Experimental de Iguatu

O efeito dos veranicos na geração de escoamento foi bem expressivo para eventos menores que 20 mm, que representam 58% de todos os eventos (Figura 40). Para os eventos com menos de 5 DCS, a geração do escoamento foi incerta, dependendo principalmente da umidade do solo e das características da chuva como intensidade e duração. Já para os eventos com precipitação menor que 40 mm e DCS maiores que 5, não houve geração de escoamento, devido os veranicos reduzirem o teor de umidade antecedente do solo, aumentando a formação de fendas no perfil do solo, dessa forma a pequena magnitude dos eventos não supera as abstrações iniciais.

Entre os eventos superiores a 40 mm, 84% foram capazes de gerar escoamento (Figura 40). Eventos dessa magnitude, em função da intensidade da chuva (I_{30} média de 54 mm h^{-1}), apresentam maior probabilidade de superar a capacidade de infiltração, gerando escoamento superficial Hortoniano. Porém, alguns eventos dessa magnitude após veranicos superiores a 15 dias não foram capazes de gerar escoamento (Figura 40). Por exemplo, o evento do dia 22/01/09 (período com vegetação de Caatinga nativa, precipitação de 68 mm, DCS de 21 dias e intensidade I_{30} de 21 mm h^{-1}) não foi capaz de superar as abstrações iniciais. Outro exemplo é o evento do dia 26/06/13 (período com cobertura de capim), que não gerou escoamento com precipitação de 59 mm e DCS = 19 dias (I_{30} de 65 mm h^{-1}).

Eventos de elevada magnitude no início dos anos hidrológicos de 2011 e 2012 com 69 e 65 mm, respectivamente, não foram capazes de gerar escoamento superficial (Figura 40). O evento do dia 21/01/11 (69 mm, I_{30} de 76 mm h^{-1} e DCS de 3 dias), não foi gerador de escoamento devido as altas abstrações iniciais, com umidade antecedente do solo de apenas 17% e presença de fendas no perfil do solo. Já o evento do dia 21/01/12 (65 mm, I_{30} de 71 mm h^{-1} e DCS de 1 dia) não foi gerador de escoamento, mesmo com evento anterior de 24 mm, devido aos 180 dias sem a ocorrência de chuva, o solo encontrava-se muito fendilhado e com alta capacidade de abstração.

Por sua vez, o evento do dia 18/02/12, com 44 mm e I_{30} de 49 mm h^{-1} , foi capaz de gerar escoamento apesar de 23 dias consecutivos secos (Figura 40). Esse resultado ocorreu em virtude da elevada I_{30} e pela ocorrência de seis eventos consecutivos anteriores ao veranico, com precipitação total de 183 mm. Isso gerou elevação da umidade do solo e selamento das fendas de maiores diâmetros, com umidade do solo de 22%. Apesar do evento do dia 18/02/12 ter gerado escoamento, o efeito do veranico foi evidente no mesmo, uma vez que o escoamento foi de apenas 0,13 mm ou 0,3% da precipitação. Valores de coeficiente de escoamento no ano de 2012 atingiram até 61%, a exemplo do evento de 21/02/12 (I_{30} de 63,6 mm h^{-1} e umidade de 28%), após uma sequência de quatro eventos em dias sucessivos.

De acordo com a Figura 41, a relação entre precipitação (P) e I_{30} só pode explicar a geração de escoamento para os eventos com altura pluviométrica superior a 40 mm e I_{30} superior a 40 mm h^{-1} . Obedecidas essas condições, todos eventos foram geradores de escoamento (23 eventos), com exceção do evento do dia 21/01/11 (início do período chuvoso com baixa umidade do solo). Os demais eventos com as variáveis apresentadas na Figura 41 podem ou não gerar escoamento.

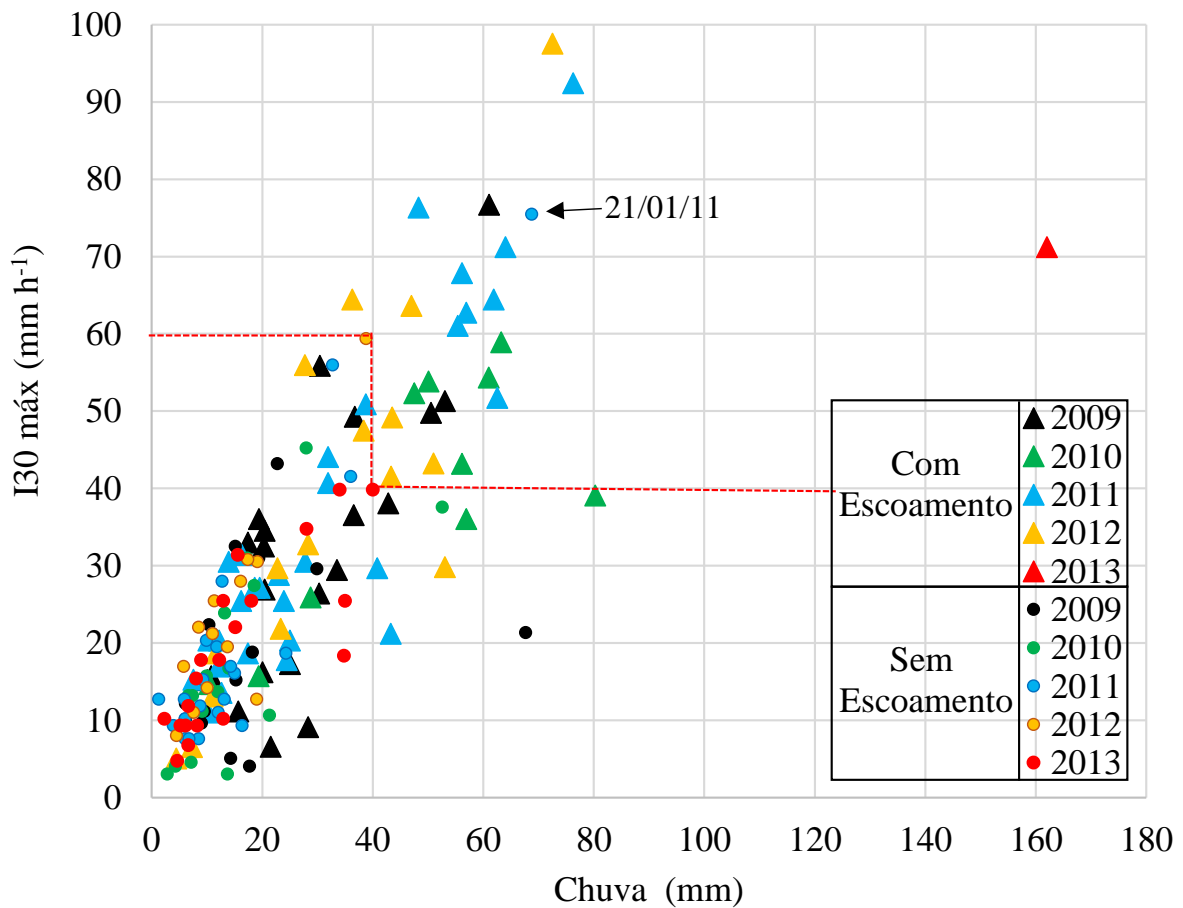


Figura 41 – Relação entre precipitação (P) e I_{30} para a Bacia Experimental de Iguatu

Os efeitos dos veranicos no escoamento superficial podem ser analisados na Figura 42, que relaciona lâmina escoada e precipitação efetiva (mm e %, respectivamente) e DSC. Observa-se a redução tanto da lâmina escoada como do *runoff* em % com o aumento dos DCS, e a formação de uma curva de escoamento máximo. O único evento caracterizado com valor discrepante (*outliers*), foi o do dia 09/05/13 que, devido à sua elevada altura pluviométrica com 162 mm e I_{30} de 71 mm h^{-1} , foi capaz de superar as abstrações iniciais e gerar escoamento Hortoniano na microbacia.

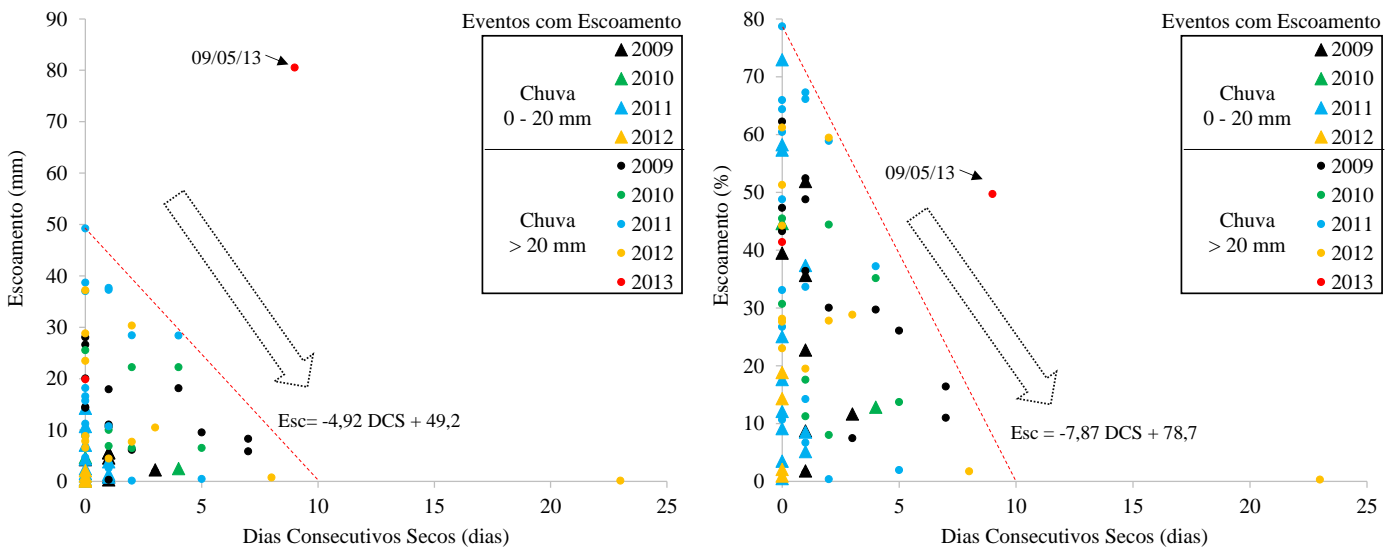


Figura 42 – Relação entre escoamento e dias consecutivos secos (DCS) para a Bacia Experimental de Iguatu

Três regiões distintas se destacam na análise de geração de escoamento com base na altura pluviométrica, umidade antecedente do solo e $I30$ máx. (Figura 43), gerando zonas com eventos sempre geradores de escoamento, outra não geradora e a terceira zona caracterizada pela incerteza quanto a geração de escoamento. De acordo com a Figura 43 destaca-se que: eventos abaixo de 70 mm, com $I30$ menor que 60 mm h^{-1} e umidade antecedente do solo inferior a 20% não geram escoamento; e não geram escoamento, também, eventos abaixo de 20 mm, com $I30$ menor que 20 mm h^{-1} e umidade antecedente do solo menor que 25%. Já eventos pluviométricos acima de 70 mm ou $I30$ superior a 60 mm h^{-1} geram escoamento superficial, independentemente do teor de umidade antecedente do solo; e outros eventos geradores de escoamento não podem ser explicados por essas relações entre a precipitação e a umidade antecedente do solo.

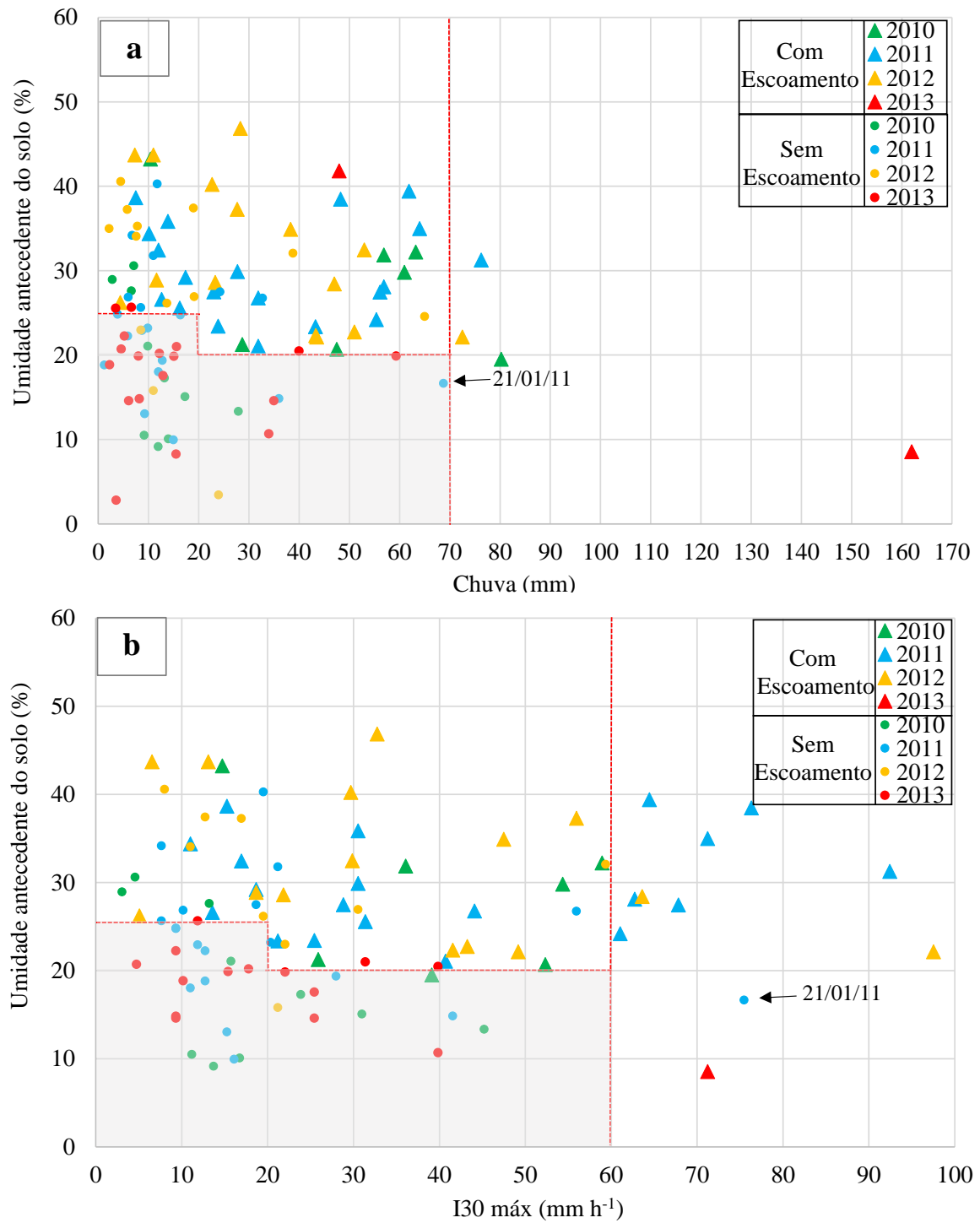


Figura 43 – Relação entre umidade mássica antecedente do solo e precipitação (a); e relação entre umidade antecedente do solo e I_{30} (b) para a Bacia Experimental de Iguatu

Com o emprego da técnica de Análise Multivariada/Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH), os 179 eventos de precipitação foram agrupados em 4 grupos de similaridades (Figura 44). O Grupo 1 contemplou 87% dos eventos, representando chuvas de precipitação média de 20 mm, média do número de dias consecutivos secos de 3 dias e 2,5 mm

de escoamento superficial médio (Figura 44). O Grupo 2 representou 10% dos eventos, com precipitação média de 55 mm, média do número de dias consecutivos secos de 1 dia e 30 mm de escoamento superficial médio. Já o Grupo 3, composto de apenas 4 eventos, foi representado por chuvas médias de 46 mm com média do número de dias consecutivos secos de 23 dias e com geração de escoamento em apenas um evento com baixa lâmina de apenas 0,1 mm. O último Grupo o 4 foi composto de um único evento extremo, o do dia 9/05/15, com precipitação de 162 mm, 9 dias consecutivos secos e alto escoamento, com lâmina de 80,5 mm. Destaca-se na Figura 44, que na relação entre precipitação e escoamento, os Grupos 1 e 3 apresentam eventos no patamar inferior do gráfico, devido a eventos incapazes de vencer as abstrações iniciais. Sendo o Grupo 1 composto por chuvas de baixa altura pluviométrica e o Grupo 3 caracterizado por muitos dias secos (baixa umidade do solo). O Grupo 2 apresenta eventos no patamar intermediário na Figura 44, por representar eventos de elevada magnitude e alta umidade antecedente do solo. Já o Grupo 4 apresenta-se no patamar superior da Figura 44, pois representa um evento de elevada magnitude capaz de vencer com facilidade as abstrações iniciais e gerar elevado escoamento superficial.

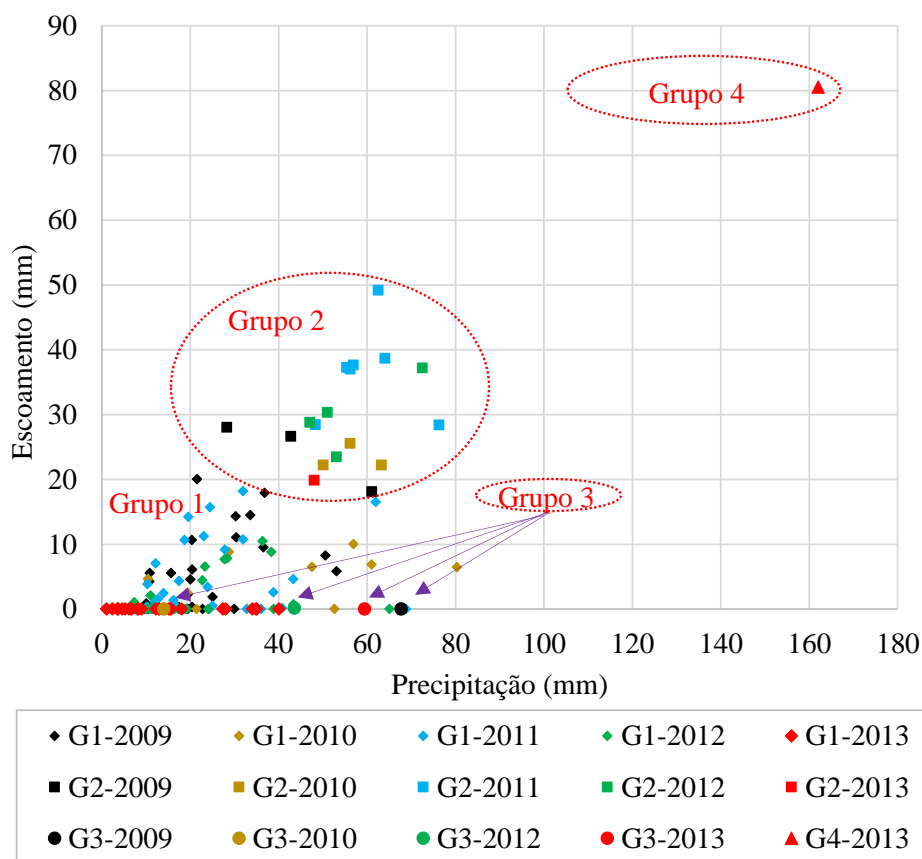


Figura 44 – Relação entre precipitação *versus* escoamento, e separação dentro dos agrupamentos formados pela técnica de estatística multivariada AAH na BEI

Destaca-se, ainda, nessa análise estatística (Figura 44) que, com exceção do Grupo 4, todos os grupos foram compostos por eventos nos diferentes anos estudados, mesmo com mudanças na cobertura vegetal. Esses resultados indicam que a mudança na cobertura vegetal não foram o fator determinante na geração de escoamento, bem como na formação de grupos similares, fortalecendo a hipótese de que as características do solo, como umidade e estado das fendas, são os principais fatores controladores do escoamento.

Escoamento acumulado

No ano de 2009, quando a microbacia ainda se encontrava com cobertura vegetal composta de Caatinga Nativa, foi necessária uma precipitação acumulada de 102 mm (Figura 45A) para que o processo de escoamento superficial fosse iniciado, tempo em que a umidade antecedente do solo era de 22%. Tal fato é decorrente da presença de argila 2:1 (montmorilonita) com característica expansiva, que quando seca forma fendas, aumentando as abstrações iniciais. Até o evento do dia 13/04/15 (69 dias após o primeiro evento gerador de escoamento) a precipitação total acumulada era de 458 mm, porém a lâmina de escoamento acumulada era de apenas 45 mm (Figura 45A). Esta resposta é atribuída à forte ocorrência de veranicos no período, com registro de cinco veranicos (4, 7, 7, 8 e 14 DCS, respectivamente). Esses veranicos implicaram na redução da umidade do solo para valores menos de 20%, fazendo com que não fossem fechadas as fendas do solo. Após o dia 13/04/09 iniciou um período de chuvas concentradas com 13 eventos de precipitação com total de 346 mm (com apenas um veranico de 7 DCS). Esses eventos foram capazes de elevar a umidade do solo (23%) produzindo mais escoamento superficial, atingindo 199 mm de escoamento acumulado.

