



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

FRANCISCO JAIRO SOARES PEREIRA

**MEDIDA DE PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS NO NORDESTE
BRASILEIRO: APLICAÇÃO AO RIO JAGUARIBE (CE) E AO NÚCLEO DE
DESERTIFICAÇÃO DE GILBUÉS (PI)**

FORTALEZA

2022

FRANCISCO JAIRO SOARES PEREIRA

MEDIDA DE PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS NO NORDESTE
BRASILEIRO: APLICAÇÃO AO RIO JAGUARIBE (CE) E AO NÚCLEO DE
DESERTIFICAÇÃO DE GILBUÉS (PI)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo
Coorientador: Prof. Dr. José Wellington Batista
Lopes

FORTALEZA

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- P491m Pereira, Francisco Jairo Soares.
Medida de processos hidrossedimentológicos no Nordeste brasileiro : aplicação ao Rio Jaguaribe (CE) e ao Núcleo de Desertificação de Gilbués (PI) / Francisco Jairo Soares Pereira. – 2022.
117 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2022.
Orientação: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.
Coorientação: Prof. Dr. José Wellington Batista Lopes.
1. Concentração de sedimentos suspensos. 2. Sensoriamento remoto. 3. Assoreamento de barragens. 4. Erosão. 5. Desertificação. I. Título.

CDD 630

FRANCISCO JAIRO SOARES PEREIRA

MEDIDA DE PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS NO NORDESTE
BRASILEIRO: APLICAÇÃO AO RIO JAGUARIBE (CE) E AO NÚCLEO DE
DESERTIFICAÇÃO DE GILBUÉS (PI)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Aprovada em: 04/03/2022

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José Wellington Batista Lopes (Coorientador)
Universidade Federal do Piauí (UFPI)

Prof. Dr. João Batista Lopes
Universidade Federal do Piauí (UFPI)

Prof. Dr. Francisco Rodolfo Junior
Universidade Federal do Piauí (UFPI)

Prof.^a Dr.^a. Isabel Cristina da Silva Araújo
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Aos meus pais, Socorro Soares e Raimundo
Pereira, pelo constante apoio.

Dedico-lhes.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Socorro Soares e Raimundo Pereira, e à toda a minha família, por sempre me apoiar e incentivar a seguir nessa vida de estudos, mesmo nos momentos difíceis.

À Universidade Federal de Ceará (UFC) e ao Departamento de Engenharia Agrícola, pela estrutura e pelo suporte concedidos e pela oportunidade de cursar o doutorado. A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da UFC, que contribuíram para a minha formação, especialmente Carlos Alexandre Gomes Costa, Fernando Bezerra Lopes, George Leite Mamede, Pedro Henrique Augusto Medeiros e Eunice Maia de Andrade.

Ao meu orientador, professor José Carlos de Araújo, pelos ensinamentos, pela atenção, pela paciência, pelas indispensáveis contribuições neste trabalho tão importantes e pelos momentos compartilhados durante essa caminhada, que o tornou também um amigo. Ao professor José Wellington Batista Lopes, pela coorientação deste trabalho e pelo essencial apoio às campanhas de campo em Gilbués. Aos componentes do Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (HIDROSED), que me apoiaram nos momentos de dúvidas, em especial Suzi, Gláuber, Ítalo, Thales, Pedro, Juliana, Christine, Adão, Gabriela e Brenno. Ao projeto PRECE, especialmente à EPC-Apuiarés, onde comecei minha caminhada rumo à universidade. Aos caros Álisson, Matheus, Leandro e Viana, que contribuíram ativamente para o desenvolvimento desse trabalho. A Stephen, pelas preciosas aulas de inglês, e aos membros da banca, pela disponibilidade em ajudar e contribuir com este trabalho.

À Karine Mendes, por todos os momentos de descontração, companheirismo, compreensão e incentivo, que não me deixaram desistir do meu objetivo.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE), *Campus* de Fortaleza, na pessoa da professora Teresa Raquel Lima Farias, que cederam o espaço para a realização de análises laboratoriais, assim como Lívia, Luan e Letícia, que me ajudaram nessa atividade. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo financiamento do projeto ENTROPIA, à Universidade Federal do Piauí (UFPI), ao Núcleo de Pesquisa de Recuperação de Áreas Degradadas e Combate à Desertificação (NUPERADE) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Piauí (FAPEPI).

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001;

A todos que contribuíram, de alguma forma, para a realização deste trabalho: muito obrigado!

RESUMO

Os processos sedimentológicos são relevantes para o Nordeste do Brasil (NEB), cujas principais fontes hídricas são dezenas de milhares de açudes, vulneráveis ao assoreamento. Apesar de sua importância para a gestão ambiental e hídrica na região, esses processos são raramente monitorados. Além disso, é necessário atualizar os métodos de medição, visando melhorar a qualidade dos dados e ampliar espacialmente a área monitorada. Objetivou-se nessa pesquisa: (i) propor e executar técnica de avaliação da concentração de sedimentos suspensos (CSS) em um rio intermitente do semiárido por meio de sensoriamento remoto; (ii) propor e executar técnica de avaliação da retenção de sedimentos em um pequeno reservatório com base em dados obtidos na escala temporal horária; e (iii) avaliar parâmetros hidrossedimentológicos do Núcleo de Desertificação de Gilbués, Piauí, buscando correlação com os processos físicos nas encostas e nas barragens de retenção. Para a consecução do primeiro objetivo, estudou-se o Alto Rio Jaguaribe, Ceará. Foram avaliadas quinze equações de CSS elaboradas com base nas bandas espectrais de imagens do satélite RapidEye, além de nove equações para outros sensores óticos. A CSS medida variou de 67 a 230 mg.L⁻¹. Concluiu-se que as imagens da constelação de satélites RapidEye identificam a moderada CSS, mesmo para baixas vazões, da ordem de 2 m³.s⁻¹. Para o objetivo (ii), selecionou-se uma área experimental (15 ha) em Gilbués, na qual há dezenas de barragens de retenção de sedimentos. Em uma barragem experimental mediram-se, de modo automático e contínuo, chuva, vazão e concentração de sedimentos, sendo o assoreamento medido por meio de VANT. A eficiência de retenção da barragem (TE, medida de 2018 a 2019), foi de 86%. Três modelos não conseguiram simular adequadamente os resultados experimentais: Churchill (TE = 99%), Maryland (94%) e Brune (75%); mas os modelos de Camp (89%) e RETSED (81%) lograram êxito. O modelo de Camp apresentou baixa sensibilidade à hidrodinâmica, enquanto o modelo RETSED representou adequadamente não somente o valor médio, mas a dinâmica hidrossedimentológica na escala horária. As técnicas automáticas foram exitosas na captação de dados precisos, sem as quais as medidas não teriam sido possíveis. Em relação ao objetivo (iii), conclui-se que, em Gilbués, alguns parâmetros são semelhantes aos de outras áreas no NEB, como taxa última de infiltração (20 mm.h⁻¹) e massa específica (1,29 g.cm⁻³ do solo e 1,21 g.cm⁻³ do sedimento). Entretanto, há notória predominância de finos (silte e argila), tanto no solo (95%) como no sedimento (97%). Além disso, o delta das barragens é composto por partículas finas que, agregadas, apresentam-se na fração pedregulho; enquanto que no depósito de fundo, a apenas poucos metros de

distância, o padrão da deposição é notoriamente diferente do padrão do delta, embora não haja diferença estatística da granulometria nos dois casos.

Palavras-chave: concentração de sedimentos suspensos; sensoriamento remoto; assoreamento de barragens; erosão; desertificação.