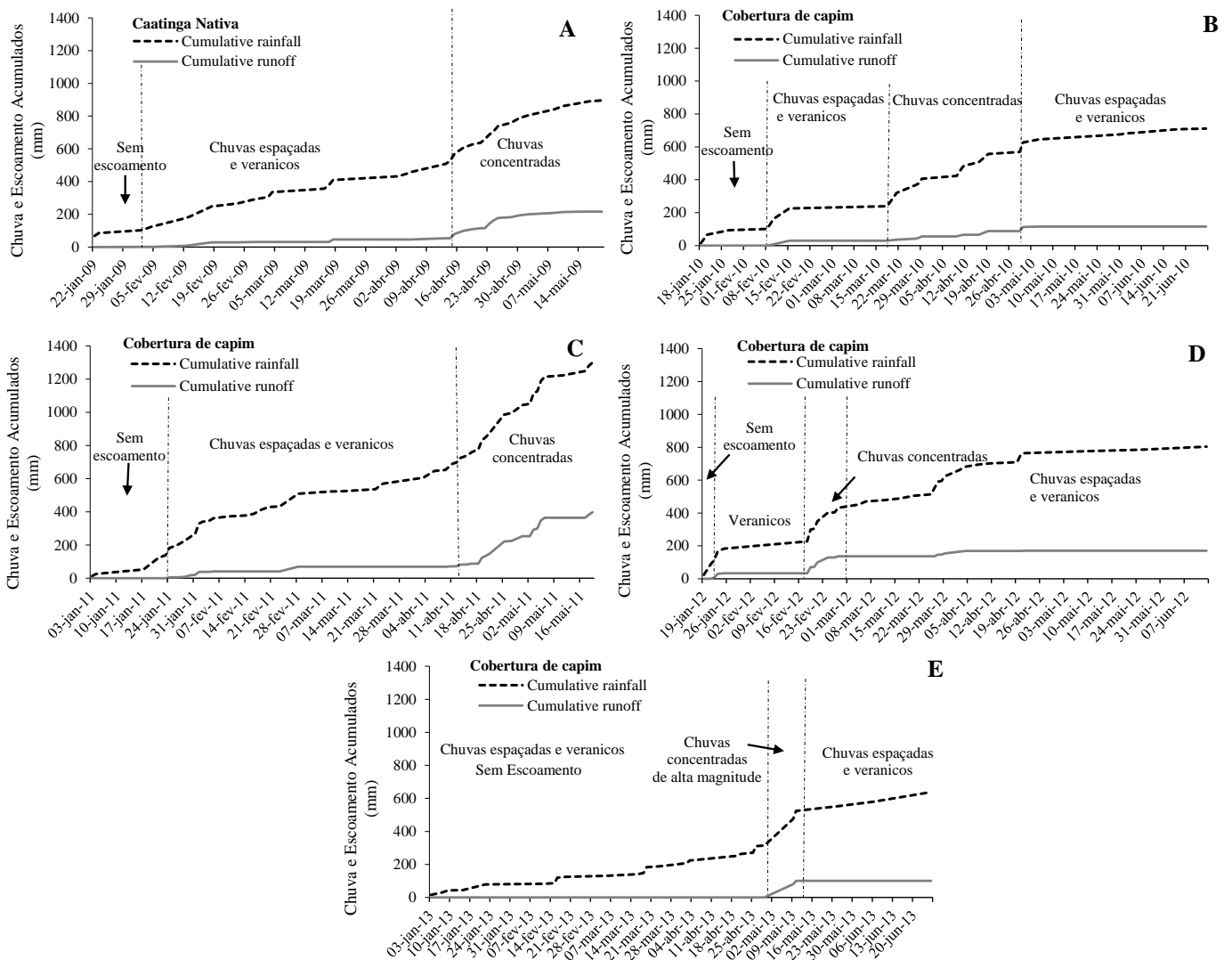


Figura 45 – Chuva e escoamento superficial acumulados durante os anos estudados (2009 a 2013) na BEI

Em 2010, ano de aplicação do manejo de desmatamento total da vegetação seguido de queima e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem, observa-se padrão semelhante ao ano anterior com precipitação acumulada de 100 mm para que houvesse início do processo de escoamento superficial (Figura 45B). Foi frequente a ocorrência de veranicos no ano, totalizando 14 (um evento de 7, 8, 9, 11, 12, 17, e 30 DCS; dois eventos de 6 e 10 DCS; e três eventos de 5 DCS). No período de ocorrência de chuvas concentradas temporalmente (Figura 45B) a precipitação acumulada evoluiu de 240 mm para 626 mm, e a lâmina escoada acumulada passou de 29 a 113 mm. Nesse período a umidade do solo se manteve sempre superior a 20%. Após esse intervalo, a lâmina escoada recebeu um adicional de apenas 2,5 mm

de uma altura pluviométrica acumulada de 85 mm oriunda de oito eventos intercalados de cinco veranicos com durações de 6, 7, 8, 10 e 12 DCS cada.

No ano de 2011 o capim (*Andropogon gayanus* Kunt) já se apresentava totalmente desenvolvido e foi necessário para geração do escoamento uma precipitação antecedente acumulada de 138 mm (Figura 45C). Entre o primeiro evento pluviométrico e o primeiro evento gerador de escoamento foram registrados 6 eventos menores que 15 mm e um evento de 68 mm, intercalados por 14 dias secos. Ainda, do início da estação chuva até o evento do dia 13/04/11 foi registrada a ocorrência de chuvas espaçadas temporalmente com sete veranicos (3, 1, 2 e 1 veranicos de 5, 6, 8 e 10 dias, respectivamente), gerando assim pouco incremento na lâmina escoada acumulada. Para este período, o incremento no escoamento acumulado foi de 81 mm de escoamento para 742 mm de chuva acumulada. Após o início do período de chuvas concentradas (Figura 45C) foi registrado um total de 3, 5 e 7 dias consecutivos úmidos, intercalados no máximo com dois dias consecutivos secos. A maior frequência de dias úmidos neste período explica o escoamento superficial acumulado passar de 81 mm para 364 mm, com umidade antecedente do solo no período variando de 28% a 39%.

Já no ano de 2012 a geração de escoamento superficial iniciou após uma precipitação antecedente acumulada de 90 mm (Figura 45D), assemelhando-se aos anos anteriores que necessitaram de uma lâmina total acumulada de até 138 mm para o início da geração de escoamento. A primeira chuva geradora de escoamento ocorrida no dia 22/01/12 (altura pluviométrica de 23 mm e I_{30} de 22 mm h^{-1}), foi precedida por um evento no dia anterior de 65 mm, resultando em uma umidade do solo de 29%.

O período de elevação acentuada no escoamento em 2012 (Figura 45D) foi resultante de seis eventos pluviométricos ocorridos entre 19 a 27/02/12, sem a ocorrência de veranicos. A lâmina de escoamento acumulado passou de 33 para 137 mm, quando a lâmina precipitada acumulada foi de 227 mm para 432 mm, respectivamente. Esse comportamento indica a forte dependência do escoamento superficial da umidade antecedente do solo que variou no período de 26 a 40%. O somatório das chuvas seguintes ao evento do dia 27/02/12 foi de 373 mm, gerando 32,5 mm de escoamento, esses eventos foram marcados por chuvas espaçadas temporalmente, com a presença de cinco veranicos (três superiores a 16 dias), com redução da umidade do solo para até 22%.

O ano hidrológico de 2013 foi atípico, com uma precipitação total do período chuvoso de 639 mm (26% inferior à média da região) (Figura 45E) e o registro de onze veranicos (6, 7, 8, 9, e 10 dias cada; e dois com duração de 12, 13, 19 dias cada, totalizando 128 dias secos no intervalo de 181 dias). Devido ao efeito dos veranicos, dos 29 eventos de

chuva somente dois foram capazes de gerar escoamento superficial (Figura 45E). O primeiro evento gerador de escoamento no dia 09/05/13 apresentou uma altura pluviométrica de 162 mm, I_{30} de 71 mm h^{-1} , e 4,17 h de duração. O segundo evento gerador de escoamento ocorreu no dia seguinte, com altura de 48 mm, I_{30} de 71 mm h^{-1} , e duração de 2,3 h. Nesse sentido, a geração de escoamento só iniciou com chuvas acumuladas antecedentes aos eventos de 314 mm. Os processos de geração de escoamento Hortoniano para esses eventos foi mais expressivo, devido à elevada intensidade e duração da chuva, apesar da não saturação do solo.

De acordo com a Figura 46A, que relaciona a evolução da precipitação e o escoamento acumulados, observa-se que as curvas ao longo dos cinco anos de estudo foram similares. Para os períodos de chuvas concentradas os coeficientes angulares da reta foram similares, variando apenas de 0,395 a 0,593, para os diferentes anos estudados (Figura 46B). Esse comportamento indica que não houve mudanças no comportamento hidrológico da bacia com as alterações realizadas na cobertura vegetal em 2010. Baixas umidades antecedentes do solo, devido a frequente ocorrência de veranicos, geram as ondulações nas curvas, como pode ser vista para o ano de 2012 (Figura 46), onde apenas chuvas de grande magnitude foram responsáveis pela elevação da lâmina de escoamento acumulado. Chuvas bem distribuídas e solo com elevada umidade antecedente e com fendas fechadas, promovem escoamento na capacidade máxima o que resulta em linearidade nas curvas da Figura 46B. Exemplo desse processo pode ser observado no ano de 2011 (Figura 46), onde precipitações acumuladas superiores a 800 mm geraram uma curva linear ascendente.

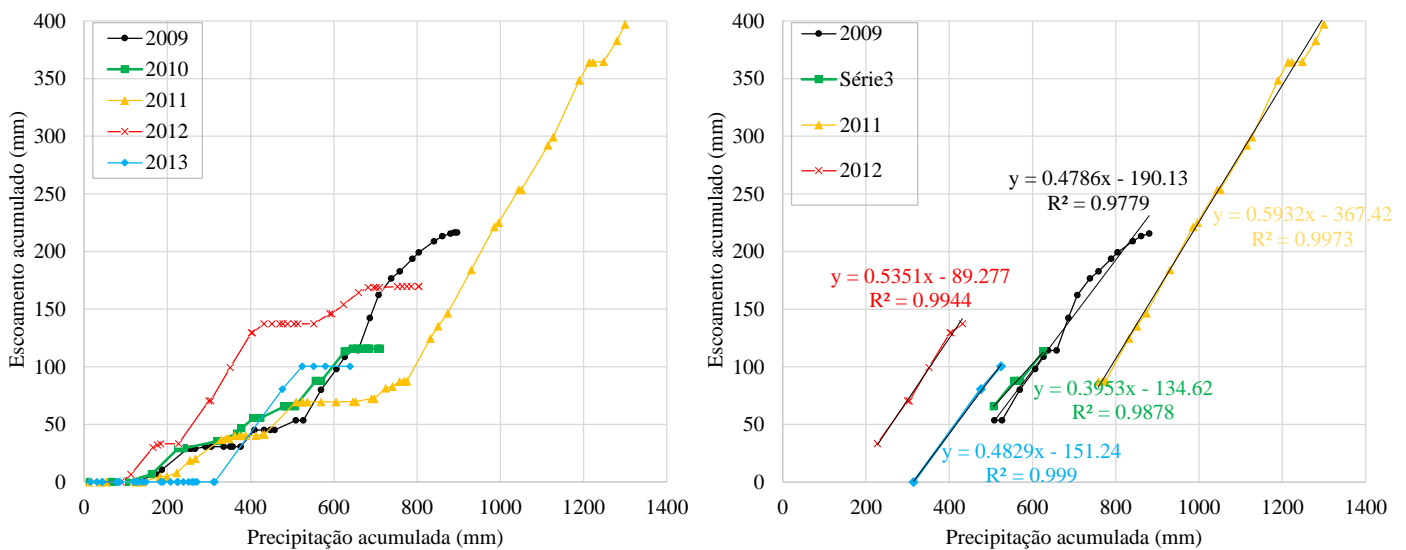


Figura 46 – Evolução do escoamento acumulado *versus* a precipitação acumulada (A) e períodos de chuvas concentradas (B), durante os anos estudados (2009 a 2013) na BEI

Produção de Sedimentos

Com relação à produção de sedimentos acumulada, observa-se na Figura 47 que o comportamento nos anos de estudo foi similar ao escoamento (Figura 45), sendo, portanto, a ocorrência de veranicos e a presença de fendas no solo, também, determinantes na produção de sedimentos. No ano de 2009 (período com cobertura de Caatinga nativa) a produção de sedimentos, similarmente ao escoamento, foi rapidamente incrementada em períodos de chuvas concentradas, ou seja, uma menor ocorrência dos veranicos. Em 2010, primeiro ano da aplicação do manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim (Figura 47), a mudança da cobertura vegetal influenciou de forma mais efetiva a produção de sedimentos nos dois primeiros eventos geradores de escoamento, que corresponderam a 73% da produção de sedimentos total no ano (Figura 47). Após a estabilização da nova cobertura vegetal em 2010, nos anos seguintes (2011 a 2013) observam-se comportamentos similares ao apresentado pelo escoamento, com aumentos bruscos na produção de sedimentos em períodos de chuvas concentradas temporalmente.

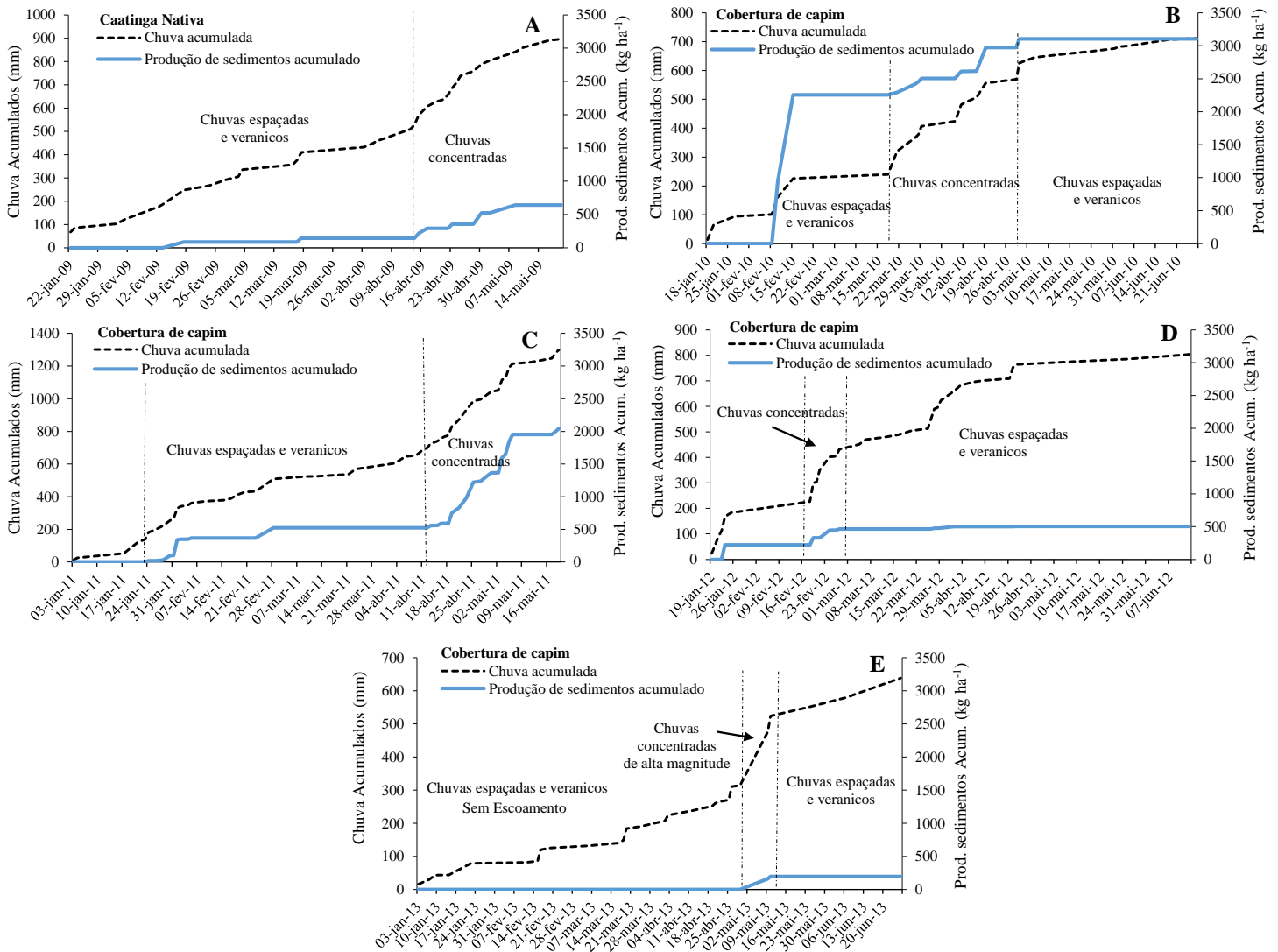


Figura 47 – Chuva e produção de sedimentos acumulados durante os anos estudados (2009 a 2013)

4. DISCUSSÃO

Veranicos – formação de fendas e geração de escoamento

O escoamento superficial caracterizou-se por uma elevada incerteza (Figura 40), com alguns eventos de chuvas de até 69 mm de altura não sendo capazes de gerar escoamento. O solo da microbacia em estudo apresenta caráter vértico (argilas 2:1) com expansão e contração, e elevadas abstrações iniciais quando apresenta baixo teor de umidade. Mais DSC resultam na redução da umidade antecedente do solo com consequente aumento na presença de fendas provocadas pela contração das argilas expansivas do Vertissolo. Perdas de água por escoamento superficial em Vertissolos muito abaixo de outros solos não expansivos (Argissolo,

Chernossolo), foram constatadas por Spohr et al. (2009), quando o solo encontrava-se seco e fissurado.

Eventos de grande magnitude logo no início do período chuvoso, como os ocorridos em 22/01/09 (67,7 mm), 20/01/10 (52,6 mm), 21/01/11 (68,8 mm) e 21/01/12 (65 mm) não foram geradores de escoamento (Figura 40) devido ao solo encontrar-se completamente fissurado em decorrência da estação seca (seis meses) que precede a estação chuvosa (Figura 43a). Este processo de fissuramentos desenvolve a ocorrência de caminhos preferenciais ao escoamento, gerando abstração de todo o volume precipitado. Fendas profundas são formadas em solos vérticos como resultado de uma secagem excessiva, o que fornece caminhos para o fluxo preferencial que podem causar drenagem profunda, mesmo após a vedação das fendas na superfície do solo (GREVE et al., 2010; FAVRE et al., 1997). Dessa forma, as grandes fendas presentes nos solos durante os primeiros eventos da estação chuvosa geram elevados valores de capacidade de infiltração e de retenção da água (ZHANG et al., 2014; DINKA et al. 2013; LI e ZHANG, 2011; HARDIE et al., 2011; GREVE et al., 2010; KISHNÉ et al., 2010; ALLAIRE et al., 2009; HARMEL et al., 2006;).

O efeito da presença de fendas e do fluxo preferencial na infiltração de chuvas de alta magnitude pode ser observado claramente no evento do dia 21/01/11 (68,8 mm) que, apesar da elevada I_{30} (75,5 mm h⁻¹), não gerou escoamento (Figura 41). Esse evento foi marcado por baixa umidade antecedente do solo (Figura 43) e elevada macroporosidade do solo ocasionada pelas fendas (LIU et al. 2003; ZHANG et al., 2014). Em solos úmidos, quando ocorre a redução da taxa de infiltração, o coeficiente de escoamento superficial é duplicado em comparação com o mesmo solo seco (HARDIE et al., 2011).

Veranicos atuaram fortemente na redução da umidade do solo e conseqüentemente no favorecimento da formação de fendas e dos caminhos preferenciais para a infiltração da água no solo durante a estação chuvosa. Eventos de altura pluviométrica inferior a 40 mm e com mais de cinco dias consecutivos secos não foram capazes de vencer os caminhos preferenciais e gerar escoamento (Figura 40). Em eventos antecedidos por muitos DSC, o solo se encontrava muito fissurado e com maiores oportunidades de fluxo preferencial de infiltração, reduzindo as possibilidades de geração de escoamento superficial (Figura 40) e, quando gerado, apresenta baixa lâmina escoada (Figura 42). Após o surgimento de fendas no solo, a água do solo evapora-se em duas dimensões: na horizontal representada pela superfície do solo e na vertical a partir das paredes das fendas (LI e ZHANG, 2011). Como a taxa de evaporação em duas dimensões é muito maior do que em uma dimensão, fissuras desenvolvem-se mais rapidamente na fase primária.

O evento do dia 18/02/12 (44 mm e I_{30} de 49 mm h⁻¹) (Figura 40), gerou o selamento parcial das fendas na superfície e ocasionou o escoamento superficial, embora baixo 0,3 mm, vencendo os fluxos preferenciais das fendas no perfil. O fechamento das fendas ocorre de forma completa ou parcial, gerando caminhos preferenciais de fluxo ativos ou não (GREVE et al., 2010). A superfície dessas redes de fendas (crack) muda de localização ou reaparece durante os ciclos de molhamento e de secagem (GREVE et al., 2010). Tais processos explicam as incertezas quanto à ocorrência ou não de escoamento para eventos específicos de precipitação (Figura 43). Na Figura 41 constata-se que mesmo chuvas de alta intensidade e altura podem ser completamente absorvidas e não gerar escoamento.

O monitoramento de dias consecutivos secos (Figura 40), da intensidade I_{30} (Figura 41) e da umidade antecedente (Figura 43) permitiu melhorar a compreensão da geração de escoamento na bacia semiárida, sendo possível identificar nos gráficos os limites dos eventos geradores e não geradores de escoamento. Eventos antecedidos por muitos DCS (Figura 40), em sua maioria não geram escoamento, devido as abstrações geradas pelas fendas. A elevada capacidade de retenção de água pelas fendas em vertissolos também foi constatada por Dinka et al. (2013) no estado do Texas (USA). Os referidos autores identificaram que alturas pluviométricas em torno de 40 mm geram ou não escoamento, dependendo da condição em que se encontram as fendas no solo.

Todos os eventos monitorados de alta magnitude (> 70 mm) foram geradores de escoamento (Figura 43), apesar da variação na umidade antecedente do solo. Durante eventos de alta magnitude a conectividade entre as encostas é aumentada, maximizando assim a “área de influência efetiva da bacia” o que pode gerar maior acumulação de fluxo e energia ao escoamento (FRYIRS et al., 2007). Quando o escoamento superficial é predominantemente ocasionado por uma intensidade de precipitação pluviométrica superior à taxa instantânea da infiltração (escoamento Hotoniano), a resposta do escoamento é mais uniforme e não depende exclusivamente da umidade inicial do solo (CASTILLO et al., 2003). Nesses eventos aumentam as chances de selamento das fendas superficiais (GREVE et al., 2010), podendo superar os fluxos preferenciais e gerar escoamento superficial (Figura 40). Porém, as rachaduras no solo podem permanecer caminhos para o fluxo preferencial, mesmo depois de serem fechadas na superfície do solo (GREVE et al., 2010).

Uso do solo e veranicos: escoamento e perdas de solo

As características das chuvas e sua distribuição temporal conduziram a uma relação anual de chuva-deflúvio em três períodos distintos (Figura 45): primeiro período caracterizado pelas chuvas necessárias para elevação da umidade do solo e início da geração do escoamento; segundo período com frequente ocorrência de veranicos e baixo incremento da lâmina de escoamento acumulado anual; e terceiro período com chuvas concentradas temporalmente e rápido incremento nas lâminas de escoamento acumulado anual. Observa-se claramente na Figura 45, que apesar da aplicação do manejo de desmatamento total da vegetação seguido de queima e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem no ano de 2010, o comportamento hidrológico em todos os anos estudados foi similar, com rápida resposta de escoamento em períodos de chuvas concentradas e baixo escoamento para períodos de frequente ocorrência de veranicos e consequentemente presença de fendas (ZHANG et al., 2014; DINKA et al. 2013; GREVE et al., 2010). Esse resultado também é reforçado com a Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH) (Figura 44), onde os grupos de eventos similares foi composto de eventos dos diferentes anos de estudo, não havendo assim indícios de mudança no comportamento hidrológico da bacia com a alteração da cobertura vegetal.