ABSTRACT

The sedimentological processes are relevant for the Northeast of Brazil (NEB), whose main water sources are tens of thousands of dams, vulnerable to silting. Despite their relevance to environmental and water management in the region, these processes are rarely monitored. In addition, it is necessary to update measurement methods in order to improve data quality and spatially expand the monitored area. The objectives of this research was: (i) to propose and execute a technique for evaluating the suspended sediments concentration (SSC) in an intermittent semiarid river through remote sensing; (ii) propose and implement a technique for evaluating trap efficiency in a small reservoir based on data obtained on the hourly time scale; and (iii) to evaluate hydrosedimentological parameters of the Desertification Nucleus of Gilbués, Piauí, seeking correlation with the physical processes on the slopes and check dams. To achieve the first objective, the Upper Jaguaribe River, Ceará, was studied. Fifteen SSC indices based on the spectral bands of RapidEye satellite images were evaluated, as well as nine indices for other optical sensors. The measured SSC ranged from 67 to 230 mg.L⁻¹. It was concluded that the images of the RapidEye satellite constellation identify moderate SSC, even for low flows, of the order of 2 m³.s⁻¹. For objective (ii), an experimental area (15 ha) was selected in Gilbués, in which there are dozens of check dams. In an experimental check dam, rainfall, flow and sediment concentration were automatically and continuously measured, and silting was measured using a UAV. The trap efficiency (TE, measured from 2018 to 2019) was 86%. Three models failed to adequately simulate the experimental results: Churchill (TE = 99%), Maryland (94%) and Brune (75%); but the Camp (89%) and RETSED (81%) models were successful. The Camp model showed low sensitivity to hydrodynamics, while the RETSED model adequately represented not only the mean value, but also the hydrosedimentological dynamics on the hourly scale. Automatic techniques were successful in capturing accurate data, without which measurements would not have been possible. Regarding objective (iii), it is concluded that, in Gilbués, some parameters are similar to those of other areas in the NEB, such as the stable infiltration rate (20 mm.h⁻¹) and bulk density (1.29 g.cm⁻³ of the soil and 1.21 g.cm⁻³ of the sediment). However, there is a notorious predominance of fines (silt and clay), both in the soil (95%) and in the sediment (97%). In addition, the delta of the check dams is composed of fine particles that, aggregated, are present in the gravel fraction; while in the bottom deposit, just a few meters away, the deposition pattern is noticeably different from the delta pattern, although there is no statistical difference in granulometry in the two cases.

Keywords: suspended sediment concentration; remote sensing; silting of dams; erosion; desertification.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	-	Localização da Bacia do Alto Jaguaribe, Ceará.....	25
Figura 2	-	Localização da área experimental, situada no Núcleo de Desertificação de Gilbués, Piauí.....	26
Figura 3	-	Vista aérea de barragens de retenção de sedimentos no NUPERADE, evidenciando os diferentes tamanhos de barragens presentes na área de Gilbués, Piauí.....	27
Figura 4	-	Distribuição mensal da precipitação em Gilbués (1962 – 2014).....	28
Figura 5	-	Área de <i>badland</i> na paisagem de Gilbués – PI (2017).....	29
Figura 6	-	Voçoroca de grande porte com pessoa em seu interior, em Gilbués-PI (2017).....	29
Figura 7	-	Localização da área experimental de Gilbués com destaque para a barragem experimental (ECD) e sua área de contribuição direta (ACD).....	47
Figura 8	-	Estação meteorológica (A); sensores de turbidez e pressão (B); medidor de vazão Parshall (C).....	47
Figura 9	-	Equipamento utilizado para caracterização topográfica da área de estudo e obtenção de modelos digitais de elevação (MDEs).....	48
Figura 10	-	Coleta de amostras indeformadas do sedimento assoreado em uma pequena barragem no NUPERADE, Gilbués – PI (2019).....	49
Figura 11	-	Vazão da calha Parshall, usada no presente experimento, em função da altura da água seção de medição da calha.....	50
Figura 12	-	Barragem experimental de Gilbués em janeiro de 2019, no período chuvoso (A); amostras com diferentes concentrações de sedimento suspenso (mg/L) utilizadas para elaboração da curva Turbidez <i>versus</i> concentração de sedimentos suspensos – CSS (B).....	51
Figura 13	-	Curva de Turbidez <i>versus</i> concentração de sedimentos suspensos – CSS – usada para estimar a vazão sólida na saída da barragem experimental.....	51
Figura 14	-	Perfil longitudinal de um pequeno reservatório com representação das principais forças atuantes em uma partícula de sedimento, segundo concepção do modelo RETSED: ‘u’ é a velocidade longitudinal, ‘L’ é a força de suspensão; ‘E’ é a força de empuxo, ‘W’ é a força peso, ‘F _C ’ é a força de coesão e ‘ ϕ ’ é o diâmetro da partícula.....	54

Figura 15 -	Curvas de eficiência de retenção de Churchill (1948).....	55
Figura 16 -	Curvas de eficiência de retenção de Brune (1953).....	55
Figura 17 -	Curvas de eficiência de retenção de Maryland.....	56
Figura 18 -	Distribuição granulométrica de dez amostras de solo coletadas nas encostas da microbacia experimental de Gilbués, 2018 e 2019.....	57
Figura 19 -	Modelos digitais de elevação da barragem experimental de Gilbués em julho de 2018 e julho de 2019, evidenciando o acúmulo de sedimento em seu interior.....	60
Figura 20 -	Evolução temporal (fevereiro a maio de 2019) da precipitação pluviométrica, vazão líquida e vazão sólida na saída da barragem experimental de Gilbués e os valores de água e sedimentos acumulados de saída no mesmo período.....	61
Figura 21 -	Relação entre vazão líquida de saída (Q) e concentração de sedimentos suspensos (CSS) na barragem experimental de Gilbués (2019).....	62
Figura 22 -	Relação entre vazão líquida de saída (Q) e vazão sólida de saída (Q _{ss}) na barragem experimental de Gilbués (2019).....	62
Figura 23 -	Relação entre volume de água de saída e massa de sedimento de saída diária na barragem experimental de Gilbués (2019).....	63
Figura 24 -	Relação entre a eficiência de retenção e a razão capacidade de armazenamento da barragem pela respectiva área de contribuição (C/A).....	65
Figura 25 -	Medição da taxa de infiltração da água no solo pelo método dos cilíndricos concêntricos em Gilbués-PI (2019).....	71
Figura 26 -	Microbacia de estudo com as barragens selecionadas/identificadas na área do NUPERADE, Gilbués, PI (2018).....	72
Figura 27 -	Microbacia de estudo com destaque para as áreas de contribuição direta das Barragens 06, 09, 10, 17 e 36 (ver Figura 26).....	73
Figura 28 -	Esquema de um reservatório e distribuição de sedimentos no seu interior.....	74
Figura 29 -	Foto aérea de uma barragem de retenção de sedimentos no período seco, quando se coletou o sedimento nela acumulado (A); Sedimento acumulado no fundo da barragem evidenciando seu aspecto e aparência (B). Gilbués, 2018 e 2019.....	75

Figura 30 -	Taxa de infiltração no solo de Gilbués: resultados dos quatro experimentos e valores calculados pela equação de Horton (Equação 14). Parâmetros: k (médio) = 13,4 h ⁻¹ ; f_c = 20,0 mm.h ⁻¹ ; f_0 = 3.360 mm.h ⁻¹	76
Figura 31 -	Efeito da vegetação no processo erosivo de Gilbués. Observe a diferença na cor da água entre as duas barragens vizinhas: a da esquerda (A), menos vegetada, tem notável concentração de sedimentos em comparação com a barragem da direita (B), cuja área de captação é mais vegetada.....	77
Figura 32 -	Fissuras naturais, presentes no solo de Gilbués observadas no período seco de 2019.....	79
Figura 33 -	Curvas granulométricas do sedimento depositados nas Barragens 06, 09, 10, 17 e 36 e do solo de suas respectivas encostas. As barragens situam-se no NUPERADE, Gilbués (2018 e 2019).....	83
Figura 34 -	Triângulo textural para as amostras de sedimento de delta e fundo das barragens 6, 9, 10, 17 e 36 e para as amostras de solo de suas respectivas encostas.....	84
Figura 35 -	Aspecto granular do sedimento de delta (A) e em placas do sedimento de fundo (B) das barragens de contenção de sedimentos do NUPERADE, Gilbués – PI (2019).....	86
Figura 36 -	Granulometria dos sedimentos das barragens do NUPERADE, em Gilbués (2018 – 2019).....	87
Figura 37 -	Diâmetro das partículas de sedimento e dos agregados presentes no delta das barragens do NUPERADE, Gilbués (2018 – 2019).....	87
Figura 38 -	Transporte do solo pela água durante o processo erosivo e desprendimento das partículas menos coesas ao longo do caminho.....	88
Figura 39 -	Variação da fração granulométrica com os comprimentos de rampa das microbacias do NUPERADE, Gilbués.....	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	-	Equações que relacionam a concentração de sedimentos suspensos (CSS, mg.L ⁻¹) com a refletância (ρ , %). Na parte (a) da tabela, as equações (1 - 9) são oriundas da literatura, enquanto as equações da parte (b) (SSB, DSB, TSB) foram desenvolvidas neste trabalho. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) refere-se aos dados de CSS do rio Jaguaribe.....	34
Tabela 2	-	Faixas das bandas espectrais e resolução espacial dos sensores usados no desenvolvimento das nove equações de CSS da literatura que foram testadas neste estudo.....	37
Tabela 3	-	Medidas na barragem experimental (ECD) de Gilbués (2018 – 2019).....	58
Tabela 4	-	Simulação de eficiência de retenção (TE) na barragem experimental por diferentes modelos e o desvio relativo (δ), correspondente do valor medido.....	66
Tabela 5	-	Massa específica aparente seca (ρ_a) das amostras coletadas nas encostas da microbacia de estudo em Gilbués (2018 e 2019). Coordenadas UTM.....	78
Tabela 6	-	Teste t para ρ_a do sedimento assoreado das barragens e do solo das encostas em Gilbués.....	80
Tabela 7	-	Granulométrica e massa específica aparente seca (ρ_a) de amostras compostas de sedimento (delta e fundo) e área de contribuição direta das barragens do NUPERADE.....	81
Tabela 8	-	Granulometria do sedimento assoreado no delta e no fundo de cinco barragens (B06, B09, B10, B17 e B36) e do solo de suas encostas.....	82
Tabela 9	-	Teste U de Mann-Whitney, ao nível de 5%, para granulometrias do sedimento assoreado no delta e no fundo das barragens de Gilbués.....	85

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	17
2.1	Processos hidrossedimentológicos no Nordeste do Brasil.....	17
2.2	Erosão hídrica e transporte de sedimentos.....	19
2.3	Assoreamento de reservatórios.....	20
2.4	Barragens de retenção de sedimento.....	22
2.5	Sensoriamento remoto em estudos hidrossedimentológicos.....	23
3	ÁREAS DE ESTUDO.....	25
3.1	Alto Rio Jaguaribe.....	25
3.2	Núcleo de Desertificação de Gilbués.....	26
4	MEDIDA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS SUSPENSOS EM UM RIO INTERMITENTE USANDO SENSORIAMENTO REMOTO.....	30
4.1	Introdução.....	30
4.2	Material e métodos.....	32
4.3	Resultados e discussão.....	37
4.4	Conclusões.....	43
5	MEDIDA DA EFICIÊNCIA DE RETENÇÃO DE SEDIMENTOS EM UM PEQUENO RESERVATÓRIO.....	44
5.1	Introdução.....	44
5.2	Material e métodos.....	46
5.3	Resultados e discussão.....	57
5.4	Conclusões.....	68
6	MEDIDA DE PARÂMETROS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS NO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO DE GILBUÉS.....	69
6.1	Introdução.....	69
6.2	Material e métodos.....	70
6.3	Resultados e discussão.....	75
6.4	Conclusões.....	90
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	91
	REFERÊNCIAS.....	93
	APÊNDICE A – DADOS DE PEREIRA (2017).....	115

1 INTRODUÇÃO

A erosão do solo e seus impactos constituem-se, cada vez mais, em um problema ambiental em todo o mundo, causando a degradação de solos e corpos hídricos (SLIMANE *et al.*, 2016; LI *et al.*, 2017; HAIYAN; LIYING, 2017) e contribuindo para mudanças substanciais nas bacias hidrográficas. A intensificação desse processo agrava a seca socioeconômica e a degradação já existentes em muitas regiões áridas e semiáridas (WEI *et al.*, 2015). Nessas áreas identificam-se maior erodibilidade e transportabilidade do solo (ARAÚJO, 2007).

As implicações ambientais da erosão, como a perda do solo fértil e a redução da capacidade de reservatórios devido ao assoreamento, estão entre os problemas mais críticos de gestão de recursos hídricos de bacias hidrográficas. Todos os açudes, independentemente de seu tamanho ou de sua função, capturam o fluxo de rios e, juntamente com a água, retêm o sedimento. Essa deposição causa problemas, como poluição da água e redução da disponibilidade hídrica, entre outros. Para os pequenos reservatórios, a sedimentação pode se tornar um problema ainda mais grave, pois a taxa relativa de assoreamento é geralmente superior à das grandes barragens (VERSTRAETEN; POESEN, 2000; VERSTRAETEN; POESEN, 2002).

O regime hidrossedimentológico de bacias tropicais sazonalmente secas é, geralmente, muito dinâmico e mais difícil de estudar em virtude da insuficiência de dados, da forte sazonalidade e dos eventos de alta intensidade (KRISHNASWAMY; HALPIN; RICHTER, 2001). Esse problema também é evidente no Nordeste do Brasil (NEB), onde predominam os rios intermitentes e cujas principais fontes de água são os reservatórios criados pelas barragens. De fato, no Nordeste, há dezenas de milhares de pequenos açudes, construídos para abastecimento de comunidades rurais (MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2012; MAMEDE *et al.*, 2012; 2018). O assoreamento reduz, nos açudes, sua disponibilidade hídrica, além de ocasionar problemas econômicos e ambientais (ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006; MEDEIROS *et al.*, 2010; KROL *et al.*, 2011).

Para reduzir esses efeitos negativos, são necessárias ações de conservação do solo e da água, bem como é preciso decidir quais áreas requerem intervenção urgente e para onde direcionar os recursos disponíveis. Melhores indicativos do problema sedimentológico são fundamentais para que haja práticas de gerenciamento otimizadas, minimizando o impacto dos processos naturais, agravados pelo antropismo. Isso exige uma análise confiável dos fluxos de água e sedimentos em regiões afetadas por altas taxas de erosão como um pré-requisito para a gestão sustentável. Além disso, a compreensão dos processos hidrossedimentológicos e de seus

fatores de controle é essencial para a solução de problemas associados aos processos erosivos, de transporte e de deposição de sedimentos. No entanto, estudos que foquem na medida de processos erosivos, de transporte e de assoreamento no Nordeste Brasileiro são escassos, mesmo em grandes rios (Jaguaribe, CE) e em grandes áreas em desertificação (Gilbués, PI). Portanto, as seguintes questões científicas foram tratadas nesta tese.

- i. Dados os desafios para aquisição de imagens de satélite de rios semiáridos intermitentes (nebulosidade frequente, baixas e irregulares vazões dos rios, concentrações medianas de sedimento suspenso, entre outros), é possível estimar com confiança a concentração de sedimentos suspensos em rios intermitentes por meio de sensoriamento remoto?
- ii. Para se estimar a eficiência de retenção de sedimentos em pequenas barragens semiáridas, é preciso medir muitos parâmetros e variáveis, a maioria dos quais de modo contínuo. Qual um método adequado para avaliação *in situ* da eficiência de retenção de sedimentos em pequenas barragens, considerando-se os desafios inerentes dessa configuração (rios efêmeros, pequenas áreas de captação e cheias repentinas – *flash floods* – entre outros)?
- iii. Quais as principais propriedades hidrossedimentológicas (referentes aos processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos por meio hídrico) no Núcleo de Desertificação de Gilbués e em que diferem daquelas dos demais sítios do Nordeste Brasileiro?

A partir destas indagações, levantaram-se as seguintes hipóteses:

- i. À vista dos desafios para aquisição de imagens de satélite de rios semiáridos intermitentes, admite-se a hipótese de que é possível estimar a concentração de sedimentos suspensos em rios intermitentes, com maior precisão, por meio de imagens satelitais de alta resolução espacial e temporal, tais quais as do satélite Rapideye.
- ii. A eficiência de retenção de sedimentos pode ser adequadamente medida usando-se a combinação de medidas automáticas contínuas (e.g., de precipitação, vazão e turbidez); medidas precisas de relevo com auxílio de VANT; e medidas de parâmetros fundamentais por métodos clássicos.
- iii. As propriedades hidrossedimentológicas (erosão, transporte e deposição de sedimentos por meio hídrico) em Gilbués não diferem daquelas dos demais sítios de regiões secas.