Tendo em conta que a mudança do uso do solo (ano de 2009) pouco influenciou a resposta hidrológica da microbacia (Figura 45 e Figura 46), acredita-se que a vegetação desempenhe um papel secundário no processo de geração de escoamento superficial em relevos planos e com presença de argilas expansivas. A predominância das características do solo sobre a vegetação no controle da geração de escoamento superficial, também foi observado por Medeiros et al. (2010) em bacia semiárida, mesmo estudando em solos não vérticos. Este pressuposto está de acordo com o padrão temporal de escoamento: os primeiros eventos geradores de escoamento superficial produzem baixas vazões; enquanto que os eventos ocorridos após sequências de dias chuvosos geram escoamentos mais elevados. Tal comportamento decorre do caráter expansivo do solo (ZHANG et al., 2014; DINKA et al. 2013), visto que após os primeiros eventos de chuva, a umidade do solo se eleva e ocorre a expansão das argilas, reduzindo a macroporosidade e os caminhos preferencias, favorecendo os processos de escoamento superficial. Portanto, a geração de escoamento na bacia é fortemente dependente das chuvas antecedentes (CALVO-CASES et al., 2003) e do estado de fendilhamento do solo (ZHANG et al., 2014; DINKA et al. 2013).

De acordo com a Figura 45 e a Figura 46, foi necessário um limiar de precipitação antecedente em torno de 100 mm para o início do escoamento superficial na estação chuvosa dos cinco anos estudados, mesmo com mudanças na cobertura do solo. Essas chuvas iniciais são necessárias para o fechamento de uma parte das fendas (ZHANG et al., 2014; DINKA et

al. 2013; LI e ZHANG, 2011; HARDIE et al., 2011; GREVE et al., 2010), formadas no solo devido ao ressecamento nos longos períodos de estiagem (superando até seis meses sem chuvas). Calvo-Cases et al. (2003), estudando em áreas de calcário no sudeste da Espanha, demonstraram que, para solos mais profundos, a saturação do solo ocorre depois de 110 mm de chuva, e o escoamento gerado é, então, devido a um excesso de saturação do perfil do solo.

No ano de 2013 o limiar da geração de escoamento foi 314 mm (Figura 45), devido à frequente ocorrência de veranicos (onze veranicos totalizando 128 dias). A frequente ocorrência de DSC impediu o fechamento de fendas no solo no início do período chuvoso, expondo os eventos de chuvas aos caminhos preferenciais de infiltração existentes no solo. A ocorrência de escoamento foi registrada em apenas dois eventos de elevada magnitude, intensidade e duração (162 mm e 48 mm) (Figura 45).

Apesar das mudanças no uso do solo no final de 2009, observa-se (Figura 45) que, em eventos pluviométricos intercalados por veranicos, pouco incremento é registrado na lâmina escoada acumulada. Ao longo dos cinco anos estudados, os maiores incrementos no escoamento foram verificados com a ocorrência de dias úmidos consecutivos.

A mudança do uso do solo em 2010 modificou a produção de sedimentos apenas nos primeiros eventos (Figura 47B), criando um patamar de elevação das perdas de solo. A contribuição de alguns eventos, de alta magnitude e com solo desprotegido, representa uma percentagem elevada na produção total de sedimentos (GARCIA-ESTRINGANA et al., 2013; GONZÁLEZ-HIDALGO et al., 2013). O efeito do manejo na microbacia resultou em elevadas perdas de solo ao longo do curso (dois primeiros eventos responsáveis por 77% da produção de sedimentos anual), sendo observado vários desmoronamentos pontuais nos cursos, com formação de sulcos. Estes resultaram na redefinição de uma nova rede de drenagem, com o desenvolvimento da gramínea (*Andropogon gayanus* Kunt), caracterizando o processo de adaptação da microbacia à nova cobertura vegetal. Desmoronamentos de cursos e voçorocas aumentam a produção específica de sedimento em escala de bacia (POESEN et al. 2003).

Com exceção dos primeiros eventos após o manejo do solo, a tendência geral das perdas de solo acumulado (Figura 47) foi similar à apresentada pelo escoamento superficial acumulado (Figura 45). Portanto, é possível inferir a produção de sedimento da área está relacionada à capacidade de transporte do fluxo, havendo sedimentos desagregados disponíveis ao transporte. Para autores como Medeiros et al. (2010), a produção de sedimentos no semiárido brasileiro é limitada pelas condições de transporte, e não pela disponibilidade de material erodido. Uma vez que a cobertura vegetal natural em regiões áridas e semiáridas é escassa, os eventos de escoamento causam concentrações muito elevadas de sedimentos resultando em um

suprimento ilimitado de material a ser transportado (AKSOY e KAVVAS, 2005). Portanto, este estudo reforça a hipótese de que nas regiões semiáridas a produção de sedimentos é limitada pela capacidade de transporte.

5. CONCLUSÕES

A ocorrência de veranicos e a formação de fendas no solo foram os mais importantes fatores controladores da geração de escoamento e conseqüentemente da produção de sedimentos. Os veranicos no solo expansivo em estudo possibilitam o secamento do solo com a formação de fendas, que agem como caminhos para o fluxo preferencial, gerando elevadas abstrações iniciais e não geração de escoamento até mesmo para eventos de elevada magnitude.

O fator fundamental na geração de escoamento é a distribuição temporal das precipitações. Para o início da geração de escoamento nos cinco anos estudados, foi necessária uma lâmina precipitada antecedente mínima de 100 mm para elevação da umidade do solo, fechamento de fendas e início da geração de escoamento. Os grandes incrementos nas lâminas de escoamento acumulado só ocorreram em períodos de chuvas concentradas. Em períodos com chuvas espaçadas temporalmente, que caracterizam os veranicos, pouco se incrementou o escoamento.

A produção de sedimentos apresentou comportamento similar ao da geração de escoamento, onde períodos de chuvas mais concentradas geraram maiores incrementos no aporte de sedimentos, e períodos com ocorrência de veranicos geraram poucos sedimentos.

A mudança da cobertura vegetal no segundo ano de estudo, de Caatinga nativa para desmatamento, queima e cultivo de pastagem, teve pouca influência sobre o escoamento acumulado, indicando que a vegetação desempenha provavelmente um papel secundário no processo de geração de escoamento. Os resultados indicam que, para o solo expansivo em estudo, o conteúdo de umidade inicial e a presença de fendas no solo influenciam fortemente as abstrações iniciais e explicam mais a geração de escoamento.

A mudança da cobertura vegetal influenciou mais a produção de sedimentos nos dois primeiros eventos que corresponderam a 73% da produção de sedimentos total no ano de 2010. Após os primeiros eventos e com a estabilização da nova cobertura vegetal (2010), observou-se similaridades nos incrementos de produção de sedimentos anterior ao manejo do solo.

CAPÍTULO 3

Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro

RESUMO

Objetivou-se com o presente estudo calibrar e validar os fatores C da Equação Universal de Perdas de Solo e os coeficientes da Equação Universal de Perdas de Solo Modificada, para as coberturas de Caatinga Nativa, Caatinga Raleada e Capim (pós desmatamento e queima), no semiárido brasileiro. Os dados foram coletados no período de 2009 a 2012. A avaliação dos ajustes do modelo foi realizada pelo coeficiente de Nash-Sutcliffe, índice de Willmott (id) e índice de confiança ou desempenho (c). Para determinação dos fatores C foram usados dados de parcela de erosão (20 m²) empregando-se 50% dos dados na calibração e os demais na validação. Já para calibração e validação dos coeficientes “a” e “b” da MUSLE, foram usados dados obtidos na escala de microbacia (1,15 a 2,8 ha). O maior valor do fator C foi registrado na Caatinga Nativa (0,0167), seguido pelo uso do Capim com 0,0084 e o menor valor para a Caatinga Raleada (0,0067). Os resultados indicam que os valores dos fatores C e os coeficientes de ajuste “a” e “b” da MUSLE, para as coberturas estudadas, mostraram-se apropriados e recomendados de acordo com os índices estatísticos empregados, podendo ser utilizados como base para microbacias semelhantes não monitoradas.

Palavras-chave: Perdas de solo. Erosão. Caatinga.

CHAPTER 3

Determination of the cover factor and the MUSLE coefficients in watersheds in the Brazilian semiarid

ABSTRACT

The aim of the present study was to calibrate and to validate the C factor of Universal Soil Loss Equation and the coefficients of the Modified Universal Soil Loss Equation for land covers of native Caatinga, thinned Caatinga and grass (after deforestation and burning) in Brazilian semiarid. Data were collected in the period 2009-2012. To evaluate the model performance, Nash-Sutcliffe statistical coefficient was determined, as well as the Willmott index (id) and confidence index (c). For determination of the C factor, data from erosion plots of a 20 m² were analyzed, employing 50% for calibration and the other half for validation. For calibration and validation of the coefficients "a" and "b" of MUSLE, data obtained from watersheds (1.15 to 2.8 ha) were used. The largest value of C was recorded to native Caatinga area (0.0167), followed by grass with 0.0084 and the lowest value of C (0.0067) was determined for the thinned Caatinga. The results showed that the adjusted values of the C factor and the coefficients "a" and "b" of the MUSLE were appropriate and recommended according to the statistical analysis, and it can be used to simulate similar ungauged watersheds.

Key words: soil loss, erosion, caatinga

1. INTRODUÇÃO

A erosão hídrica do solo, e conseqüentemente a produção de sedimentos, tem sido objeto de preocupação crescente em todas as situações relativas à gestão do uso do solo e da água (PARANHOS & PAIVA, 2008). Os efeitos negativos da erosão acelerada do solo incluem a redução de sua fertilidade, aumento do risco de desertificação, assoreamento e eutrofização dos corpos hídricos entre outros (BAKKER et al., 2004; BAKKER et al., 2005; CERDAN et al., 2010). Para a redução de riscos, a utilização de modelos matemáticos para a simulação de eventos hidrossedimentológicos permite otimização de tempo, simulação de eventos extremos e a formação de diversos cenários com os prováveis impactos das mudanças no uso do solo.

Os modelos que exigem múltiplos parâmetros de entrada que podem não ser viáveis para uso em locais sem dados de campo ou de difícil acesso, como em várias regiões do Brasil. Diversos autores consideram a Equação Universal de Perda de Solo (USLE - Universal Soil Loss Equation) um excelente modelo para a previsão de perda de solo devido à sua fácil aplicabilidade (em termos de dados de entrada exigidos) e a confiabilidade das estimativas obtidas (OLIVEIRA et al., 2012). A USLE foi desenvolvida para estimativas das perdas de solo anual em escala de parcela de erosão de 22 m de comprimento (ODONGO et al., 2013). Tentativas de aplicá-la para eventos de chuva individuais e em escalas maiores, indicaram aumentos no erro de estimativa porque a USLE não considera diretamente o escoamento, que é um componente fundamental na concentração de sedimentos (KINNELL, 2005). A aplicação da USLE em escala de bacias hidrográficas vem sendo facilitada pelo uso de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). Esta combinação é considerada uma ferramenta útil para o planejamento e conservação de solo e água (OLIVEIRA et al., 2011).

A Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE) é uma modificação da USLE que, ao contrário da última, desenvolvida para a estimativa da erosão média anual em vertentes (WISCHMEIER & SMITH, 1978), é usada na estimativa do aporte de sedimentos na escala de bacias hidrográficas e por eventos individuais (ver Eq. 1) (WILLIAMS, 1975). A MUSLE é um modelo empírico, que substituiu o fator erosividade da chuva (usual na USLE) por um fator de escoamento. Esse modelo requer a estimativa adequada de suas variáveis, bem como a calibração de seus coeficientes para as condições locais (SADEGHI et al., 2007; SILVA et al., 2011).

Proposta originalmente por Williams (1975), os coeficientes empíricos da MUSLE “a” e “b” (Eq. 1) indicavam valores de 11,8 e 0,56, no Sistema Internacional. No entanto, tais coeficientes “a” e “b” podem variar em função das condições fisiográficas e hidrológicas das

bacias (SADEGHI et al., 2007; CHAVES, 2010; SILVA et al., 2011). Odongo et al. (2013) estudando a sensibilidade dos parâmetros da MUSLE mostraram que os fatores mais sensíveis do modelo foram os coeficientes “a” e “b” contribuindo com cerca de 66% da variabilidade da produção de sedimentos. Diversos estudos vêm apontando a necessidade de calibração dos coeficientes “a” e “b” da MUSLE para as condições locais (AVANZI et al., 2008; PARANHOS & PAIVA, 2008; SILVA et al., 2011). Tanto para a USLE como para a MUSLE, a determinação do fator topográfico LS na escala de bacia é uma grande limitação, porém diversas equações vêm sendo apresentadas na literatura (ZHANG et al., 2013).

A MUSLE tem sido frequentemente utilizado em estudos que visam a quantificação da produção de sedimentos em pequenas e médias bacias hidrográficas no Brasil, como por exemplo, em Lim et al. (2005), Avanzi et al. (2008), Zhang et al. (2009), Alcântara & Souza (2010) e Schultz et al. (2013). A MUSLE apresenta um grande potencial de aplicação em virtude da simplicidade de sua estrutura, do número relativamente baixo de parâmetros empregados e da facilidade de calibração e aplicação (AVANZI et al., 2008). Entre os fatores empíricos necessários para a utilização deste modelo, está o fator de cobertura vegetal (C) e os coeficientes de ajuste (“a” e “b”) que representam as condições locais. Poucos são os estudos para a calibração e validação de tais coeficientes empíricos para o Brasil, principalmente para a região Nordeste e, mais especificamente, para vegetação de Caatinga e suas formas de uso e manejo.

Objetivou-se com este estudo a calibração e a validação do fator C e dos coeficientes de ajuste “a” e “b” da Equação Universal de Perdas de Solo Modificada – MUSLE, para as coberturas de Caatinga Nativa, Caatinga Raleada e Capim (*Andropogon gayanus* Kunt / pós-desmatamento e queima), no semiárido.

2. MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo denominada Bacia Experimental de Iguatu (BEI) está localizada no Semiárido Cearense, na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe no município de Iguatu, em área pertencente ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE), Campus Iguatu (Figura 48). O clima da região é do tipo BSw’h’ (Semiárido quente), de acordo com a classificação climática de Köppen. O Índice de Aridez elaborado por Thornthwaite é de 0,44 classificando-se como semiárido. A evapotranspiração potencial média é de 1.988 mm ano⁻¹, a precipitação média histórica no município de Iguatu é de 867 ± 304 mm, com 85% concentrados no período de janeiro-maio (SANTOS, 2012).

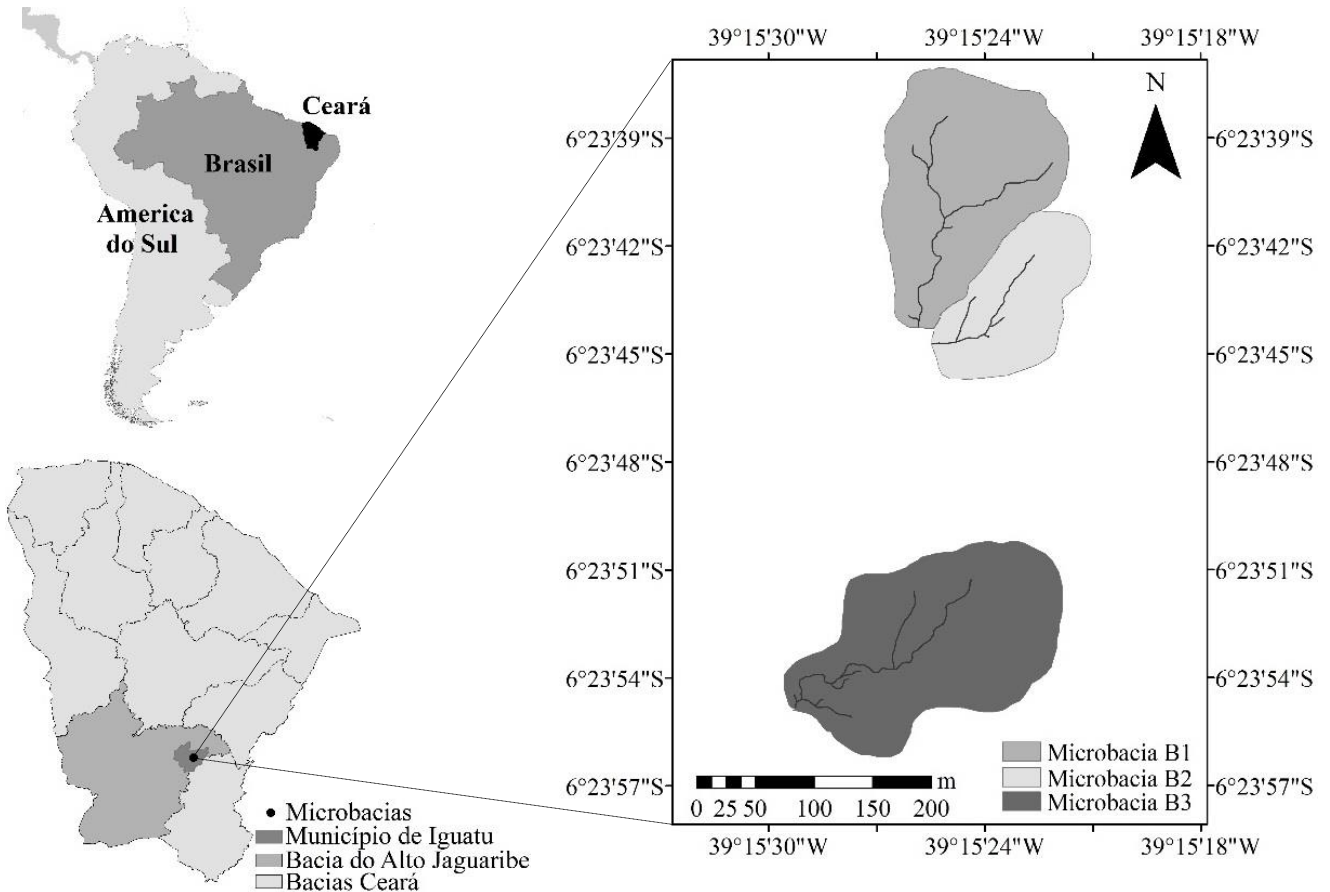


Figura 48 – Localização da área de estudo no Estado do Ceará, Brasil

Os solos das microbacias foram classificados como Vertissolo Ebânico Carbonático Típico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. O relevo é pouco acidentado, com solos relativamente profundos com presença elevada de silte (38,7%) e argila (32,2%) nas camadas superficiais e subsuperficiais.

Os estudos de erosão e escoamento superficial foram conduzidos em dois níveis de escala: parcelas de erosão de 20 m² (2 x 10 m) e microbacias com área entre 1,15 ha a 2,8 ha, todas sob condições de chuvas naturais (SANTOS et al., 2011). Para a determinação e validação do fator C, que leva em consideração a cobertura vegetal, usaram-se os dados das parcelas de erosão de 20 m². Na calibração e validação dos coeficientes de ajuste “a” e “b” da MUSLE, usaram-se os dados registrados na escala de microbacia.

A microbacia B1 foi mantida com cobertura vegetal de Caatinga Nativa. A segunda microbacia B2 foi aplicado o manejo de raleamento da Caatinga, sendo mantida as espécies vegetais com diâmetro igual ou maior que 10 cm, e espécies de crescimento herbáceo. Este tratamento foi aplicado com o propósito de verificar a influência do raleamento da Caatinga,

sobre escoamento superficial, erosão hídrica e produção de sedimentos em pequenas bacias rurais. A terceira microbacia B3 foi em 2010 aplicado o manejo de desmatamento total da vegetação seguido de queima e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem. Adotou-se esta prática pelo fato de ser comumente empregada no Nordeste brasileiro. Na Tabela 11 observam-se as características morfométricas das microbacias estudadas. O tempo de concentração (Tc) foi determinado graficamente pela diferença entre o tempo de fim da precipitação e o ponto de inflexão do hidrograma.

Tabela 11 – Características morfométricas das microbacias experimentais, Ceará, Brasil

Características	Microbacias			
	B1	B2	B3	Unid.
Área	2,06	1,15	2,80	ha
Comprimento da bacia (Lb)	204,40	188,17	253,90	m
Declividade média da bacia (Db)	10,59	8,72	5,57	%
Coefficiente de compacidade (Kc)	1,16	1,25	1,17	-
Tempo de concentração (Tc)	33,8	20,0	27,5	min
Sinuosidade do curso principal (Sin)	1,40	1,20	1,27	-

Na escala de parcela de erosão, que representa os processos hidrológicos na encosta, os valores de escoamento superficial e de erosão foram quantificados em parcelas experimentais com dimensões de 2 x 10 m (20 m²), com o comprimento maior obedecendo o sentido da declividade do terreno (SANTOS et al., 2011).

Na escala de microbacia, o escoamento superficial e as perdas de solo foram monitorados através de três estações hidrossedimentológicas, instaladas no exutório de cada microbacia. O escoamento superficial foi quantificado através de calhas Parshall. Para quantificação da descarga sólida em suspensão em cada microbacia, a montante das calhas Parshall foram instaladas torres coletoras de sedimentos em suspensão. Essas possuem garrafas de 100 mL dispostas equidistantes a 7,5 cm, sendo a primeira a 15 cm do solo. A fração das perdas de solo por arraste de leito nas microbacias foi quantificada através de fossos coletores de sedimentos a montante de cada calha, com capacidade total de 185 L, no intuito de retenção de todo o volume de solo em arraste. Após o evento gerador de escoamento, eram coletadas as amostras nas torres e realizada a homogeneização da água com sedimentos no fosso e coletada uma amostra para quantificação do total de sólidos.

O estudo ocorreu no período de 2009 a 2012 para as microbacias com cobertura de Caatinga nativa (B1) e Caatinga raleada (B2). Para a microbacia B3 cultivada com capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem (pós desmatamento e queimada), o monitoramento

aconteceu entre 2010 a 2012. Durante o período de monitoramento, 116 eventos chuva-vazão-sedimentos foram registrados.