O objetivo geral da presente tese, portanto, consiste em propor e executar métodos de medição de processos hidrossedimentológicos no Nordeste do Brasil, em que há escassez de dados. Os objetivos específicos são:

- i. Propor e executar técnica de avaliação da **concentração de sedimentos suspensos** em um rio intermitente do semiárido por meio de sensoriamento remoto;
- ii. Propor e executar técnica de avaliação da **retenção de sedimentos** em um pequeno reservatório com base em dados obtidos na escala temporal horária; e
- iii. Avaliar **parâmetros hidrossedimentológicos** no Núcleo de Desertificação de Gilbués, buscando correlação com os processos físicos nas encostas e nas barragens de retenção.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Processos hidrossedimentológicos no Nordeste do Brasil

Os processos hidrossedimentológicos (erosão, transporte e deposição de sedimentos sob efeito da água) constituem questões importantes a serem consideradas no manejo de bacias hidrográficas (GHERNAOUT; REMINI, 2014; BASTIA; EQUENUDDIN, 2016; MATHLOUTHI; LEBDI, 2018; ADEOGUN *et al.*, 2020).

Na literatura, encontram-se trabalhos relacionados ao levantamento e ao monitoramento hidrossedimentológico. Por exemplo, Guyassa *et al.* (2017) estudaram os efeitos das barragens de retenção de sedimentos no escoamento em região de voçorocas na Etiópia; Peng e Wang (2012) investigaram os efeitos do uso do solo, da cobertura do solo e do regime de chuva tanto no escoamento superficial quanto na perda de solo em encostas, no sudoeste da China; Aguiar *et al.* (2006) avaliaram as perdas de solo, água e nutrientes em sistemas agroflorestais no Nordeste do Brasil; Martins *et al.* (2003) avaliaram as perdas de solo e água por erosão hídrica em sistema florestal no Sudeste do Brasil. Outros trabalhos recentes e relevantes tratam do tema (CALVO-CASES; BOIX-FAYOS; IMESON, 2003; VAN DEN ELSEN *et al.*, 2003; HSIEH; GRANT; BUGNA, 2009; MANO *et al.*, 2009; WU; CHEN, 2012; D'OLEIRE-OLTMANN *et al.*, 2012; VILLAR *et al.*, 2012; RIES *et al.*, 2017).

As áreas semiáridas são mais sensíveis aos processos erosivos devido à cobertura vegetal escassa, chuvas curtas e intensas após longos períodos de seca e, muitas vezes, topografia íngreme intimamente ligada a solos erodíveis (NEARING *et al.*, 2007; SILVA JUNIOR *et al.*, 2011; ZHOU *et al.*, 2016). Assim, a transferência e o armazenamento de água e sedimentos nos compartimentos têm um papel de destaque nestas regiões.

Nesse sentido, no Nordeste do Brasil, Palácio *et al.* (2012) analisaram a influência da ação antrópica sobre as respostas hidrossedimentológicas em uma microbacia experimental de escoamento efêmero no semiárido cearense durante os anos de 2009 e 2010; Medeiros *et al.* (2014) estudaram as principais características que afetam a conectividade de sedimentos em diferentes escalas espaciais com base em pesquisas anteriores realizadas na Bacia do Alto Jaguaribe; Araújo, Güntner e Bronstert (2006) investigaram a perda do volume de reservatórios causada pela deposição de sedimentos e seu impacto na disponibilidade hídrica da região; Figueiredo *et al.* (2016) avaliaram as variáveis que explicam o início do escoamento superficial, processo fundamental para a quantificação da produção de sedimentos em bacias hidrográficas. Os autores, que trabalharam na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), área de Caatinga

preservada, basearam-se em dados de Costa *et al.* (2013) no que concerne à umidade do solo na zona radicular, estudo realizado na mesma área experimental. Outros autores aplicaram a modelagem aos estudos hidrossedimentológicos, tanto no Brasil como em outras regiões do planeta (MUELLER *et al.*, 2008; ARRUDA, 2011; SANTOS, 2011; BRONSTERT *et al.*, 2014; GUZMAN *et al.*, 2017), em função da necessidade do entendimento dos processos hidrológicos e sedimentológicos, bem como das interações destes processos dentro de um sistema natural para a resolução de problemas práticos.

A modelagem hidrossedimentológica tornou-se uma ferramenta fundamental de suporte ao estudo e ao planejamento de bacias hidrográficas. Nas últimas décadas, houve a intensificação da utilização de modelos motivada pela necessidade de resolução de problemas, tais como planejamento hídrico e/ou ambiental por meio de estimativas de erosão, transporte e assoreamento de reservatórios (MISHRA *et al.*, 2007; VENTE *et al.*, 2008; MUELLER *et al.*, 2009; ALATORRE *et al.*, 2010; UZEIKA *et al.*, 2012; VENTE *et al.*, 2013; BONUMÁ *et al.*, 2014; HAIYAN; LIYING, 2017; LI *et al.*, 2017; SILVEIRA; MAMEDE, 2021). Isso revela que o estudo hidrossedimentológico, além de ser importante no apoio para análises sobre o estado de degradação de uma bacia, é fundamental para o planejamento de aproveitamento dos recursos hídricos de uma região. Foi neste contexto que pesquisadores alemães desenvolveram o *Model of Water Availability in Semi-Arid Environments* (WASA) (GÜNTNER; BRONSTERT, 2004; GÜNTNER *et al.*, 2004), ao qual foram posteriormente acopladas rotinas do ciclo de sedimentos, gerando o modelo WASA-SED (MUELLER *et al.*, 2008). Trata-se de um modelo determinístico, semidistribuído, de simulação contínua de processos hidrossedimentológicos, amplamente utilizado em estudos de regiões semiáridas e intensamente aplicado, entre outras, à região Semiárida Brasileira (GAISER *et al.*, 2003; MEDEIROS *et al.*, 2010; KROL *et al.*, 2011; MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2012; COSTA; BRONSTERT; DE ARAUJO, 2012; COSTA *et al.*, 2013; MEDEIROS *et al.*, 2014; ARAÚJO; BATALLA; BRONSTERT, 2014; ARAÚJO; BRONSTERT, 2016) e à região subúmida da Espanha (FRANCKE *et al.*, 2008; MUELLER *et al.*, 2009; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.*, 2009; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.*, 2010; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.*, 2012).

Apesar dos avanços em quantidade e qualidade dos modelos hidrológicos e sedimentológicos, a representação fiel dos processos físicos é tarefa difícil e demanda tempo, visto que, no sistema, a forma de representação de cada processo do ciclo varia de acordo com a escala da bacia, com os objetivos dos estudos envolvidos, com a disponibilidade de dados e com a precisão dos parâmetros medidos e que são fornecidos aos modelos.

2.2 Erosão hídrica e transporte de sedimentos

A interação da sociedade com o meio natural causa diversos impactos que modificam e comprometem a qualidade ambiental. As mudanças no uso e na cobertura do solo resultantes dessa interação provocam alterações expressivas no balanço de água do solo, com efeitos nas camadas superficiais e subsuperficiais, alterando a erosão e o transporte de sedimento, causando diversas transformações nos ecossistemas terrestres e aquáticos (LAL, 2003; AREKHI *et al.*, 2011) e resultando em efeitos ambientais por vezes distantes do local de origem (XIUBIN *et al.*, 2003; ZHANG *et al.*, 2011). Esse problema ambiental é responsável, ainda, pela degradação de grandes áreas de terras e pela condução de muitas outras a uma situação crítica.

A cobertura vegetal e o material orgânico presentes no solo podem reduzir em até 99% as perdas de solo e em até 62% a velocidade de uma enxurrada (SANTOS; GRIEBELER; OLIVEIRA, 2010) por representar um impedimento mecânico ao livre escoamento superficial da água e seu consequente carregamento dos sedimentos. Quando a cobertura vegetal é total ou parcialmente removida, o impacto das gotas da chuva e o resultante desprendimento das partículas de solo são os principais fatores da erosão por ação das chuvas, provocando enchentes e grandes danos ao solo, os quais, por sua vez, ocorrem frequentemente e com maior intensidade (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2014). Assim, inicia-se a erosão, um processo físico de desagregação, transporte e deposição de partículas de solo que se dá pela ação do escoamento superficial e que, mesmo sendo um processo natural, é fortemente intensificado pela ação antrópica.

Mesmo em regiões úmidas, cerca de 70 a 90% de todo o sedimento transportado ocorre no período chuvoso, principalmente nos grandes eventos pluviométricos (CARVALHO, 2008). Os sedimentos podem ser carregados pelo leito (partículas que se movem próximas ao leito do rio, até 10 cm de distância), responsável por aproximadamente 10% do total de transporte sólido de grandes rios (MEADE; YUZYK; DAY, 1990) ou como sedimento suspenso, suportado pelo fluxo e mantido em suspensão pela turbulência do fluido. Lima Neto, Wiegand e Araújo (2011), após conduzirem uma investigação no Alto Rio Jaguaribe, constataram que o transporte de leito foi responsável por aproximadamente 30% da carga total de sedimentos, portanto, 70% da carga foi transportada em suspensão. A carga de sedimento suspenso é composta sobretudo por partículas com diâmetro menor do que 0,062 mm, embora possa também incluir partículas maiores durante picos elevados de vazão (PINHEIRO, 2013).

Desse modo, torna-se indispensável o entendimento da dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas e a sua chegada aos corpos hídricos, tais como rios e açudes, gerando efeitos prejudiciais à qualidade da água, causando prejuízos econômicos e alterando tanto a estrutura quanto o funcionamento dos ecossistemas (DEVI *et al.*, 2008; RODRÍGUEZ-BLANCO *et al.*, 2013; LEE *et al.*, 2014; CHEN *et al.*, 2006).

O transporte de sedimentos em bacias depende de processos que tendem a reter partículas ao longo de sua trajetória. Na segunda metade do século XX, a abordagem principal para resolver o problema foi empírica, por meio de uma razão de aporte de sedimentos (ou *sediment delivery ratio* – SDR, em inglês). Com base nessa abordagem, a bacia é dividida em regiões admitidas homogêneas, nas quais aplica-se alguma formulação de erosão bruta, principalmente a Equação Universal de Perda de Solos – USLE (WISCHMEIER; SMITH, 1978). À soma das massas erodidas localmente multiplica-se o fator SDR, geralmente admitido constante no tempo. Apesar dos méritos dessa abordagem, como sua simplicidade e promissores resultados em análises plurianuais (KHANBILVARDI; ROGOWSKI, 1984), o método foi alvo de críticas (WALLING, 1983). Araújo (2007) avaliou o SDR em bacias hidrográficas e, portanto, sua produção de sedimento, usando uma abordagem física e estatística. O modelo, que gera valores de SDR variáveis no tempo, apresentou bons resultados para eventos de alta erosividade. Ainda segundo o autor, a introdução da probabilidade na formulação é relevante porque a erosão e a dinâmica dos sedimentos apresentam incertezas consideráveis, com a qual os modelos determinísticos não podem lidar. A abordagem apresentada por Araújo (2007), entretanto, demanda dados que geralmente não estão disponíveis para o Nordeste do Brasil.

2.3 Assoreamento de reservatórios

O assoreamento de reservatórios hídricos é uma das principais consequências da intensificação da erosão e um grande problema em todo o mundo, visto que causa a diminuição da capacidade de armazenamento de água superficial e pode impactar o desenvolvimento social de uma região (AYADI *et al.*, 2010; HENTATI *et al.*, 2010; MULU; DWARAKISH, 2015; IRADUKUNDA; BWAMBALE, 2021; PODGER *et al.*, 2021).

Inevitavelmente, a construção de uma barragem e a formação do seu reservatório alteram as condições naturais do curso d'água, promovendo a redução da velocidade do fluxo, o que, por sua vez, provoca um aumento na taxa de deposição de partículas em suspensão que antes eram carregadas, iniciando-se o indesejável assoreamento do reservatório (MINHONI,

2013). O volume acumulado de sedimentos produz a mudança na forma do reservatório, tornando-o mais raso e com espelho d'água maior para os mesmos volumes armazenados, favorecendo o volume evaporado (ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006; MEDEIROS; VIEIRA, 2006; MIRANDA *et al.*, 2021). Outro problema atribuído ao assoreamento de reservatórios é a redução da capacidade de armazenamento de cheias e o consequente aumento das inundações (MAJUMDAR, 2015).

Além do volume assoreado, outro fator de grande importância a ser considerado é a distribuição espacial do sedimento no reservatório. O sedimento de granulometria maior, juntamente com algumas partículas finas, tende a se depositar na entrada do reservatório, formando o delta. Já as partículas menores tendem a ser depositadas ao longo do reservatório conforme a sua velocidade de queda, gerando, dessa forma, os depósitos de fundo. Algumas frações coloidais de sedimento podem não se depositar no reservatório (CARVALHO, 2008).

Alguns estudos estimam, em escala global, que os reservatórios interceptam até 25% dos sedimentos que naturalmente fluiriam para o oceano (WALLING; FANG, 2003) e que aproximadamente 1% da capacidade de armazenamento de água do mundo em reservatórios é perdida a cada ano devido à deposição de sedimentos (WHITE, 2001; IVANOSKI; TRAJKOVIC; GOCIC, 2019).

Nesse sentido, Huffaker, Rider e Hotchkiss (2010) relataram que: o reservatório Cir lurtsk (Rússia) teve 95% de seu volume assoreado em sete anos; o reservatório Gumati (Geórgia) teve 90% de seu volume assoreado em apenas onze anos; e o reservatório Zemo Afchar, localizado na confluência dos rios Kura e Aragi (Rússia), perdeu 44% de sua capacidade de armazenamento inicial nos dois primeiros anos de operação e 32% nos oito anos seguintes. Palmieri, Shah e Dinar (2001) relataram também que a barragem de Tarbela, no Rio Indo, no Paquistão, perdeu 20% de sua capacidade de armazenamento de água após 23 anos de operação. Valent, Vyleta e Danáčová (2019) afirmaram que os solos que sofrem erosão em terras agrícolas desprotegidas são frequentemente depositados em pequenos reservatórios. Os autores reportaram também a perda de 2,3% da capacidade total de um pequeno reservatório na Eslováquia, no período de dez anos.

No Nordeste do Brasil, onde aproximadamente 90% da água utilizada para abastecimento humano é armazenada em reservatórios superficiais (ARAÚJO *et al.*, 2004), o aporte de sedimentos decorrente da erosão dos solos na bacia hidrográfica contribuinte tem impactos significativos na disponibilidade hídrica. A deposição de sedimentos em tais reservatórios provoca a redução de sua capacidade de armazenamento, correspondendo, em média, a 2% por década no estado do Ceará (ARAÚJO *et al.*, 2003; ARAÚJO; GÜNTNER;

BRONSTERT, 2006). A presença dos açudes é fundamental para o desenvolvimento da região, pobre em volume de escoamento de água dos rios, cujos cursos hídricos são efêmeros e intermitentes (FIGUEIREDO *et al.*, 2016): os maiores rios param de escoar de um a dois meses após o término do período chuvoso. Desse modo, os reservatórios constituem sistemas de grande valor econômico, social e cultural, pois são utilizados para múltiplos fins, como o abastecimento doméstico e industrial, a irrigação, a dessedentação animal, a pesca, a aquicultura e o lazer (SALINAS *et al.*, 2019).

A gestão sustentável dos reservatórios requer informações adequadas sobre o volume do reservatório, sua carga e suas taxas de sedimentação, que faltam na maioria dos pequenos reservatórios, o que, por sua vez, torna essa atividade um grande desafio na gestão de barragens (OKE; OGEDENGBE; AJANI, 2019). O assoreamento de um reservatório é um processo inevitável e, independentemente de sua finalidade, terá sua capacidade de armazenamento de água parcial ou totalmente reduzida pelos sedimentos. Assim, com o passar do tempo, os impactos causados pelos sedimentos se tornam mais graves e mais fáceis de serem constatados, embora acompanhados de difícil solução.

2.4 Barragens de retenção de sedimento

O aporte de sedimentos aos cursos de água aumenta à medida que as bacias são progressivamente modificadas por atividades humanas, como desmatamento, expansão da agricultura, construção e urbanização (DUERDOTH *et al.*, 2015), afetando negativamente a rede de drenagem natural e, conseqüentemente, os reservatórios. Faz-se necessário controlar a produção de sedimentos por meio de métodos e tecnologias de prevenção, atenuação e controle do processo erosivo, dentre os quais as barragens de retenção de sedimentos. Elas são geralmente estruturas de terra, construídas transversalmente ao fluxo de um rio ou canal com o propósito de controlar e reduzir a quantidade de sedimento afluente em rios e reservatórios a jusante (PAL *et al.*, 2018). Além disso, controlam os picos de vazão causados por eventos intensos de chuva, armazenando uma porção da água escoada, proporcionando, assim, tempo para a sedimentação das partículas.