Os dados pluviométricos foram obtidos em uma estação automática, instalada na área de estudo, com aquisição de dados a cada 5 min. De posse dos dados de precipitação, foram calculadas as intensidades média (I) e as intensidades máximas em 30 min ($I_{30 \text{ máx}}$). A energia cinética (EC) por mm de chuva foi obtida pela Eq. 1 proposta por Wischmeier & Smith (1978) modificada por Foster et al. (1981):

$$EC = 0,119 + 0,0873 \text{Log } I \quad (1)$$

em que:

EC - Energia cinética da chuva, $\text{MJ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$

I - Intensidade média da chuva, mm h^{-1}

Os valores obtidos através da Eq. 1 foram utilizados para o cálculo do índice de erosividade EI_{30} representado pelo fator R na Equação Universal de Perda de Solo (USLE), a partir da Eq. 2:

$$EI_{30} = EC I_{30 \text{ máx}} P \quad (2)$$

em que:

EI_{30} - Índice de erosividade, em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$

$I_{30 \text{ máx}}$ - Intensidade máxima média da chuva em 30 min, em mm h^{-1}

P - Altura pluviométrica total, em mm

Os valores de erodibilidade do solo (fator K) foram obtidos pela equação proposta por Wischmeier & Smith (1978), obtendo-se valores de $0,0346 \text{ t h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ para as microbacias com Caatinga Nativa e Raleamento da Caatinga, e $0,0579 \text{ t h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ para a microbacia com capim (pós desmatamento e queima).

Os fatores LS para a escala de parcela de erosão foram determinados de acordo com a equação proposta por Wischmeier & Smith (1978), obtendo-se valores de 1,182, 0,569 e 0,313 para as parcelas com Caatinga Nativa, Raleamento da Caatinga e Capim (pós desmatamento e queima), respectivamente. Como não foram realizadas práticas conservacionistas para redução das perdas de solo o valor do fator P foi considerado 1.

De posse dos fatores R, K, LS e P da USLE e das perdas de solo medidas por eventos nas parcelas de erosão de 20 m², efetuou-se a determinação e validação do fator C para as coberturas do solo estudadas. Para a calibração do fator C utilizou-se 50% dos dados de eventos geradores de escoamento nas parcelas de erosão de 20 m². A separação dos dados para a calibração e validação foi feita de maneira intercalada, sendo o primeiro evento selecionado para a calibração e o seguinte para a validação e assim sucessivamente. A determinação do fator C da USLE na etapa de calibração foi realizada pelo ajustamento do seu valor, visando maximizar o coeficiente de Nash e Sutcliffe (NSE - Eq. 3). Este coeficiente pode variar de -∞ até 1, sendo 1 um ajuste perfeito. O desempenho de um modelo é considerado adequado e bom se o valor de NSE superar 0,75, e é considerado aceitável se o valor de NSE está no intervalo aberto 0,36-0,75.

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum(Y_m - Y_c)^2}{\sum(Y_m - \bar{Y}_m)^2} \right] \quad (3)$$

em que:

NSE - Coeficiente de Nash e Sutcliffe ($-\infty < NSE < 1$)

Y_m - Valor medido

Y_c - Valor calculado

\bar{Y}_m - Média dos valores medidos

Os coeficientes “a” e “b” da Equação Universal de Perdas de Solo Modificada (MUSLE) (WILLIAMS, 1975) (Eq. 4) foram calibrados e validados utilizando-se os dados de monitoramento hidrológico do deflúvio, vazão de pico e produção de sedimentos, extraídos diretamente dos hidrogramas das microbacias.

$$A = a (D Q_p)^b K L S C P \quad (4)$$

Onde A é a perda de solo por evento individual de chuva em t; D é o deflúvio ou escoamento superficial direto em mm; Q_p é a Vazão de pico em m³ s⁻¹; “a” e “b” são coeficientes de ajuste, calibração; K é o fator de erodibilidade dos solos da bacia em t h MJ⁻¹ mm⁻¹; LS é o fator topográfico, adimensional; C é o fator de cobertura do solo, adimensional, e P é o fator de práticas conservacionistas, adimensional.

O fator topográfico (LS) foi obtido através da Eq. 5 proposta por Bertoni & Lombardi Neto (1990):

$$LS = 0,00984 L_R^{0,63} S_R^{1,18} \quad (5)$$

onde:

S_R - Grau de declive

L_R - comprimento de rampa (m), conforme Eqs. 6 e 7:

$$S_R = \frac{C_{90\%} - C_{10\%}}{\sqrt{0,8.A}} \quad (6)$$

$$L_R = \frac{A}{4L_0} \quad (7)$$

em que:

$C_{90\%}$ - Cota abaixo da qual está 90% da área da microbacia, m

$C_{10\%}$ - Cota abaixo da qual está 10% da área da microbacia, m

A - Área da microbacia, m²

L_0 - Comprimento total dos canais de drenagem, m

Os valores dos fatores K (erodibilidade dos solos) e fator P (práticas conservacionistas) foram os mesmos usados na determinação e validação dos fatores C. Com valor de K de 0,0346 t h MJ⁻¹ mm⁻¹ (microbacias com Caatinga Nativa e Raleada) e 0,0579 t h MJ⁻¹ mm⁻¹ (microbacia com Capim pós desmatamento e queima) e fator P igual a 1.

Para a calibração dos coeficientes de ajuste “a” e “b” da MUSLE foram empregados 50% dos dados registrados nas microbacias. Os outros 50% dos dados, tanto das parcelas de erosão quanto das microbacias, foi utilizado na validação. Da mesma forma realizada na determinação e validação do fator c, a separação dos dados para a calibração e validação foi feita de maneira intercalada, sendo o primeiro evento selecionado para a calibração e o seguinte para a validação e assim sucessivamente. O ajuste dos parâmetros “a” e “b” da MUSLE na etapa de calibração foi realizado pelo ajustamento do seu valor, visando maximizar o coeficiente de Nash e Sutcliffe (ver Eq. 3). Foi também analisado o desempenho do modelo com os coeficientes originalmente recomendados por Williams (1975), sendo “a” e “b” com valor de 11,8 e 0,56, respectivamente.

Para análise da qualidade dos fatores C e dos parâmetros “a” e “b” da MUSLE, nas etapas de calibração e validação, foram aplicados outros índices estatísticos, como: coeficiente de correlação (R), o qual indica a dispersão dos dados em relação à média (precisão) e índice de Willmott (id) que indica o grau de exatidão do modelo, ou seja, de quanto os valores estimados se aproximam dos observados. Empregou-se, também, o índice de confiança ou desempenho (c), o qual é o produto do coeficiente de correlação com o índice de Willmott ($c =$

R * id), em que $c = 1$ significa confiança perfeita e $c = 0$ é considerado péssimo, conforme proposto por Camargo & Sentelha (1997). Por último foi aplicado o índice PBIAS (percentagem da diagonal) que é utilizado para medir a tendência média dos dados simulados para ser maior ou menor do que os seus pares observados. O valor ideal de PBIAS é zero, com valores positivos indicando que os dados gerados pelo modelo subestimam a realidade, enquanto que os negativos superestimam.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 12 observam-se os valores dos fatores C e os índices estatísticos da calibração e validação para as três coberturas vegetais estudadas. O melhor ajuste do fator C da USLE para a cobertura vegetal representativa da Caatinga Nativa (dados de parcela de erosão) foi de 0,0167, obtendo o melhor valor do coeficiente de Nash e Sutcliffe (NSE). Na calibração, com uso da função objetivo o coeficiente de Nash e Sutcliffe atingiu 0,62 com valor do fator C de 0,0167, sendo considerado aceitável (NSE entre 0,36 e 0,75). Objetivando verificar o desempenho do fator C encontrado na etapa de calibração, obteve-se na etapa de validação coeficiente NSE com valor de 0,42, enquadrando-se novamente como aceitável. Embora a calibração tenha apresentado um melhor ajuste (como esperado), os coeficientes estatísticos na validação continuam apontando para um bom desempenho, inclusive com um menor PBIAS (11,08). Devido à complexidade para a obtenção do fator C, são poucos os trabalhos no país com determinação desse fator para as diferentes coberturas. Albuquerque et al. (2005) encontraram para parcelas de perda de solo com Caatinga nova valores do fator C = 0,0178, e Pousio com cobertura morta C = 0,0128, no município de Sumé-PB.

Tabela 12 – Fator C e índices estatísticos da calibração e validação para as três coberturas vegetais estudadas

Cobertura	Fator C	Estatística Calibração					Estatística Validação				
		NSE	Id	R	c	PBIAS	NSE	Id	R	c	PBIAS
Caatinga Nativa	0,0167	0,62	0,86	0,83	0,71	-34,25	0,42	0,69	0,70	0,48	11,08
Raleamento da Caatinga	0,0067	0,52	0,88	0,77	0,68	-5,26	0,57	0,89	0,81	0,73	-20,00
Capim (pós desmatamento e queima)	0,0084	0,51	0,81	0,71	0,57	-4,37	0,40	0,75	0,69	0,52	28,47

Na etapa de calibração para a cobertura de Caatinga Nativa, a perda de solo total

medida para os eventos selecionados foi de 1.080 kg ha⁻¹ e o somatório das perdas de solo estimadas foi de 1.450,3 kg ha⁻¹, superestimada em 34,25% (PBIAS de -34,25). Por sua vez, o somatório das perdas de solo medidas para os eventos utilizados na validação resultou 2.624 kg ha⁻¹, e a perda de solo total estimada com o fator C calibrado foi de 2.334 kg ha⁻¹, com PBIAS de 11,08.

O fator C calibrado para a cobertura de Caatinga Raleada na microbacia B2, a partir do máximo valor do coeficiente de Nash e Sutcliffe, foi de 0,0067 (Tabela 12). O NSE encontrado na calibração foi de 0,52, o que é considerado aceitável. Após a validação com os demais 50% dos dados, o valor do coeficiente de Nash e Sutcliffe melhorou, porém ainda se apresentando na categoria aceitável com valor de 0,57. A cobertura de Caatinga Raleada promove a redução do sombreamento do solo e conseqüentemente o desenvolvimento de um estrato herbáceo mais denso. Este fato resulta em maior rugosidade da superfície do solo e maiores oportunidades de dissipação da energia cinética da chuva e conseqüentemente menor poder erosivo da mesma (SANTOS, 2012). Dessa forma a cobertura de Caatinga Raleada apresentou fator C menor que a vegetação de Caatinga nativa. Esse valor do fator C encontrado para a Caatinga raleada apresenta-se na mesma ordem de grandeza do fator C (0,001) para floresta tropical do Estado do Rio Grande do Sul do Brasil, utilizados por Caten et al. (2012).

Considerando as perdas de solo acumuladas na microbacia com cobertura de Caatinga Raleada, obteve-se um total medido de 1.430 kg ha⁻¹ para os 50% dos dados da calibração e perda de solo de 1.506 kg ha⁻¹ estimada com a USLE e com uso do fator C calibrado. Dessa forma, o modelo superestimou em 5,26% (PBIAS= -5,26) (Tabela 12). Na etapa de validação, as perdas de solo medidas e estimadas foram de 781 e 938 kg ha⁻¹, continuando na superestimativa com valor de 20% (PBIAS= -20).

No que diz respeito ao manejo de desmatamento total da Caatinga seguido de queima e cultivo de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) para pastagem, obteve-se um fator C calibrado de 0,0084 (Tabela 12). Nessa microbacia, como foi cultivado o capim *Andropogon gayanus* Kunt, o solo apresentou uma maior proteção vegetal pela cobertura vegetal herbácea (SANTOS et al., 2011), o que implicou num fator C menor do que na cobertura de Caatinga nativa. Na Tabela 12 observa-se que o coeficiente de Nash e Sutcliffe na calibração foi de 0,51 e na validação de 0,40, sendo ambos enquadrados como aceitáveis.

As perdas de solo total medidas e estimadas para os dados da calibração e validação nesta microbacia com cobertura de capim (*Andropogon gayanus* Kunt) (pós-fogo) apresentaram os menores erros entre as coberturas vegetais estudadas. Na calibração, as perdas de solo total medidas e estimadas foram de 654 e 683 kg ha⁻¹ respectivamente, ocorrendo assim

uma superestimativa de apenas 4,37% (PBIAS) (Tabela 12). Na etapa de validação, as perdas de solo total medidas e estimadas foram de 827 e 592 kg ha⁻¹, respectivamente, ocorrendo assim uma subestimativa de 28,47% (PBIAS).

Os coeficientes “a” e “b” da MUSLE para a cobertura de Caatinga Nativa, apresentaram valores de 36,80 e 0,55 (Figura 49A), respectivamente. O coeficiente de Nash da calibração foi 0,72, sendo considerado aceitável (Figura 49A). Obteve-se também bom coeficiente de correlação ($R = 0,85$), o qual indica baixa dispersão dos dados em relação à média (precisão). Quanto ao índice de Willmott (id), que indica o grau de exatidão do modelo, obteve-se na calibração valor de 0,91 indicando boa exatidão. O índice de confiança ou desempenho (c) para a microbacia com Caatinga Nativa atingiu valor de 0,78, indicando desempenho “bom”, conforme Camargo & Sentelhas (1997).

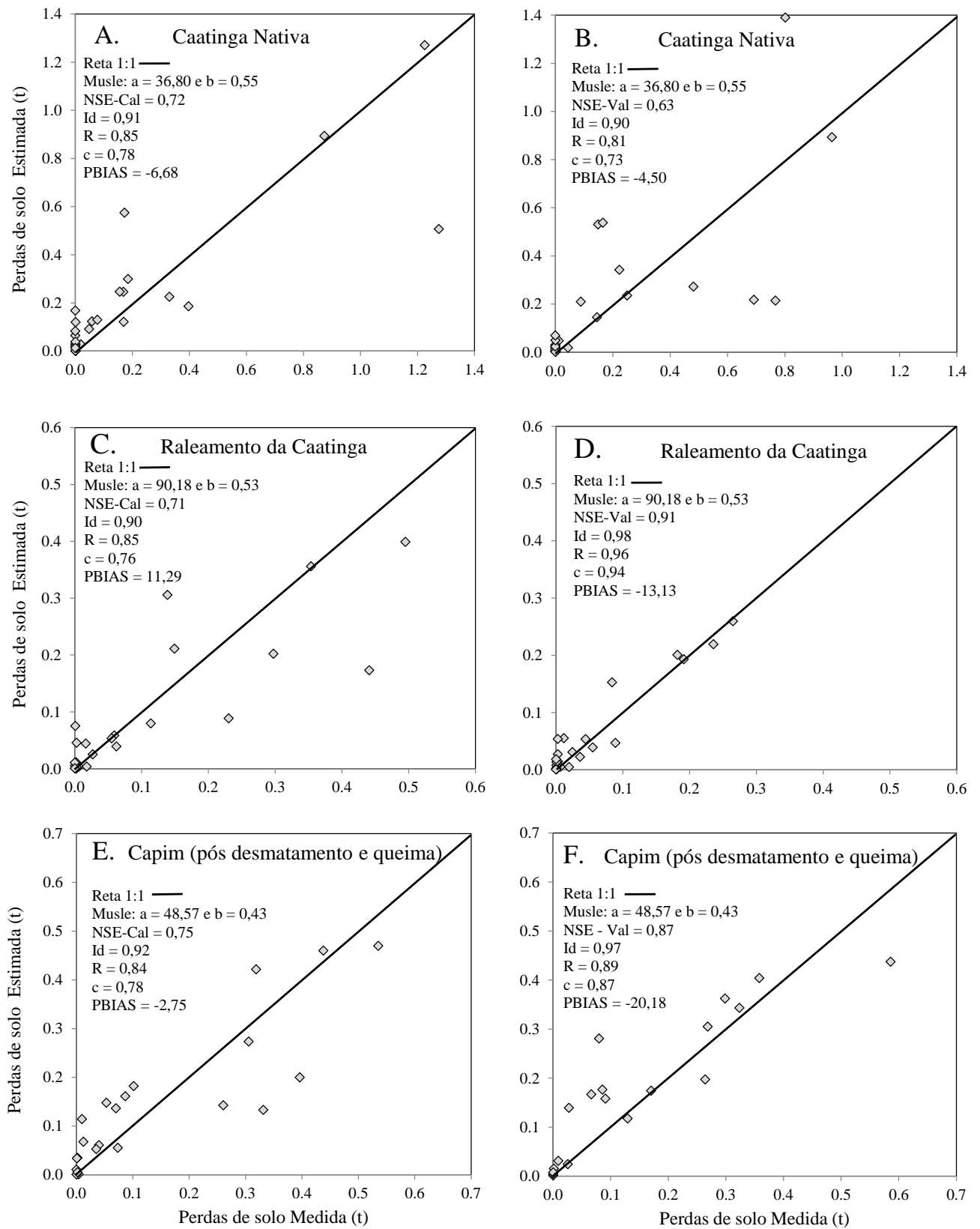


Figura 49 – Perdas de solo medidas e estimadas pela MUSLE com uso dos coeficientes “a” e “b” ajustados para as coberturas vegetais estudadas: Caatinga Nativa, calibração (A) e validação (B); raleamento da Caatinga, calibração (C) e validação (D); manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim, calibração (E) e validação (F)

Na etapa de validação, mais sensível a erros na estimativa, constatou-se bom desempenho dos coeficientes “a” e “b” da MUSLE e do fator C para a Caatinga Nativa (Figura 49B). Salienta-se que os dados da validação foram mensurados na escala de microbacia e não utilizados em nenhuma das etapas anteriores. Observa-se que o nível aceitável do coeficiente de Nash-Validação foi mantido, com valor de 0,63 (Figura 49B). Quanto à dispersão dos dados em relação à média (precisão), manteve-se elevada correlação com $R = 0,81$. Para o índice de Willmott (id) obteve-se valor de 0,90, o que indica elevada exatidão do modelo.

Com a utilização dos coeficientes da M-USLE calibrados, observa-se que a perda de solo total para os eventos da validação foi superestimada em apenas 4,5% (PBIAS = -4,5) (perdas de solo medidas e estimadas de 6,20 e 6,48 t, respectivamente). Testando os coeficientes “a” e “b” originalmente propostos por Williams (1975), com valores de 11,8 e 0,56, respectivamente, obteve-se com dados da calibração, para a microbacia com Caatinga Nativa, valor do coeficiente de NSE de 0,25 (inadequado); índice “c” de 0,52 (desempenho mediano) e PBIAS de 64,88 (alta subestimativa), o que indica péssimo desempenho do modelo com os coeficientes originais para outra região.

Para a Microbacia B2 com cobertura vegetal composta de Caatinga Raleada, os fatores “a” e “b” da MUSLE calibrados e validados foram de 90,18 e 0,53 (Figura 49C e 2D); respectivamente. Na etapa de calibração (Figura 49C) o melhor valor do NSE foi de 0,71 sendo o ajuste considerado “aceitável”. Em relação à correlação dos dados (medida de dispersão), observou-se baixa dispersão com “R” de 0,90. Na exatidão do modelo, obteve-se na calibração valor de 0,90 para o índice de Willmott (id) indicando excelente exatidão e “Bom” desempenho com índice “c = 76” (Figura 49C).

Na validação dos coeficientes da MUSLE para a Microbacia B2/Caatinga Raleada constatou-se índices estatísticos melhores que na etapa de calibração. O coeficiente de Nash e Sutcliffe de 0,91 (Figura 49D) é considerado adequado e bom. Observou-se também bom índice de dispersão $R = 0,96$ e índice de Willmott (id) de 0,98, o que indica elevada exatidão do modelo. Em relação ao índice de desempenho (c) com valor de 0,94, indica desempenho “ótimo” (CAMARGO & SENTELHAS, 1997). Na análise do desempenho do modelo para as perdas de solo para todos os eventos da validação, constata-se que o modelo superestimou em apenas 13,13% (PBIAS = -13,13) em relação ao total medido (perdas de solo medidas e estimadas de 1,26 e 1,42 t, respectivamente). Com os coeficientes originalmente recomendados por Williams (1975), obteve-se com dados da calibração na microbacia com Caatinga Raleada, valor do coeficiente de NSE de -0,20 (inadequado); índice “c” de 0,40 (desempenho mau) e PBIAS de 87,63 (alta subestimativa).

Os fatores “a” e “b” da MUSLE calibrados e validados para a microbacia B3 (cobertura de capim/*Andropogon gayanus* Kunt/pós-fogo) foram de 48,57 e 0,43 (Figura 49E e 49F), respectivamente. De acordo com as informações geradas nas etapas de calibração e validação observam-se (Figura 49E e 49F) valores de NSE de 0,75 e 0,87, respectivamente, o que apontam o modelo como “adequado e bom”. Observa-se também baixa dispersão dos dados com elevados índices de correlação de 0,84 e 0,89 para as etapas de calibração e validação, respectivamente. Quanto ao índice de Willmott (id), nas duas etapas o modelo apresentou alta exatidão com índice superior a 0,9. Em relação ao índice de confiança ou desempenho (c), na etapa de calibração foi enquadrado como “bom” e na etapa de validação “muito bom” conforme Camargo & Sentelhas (1997). Para as perdas de solo total nos eventos da calibração e validação, respectivamente, ocorreu uma superestimativa de apenas 2,75% (3,08 e 3,16 t, medida e estimada, respectivamente) e 20,18% (2,79 e 3,35 t, medida e estimada, respectivamente). Comparando com o uso dos coeficientes originalmente recomendados por Williams (1975), obteve-se com dados da calibração valor do coeficiente de NSE de 0,36 (aceitável, faixa superior a 0,36); índice “c” de 0,63 (desempenho mediano) e PBIAS de 55,16 (alta subestimativa), o que indica baixo desempenho do modelo com os coeficientes originais.

4. CONCLUSÕES

Os coeficientes de ajuste calibrados “a e b” da MUSLE, mostraram-se apropriados de acordo com o coeficiente de Nash e Sutcliffe, o índice de Willmott (id) e o índice de confiança ou desempenho (c) para as coberturas estudadas: Caatinga Nativa (a = 36,80 e b = 0,55), Caatinga Raleada (a = 90,18 e b = 0,53) e capim (a = 48,57 e b = 0,43).

De um modo geral, as estimativas pela USLE na escala de 20 m² e pela MUSLE na escala de microbacia apresentaram erros inferiores a 20% para os totais acumulados no período de estudo.

O uso dos coeficientes originalmente recomendados por Williams (1975) proporcionaram elevados erros de estimativa para as microbacias estudadas, evidenciando a importância da calibração desses coeficientes, para a região.