Esse tipo de barragem é bastante utilizado para a conservação do solo e da água em áreas caracterizadas pela presença de voçorocas (FRANKL *et al.*, 2011, 2013; LOPES; ARAÚJO; CONRADO, 2019; NYSSSEN *et al.*, 2004; SIMPLÍCIO *et al.*, 2020), é amplamente empregado na China (XIANG-ZHOU *et al.*, 2004), na Itália (BOMBINO *et al.*, 2009), na Espanha (ROMERO-DÍAZ; ALONSO-SARRIÁ; MARTÍNEZ-LLORIS, 2007; NAVARRO-

HEVIA; ARAÚJO; MANSO, 2014) e no Irã (HASSANLI; NAMEGHI; BEECHAM, 2009). Esse tipo de estrutura é especialmente útil em regiões semiáridas (ROMERO-DÍAZ; MARÍN-SANLEANDRO; ORTIZ-SILLA, 2012) devido às características de vegetação e precipitação pluviométrica, que contribuem para o processo erosivo. Nas regiões áridas e semiáridas, as barragens de retenção de sedimento ajudam a restaurar áreas degradadas (FANG *et al.*, 2019; NAVARRO-HEVIA; ARAÚJO; MANSO, 2014). Ademais, podem ser utilizadas ainda como objeto de pesquisas que visam colaborar para o entendimento dos processos erosivos de uma área.

Uma das várias informações que podem ser obtidas por meio do monitoramento dessas estruturas é a eficiência de retenção de sedimentos. A medição da eficiência de retenção de sedimentos (TE), calculada como a razão entre os sedimentos que entram e os sedimentos de saída do reservatório de uma barragem, é fundamental para estudos de assoreamento de reservatórios (PARSAIE *et al.*, 2018). Esse método é considerado eficaz para a avaliação da produção de sedimentos (VERSTRAETEN; POESEN, 2000; VERSTRAETEN; POESEN, 2002; BAADE *et al.*, 2012), principalmente na escala de pequenas bacias (FANG *et al.*, 2019), que sofrem com a falta de dados disponíveis (VANMAERCCKE *et al.*, 2011) e onde a capacidade de pequenos reservatórios é reduzida de forma rápida por assoreamento (TAMENE *et al.*, 2006; HAREGEWEYN *et al.*, 2012).

Ao longo dos anos, várias equações empíricas foram desenvolvidas para a estimativa da eficiência de retenção de sedimentos (MCBURNIE *et al.*, 1990; CHURCHILL, 1948; BRUNE, 1953). Para médios e grandes reservatórios, recomenda-se o uso da curva de Brune (1953), enquanto para os pequenos, adota-se preferencialmente a curva de Churchill (1948) (CARVALHO, 2008). Essas são curvas empíricas e, por isso, apresentam limitações. Além disso, a TE varia dependendo da área, do volume e da forma do reservatório, o que limita o uso desses modelos para regiões com características diferentes daquelas para as quais foram gerados (ALIGHALEHBABAKHANI *et al.*, 2017; VAEZI *et al.*, 2017; REINWARTH *et al.*, 2018).

2.5 Sensoriamento remoto em estudos hidrossedimentológicos

O sensoriamento remoto é cada vez mais utilizado como complemento às redes de monitoramento *in situ* sendo, em muitos casos, a única fonte de informação viável. O uso dessa ferramenta é mais econômico, visto que permite maior cobertura espacial de áreas e pode

proporcionar o monitoramento contínuo de bacias hidrográficas, podendo ser útil para estudos hidrossedimentológicos.

Os vários sensores presentes em satélites são capazes de fazer medições diretas e indiretas de quase todos os componentes dos processos hidrológicos, incluindo precipitação, evaporação, níveis de reservatórios e rios, escoamento superficial, umidade do solo, entre outros (MILEWSKI *et al.*, 2009; RODRIGUES *et al.*, 2021; CHEW *et al.*, 2016; GAO; BIRKETT; LETTENMAIER, 2012). Muitos pesquisadores usam essa ferramenta frequentemente para obter correlações entre a reflectância da água e constituintes físicos e biogeoquímicos, como concentração de clorofila, matéria orgânica e sedimentos em suspensão em diferentes corpos hídricos (CAO *et al.*, 2018; COELHO *et al.*, 2017; KLOIBER *et al.*, 2002; SEPURU; DUBE, 2018).

Vários outros estudos relataram a aplicação de sensoriamento remoto à hidrologia e a sedimentologia. Costa *et al.* (2021) aplicaram o sensoriamento remoto na comparação dos padrões espacial e temporal da evapotranspiração real em duas florestas semiáridas diferentes, Caatinga (Brasil) e Tierra de Pinares (Espanha). Rodrigues *et al.* (2021) utilizaram imagens do satélite Landsat 5 e Landsat 8 ao estudo da variação da evaporação em reservatórios da região semiárido brasileira. Zhang, Gao e Naz (2014) utilizaram informações do equipamento *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) para estimativa do armazenamento em reservatórios, no Sul da Ásia, e identificaram alta correlação com os dados medidos. No Norte da China, Chen *et al.* (2011) utilizaram informações orbitais para mapear o risco de erosão do solo. Outros indicadores do processo erosivo avaliados por sensoriamento remoto são, por exemplo, a produção de sedimento e a concentração de sedimentos suspensos em corpos hídricos (PETERSON *et al.*, 2018; WOMBER *et al.*, 2021; KANGA *et al.*, 2020; VOLPE; SILVESTRI; MARANI, 2011) e a produção de sedimento em bacias hidrográficas (AREKHI; NIAZI; KALTEH, 2012; DUTTA, 2016; JAVED; TANZEEL; ALEEM, 2016; AMPOMAH *et al.*, 2020).

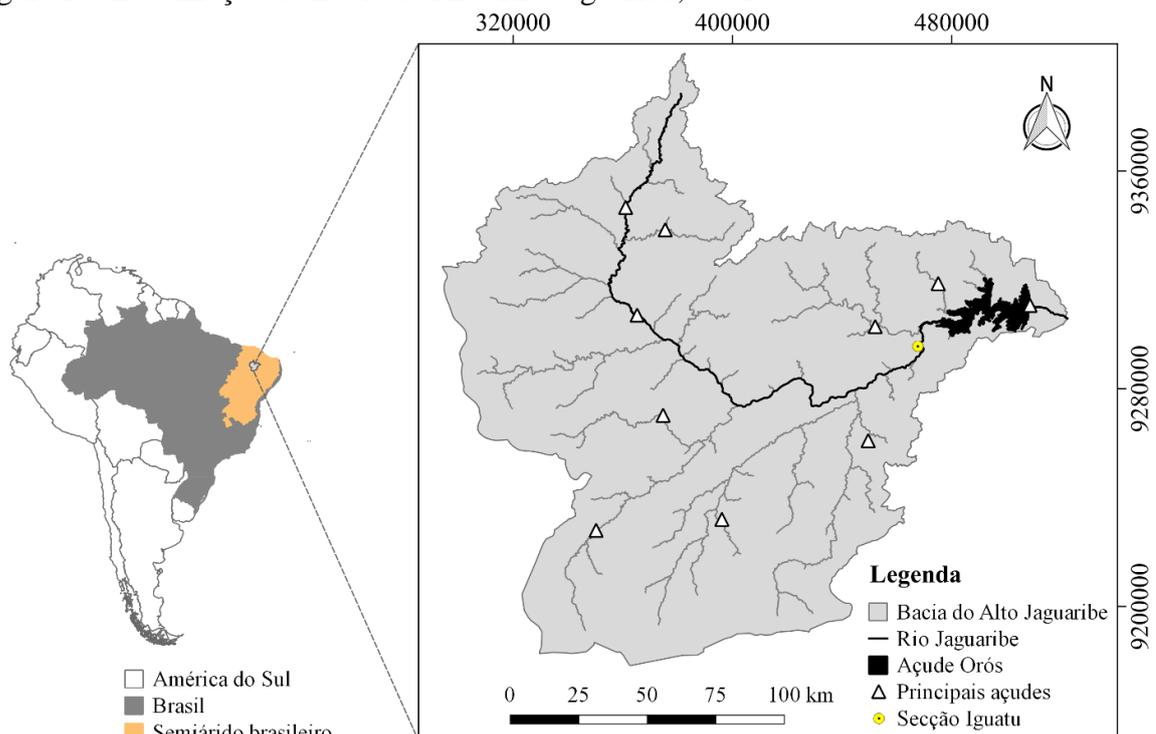
Vale ressaltar que, embora a capacidade do sensoriamento remoto para aplicação em estudos hidrossedimentológicos seja inegável, esta técnica por si só não é suficientemente precisa e deve ser usada em conjunto com métodos tradicionais de amostragem e levantamento de campo.