CAPÍTULO 4

Perda de solo e razão de aporte de sedimentos em pequena bacia hidrográfica no semiárido

RESUMO

O semiárido do Nordeste brasileiro é caracterizado por chuvas de alta intensidade e curta duração e os processos erosivos são agravados pelo inadequado modelo de uso do solo. Nessa região, a carência de dados medidos de escoamento e produção de sedimento aumenta a necessidade de aplicação de modelos hidrossedimentológicos para a estimativa da erosão, necessitando o conhecimento da real taxa de aporte de sedimentos para a região. Neste sentido, o objetivo deste estudo é mapear a erosão do solo com uso da Equação Universal de Perda de Solo (USLE) na Bacia Experimental de Iguatu (BEI) e calcular a razão de aporte de sedimentos (SDR- *Sediment Delivery Ratio*) média anual e por eventos individuais a partir de medidas hidrossedimentológicas, contribuindo para o entendimento dos processos de propagação de sedimentos no semiárido brasileiro, o que permite a identificação de áreas susceptíveis à erosão hídrica. A BEI apresenta uma área de 16,74 km² e foi equipada com sensores para mensurações contínuas de precipitação, vazão e produção de sedimentos. O SDR médio anual para a BEI foi de 0,37%. Os SDR para eventos pluviométricos individuais variaram de 0,08 a 1,67%, com média de 0,68%. Entre as principais variáveis que influenciaram o SDR para eventos individuais está a magnitude da precipitação e a umidade antecedente do solo, que pode ser melhor representada pela precipitação total antecedente dos últimos 15 dias. De acordo com os mapas de perda de solo, 6,27% da bacia apresentaram perdas muito além dos limites toleráveis.

Palavras-chave: Produção de sedimentos. Erosão do solo. USLE. SDR.

CHAPTER 4**Soil loss and sediment delivery ratio in a small watershed of the semi-arid region**

ABSTRACT

The semiarid region in northeastern Brazil is characterized by high intensity and short duration rainfall events and erosion is aggravated by inadequate land use. In this region, the scarcity of discharge and sediment yield measured data increases the need for application of hydrosedimentological models to estimate erosion, which requires knowledge of the real sediment delivery rates for the region. Therefore, the objective of this study is to map soil erosion with the Universal Soil Loss Equation (USLE) in the Iguatu Experimental Basin (BEI) and to calculate, from hydrosedimentological measurements, the annual and per event sediment delivery ratios (SDR), contributing to the understanding of sediment propagation in the Brazilian semiarid, which allows the identification of areas susceptible to water erosion and the conservation soil management. The BEI has an area of 16.74 km² and has been equipped with sensors for continuous monitoring of rainfall, stream discharge and sediment yield. The average annual SDR for BEI was 0.37%. The SDR for individual rainfall events ranged from 0.08 to 1.67%, averaging 0.68%. The main variables that influenced the SDR for individual events were the rainfall magnitude and the antecedent soil moisture, which can be best represented by total precipitation accumulated in the preceding 15 days. According to the soil loss maps, 6.27% of the basin showed losses far beyond the tolerable limits.

KEYWORDS: Sediment yield. Soil erosion. USLE. SDR.

1. INTRODUÇÃO

A erosão do solo é atualmente um dos mais graves problemas ambientais no mundo, uma vez que ameaça gravemente o meio ambiente, a agricultura, os recursos hídricos e reduz a capacidade de armazenamento de reservatórios (ZHOU e WU, 2008; RAHMAN et al., 2009; PRASANNAKUMAR et al., 2012; ALEXAKIS et al., 2013). A erosão é uma das principais causas da degradação do solo e, portanto, é necessário estabelecer medidas de conservação e assegurar o desenvolvimento de um manejo sustentável dos recursos do solo (RAHMAN et al., 2009).

A determinação da distribuição espacial da perda de solo é importante para identificar regiões propensas à erosão e desenvolver planos de gestão em locais específicos de alto risco de erosão (IRVEM et al., 2007). O mapeamento e a avaliação de risco de erosão, bem como informações espaciais e quantitativas de erosão do solo contribuem significativamente para a gestão, manejo e conservação do solo e controle de erosão nas bacias hidrográficas (PRASANNAKUMAR et al., 2012; ALEXAKIS et al., 2013).

Modelos de simulação de erosão, especialmente modelos distribuídos, são úteis para avaliar diferentes estratégias de uso da terra e de melhoria da gestão do solo em bacias hidrográficas (BESKOW et al., 2009). Os modelos empíricos mais comumente adotados são a Equação Universal de Perda de Solo (*Universal Soil Loss Equation* - USLE) (WISCHMEIER e SMITH, 1978) e suas derivações, como a Equação Universal de Perda de Solo Revisada (*Revised Universal Soil Loss Equation* - RUSLE) (RENARD et al., 1991).

Modelos de erosão do solo, tais como a USLE (WISCHMEIER e SMITH, 1978) estimam apenas a taxa de erosão bruta na escala de parcela ou lote agrícola. As taxas de erosão estimadas pela USLE são, portanto, mais elevadas do que as medidas no exutório de bacias hidrográficas. Para contemplar o efeito das deposições de sedimentos ao longo de sua trajetória, vem sendo amplamente utilizado o conceito de Razão de Aporte de Sedimentos (*Sediment Delivery Ratio* - SDR), definida como a fração da erosão bruta que é transportada a partir de uma dada área, em um determinado intervalo de tempo, até o exutório da bacia hidrográfica. Portanto, SDR é uma medida de eficiência do transporte de sedimentos, representando a quantidade de sedimentos que é realmente transportado das fontes erosivas a um ponto a jusante em comparação com a quantidade total de solo que é desagregada sobre a mesma área a montante desse ponto (LU et al., 2006).

Porém, dados espaciais de erosão do solo e valores da Razão de Aporte de Sedimentos para as Regiões áridas e semiáridas do planeta ainda são escassos. Assim, a

quantificação da produção de sedimentos é um dos maiores desafios para modelagem ambiental e a utilização de modelos de simulação computacional está se tornando cada vez mais popular (SILVA et al., 2014).

Neste sentido, o objetivo deste estudo é mapear a erosão do solo com uso do modelo USLE na Bacia Experimental de Iguatu (BEI) e determinar a razão de aporte de sedimentos (SDR- *Sediment Delivery Ratio*) média anual e por eventos hidrológicos individuais, contribuindo para o entendimento dos processos de propagação de sedimentos no semiárido brasileiro, o que permite a identificação de áreas susceptíveis à erosão hídrica, nas quais se deveria empregar o manejo conservacionistas do solo.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Área de estudo

A Bacia Experimental de Iguatu (BEI) está localizada no semiárido cearense, inserida na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, no município de Iguatu, entre as coordenadas geográficas 6°23'36'' a 6°23'57'' S e 39°15'15'' a 39°15'30'' W, com altitude média de 217,8 m (Figura 50) e apresenta uma área de 16,74 km² com declividade média de 9%.

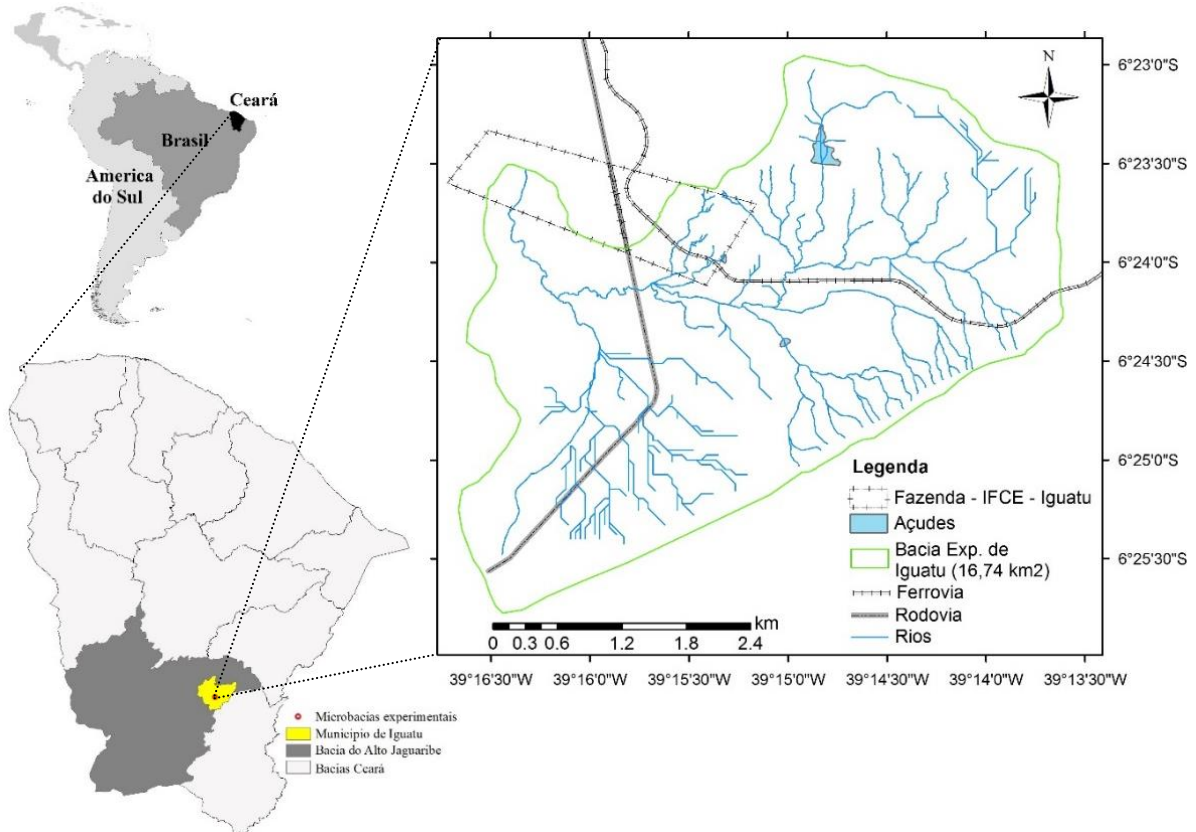


Figura 50 – Localização da área em estudo no Estado do Ceará, Brasil

O clima da região é do tipo BSw'h' (Semiárido quente), de acordo com a classificação climática de Köppen, com temperatura média sempre superior a 18 °C no mês mais frio. O Índice de Aridez de Thornthwaite é de 0,44 classificando-se como semiárido. A precipitação média histórica no município de Iguatu é de 864 ± 304 mm, com 85% concentradas no período de janeiro-maio e dos quais cerca de 30% são registrados no mês de março.

Para a mensuração do escoamento superficial, a seção de controle foi equipada com um sensor de nível transdutor de pressão, modelo CS450 da Campbell Scientific, conectado a um datalogger CR1000 com intervalos de aquisição de 5 min. Com os valores de lâmina de água sobre o vertedor situado na seção, o escoamento superficial (hidrogramas, volume escoado e lâmina escoada) foi mensurado utilizando-se a equação hidráulica do vertedor. Para quantificação da produção de sedimentos, próximo ao sensor de nível foi instalado sensor de turbidez e sedimentos (Turbidímetro), modelo OBS300 da Campbell Scientific, conectado a um datalogger CR1000 com intervalos de aquisição de 15 min.

O período de estudo correspondeu às estações chuvosas dos anos de 2013 e 2014, em que foram registrados 61 eventos naturais de precipitação, com ocorrência de escoamento superficial em apenas oito eventos.

2.2. A Equação Universal da Perda de Solo (USLE)

Para estimativa do potencial de erosão foi utilizada a Equação Universal da Perda de Solo (USLE). Este modelo foi descrito por Wischmeier e Smith (1978) e pode ser expresso pela seguinte equação:

$$A = R * K * L * S * C * P \quad (1)$$

Em que: A é a perda média anual de solo, $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$; R é o fator de erosividade da chuva, $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$; K é o fator de erodibilidade do solo, $t \text{ h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$; L é o fator topográfico que expressa o comprimento de encosta, adimensional; S é o fator topográfico que expressa a declividade de encosta, adimensional; C é o fator de uso e manejo do solo, adimensional; e P é o fator de práticas conservacionista, adimensional.

Índice de erosividade (R)

Para cada evento de precipitação monitorado foram calculadas as intensidades (I, em mm h^{-1}), além da máxima intensidade em trinta minutos (I30 em mm h^{-1}). A energia cinética (EC) associada à chuva, em $\text{MJ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, foi obtida pela equação proposta por Wischmeier e Smith (1978) modificada por Foster et al. (1981):

$$EC = 0,119 + 0,0873 \text{ Log } I \quad (2)$$

Em que: EC - energia cinética da chuva, em $\text{MJ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$; I - intensidade da chuva, em mm h^{-1} . Os valores obtidos através da eq.2 foram utilizados para o cálculo do índice de erosividade EI30, a partir da equação abaixo:

$$EI30 = EC \times I30_{\text{máx}} \times P \quad (3)$$

Em que: EI30 - índice de erosividade, representado como Fator R, em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$; I30_{máx} - intensidade máxima média da chuva em 30 minutos, em mm h^{-1} ; P - Lâmina precipitada, em mm.

Índice de erodibilidade do solo (K)

Os solos da bacia são Luvisolos/Podzólico (24,25%), Vertissolos (45,63%), Neossolo Fluvico (13,06%), Neossolo Litólico (17,05%) (Figura 51). A classe de solos de maior ocorrência na bacia foi a dos Vertissolos (45,63%), sendo esses solos característicos de argilas expansivas com elevadas taxas de infiltração quando secos (principalmente nas fendas), e baixas taxas quando úmidos. O mapa da erodibilidade do solo (fator K) (Figura 51) foi desenvolvido com base em valores publicados a partir de estudos na BEI (SANTOS et al., 2014), e outros estudos realizados com mesmos tipos de solos presentes na bacia em estudo (RIBEIRO e ALVES, 2008).

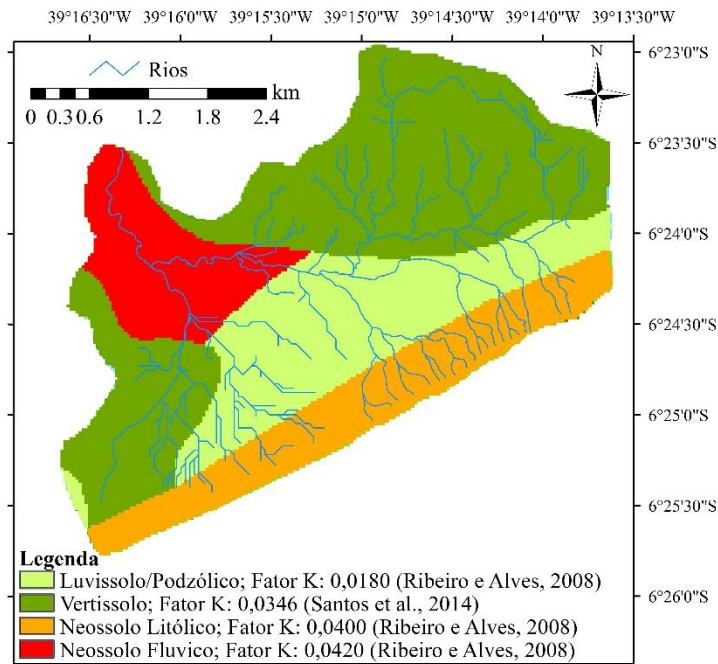


Figura 51 – Mapa de solos e erodibilidade (Fator K) da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Fator topográfico (LS)

Para estimativa dos fatores topográficos (L e S), utilizou-se um modelo digital de elevação do terreno (Figura 52a) com resolução de 30 m, elaborado a partir de imagens *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). O fator LS foi calculado de forma agregado pelo produto dos fatores L e S. O fator de comprimento de rampa (L) foi calculado para cada pixel da malha, conforme a equação 4, sugerida por Desmet e Govers (1996):

$$L = \frac{(U+D^2)^{m+1} - U^{m+1}}{D^{m+2} \cdot x^m (22,13)^m} \quad (4)$$

Em que: U é a área de contribuição de fluxo para a célula (m²); D é o tamanho da célula (m); x é um fator de correção em função da orientação da célula (igual a 1 quando o fluxo sai por um dos quatro lados e igual a 1,41 quando o fluxo sai por um canto). O parâmetro m é função da declividade média do pixel (s) (Figura 52b):

$$m = 0,5; \quad s > 5\%$$

$$m = 0,4; \quad 3\% > s > 5\%$$

$$m = 0,3; \quad 1\% > s > 3\%$$

$$m = 0,2; \quad s < 1\%$$

O fator de declividade (S) foi calculado com base no mapa de declividade (d, em m m⁻¹) de acordo com a equação 5 de Williams e Arnold (1997):

$$S = (65,41d^2 + 4,56d + 0,065) \quad (5)$$

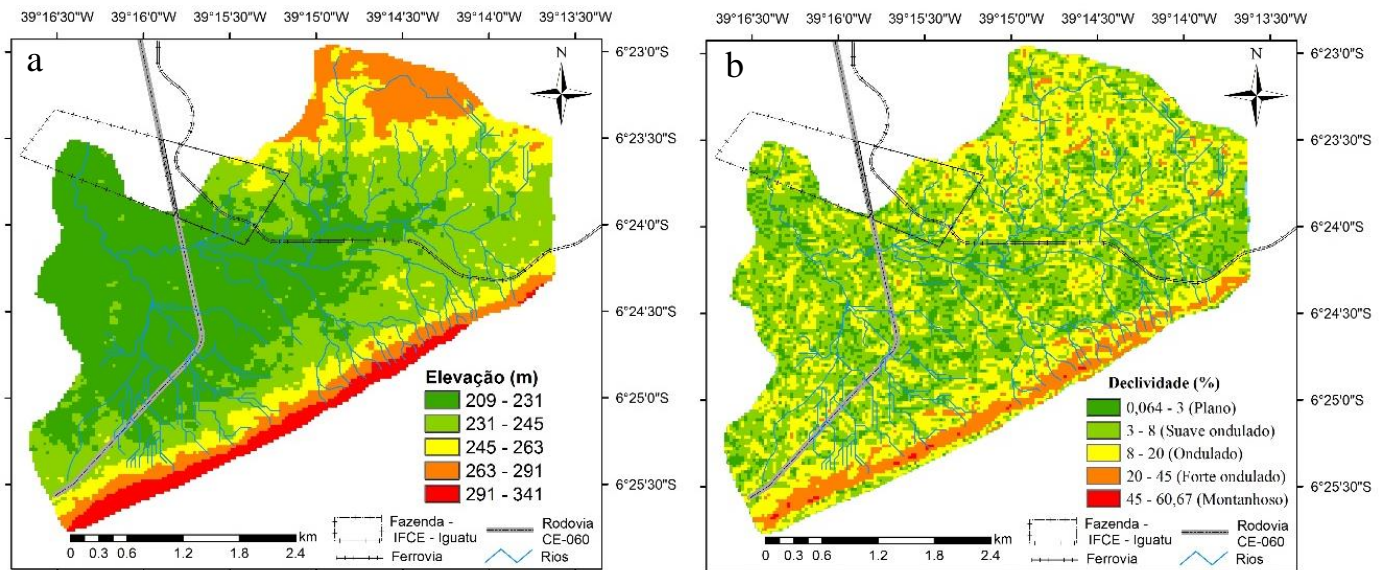


Figura 52 – Modelo digital de elevação do terreno (a) e mapa das declividades (%) (b) da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Fator de cobertura e manejo do solo (C)

Para a classificação e geração do mapa de cobertura e uso do solo, utilizou-se uma imagem Landsat 5 do sensor TM de 18 de outubro de 2008 de órbita e ponto 217/64. Essa imagem foi classificada empregando-se um algoritmo de classificação supervisionada através do software ENVI 4.2, e definidas cinco classes dentro da bacia, sendo elas: água, Caatinga nova, Caatinga em pousio, solo nu e pastagem.

O Fator C está relacionado ao uso do solo e indica a vulnerabilidade do solo à erosão. O mapa do fator C (Figura 53) foi desenvolvido com base em valores publicados a partir de estudos na BEI (SANTOS et al., 2014), e outros estudos realizados com cobertura do solo similar (ALBUQUERQUE et al., 2005).

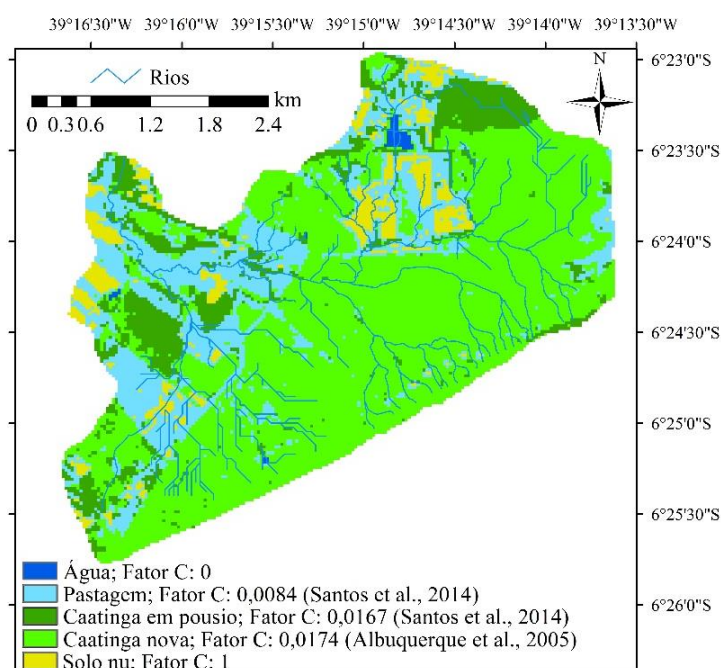


Figura 53 – Mapas de uso do solo e do Fator C da Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Fator práticas conservacionistas (P)

O fator P é a relação entre a perda de solo em um solo cultivado com uma determinada prática conservacionista e a correspondente perda cultivada morro abaixo (PANDEY et al., 2007). Seguindo o procedimento adotado por Ozcan et al.(2008) e Beskow et al. (2009), neste estudo foi atribuído o valor 1,0 ao fator P em toda a área, uma vez que não houve práticas de controle de erosão na bacia em estudo.

2.3. Razão de aporte de sedimentos (*Sediment Delivery Ratio* - SDR)

A razão de aporte de sedimentos (SDR) anual e para eventos de precipitação geradores de escoamento, foram calculadas pela relação entre a produção de sedimentos medida no exutório da bacia e as perdas de solo por erosão bruta, estimadas pela Equação Universal da Perda de Solo (USLE), conforme a equação (6):

$$\text{SDR}(\%) = \left(\frac{\text{PS}}{\text{A}} \right) \times 100 \quad (6)$$

Em que: PS é a Produção de Sedimento que efetivamente saiu da bacia (t ha^{-1}), e A é a perda de solo bruta na bacia (t ha^{-1}) estimada pela USLE.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Estimativa da erosão bruta para a BEI com uso da USLE

A BEI apresenta 75,75% de sua área com fator K superior a $0,03 \text{ t h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (Figura 51), indicando uma elevada susceptibilidade à erosão hídrica (BESKOW et al., 2009). Quanto ao fator topográfico LS, com exceção dos divisores ao sul da bacia, a maior parte da bacia possui LS inferior a quatro (Figura 54), o que demonstra moderada vulnerabilidade à erosão (BESKOW et al., 2009). Esse resultado deve-se à distribuição de declividades da bacia (Figura 52b), onde apenas 14% da área da bacia apresenta declividades superiores a 15%, enquadrando-se como terrenos desde íngremes a muito íngremes (ALEXAKIS et al., 2013).