3 ÁREAS DE ESTUDO

3.1 Alto Rio Jaguaribe

A Bacia do Alto Rio Jaguaribe (Figura 1) localiza-se no sudoeste do Estado do Ceará e limita-se a oeste com o Estado do Piauí e ao sul com o Estado de Pernambuco. A bacia está inserida na Caatinga, um bioma tropical encontrado exclusivamente no Nordeste do Brasil, cujo clima é semiárido quente, com temperatura média anual de 28°C e precipitação tipicamente variando entre 600 e 800 mm.ano⁻¹, concentrada de janeiro a maio, com acentuada irregularidade no tempo e no espaço (SANTOS *et al.*, 2017). A Caatinga, cujo nome significa “floresta branca” no idioma nativo, compõe 12% do território brasileiro (quase um milhão de km²) e é caracterizada pela queda de folhas e por uma grande variedade de vegetação herbácea e arbórea. A evaporação potencial é três vezes a precipitação (2.000-2.400 mm.ano⁻¹), enquanto a evapotranspiração real corresponde a 75% da precipitação anual. O embasamento cristalino compõe 85% da Bacia do Alto Jaguaribe; os solos, principalmente Luvisolos, são rasos, com fertilidade de média a alta (PINHEIRO *et al.*, 2016; COELHO *et al.*, 2018). Devido à sua grande população (mais de 25 milhões de habitantes) e à escassez hídrica, o abastecimento de água no bioma tem sido atendido por milhares de barragens.

Figura 1 – Localização da Bacia do Alto Rio Jaguaribe, Ceará



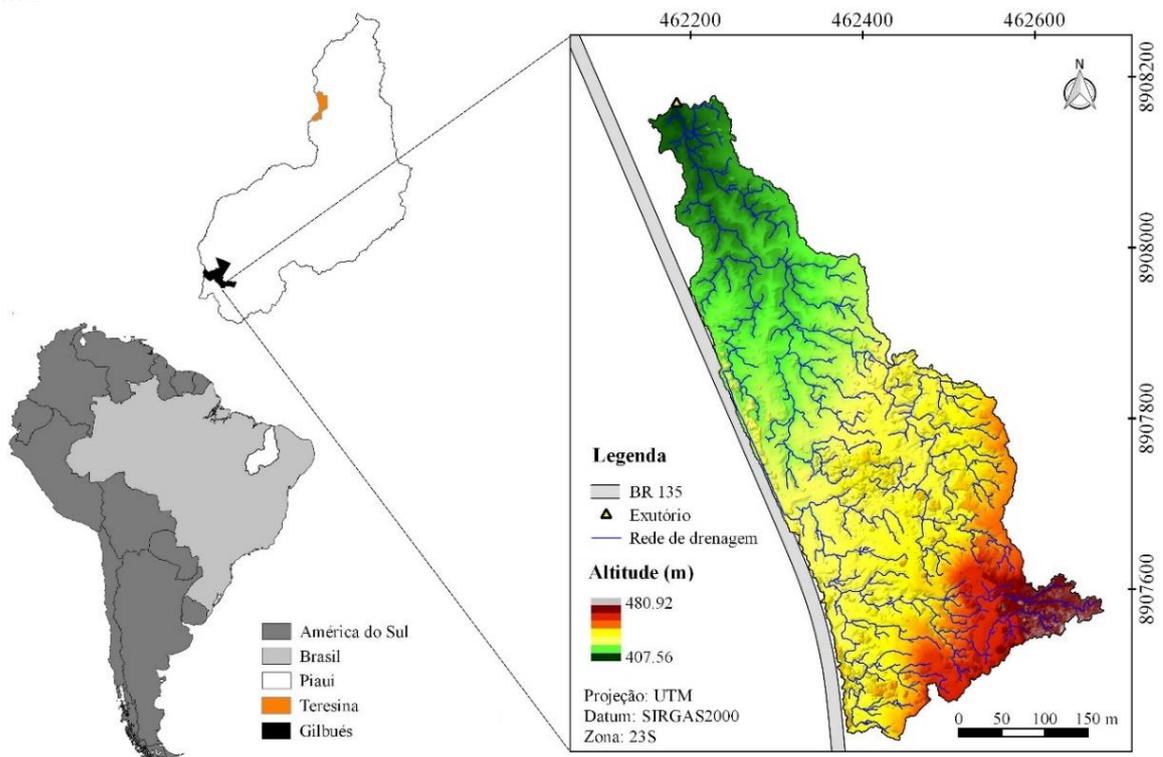
Fonte: elaborada pelo autor.

A Bacia do Alto Rio Jaguaribe apresenta altitudes variando entre 140 m e 950 m, drena uma área de 24.538 km² e é controlada pelo Açude Orós (1,94 bilhão de metros cúbicos). A montante do Açude Orós, existem quase 5.000 pequenos e médios reservatórios, cuja capacidade de reserva varia de 0,1 a 10 hm³. Os reservatórios (*açudes*) influenciam fortemente a dinâmica de água e de sedimentos na bacia hidrográfica (PETER *et al.*, 2014; ARAÚJO; BRONSTERT, 2016). A seção do rio analisada neste estudo tem de 30 a 250 m de largura, localizada na cidade de Iguatu – aproximadamente 325 km da nascente do rio – e foi selecionada por se localizar imediatamente a montante do Açude Orós, na seção onde se monitoram as vazões de água e sedimentos há várias décadas (ANEXO A).

3.2 Núcleo de Desertificação de Gilbués

O Núcleo de Desertificação de Gilbués se situa no sudoeste do estado do Piauí (Figura 2). A região encontra-se na faixa de transição entre o semiárido e o subúmido seco do Brasil, onde são observadas duas estações bem definidas no que diz respeito à ocorrência de chuvas. As precipitações apresentam alta variabilidade interanual, fenômeno típico das regiões secas.

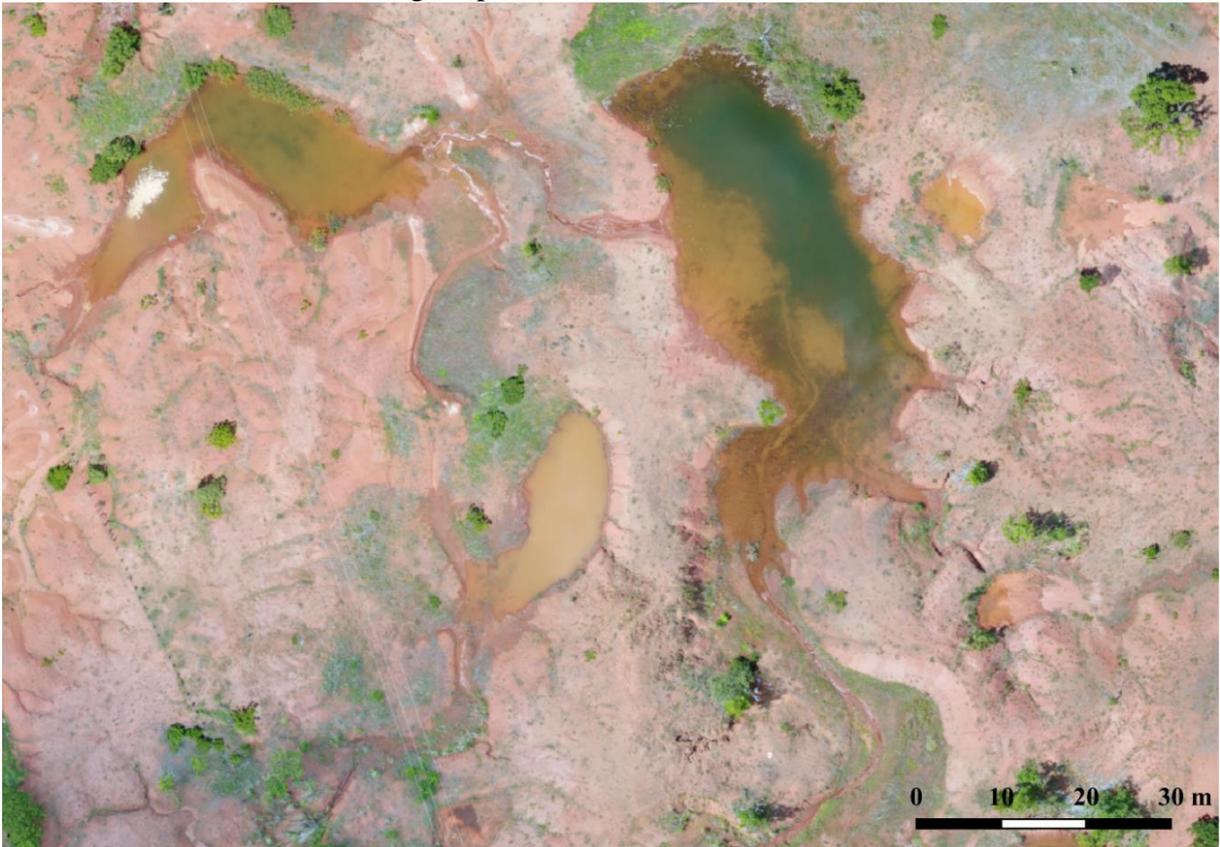
Figura 2 – Localização da área experimental, situada no Núcleo de Desertificação de Gilbués, Piauí



Fonte: elaborada pelo autor.