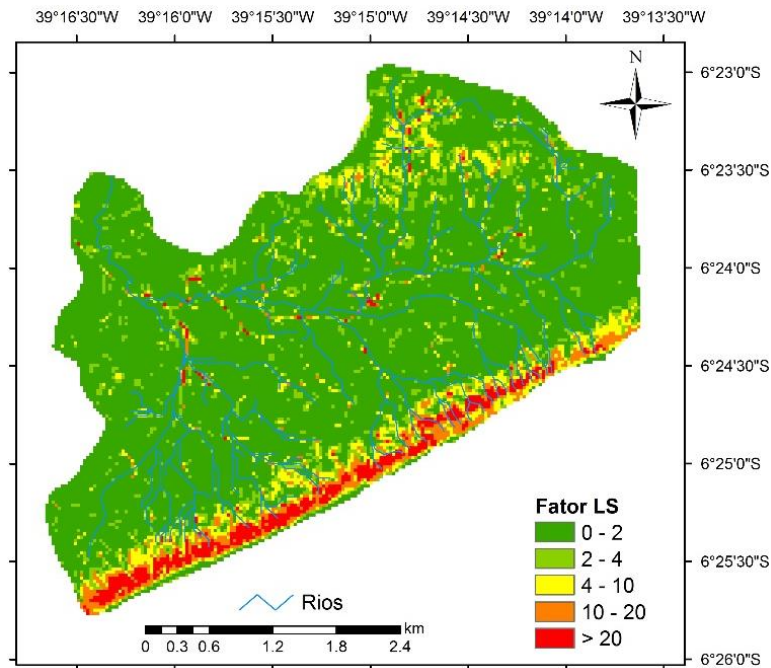


Figura 54 – Mapa do fator topográfico para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

A bacia ainda apresenta um elevado grau de preservação da sua cobertura (Figura 53), sendo 59,12% coberta com caatinga nova e 12,82% coberta com caatinga densa em pouso, totalizando 71,94% de toda a bacia, representando uma área de 12,04 km². As demais classes foram pastagem, representando 21,38% da bacia, seguido de solo nu com 6,27% e água (reservatórios artificiais superficiais) com 0,41%.

De acordo com as simulações pela USLE (Figura 55), supondo a manutenção da cobertura vegetal constante no tempo (Fator C – Figura 53), as perdas de solo variaram espacialmente na BEI de 0 a 890 t ha⁻¹ ano⁻¹ para o ano de 2013, e de 0 a 1.498 t ha⁻¹ ano⁻¹ para o ano de 2014. ALEXAKIS et al. (2013), trabalhando na bacia de Yialias (Chipre), com área de 110 km², obtiveram perdas de solo variando de 0-6.394 t ha⁻¹ ano⁻¹, com um valor médio de 20,95 t ha⁻¹ ano⁻¹.

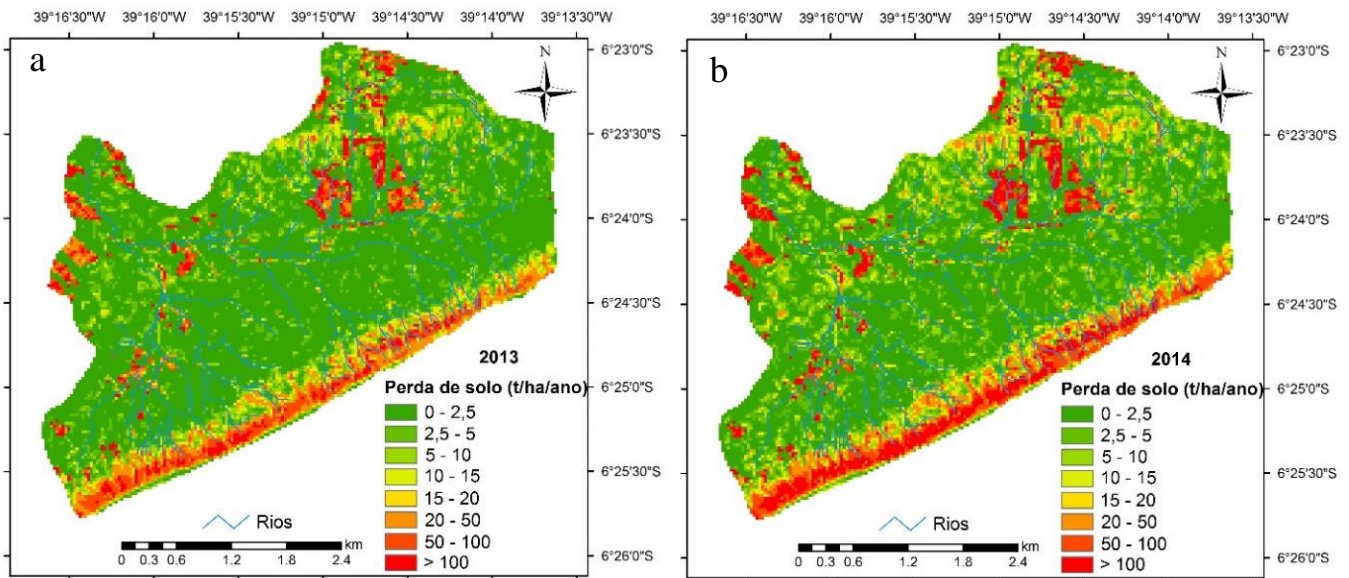


Figura 55 – Mapas da taxa de perda de solo (t ha⁻¹ ano⁻¹) de 2013 (a) e 2014 (b) para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

No ano de 2013 (Figura 55a) o Fator R foi de 4.480 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ e em 2014 (Figura 55b) passou para 7.536 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. O aumento do índice de erosividade em 2014 maximizou a área da bacia com perdas de solo superiores a 20 t ha⁻¹ ano⁻¹ (Figura 55b), que estão localizadas principalmente na parte mais declivosa da bacia com a presença de solos Neossolo Litólico, passando de 8,3% da bacia em 2013 para 14,3% em 2014.

As manchas em vermelho nos mapas com perdas de solo superior a 100 t ha⁻¹ ano⁻¹ (Figura 55a e b), são atribuídas às áreas de alta declividade (>20%) e áreas com solo exposto (6,27% da bacia), onde é praticado o superpastejo degradando o solo e deixando-o susceptível a processos erosivos. A erosão nessas áreas ainda é agravada pelos tipos de solo com alto

potencial erosivo, que são os Vertissolos e o Neossolo Fluvico (Figura 51) (SANTOS et al., 2014; RIBEIRO e ALVES 2008).

A BEI apresentou 93,8% de sua área na classe de baixo risco de erosão, menor do que $5 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, mesmo para o ano de 2014. Resultados similares foram encontrados na Bacia do Rio Seyhan, onde Irvem et al. (2007) estimaram que 61,03% da área fica na classe de baixo risco de erosão do solo.

3.2 Razão de aporte de sedimentos (SDR) anual e por eventos para a BEI

O valor médio anual da SDR foi de 0,37%, o que significa que para os anos estudados de 2013 e 2014 apenas 0,48 e 0,26%, respectivamente, das perdas de solo na bacia (estimadas com uso do modelo USLE) foram transportadas para o exutório (Tabela 13). Maiores declividades nas regiões próximas aos divisores da bacia, (Figura 52b e Figura 54), seguidas de áreas de baixa declividades próximas ao exutório, favorecem a deposição de sedimentos desagregados, reduzindo a taxa de produção de sedimentos e consequentemente a razão de aporte de sedimentos (MEDEIROS et al., 2014b). De Vente et al. (2008), estudando 61 bacias no semiárido da Espanha, com área variando de 29 a 13.246 km², encontraram SDR variando de 0,3% a 55,5%. Zhou e Wu (2008) encontraram valores de SDR variando de 0,1% até 37% nas sub-bacias do rio Chaobaihe ao Reservatório Miyun, China. No Brasil, estudos como o de Beskow et al. (2009) também encontraram baixos valores anuais de SDR, com valor de 1,62% para a Bacia do Rio Grande, estado de Minas Gerais, com área de 6.273 km².

Tabela 13 – Valores anuais de precipitação, erosividade, Produção de Sedimentos (PS) observada, erosão bruta estimada pela USLE e SDR para Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Ano	Precipitação (mm)	EI30 (MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹)	Escoamento (mm)	PS Observado (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Erosão estimada (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)	SDR (%)
2013	639	4.480	71,79	0,095	19,806	0,48
2014	772	7.536	79,37	0,086	33,316	0,26
Média	706	6.008	75,58	0,090	26,561	0,37

Cabe destacar que os baixos valores da SDR anual para a BEI (Tabela 13) podem estar atrelados às precipitações anuais abaixo da média histórica, visto que nos anos estudados não ocorreram eventos de elevada magnitude e com alta conectividade hidrológica, capazes de transportar grandes quantidades de sedimentos. Medeiros e Araújo (2014), em estudo com bacias aninhadas também na Bacia do Alto Jaguaribe, mostraram que 10% dos eventos pluviométricos mais críticos foram responsáveis por 88 e 98% da produção de sedimentos para

as bacias de Aiuaba (12 km²) e Benguê (900 km²), respectivamente. De acordo com os autores, em eventos de pequena magnitude o sedimento é mobilizado mas não é transportado até o exutório. Já os grandes eventos encontram muitos sedimentos disponíveis e os transportam em condições de elevada conectividade. Segundo Fryirs et al. (2007), com exceção da ocorrência de eventos extremos, várzeas e terraços ao longo da planície de inundação não são conectados e mantêm a sua capacidade de “*buffering*” (barrar ou amortecer o escoamento e sedimentos). De um modo geral, os sedimentos derivados de montante podem ser depositados sobre as superfícies das planícies aluviais e, durante eventos de alta magnitude, a conectividade entre as unidades de paisagem é aumentada, maximizando assim a “área de influência efetiva” o que pode gerar maior energia ao escoamento e maior produção de sedimentos na bacia (FRYIRS et al., 2007).

Os valores anuais de produção de sedimento (Tabela 13) foram baixos em relação aos encontrados por De Vente et al. (2008), Beskow et al. (2009), Alexakis et al. (2013). Porém, Silva et al. (2014) obtiveram valores similares, estudando a Bacia do Tapacurá, Estado do Pernambuco-Brasil, com área de 470 km² e clima tropical quente e úmido, com produção de sedimentos anual variando de 0,01 a 0,17 t ha⁻¹ ano⁻¹, e valores da SDR variando em torno de 8%.

As características de solos rasos e escoamento intermitente na BEI favorecem as deposições de sedimento ao longo da bacia. O baixo valor de SDR para a bacia também deve estar associado às baixas declividades, onde mais de 50% da bacia tem declividades menores que 8%. Os patamares de altitudes evidenciam grandes zonas de dissipação de energia de transporte, podendo causar deposições de sedimentos ao longo da bacia. Outro ponto que contribui para dissipação de energia de transporte de sedimentos é a vegetação, visto que a BEI possui 71,94% de toda a bacia com Caatinga (em pousio ou em estado de desenvolvimento) (Figura 53). De acordo com Bracken e Croke (2007) as faixas de vegetação funcionam como barreiras ao transporte de sedimentos, favorecendo a infiltração da água no solo, resultante do aumento da matéria orgânica e na redução da densidade do solo, que promovem o aumento da condutividade hidráulica. A vegetação funciona ainda como dissipador da energia do escoamento superficial, o que resulta em maior tempo de oportunidade para os processos de infiltração e deposição de sedimentos. O escoamento superficial e a conectividade de sedimentos ao longo das encostas e na bacia hidrográfica diminuem com o aumento da cobertura vegetal (FRYIRS et al., 2007).

Outro fator redutor da SDR é a presença de reservatórios superficiais. Para Bracken e Croke (2007) e Fryirs et al. (2007) essas estruturas inibem ou limitam o movimento de

sedimentos ao longo dos canais, agindo na quebra da conectividade hidrológica e sedimentológica. Na BEI existe 4 pequenos reservatórios, com bacia hidráulica total de 6,86 ha, sendo o maior reservatório com área de 4,5 ha. Estes reservatórios agem como estruturas de quebra da conectividade, retendo uma parte dos sedimentos desagregados e reduzindo a capacidade de transporte até o exutório da bacia.

Os valores do SDR para eventos individuais geradores de escoamento variaram de 0,08 a 1,67%, com média de 0,68% (Tabela 14). Esses valores demonstram a alta capacidade da bacia em retenção dos sedimentos desagregados. Analisando os dois eventos geradores de escoamento em 2013 (09/5/13 e 10/5/13), observa-se que o primeiro evento mesmo com precipitação e erosividade 238 e 581% superior ao segundo evento, respectivamente, apresentou um SDR inferior, com valor de 0,53% (Tabela 14). Este comportamento pode ser explicado pela quebra da conectividade hidrológica (FRYIRS et al., 2007; BRACKEN et al., 2013; FRYIRS, 2013) no evento do dia 09/5/2013. Nesse primeiro evento o solo apresentava baixa umidade antecedente e os pequenos reservatórios superficiais estavam secos, gerando quebra de conectividade no sistema (FRYIRS et al., 2007), gerando assim, deposições de sedimentos ao longo da bacia. Esse evento do dia 10/5/13, com período de retorno de 70 anos, e grande erosividade, pode desagregar grande quantidade de sedimentos formando bancos ao longo da bacia, mas devido à baixa conectividade não foi capaz de transportá-los para jusante da bacia (FRYIRS et al., 2007; BRACKEN et al., 2013). Eventos posteriores, como o do dia 10/05/13, mesmo de menor precipitação e erosividade, podem transportar sedimentos já desagregados e disponíveis, aumentando assim a produção de sedimentos e o SDR (MEDEIROS e ARAÚJO, 2014), processos que não são considerados em modelos empíricos de erosão como a USLE.

Tabela 14 – Valores por eventos hidrológico, de precipitação, erosividade (EI30), escoamento, Produção de Sedimentos observada (PS), erosão bruta estimada pela USLE e SDR para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Evento	Precipitação (mm)	EI30 (MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹)	Escoamento (mm)	PS Observado (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Erosão estimada (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)	SDR (%)
9/5/2013	162,0	2868,9	43,53	0,067	12,683	0,53%
10/5/2013	48,0	421,4	28,27	0,028	1,863	1,48%
6/3/2014	58,1	284,9	2,05	0,001	1,260	0,08%
12/3/2014	44,3	449,0	7,92	0,013	1,985	0,64%
16/3/2014	33,0	125,0	3,26	0,001	0,553	0,22%
4/4/2014	69,3	1902,5	15,43	0,019	8,411	0,22%
7/4/2014	33,9	191,1	7,74	0,005	0,845	0,58%
12/4/2014	72,0	645,3	42,97	0,048	2,853	1,67%

Os baixos valores de SDR para os oito eventos monitorados (Tabela 14), indicam que para o período estudado na BEI não ocorreram eventos extremos com alta conectividade hidrológica, podendo a conectividade da bacia ser maximizada quando esses eventos extremos ocorrem com solo contendo elevada umidade antecedente e reservatórios superficiais cheios. Ressalta-se que os anos de 2013 e 2014, apresentaram precipitação anual inferior à média histórica na região. Assim, destaca-se que eventos extremos futuros, em condições favoráveis de umidade antecedente, podem apresentar valores de SDR maiores, a depender da magnitude do evento pluviométrico e das demais variáveis relacionadas a conectividade hidrológica da bacia (como umidade do solo, estado de desenvolvimento da vegetação, armazenamento dos reservatórios entre outras).

Entre as variáveis que influenciam o SDR ao longo dos eventos está a umidade antecedente dos solos na bacia. Diversos estudos enfatizam a influência da umidade antecedente e da estrutura temporal da precipitação na geração do escoamento (WAINWRIGHT e PARSONS, 2002; JAMES e ROULET, 2007; BRACKEN et al., 2008). O monitoramento da umidade do solo é oneroso e de difícil mensuração em face aos muitos tipos de solo em uma bacia, nesse sentido a análise de parâmetros como a altura pluviométrica total em um certo número de dias antecedente é um bom indicativo do estado de umidade do solo. De acordo com a Figura 56 quanto maior o valor da precipitação antecedente maior é a taxa de SDR. A melhor correlação entre SDR e precipitação antecedente foi para 15 dias, sendo assim esse o melhor parâmetro para representar o efeito da umidade antecedente na BEI.

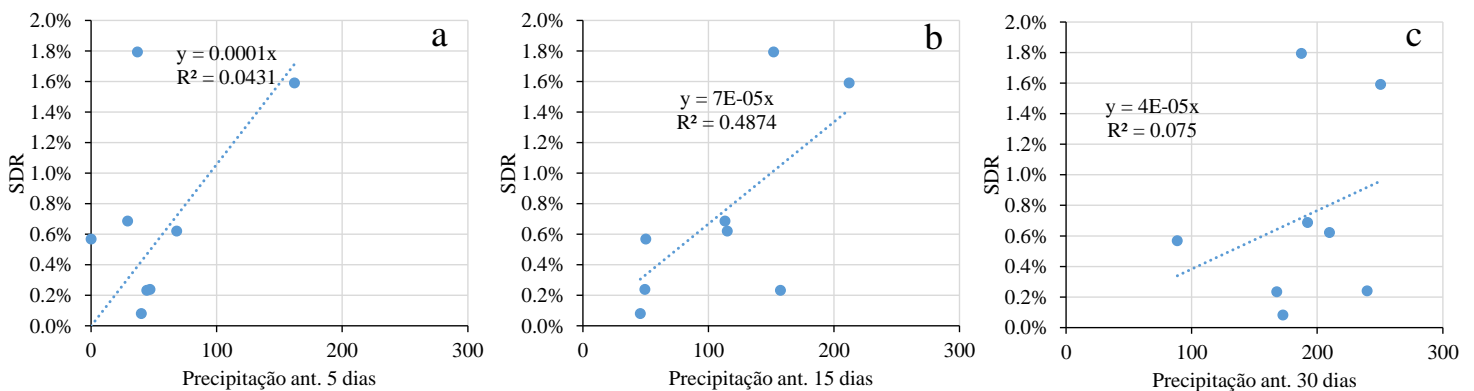


Figura 56 – Correlações por eventos entre SDR e valores de precipitação antecedente dos últimos 5 (a), 15 (b) e 30 dias (c), para a Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Ainda analisando os eventos individuais, constata-se na BEI boa correlação entre produção de sedimentos e precipitação (Figura 57a) com coeficiente de determinação $R^2 = 0,69$,

indicando aumento positivo do aporte de sedimentos com a magnitude da precipitação. Quanto à relação entre produção de sedimentos e escoamento (Figura 57b), obteve-se excelente coeficiente de determinação $R^2 = 0,93$, elevadas correlações dessa natureza indicam condições de produção de sedimentos limitadas pela capacidade de transporte dos eventos. Portanto, a produção de sedimento da área está relacionada à capacidade de transporte do fluxo, havendo sedimentos desagregados disponíveis ao transporte. Para autores como Medeiros *et al.* (2010) a produção de sedimentos no semiárido brasileiro é limitada pelas condições de transporte, e não pela disponibilidade de material erodido.

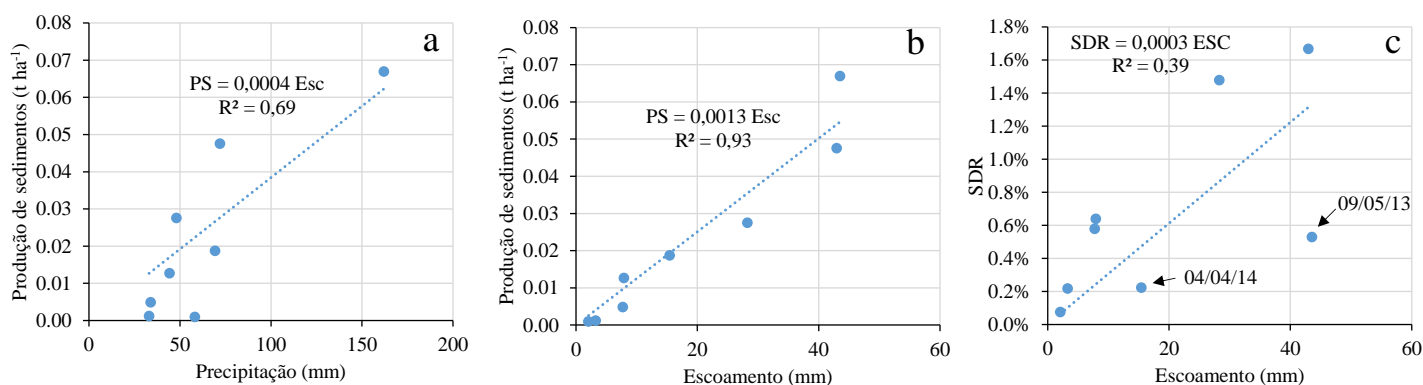


Figura 57 – Relações entre produção de sedimentos e precipitação (a); produção de sedimentos e escoamento (b); SDR e escoamento para Bacia Experimental de Iguatu (BEI)

Os eventos dos dias 09/05/13 e 04/04/14 (Figura 57c) apresentaram elevados EI30 (Tabela 14), causando grande desagregação de sedimentos. Como a USLE não considera a capacidade de transporte de sedimentos, eventos desta natureza, com valores extremos de erosividade, apresentam alta taxa de erosão bruta modelada. Porém, a real capacidade de transporte de sedimentos é bem abaixo da disponibilidade de sedimentos desagregados, o que resulta em baixos SDR. Assim, excluindo esses dois eventos extremos de EI30 (abaixo da reta) o R^2 da Figura 57c passa de 0,39 para 0,88, apresentando assim boa concordância entre o escoamento total do evento e o SDR. Dessa forma, observa-se que quanto maior a lâmina de escoamento maior será a conectividade hidrológica da bacia e maior a energia para o transporte das partículas de sedimentos desagregados, aumentando assim o valor do SDR.

4. CONCLUSÕES

A aplicação da Equação Universal de Perda de Solo (USLE) na Bacia Experimental de Iguatu (BEI) indicou valores de perdas de solo variando de 0 a 1.498 t ha⁻¹ ano⁻¹. A BEI apresentou ainda 93,8% de sua área na classe de baixo risco de erosão, menor do que 5 t ha⁻¹

ano⁻¹, mesmo no ano de 2014 com maior total precipitado e erosividade. A USLE indicou que 6,27% da bacia, que representa as áreas com solo exposto devido às práticas de superpastejo, apresentaram perdas de solo muito além dos limites toleráveis, necessitando do uso de práticas conservacionistas e mudanças na cobertura vegetal a fim de reduzir as taxas de perda de solo a um nível tolerável.

A razão de aporte de sedimentos (SDR- *Sediment Delivery Ratio*) média anual para a BEI foi de 0,37%. O baixo valor de SDR está associado às baixas declividades da bacia, que geram pontos de dissipação de energia e deposição de sedimentos, além da retenção de sedimentos nos pequenos reservatórios superficiais; somado a não ocorrência de eventos com elevada conectividade hidrológica e ao bom estado de conservação da vegetação da bacia, 71,94% da bacia com cobertura vegetal de Caatinga. Cabe ressaltar que os baixos valores da SDR anual podem ser decorrentes das precipitações anuais abaixo da média histórica, sendo possível que o SDR aumente em anos com precipitação próxima e acima da média, devido a maiores conectividades hidrológica no sistema.

Os SDR para eventos pluviométricos individuais variaram de 0,08 a 1,67%, com média de 0,68%. Contata-se na bacia que eventos extremos podem causar elevada desagregação de sedimentos, mas podem não dispor de energia de transporte suficiente para arrasta-los, gerando baixo SDR; e eventos posteriores, mesmo com menores erosividades, podem transportar os sedimentos prontamente disponíveis, resultando em maiores SDR. Outra variável que influenciou positivamente o valor do SDR por eventos foi a umidade antecedente do solo que poder ser melhor representada na BEI pela precipitação total antecedente dos últimos 15 dias.

CONCLUSÕES FINAIS

A Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH) permitiu o agrupamento dos eventos de chuva em quatro regime similares. Foi possível constatar que para as três microbacias estudadas, na escala de 1 a 3 ha; com coberturas vegetais de Caatinga em Pousio, Caatinga Raleada, e manejo de desmatamento, seguido de queima e cultivo de capim; chuvas de maiores frequências para a região se caracterizam por baixas alturas pluviométricas e curtas durações (regime III). Estes eventos geram as segundas maiores produções de água e sedimento. Esse comportamento está atrelado ao estado de umidade antecedente do solo quando da ocorrência dos eventos, onde chuvas do regime III apresentaram coeficientes de escoamento de até 79%. Já chuvas de elevada altura pluviométrica (média de 60,5 min) e longa duração (média de 697 min), como esperado foram pouco frequentes, formando o regime I, porém apresentaram lâminas de escoamento elevadas com valores de até 63 mm (coeficiente de escoamento de 86%) para a microbacia de Caatinga em Pousio. Assim, chuvas do regime I, são preocupantes devido a grandes vazões e produções de sedimentos.

Quanto a geração de escoamento, para as três microbacias estudadas, observou-se forte dependência da umidade antecedente do solo e do tipo de chuva. Com mais de três dias consecutivos secos, só houve geração de escoamento para chuvas dos Regimes II, uma vez que são eventos de elevada altura pluviométrica, curta duração e alta intensidade.

Observa-se também que após mudanças no uso do solo, como raleamento da Caatinga e manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim, os primeiros eventos resultaram em maiores produções de sedimento. Esse resultado foi atribuído a maior exposição do solo, que geram grade desagregação de sedimentos e fluxo de escoamento com maior energia de transporte, bem como erosão na rede de drenagem. Esse problema ainda é agravado quando os primeiros eventos são em especial dos regimes I e IV, como registrado após o manejo de desmatamento, queima e cultivo de capim. Após esse manejo, os dois primeiros eventos, geradores de escoamento, foram dos regimes I e IV, o que resultaram em elevados valores de produção de sedimentos específica, representando 73% da produção de sedimentos total do ano. Esses resultados indicam que maiores atenções devem ser dadas durante os primeiros eventos após mudanças do uso do solo.

Foi possível constatar neste estudo que, em ambiente semiárido, a ocorrência de veranicos e a formação de fendas no solo foram os mais importantes fatores controladores da geração de escoamento e conseqüentemente da produção de sedimentos. Os veranicos, no solo

expansivo em estudo, possibilitavam o secamento do solo com a formação de fendas, que agiam como caminhos para o fluxo preferencial, gerando elevadas abstrações iniciais e não geração de escoamento até mesmo para eventos de elevada magnitude. Assim, com base apenas na precipitação total, não é possível avaliar se ocorrerá ou não escoamento.

De um modo geral, grandes incrementos nas lâminas de escoamento acumulado só ocorreram com períodos de chuvas concentradas, e em períodos com chuvas espaçadas temporalmente, que caracterizam os veranicos, pouco se incrementava o escoamento. Contata-se ainda que a mudança da cobertura vegetal, de Caatinga nativa para desmatamento queima e cultivo de pastagem, teve pouca influência sobre o escoamento. Esses resultados indicam que a vegetação desempenha um papel secundário no processo de geração de escoamento, sendo as condições de umidade antecedente do solo e as características das chuvas os fatores primordiais.

Parâmetros empíricos de modelos sedimentológicos, calibrados e validados neste estudo, como os fatores de cobertura da Equação Universal de Perdas de Solo e os coeficientes de ajuste da Equação Universal de Perdas de Solo Modificada, foram estatisticamente satisfatórios. Este estudo é de grande relevância para a região Nordeste do Brasil e, mais especificamente, para áreas com vegetação de Caatinga e suas diversas formas de uso e manejo, onde ainda carecem de estudos experimentais. Sendo esses modelos úteis para simulações e formação de cenários, objetivando identificar estratégias de uso do solo mais sustentáveis para a região.

Por fim, é possível concluir que a razão de aporte de sedimentos (*SDR- Sediment Delivery Ratio*) para a Bacia Experimental de Iguatu (escala de 16,74 km²) é baixa com valor médio anual de 0,37%, e para eventos individuais variaram de 0,08 a 1,67%. Porém, esses baixos valores de *SDR* podem estar relacionados a presença de pequenos reservatórios superficiais, as baixas declividades da bacia, a não ocorrência de eventos com elevada conectividade hidrológica e ao bom estado de conservação da vegetação da bacia. O *SDR* por evento, que é um indicador da conectividade hidrológica, apresentou forte correlação com a precipitação antecedente acumulada, evidenciando a importância da sequência de dias chuvosos (índice indireto do teor de umidade do solo) para a conectividade hidrológica nas diferentes unidades na bacia. E ainda, a forte correlação observada entre escoamento e produção de sedimentos indica que a produção de sedimentos na região semiárida é limitada pelas condições de transporte.

RECOMENDAÇÕES

Como principal recomendação, sugere-se uma investigação detalhada das características físicas das fendas formadas nos vertissolos, como profundidade, espessura e tempo de formação e fechamento, umidade crítica para a formação das fendas, ciclos de umedecimento e secagem, bem como a sua influência no comportamento hidrológico.

Recomenda-se ainda a continuidade dos estudos sobre os efeitos dos veranicos na geração de escoamento para outras bacias experimentais de semiárido brasileiro, em solos com presença de argilas expansivas. Esses novos estudos podem testar, para outras condições de solos e coberturas, a conclusão deste trabalho que a vegetação desempenha um papel secundário no processo de geração de escoamento.

Sugere-se a continuação do monitoramento e análise da razão de aporte de sedimentos (SDR- *Sediment Delivery Ratio*) por vários anos, para a identificação de valores representativos para a região semiárida do Nordeste brasileiro. Bem como a implementação de estudos como esses em outras bacias na região semiárida, de forma a estudar os efeitos das diferentes características morfométricas, tipos de solo e cobertura vegetal nos valores do SDR.

Por fim, faz-se necessário a revitalização e expansão de rede de monitoramento em bacias experimentais e representativas no Nordeste brasileiro. Tendo em vista, a escassez de informações acerca dos processos hidrológicos, sedimentológicos e da vegetação do Bioma Caatinga.

REFERÊNCIAS

- ADEKALU, K. O.; BALOGUN, J. A.; ALUKO, O. B.; OKUNADE, D. A.; GOWING, J. W.; FABORODE, M. O. Runoff water harvesting for dry spell mitigation for cowpea in the savannah belt of Nigeria. **Agricultural Water Management**, v.96, p. 1502–1508, 2009.
- AKSOY, H.; KAVVAS, M. L. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. **Catena**, v.64, p.247–271, 2005.
- ALBUQUERQUE, A. W.; LOMBARDI NETO, F.; SRINIVASAN, V. S.; SANTOS, J. R. Determinação de fatores da equação universal de perdas de solo em Sumé, PB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, p.153-160, 2005.
- ALCÂNTARA, E. H.; SOUZA, A. Produção de sedimentos na zona costeira da Bahia – Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, v.2, p.199-205. 2010.
- ALEXAKIS, D. D.; HADJIMITSIS, D.G.; AGAPIOU, A. Integrated use of remote sensing, GIS and precipitation data for the assessment of soil erosion rate in the catchment area of “Yialias” in Cyprus. **Atmospheric Research**, v.131, p.108–124, 2013.
- ALI, G.V.; ROY, A.G. Revisiting hydrologic sampling strategies for an accurate assessment of hydrologic connectivity in humid temperate systems. **Geography Compass**, v.3, n. 1, p.350 – 374, 2009.
- ALLAIRE, S. E.; ROULIER, S., CESSNA, A. J. Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. **Journal of Hydrology**, v.378, p.179–204, 2009.
- ALVES, J. M. B.; FERREIRA, F. F.; CAMPOS, J. N. B.; FILHO, F. A. S.; SOUZA, E. B.; DURAN, B. J.; SERVAIN, J.; STUDART, T. M. C. Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante janeiro/2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 56-76, 2006.
- ALVES, N. N. L. **Caracterização de micro-bacia hidrográfica experimental no semiárido brasileiro como suporte a estudos da degradação**. 2008. 77 f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.
- ANDERMANN, C.; CRAVE, A; GLOAGUEN, R.; DAVY, P.; BONNET, S. Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. **Earth and Planetary Science Letters**, v.351–352, p.158–170, 2012.
- ARAÚJO NETO, J. R. **Efeito de diferentes manejos sobre o escoamento superficial em microbacias experimentais no semiárido tropical**. 128 f. 2012. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola – Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2012.
- ARAÚJO NETO, J.R.; ANDRADE, E.M.; PALÁCIO, H.A.Q.; SANTOS, J.C.N.; LOBATO, F.A.O. Análise comparativa do escoamento superficial de microbacias experimentais em clima semiárido tropical. **Water Resources and Irrigation Management**, v.2, n.3, p.111-120, 2013.

- ARAÚJO, J. C. DE, DÖLL, P., GÜNTNER, A., KROL, M., ABREU, C. B. R., HAUSCHILD, M., MENDIONDO, E. M. Water scarcity under scenarios for global climate change and regional development in semiarid Northeastern Brazil. **Water International**, v. 29, n.2, p. 209-220, 2004.
- ARAÚJO, J.C. DE, FERNANDES, L., MACHADO JÚNIOR, J.C., LIMA OLIVEIRA, M.R., CUNHA SOUSA, T. 2003. **Sedimentation of reservoirs in semiarid Brazil. In: Global change and regional impacts: Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the semi-arid Northeast of Brazil** (ed. T. Gaiser, M.S. Krol, H. Frischkorn e J.C. de Araújo), 205-216. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- ARNAU-ROSALÉN, E.; CALVO CASES, A.; BOIX-FAYOS, C.; LAVÉE, H.; SARAH, P. Analysis of soil surface component patterns affecting runoff generation. An example of methods applied to Mediterranean hillslopes (Alicante, Spain). **Geomorphology**, v. 101, n. 4, p.595-606, 2008.
- AVANZI, J. C.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; DE MELLO, C. R.; FONSECA, S. Calibração e aplicação do modelo MUSLE em uma microbacia hidrográfica nos Tabuleiros Costeiros brasileiros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.6, p.563-569, 2008.
- AVIAD, Y.; KUTIEL, H.; LAVÉE, H. Variation of Dry Days Since Last Rain (DDSLR) as a measure of dryness along a Mediterranean – Arid transect. **Journal of Arid Environments**, v.73, p.658–665, 2009.
- BAGARELLO, V.; FERRO, V. Plot-scale measurement of soil erosion at the experimental area of Sparacia (southern Italy). **Hydrological Processes**, v.18, p.141–157, 2004.
- BAGARELLO, V.; FERRO, V.; PAMPALONE, V. A new expression of the slope length factor to apply USLE-MM at Sparacia Experimental area (Southern Italy). **Catena**, v.102, p. 21–26, 2013.
- BAKKER, M. M.; GOVERS, G.; KOSMAS, C.; VANACKER, V.; OOST, K. VAN; ROUNSEVELL, M. Soil erosion as a driver of land-use change. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v.105, p.467–481, 2005.
- BAKKER, M. M.; GOVERS, G.; ROUNSEVELL, M. D. A. The crop productivity-erosion relationship: an analysis based on experimental work. **Catena**, v.57, p.55–76, 2004.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo**. São Paulo: Ícone, 1990. 335p.
- BESKOW, S.; MELLO, C.R.; NORTON, L.D.; CURI, N.; VIOLA, M.R.; AVANZI, J.C. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling, **Catena**, v.79, p.49–59, 2009.
- BILOTTA, G.S.; KRUEGER, T.; BRAZIER, R.E.; BUTLER, P.; FREER, J.; HAWKINS, J.; MACLEOD, C.J.A.; HAYGARTH, P.M.; QUINTON, J. Assessing catchment-scale erosion and yields of suspended solids from improved temperate grassland. **Journal of Environmental Monitoring**, v.12, p.731-739, 2009.

- BIRKENSHAW, S.J.; BATHURST, J.C. Model study of the relationship between sediment yield and river basin area. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.31, p. 750–761, 2006.
- BOIX-FAYOS, C.; MARTÍNEZ-MENA, M.; ARNAU-ROSALÉN, E.; CALVO-CASES, A.; CASTILLO, V.; ALBALADEJO, J. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. **Earth Science Reviews**, v. 78, p. 267–285, 2006.
- BOIX-FAYOS, C.; MARTÍNEZ-MENA, M.; CALVO-CASES, A., CASTILLO, V., ALBALADEJO, J. Concise review of interrill erosion studies in SE Spain (Alicante and Murcia). Erosion rates and progress of knowledge in the last two decades. **Land Degradation and Development**, v. 16, p. 517–528, 2005.
- BOIX-FAYOS, C.; MARTÍNEZ-MENA, M.; CALVO-CASES, A.; ARNAU-ROSALÉN, E.; ALBALADEJO, J.; CASTILLO, V. Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 85–101, 2007.
- BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, v.21, n.13, p.1749–1763, 2007.
- BRACKEN, L.J.; COX, N.J.; SHANNON, J. The relationship between rainfall inputs and flood generation in South-east Spain. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 683–696, 2008.
- BRACKEN, L.J.; WAINWRIGHT, J.; ALI, G.A.; TETZLAFF, D.; SMITH, M.W.; REANEY, S.M.; ROY, A.G. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. **Earth-Science Reviews**, v. 119, p. 17–34, 2009.
- BRACKEN, L.J.; WAINWRIGHT, J.; ALI, G.A.; TETZLAFF, D.; SMITH, M.W.; REANEY, S.M.; ROY, A.G. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. **Earth-Science Reviews**, v.119, p.17–34, 2013.
- BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. **Area**, n.38, n.2, p. 165 – 174, 2006. DOI: 10.1111/j.1475-4762.2006.00671.x
- CALLOW, J.N.; SMETTEM, K.R.J. The effect of farm dams and constructed banks on hydrologic connectivity and runoff estimation in agricultural landscapes. **Environmental Modelling & Software**, v. 24, p. 959–968, 2009.
- CALVO-CASES, A.; BOIX-FAYOS, C.; IMESON, A. C. Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous limestone slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. **Geomorphology**, v. 50, p. 269–291, 2003.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação de desempenho de diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, p.89-97, 1997.
- CAMMERAAT, E.L.H. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in Southeast Spain. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 104, p. 317–332, 2004.

CAMMERAAT, L.H. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, p.1201–1222, 2002.

CANTÓN, Y.; DOMINGO, F.; SOLÉ-BENET, A.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Influence of soil surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (SE Spain): field data and model approaches. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 2621–2643, 2002.

CANTÓN, Y.; SOLÉ-BENET, A.; DE VENTE, J.; BOIX-FAYOS, C.; CALVO-CASES, A.; ASENSIO, C.; PUIGDEFÁBREGAS, J. A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. **Journal of Arid Environments**, v. 75, n. 12, p. 1254–1261, 2011.

CAPPELAERE, B.; TOUMA, J.; PEUGEOT, C. A recursive algorithm for connectivity analysis in a grid; application to 2D hydrodynamic modeling in heterogeneous soils. **Computers and Geosciences**, v. 26, n. 2, p. 121–135, 2000.

CARVALHO, D. F.; FARIA, R. A.; SOUSA, S.A.V.; BORGES, H. Q. Espacialização do período de veranico para diferentes níveis de perda de produção na cultura do milho, na bacia do Rio Verde Grande, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.2, p.172-176, 2000.

CARVALHO, D. F.; MONTEBELLER, C. A.; CRUZ, E. S.; CEDDIA, M. B.; LANA, A. M. Q. Perda de solo e água em um Argissolo Vermelho Amarelo, submetido a diferentes intensidades de chuva simulada. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 6, n. 3, p. 385-389, 2002.

CASTILLO, V.; GÓMEZ-PLAZA, A.; MARTÍNEZ-MENA, M. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. **Journal of Hydrology**, v.284, p. 114–130, 2003.

CATEN, A. T.; MINELLA, J. P. G.; MADRUGA, P. R. A. Desintensificação do uso da terra e sua relação com a erosão do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.1006–1014, 2012.

CERDÀ, A.; JURGENSEN, M.F. Ant mounds as a source of sediment on citrus orchard plantations in eastern Spain. A three-scale rainfall simulation approach. **Catena**, v. 85, n. 3, p. 231–236, 2011.

CERDAN, O.; GOVERS, G.; BISSONNAIS, Y. LE; VAN OOST, K.; POESEN, J.; SABY, N.; GOBIN, A.; VACCA, A.; QUINTON, J.; AUERSWALD, K.; KLIK, A.; KWAAD, F.J.P.M.; RACLOT, D.; IONITA, I.; REJMAN, J.; ROUSSEVA, S.; MUXART, T.; ROXO, M.J.; DOSTAL T. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. **Geomorphology**, v. 122, p. 167-177, 2010.

CHAMIZO, S.; CANTÓN, Y.; RODRÍGUEZ-CABALLERO, E.; DOMINGO, F.; ESCUDERO, A. Runoff at contrasting scales in a semiarid ecosystem: A complex balance between biological soil crust features and rainfall characteristics. **Journal of Hydrology**, v.452–453, p.130–138, 2012.

CHAVES, H. M. L. Relações de aporte de sedimento e implicações de sua utilização no pagamento por serviço ambiental em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.34, p.1469-1477, 2010.

CHOW V. T.; MAIDMENT DR.; MAYS LW. **Applied Hydrology**. 1^a ed. New York, McGraw Hill, 1988.

COHEN, M. J.; BROWN, M. T.; SHEPHERD, K. D. Estimating the environmental costs of soil erosion at multiple scales in Kenya using emergy synthesis. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 114, p. 249–269, 2006.

CROKE, J.; MOCKLER, S.; FOGARTY, P.; TAKKEN, I. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. **Geomorphology**, v.68, n.3–4, p. 257–268, 2005.

DE VENETE, J.; POESEN, J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semiquantitative models. **Earth Sciences Review**, v.71, p.95–112, 2005.

DE VENETE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; VAN ROMPAEY, A.; GOVERS, G.: Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain, **Global and Planetary Change**, v.60, p.393-415, 2008.

DEFRA. **Safeguarding our soils: a strategy for England**. Defra publication PB13297; 2009.

DESCROIX, L.; NOUVELOT, J.F.; VAUCLIN, M. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). **Journal of Hydrology**, v.263, n.1–4, p. 114–130, 2002.

DESMET, P.J.J.; GOVERS, G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v.51, p.427-433, 1996.

DINIZ, M.C. S.; LUCAS, E. W. M.; LACERDA, F. F.; SOUZA, W. M.; SIMÕES, R. S.; SILVA, A. C.; BARROS, A. H. C. Estudo climatológico da ocorrência de veranicos na microrregião de Petrolina-PE. **Revista Sodebras**, v.1, n.3, p.1-3, 2006.

DINKA, T.M.; MORGAN, C.L.S.; MCINNES, K.J.; KISHNÉ, A.S.Z.; HARMEL, R. D. Shrink–swell behavior of soil across a Vertisol catena. **Journal of Hydrology**, v.476, p.352–359, 2013.

DLAMINI, P.; ORCHARD, C.; JEWITT, G.; LORENTZ, S.; TITSHALL, L.; CHAPLOT, V. Controlling factors of sheet erosion under degraded grasslands in the Sloping lands of KwaZulu-Natal, South Africa. **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 1711–1718, 2011.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Súmula da 10. Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro, 1979. 83p. (EMBRAPA-SNLCS. Micelânea, 1).

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

FANG, N.; SHI, Z.; LI, L.; GUO, Z.; LIU, Q.; AI, L. The effects of rainfall regimes and land use changes on runoff and soil loss in a small mountainous watershed. **Catena**, v.99, p.1–8, 2012.

FAVRE, F.; BOIVIN, P.; WOPEREIS, M.C.S. Water movements and soil swelling in a dry, cracked Vertisol. **Geoderma**, v.78, p.113–123, 1997.

FERREIRA, A.G.; MELLO, N.G.S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência os oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.1, n.1, p.15-28, 2005.

FIGUEIREDO, J. V. **Início da geração do escoamento superficial em uma bacia semiárida em Caatinga preservada**. 84 f. 2011. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola – Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2011.

FOSTER, G. R.; MCCOOL, D. K.; RENATO, K. G.; MOLDENHAUER, W. C. Conservation of the Universal Soil Loss Equation the SI metric units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 36, p. 355-359, 1981.

FREEMAN, M.C.; PRINGLE, C.M.; JACKSON, R.C. Hydraulic connectivity and the contribution of stream headwaters to ecological integrity at regional scales. **Journal of the American Water Resources Association**, v.43,n. 1, p. 5–14, 2007.

FRYIRS, K. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surf. Process. Landforms**, v38, p.30–46. 2013. doi: 10.1002/esp.3242

FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J.; PRETON, N. J.; KASAI, M. Buffers, barriers and blankets: the (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v.70, p.49-68, 2007.

FULLER, C.W.; WILLETT, S.D.; HOVIUS, N.; SLINGERLAND, R. Erosion rates for Taiwan Mountain Basins: new determinations from suspended sediment records and a stochastic model of their temporal variation. **J. Geol.**, v.111, n.1, p.71–87, 2003. <http://dx.doi.org/10.1086/344665>

GARCIA-ESTRINGANA, P.; ALONSO-BLÁZQUEZ, N.; MARQUES, M.J.; BIENES, R.; GONZÁLEZ-ANDRÉS, F.; ALEGRE, J. Use of Mediterranean legume shrubs to control soil erosion and runoff in central Spain. A large-plot assessment under natural rainfall conducted during the stages of shrub establishment and subsequent colonization. **Catena**, v.102, p. 3–12, 2013.

GASPAR, L.; NAVAS, A.; WALLING, D.E.; MACHÍN, J.; GÓMEZ AROZAMENA, J. Using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pbex to assess soil redistribution on slopes at different temporal scales. **Catena**, v.102, p. 46–54, 2013.

GOMI, T.; SIDLE, R.C.; MIYATA, S.; KOSUGI, K.; ONDA, Y. Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: scale effects and runoff transfer. **Water Resources Research**, 44, p. W08411, 2008.

GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C.; BATALLA, R.J.; CERDA, A. Catchment size and contribution of the largest daily events to suspended sediment load on the continental scale. **Catena**, v. 102, p.40–45, 2013.

GREVE, A.; ANDERSEN, M.; ACWORTH, M. Investigations of soil cracking and preferential flow in a weighing lysimeter filled with cracking clay soil. **Journal of Hydrology**, v.393, p.105–113, 2010.

GUERREIRO, M.J.S.; ANDRADE, E.M.; ABREU, I.; LAJINHA, T. Long-term variation of precipitation indices in Ceará State, Northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, 2013. DOI: 10.1002/joc.3645

HAAN, T. T.; BARFIELD, B.J.; HAYES, J.C. 1994. **Design hydrology and sedimentology for small catchment**. Academic Press, ISBN 0-12-312340-2.

HARDIE, M.A.; COTCHING, W.E.; DOYLE, R.B.; HOLZ, G.; LISSON, S.; MATTERN, K. Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. **Journal of Hydrology**, v.398, p.191–201, 2011.

HARMEL, R.D.; RICHARDSON, C.W.; KING, K.W.; ALLEN, P.M. Runoff and soil loss relationships for the Texas Blackland Prairies ecoregion. **Journal of Hydrology**, v.331, p.471– 483, 2006.

HERNANDEZ, F.B.T.; SOUZA, S.A.V. DE; ZOCOLER, J.L.; FRIZZONE, J.A. Simulação e efeito de veranicos em culturas desenvolvidas na região de Palmeira d'oeste, estado de São Paulo. Jaboticabal, **Engenharia Agrícola**, v.23, n.1, p.21-30, 2003.

HOOKE, J.M. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. **Geomorphology**, v.79, p.311–335, 2006.

HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology, **Geomorphology**, v. 56, p. 79–94, 2003.

HUZA, J.; TEULING, A.J.; BRAUD, I.; GRAZIOLI, J.; MELSEN, L.A.; NORD, G.; RAUPACH, T.H.; UIJLENHO, R. Precipitation, soil moisture and runoff variability in a small river catchment (Ardèche, France) during HyMeX Special Observation Period 1. **Journal of Hydrology**, *In Press*, 2014.

IRVEM, A.; TOPALOGLU, F.; UYGUR, V. Estimating spatial distribution of soil loss over Seyhan River Basin in Turkey. **Journal of Hydrology**, v.336, p.30– 37, 2007.

JACOMINE, P.K.T.; ALMEIDA, J.C. & MEDEIROS, L.A.R. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Ceará**. Recife, 1973. 2v. 830p. (DPP, Boletim Técnico, 28. SUDENE, Série Pedologia, 16).

JAMES, A.L.; ROULET, N.T. Antecedent moisture conditions and catchment morphology as controls on spatial patterns of runoff generation in small forest catchments. **Journal of Hydrology**, v.377, n.3–4, p.351–366, 2009.

JAMES, A.L.; ROULET, N.T. Investigating hydrologic connectivity and its association with threshold change in runoff response in a temperate forested watershed. **Hydrological Processes**, v.21, p.3391–3408, 2007. doi: 10.1002/hyp.6554

JOST, G.; SCHUME, H.; HAGER, H.; MARKART, G.; KOHL, B. A hillslope scale comparison of tree species influence on soil moisture dynamics and runoff processes during intense rainfall. **Journal of Hydrology**, v.420–421, n.14, p.112–124, 2012.

- KIDRON, G.J. Runoff generation and sediment yield on homogeneous dune slopes: scale effect and implications for analysis. **Earth Surface Landforms and Processes**, v. 36, n. 13, p. 1809–1824, 2011.
- KINNELL, P. I. A. Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. **Hydrological Processes**, v.1., n.3, p. 851–854, 2005.
- KIRKBY, M. J.; BRACKEN, L.; REANY, S. The influence of land use, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, 27, pp. 1459–1473, 2002.
- KISHNÉ, A. SZ.; MORGAN, C.L.S.; GE, Y.; MILLER, W.L. Antecedent soil moisture affecting surface cracking of a Vertisol infield conditions. **Geoderma**, v.157, p.109–117, 2010.
- KRASILNIKOV P; IBÁÑEZ JJ; ARNOLD R; SHOBA S. 2009. **A Handbook of Soil Terminology, Correlation and Classification**. Routledge, p. 448.
- LATRON, J.; GALLART, F. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). **Journal of Hydrology**, v.358, n.3–4, p.206–220, 2008.
- LESSCHEN, J.P.; SCHOORL, J.M.; CAMMERAAT. L.H. Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. **Geomorphology**, 109 (3–4), pp. 174–183, 2009.
- LEXARTZA-ARTZA, I.; WAINWRIGHT, J. Hydrological connectivity: linking concepts with practical implications. **Catena**, v. 79, p. 146–152, 2009.
- LI, J.H.; ZHANG, L.M. Study of desiccation crack initiation and development at ground surface. **Engineering Geology**, v.123, p.347–358, 2011.
- LI, M.; LI, Z.; YAO, W.; LIU, P. Estimating the erosion and deposition rates in a small watershed by the ¹³⁷Cs tracing method. **Applied Radiation and Isotopes**, v.67, n.2, p.362–366, 2009.
- LI, X.Y.; CONTRERAS, S.; SOLÉ-BENET, A.; CANTÓN, Y.; DOMINGO, F.; LÁZARO, R.; LIN, H.; WESEMAEL, B.V.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Controls of infiltration–runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain. **Catena**, v.86, n.2, p.98–109, 2011.
- LIM, K. J.; SAGONG, M.; ENGEL, B.A.; TANG, Z.; CHOI, J.; KIM, K. S. GIS-based sediment assessment tool. **Catena**, v.64, p.61–80, 2005.
- LIU, C.W.; CHENG, S.W.; YU, W.S.; CHEN, S.K. Water infiltration rate in cracked paddy soil. **Geoderma**, v.117, p.169–181, 2003.
- LU, H.; MORAN, C.J.; PROSSER, I. P. Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin. **Environmental Modelling & Software**, v.21, p.1297–1308, 2006.
- MAESTRE, F.T; BOWKER, M.A.; CANTÓN, Y.; CASTILLO-MONROY, A.P.; CORTINA, J.; ESCOLAR, C.; ESCUDERO, A.; LÁZARO, R.; MARTÍNEZ, I. Ecology and

functional roles of biological soil crusts in semi-arid ecosystems of Spain. **Journal of Arid Environments**, v. 75, p. 1282–1291, 2011.

MASSARI, C.; BROCCA, L.; BARBETTA, S.; PAPATHANASIOU, C.; MIMIKOU, M.; MOR, T. Using globally available soil moisture indicators for flood modelling in Mediterranean catchments. **Hyrol. Earth Sys. Sci. Discuss**, v.10, p. 10997–11033, 2013.

MEDEIROS, P. H. A. **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas**. 2009. 82 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil (Recursos Hídricos) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE, 2009.

MEDEIROS, P.H.A.; ARAÚJO, J.C.; ANDRELLO, A.C. Uncertainties of the ^{137}Cs technique for validation of soil redistribution modelling in a semiarid meso-scale watershed. **Engenharia Agrícola**, v. 34, p. 222-235, 2014a.

MEDEIROS, P.H.A.; DE ARAÚJO, J.C. Temporal variability of rainfall in a semiarid environment in Brazil and its effect on sediment transport processes. **Journal of Soils and Sediments**, v.14, p.1216-1223, 2014.

MEDEIROS, P.H.A.; DE ARAÚJO, J.C.; MAMEDE, G.L.; CREUTZFELDT, B.; GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v.14, p.1938–1948, 2014b.

MEDEIROS, P.H.A.; GÜNTNER, A.; FRANCKE, T.; MAMEDE, G.L.; DE ARAÚJO, J.C. Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. **Hydrological Sciences Journal**, v.55, p.636-648, 2010.

MEERKERK, A. L.; VAN WESEMAEL, B.; BELLIN, N. Application of connectivity theory to model the impact of terrace failure on runoff in semi-arid catchments. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 2792–2803, 2009. doi: 10.1002/hyp.7376.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, v. 18, p. 761–799, 2003.

MOODY, J.A.; MARTIN, D.A. Synthesis of sediment yields after wildland fire in different rainfall regimes in the western United States. **International Journal of Wildland Fire**, v.18, n.1, p.96–115, 2009. Doi:10.1071/WF07162.

MORIN, E., GOODRICH, D.C., MADDOX, R.A., Spatial patterns in thunderstorm rainfall events and their coupling with watershed hydrological response. **Advances in Water Resources**, v.29, n. 6, p.843–860, 2006.

MUPANGWA, W.; WALKER, S.; TWOMLOW, S. Start, end and dry spells of the growing season in semi-arid southern Zimbabwe. **Journal of Arid Environments**, v.75, p. 1097-1104. 2011.

NASRI, M. E MORADI, Y. Zoning drought with extreme dry-spell frequency analysis (case study: Isfahan Province, Iran). **World Academy of Science, Engineering and Technology**, v.74, p. 457-460, 2011.

NEARING, M.A.; FOSTER, G.R.; LANE, L.J.; FINKNER, S.C. A process-based soil erosion model for USDA Water Erosion Prediction Project technology. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, n.32, v.5, p. 1587–1593, 1989.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos atlântico e pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 107-118, 2014.

ODONGO, V. O.; ONYANDO, J. O.; MUTUA, B. M.; VAN OEL, P. R.; BECHT, R. Sensitivity analysis and calibration of the Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) for the upper Malewa Catchment, Kenya. **International Journal of Sediment Research**, v. 28, p. 368-383, 2013.

OKIN, G.S.; PARSONS, A.J.; WAINWRIGHT, J.; HERRICK, J.E.; BESTELMEYER, B.T.; PETERS, D.C.; FREDRICKSON, E.L. Do changes in connectivity explain desertification? **BioScience**, v. 59, n.3, p. 237–244, 2009.

OLIVEIRA, P. T. S.; WENDLAND, E.; NEARING, M. A. Rainfall erosivity in Brazil: A review. **Catena**, v.100, p.139–147, 2012.

OLIVEIRA, P.T.S.; ALVES, S.T.; RODRIGUES, D.B.B.; PANACHUKI, E. Erosion risk mapping applied to environmental zoning. **Water Resources Management**, v.25, p.1021–1036, 2011.

OLLESCH, G.; VACCA, A. Influence of time on measurement results of erosion plot studies. **Soil and Tillage Research**, v. 67, p. 23–39, 2002.

OZCAN, A. U.; ERPUL, G.; BASARAN, M.; ERDOGAN, H. E. Use of USLE/GIS technology integrated with geostatistics to assess soil erosion risk in different land uses of Indagi Mountain Pass–Çankiri, Turkey. **Environmental Geology**, v.53, p.1731–1741, 2008.

PAIGE, G.B.; STONE, J.J.; GUERTIN, D.P.; LANE, L.J. A strip model approach to parameterize a coupled Green–Ampt kinematic wave model. **Journal of American Water Resources Association**, v.38, p.1363–1378. 2002.

PALÁCIO, H. A. Q. **Avaliação emergética de microbacias hidrográficas do semiárido submetidas a diferentes manejos**. 150 f. 2011. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola – Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2011.

PANDEY, A.; CHOWDARY, V.M.; MAL, B.C. Identification of critical erosion prone areas in the small agricultural watershed using USLE, GIS and remote sensing. **Water Resources Management**, v. 21, p.729–746, 2007.

PARANHOS R. M.; PAIVA J. B. D. Avaliação de Metodologia de Estimativa de Produção de Sedimentos em uma Pequena Bacia Rural de Encosta. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n.1. p. 07-18, 2008.

PARSON, A.J.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R.; POWELL, D.M. Is sediment delivery a fallacy? **Earth Surface Processes and Landforms**, v.31, p.1325–1328, 2008.

PENG, T.; WANG S. Effects of land use, land cover and rainfall regimes on the surface runoff and soil loss on karst slopes in southwest China. **Catena**, v.90, p.53–62, 2012.

POESEN, J.; NACHTERGAELE, J.; VERSTRAETEN, G.; VALENTIN, C. Gully erosion and environmental change: importance and research needs, **Catena**, v. 50, p. 91–133, 2003.

PONCE, V.; HAWKINS, R. Runoff curve number: Has it reached maturity? **Journal of hydrologic engineering**, v.1, p.11–19, 1996.

PRASANNAKUMAR, V.; VIJITH, H.; ABINOD, S.; GEETHA, N. Estimation of soil erosion risk within a small mountainous sub-watershed in Kerala, India, using Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) and geo-information technology. **Geoscience Frontiers**, v.3, n.2, p.209-215, 2012.

PRINGLE, C. The need for a more predictive understanding of hydrologic connectivity. **Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems**, v.13, n.6, p.467–471, 2003.

RAHMAN, MD. R.; SHI, Z.H.; CHONGFA, C. Soil erosion hazard evaluation-An integrated use of remote sensing, GIS and statistical approaches with biophysical parameters towards management strategies. **Ecological Modelling**, v.220, p.1724–1734, 2009.

REANEY, S.M. The use of agent based modelling techniques in hydrology: determining the spatial and temporal origin of channel flow in semi-arid catchments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.33, p. 317–327, 2008.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; PORTER, J.P. RUSLE, revised universal soil loss equation. **J. Soil Water Conserv.**, v.46, n.1, p.30–33, 1991.

RIBEIRO, L. S.; ALVES, M.G. Análise de Suscetibilidade à Erosão Laminar no Município de Campos dos Goytacazes/RJ através de Técnicas de Geoprocessamento. **Estudos Geográficos (UNESP)**, v.6, p.89-100, 2008.

RITCHIE, J. C.; NEARING, M. A.; RHOTON, F. E. Sediment budgets and source determinations using fallout Cesium-137 in a semiarid rangeland watershed, Arizona, USA. **Journal of Environmental Radioactivity**, v.100, n.8, p.637–643, 2009.

RODRIGUES, J. O. **O uso da terra e resposta hidrossedimentológica em pequenas bacias hidrográficas semiáridas**. 128 f. 2009. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola – Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2009.

RODRIGUES, J. O.; ANDRADE, E. M.; PALÁCIO, H. A. Q.; MENDONCA, L. A. R.; SANTOS, J. C. N. Sediment loss in semiarid small watershed due to the land use. **Revista Ciência Agronômica**, v. 44, p. 488-489, 2013.

SADEGHI, S. H.; MIZUYAMA, T.; VANGAH, B. G. Conformity of MUSLE estimates and erosion plot data for stormwise sediment yield estimation. **Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences**, v.18, p.117-128, 2007.

SADEGHI, S.H.R.; BASHARI SEGHALEH, M.; RANGAVAR, A.S. Plot sizes dependency of runoff and sediment yield estimates from a small watershed. **Catena**, v.102, p.55–61, 2013.

- SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M.; SRINIVASAN, V. Análise das perdas de água e solo em diferentes coberturas superficiais no semi-árido da Paraíba. **Revista OKARA: Geografia em Debate**, v. 1, n. 1, p. 16-32, 2007.
- SANTOS, C.A.; MANZI, A.O. Eventos extremos de precipitação no estado do Ceará e suas relações com a temperatura dos oceanos tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, p.157 - 165, 2011.
- SANTOS, J. C. N. **Mensuração da erosão do solo no semiárido em diferentes usos de terras e escalas espaciais**. 102 f. 2012. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola – Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2012.
- SANTOS, J. C. N.; PALÁCIO, H. A. Q.; ANDRADE, E. M.; MEIRELES, A. C. M.; ARAÚJO NETO, J. R. Runoff and soil and nutrient losses in semiarid uncultivated fields. **Revista Ciência Agronômica**, v.42, p.813-820, 2011.
- SANTOS, J.C.N.; ANDRADE, E.M.; MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO NETO, J. R.; PALÁCIO, H. A. Q.; RODRIGUES, R.N. Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.11, p.1157–1164, 2014.
- SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A.A.A. Erosividade e padrões hidrológicos de precipitação no Agreste Central pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.8, p.871–880, 2012.
- SCHULER, J.; SATTLER, C. The estimation of agricultural policy effects on soil erosion - An application for the bio-economic model MODAM. **Land Use Policy**, v. 27, p. 61–69, 2010.
- SCHULTZ, G. B.; SIEFERT, C. A. C.; SANTOS I. D. Avaliação do ARCMUSLE para estimativa da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do alto rio negro, região sul brasileira. **Boletim de Geografia**, v. 31, n. 2, p. 131-141, 2013.
- SEN, S.; SRIVASTAVA, P.; JACOB, D.H. Spatial–temporal variability and hydrologic connectivity of runoff generation areas in a North Alabama pasture—implications for phosphorus transport. **Hydrological Processes**, v.24, p. 342–356, 2010.
- SILVA, C. R.; CHAVES, H. M. L.; CAMELO, A. P. Calibração e validação da equação universal de perda de solos modificada (MUSLE) utilizando dados hidrossedimentológicos locais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.35, p.1431-1439, 2011.
- SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, T. E. M. Caracterização física e hidráulica de solos em bacias experimentais do semiárido brasileiro, sob manejo conservacionista. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, p. 27-36, 2012.
- SILVA, R.M; SANTOS, C.A.G.; SILVA, A.M. Predicting soil erosion and sediment yield in the Tapacurá Catchment, Brazil. **Journal of Urban and Environmental Engineering**, v.8, n.1 p.75-82, 2014.

SMITH, M.W.; CROKE, L.J.; COX, N.J. Toward a dynamic representation of hydrological connectivity at the hillslope scale in semiarid areas. **Water Resources Research**, v.46, p. W12540, 2010. DOI: 10.1029/2009WR008496.

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

SUDEC. **Levantamento de reconhecimento semidetalhado dos solos da Região dos Inhamuns – Salgado**. Parte I - Iguatu, Fortaleza, 1980, 192 p.

TAYFUR, G.; ZUCCO, G.; BROCCA, L.; MORAMARCO, T. Coupling soil moisture and precipitation observations for predicting hourly runoff at small catchment scale. **Journal of Hydrology**, v.510, p.363–371, 2014.

TELLES, T.S.; GUIMARÃES, M.F.; DECHEN, S.C.F. The Costs of Soil Erosion. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 287-298, 2011.

TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R. E.A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. **Ecohydrological**, v. 1, p. 23–34, 2008. doi: 10.1002/eco.4

TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R.E. Changes in hydrology and erosion over a transition from grassland to shrubland. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 393–414, 2010.

VERHEIJEN, F.G.A.; JONES, R.J.A.; RICKSON, R.J.; SMITH, C.J. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. **Earth-Science Reviews**, v. 94, p. 23-38, 2009.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: Mcgraw Hill, 1975. 250p.

VITORINO, M.I.; SILVA, M.E. S.; ALVES, J. M. B. Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor Norte do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.12, n.1, p.21-32, 1997.

WAINWRIGHT, J.; PARSONS, A.J. The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients. **Water Resources Research**, v.38, n.12, p.1271–1282, 2002.

WAINWRIGHT, J.; PARSONS, A.J.; MÜLLER, E.N.; BRAZIER, R.E.; POWELL, D.M.; FENTI, B. A Transport Distance Approach to Scaling Erosion Rates: 2. Sensitivity and Evaluation of MAHLERAN. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 813–826, 2008.

WAINWRIGHT, J.; PARSONS, A.J.; SCHLESINGER, W.H.; ABRAHAMS, A.D. Hydrology-vegetation interactions in areas of discontinuous flow on a semi-arid Bajada, Southern New Mexico. **Journal of Arid Environments**, v.51, n.3, p. 319–338, 2002.

WEI, W.; CHEN, L.; FU, B.; HUANG, B.; WU, D.; GUI, L. The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China. **Journal of Hydrology**, v.335, p.247–258, 2007.

- WEI, W.; JIA, F.; YANG, L.; CHEN, L.; ZHANG, H. Effects of surficial condition and rainfall intensity on runoff in a loess hilly area, China. **Journal of Hydrology**, v.513, p.115-126, 2014.
- WESTER, T.; WASKLEWICZ, T.; STALEY, D. Functional and structural connectivity within a recently burned drainage basin. **Geomorphology**, v.206, p.362–373, 2014.
- WILLIAMS, J. R. Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. **In: Present and prospective technology for predicting sediment yield and sources**. Oxford: USDA. ARS-S-40, 1975. p. 244-252.
- WILLIAMS, J.R.; ARNOLD, J.G. A system of erosion – sediment yield models. **Soil Technology**, v.11, p.43-55, 1997.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D., 1978. **Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning**. United States Department of Agriculture, Washington. 58 p.
- YAIR, A.; RAZ-YASSIF, N. Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. **Geomorphology**, v.61, p. 155–169, 2004.
- YAN, L. J.; YU, X. X.; LEI, T. W.; ZHANG, Q. W.; QU, L. Q. Effects of transport capacity and erodibility on rill erosion processes: A model study using the Finite Element method. **Geoderma**, v. 146, p. 114–120, 2008.
- ZHANG, H.; YANG, Q.; LI, R.; LIU, Q.; MOORE, D.; HE, P.; RITSEMA, C. J.; GEISSEN, V. Extension of a GIS procedure for calculating the RUSLE equation LS factor. **Computers & Geosciences**, v.52, p. 177–188, 2013.
- ZHANG, Y.; DEGROOTE, J.; WOLTER, C.; SUGUMARAN, R. Integration of Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) into GIS framework to assess soil erosion risk. **Land Degradation & Development, Chichester**, v. 20, n. 1, p. 84-91, 2009.
- ZHANG, Z.B.; ZHOU, H.; ZHAO, Q.G.; LIN, H.; PENG, X. Characteristics of cracks in two paddy soils and their impacts on preferential flow. **Geoderma**, v.228–229, p.114–121, 2014.
- ZHOU, W.; WU, B. Assessment of soil erosion and sediment delivery ratio using remote sensing and GIS: a case study of upstream Chaobaihe River catchment, north China. **International Journal of Sediment Research**, v.23, p.167-173, 2008.