A microbacia hidrográfica, objeto deste estudo, com dimensão de 14,84 hectares, está inserida do Núcleo de Pesquisa de Recuperação de Áreas Degradadas e Combate à Desertificação (NUPERADE). O NUPERADE foi criado em 2006, ocupando um espaço de 53 hectares com o objetivo de apoiar estudos sobre a desertificação e testar tecnologias para o controle do processo de degradação de terras. O Núcleo situa-se no município de Gilbués e, portanto, na maior área em desertificação do Brasil. A região faz parte da bacia do Rio Parnaíba, localizada a montante da Usina Hidrelétrica de Boa Esperança (LOPES; ARAÚJO; CONRADO, 2019; SIMPLÍCIO *et al.*, 2020). Em 2007, foram construídas, na área do NUPERADE, mais de cem pequenas barragens de retenção de sedimentos. Feitas de terra, as barragens funcionam como pequenos açudes que retêm os sedimentos originados da erosão na microbacia (Figura 3).

Figura 3 – Vista aérea de barragens de retenção de sedimentos no NUPERADE, evidenciando os diferentes tamanhos de barragens presentes na área de Gilbués, Piauí

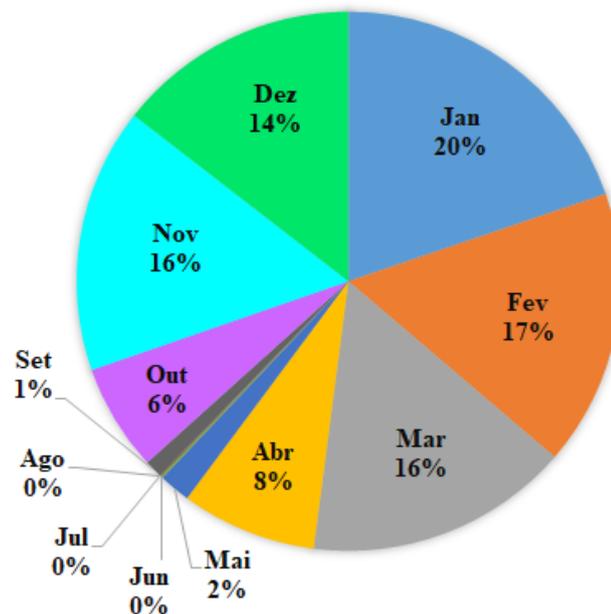


Fonte: elaborada pelo autor.

Segundo Köppen, o clima da região é classificado do tipo Aw. A temperatura oscila entre 25°C e 35°C, e o mês mais frio apresenta média superior a 18°C. A precipitação média anual é definida no regime equatorial continental, com totais variando de 800 a 1.200 mm e

apresenta pelo menos um mês com precipitação inferior a 60 mm. O período chuvoso se estende de outubro a maio. Os meses mais úmidos são aqueles compreendidos entre novembro e março (Figura 4). As características climáticas do local de estudo são definidas pela irregularidade da precipitação, com períodos curtos de estiagem. Silva (2011) utilizou dados coletados durante doze anos (1998-2009), obtidos por meio da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e afirmou que a pluviosidade da área em questão varia entre 870 mm, como regime pluvial mais seco, a 1.330 mm, como período pluviométrico de regime chuvoso.

Figura 4 – Distribuição mensal da precipitação em Gilbués (1962 – 2014)



Fonte: Medeiros e Medeiros (2016).

Quanto ao relevo, a região de Gilbués está inserida no território dos Chapadões do Alto-Médio Parnaíba. Os chapadões configuram unidades de relevo tabuliformes de estrutura horizontal com bordas escarpadas e anfiteatros largos, penetradas por vales abertos e superfícies aplainadas. Na descrição do relevo apresentada por Silva (1972), enfatiza-se o desenvolvimento de uma topografia do tipo “*badland*” (CERDÀ; GARCÍA-FAYOS, 1997; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.*, 2012; FRANCKE *et al.*, 2014). Conceitualmente, do ponto de vista analítico da paisagem, as *badlands* são zonas extensamente erodidas pelo vento e pela água das chuvas. Esses fatores potencializam a perda de horizontes superficiais do solo, acarretam cicatrizes no relevo, desorganizam a rede hidrográfica e também dificultam o surgimento da cobertura vegetal. Na microbacia experimental a vegetação caracteriza-se por ser rasteira, composta por gramíneas e herbáceas pouco desenvolvidas (Figura 5).

Figura 5 – Área de *badland* na paisagem de Gilbués – PI (2017)



Fonte: elaborada pelo autor.

Historicamente, a região de Gilbués sofre com intensa atividade antrópica, principalmente a agropecuária, sem a utilização de técnicas conservacionistas, agravando os processos de degradação observados em toda a área. A região também sofre com o intenso processo erosivo (SIMPLÍCIO *et al.*, 2020), apresentando grandes áreas degradadas e com a presença de grandes voçorocas (Figura 6).

Figura 6 – Voçoroca de grande porte com pessoas em seu interior, em Gilbués-PI (2017)



Fonte: elaborada pelo autor.

4 MEDIDA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS SUSPENSOS EM UM RIO INTERMITENTE USANDO SENSORIAMENTO REMOTO

Para elaboração deste capítulo, foram utilizados os dados brutos gerados na dissertação de mestrado do próprio autor (PEREIRA, 2017). A tarefa realizada no âmbito da presente tese doutoral correspondeu à modelagem e à respectiva análise dos dados. Como resultado do presente capítulo, foi gerada uma publicação¹.

4.1 Introdução

Os rios são os principais receptores e transportadores de sedimentos originados da erosão do solo. No entanto, na maioria dos cursos hídricos, as informações de sedimentos não estão prontamente disponíveis devido à falta de monitoramento (SYVITSKI *et al.*, 2000), fato que se torna ainda mais crítico em regiões onde os rios são intermitentes, cuja carga anual de sedimentos é transportada em um curto período do tempo (MANO *et al.*, 2009; MEDEIROS *et al.*, 2014).

Geralmente, o monitoramento de processos sedimentológicos envolve observações *in situ* em pontos específicos. Além de não fornecer uma visão espacial mais ampla dos processos em locais diferentes do ponto de monitoramento, essa limitação pode resultar na caracterização imprecisa da dinâmica do sedimento (LIU *et al.*, 2013). Isso é particularmente sério porque o transporte de sedimentos nos rios pode afetar gravemente a política hídrica, por exemplo, reduzindo a disponibilidade de água por causa do assoreamento de reservatórios (ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006) e causando poluição (COELHO *et al.*, 2017; ANDRADE *et al.*, 2020).

O Semiárido brasileiro é uma área extensa – quase um milhão de quilômetros quadrados –, cujos rios, com poucas exceções, são intermitentes e cujo abastecimento de água depende fortemente de reservatórios superficiais, os quais, por sua vez, são vulneráveis à dinâmica dos sedimentos (LIMA NETO; WIEGAND; ARAÚJO, 2011; ZHANG *et al.*, 2018). Por isso, a falta de dados sedimentológicos coletados *in situ*, distribuídos espacial e temporalmente, reduz a eficácia das políticas ambientais. Assim, espera-se que o uso de técnicas

¹ Francisco Jairo Soares Pereira, Carlos Alexandre Gomes Costa, Saskia Foerster, Arlena Brosinsky e José Carlos de Araújo. Estimation of suspended sediment concentration in an intermittent river using multi-temporal high-resolution satellite imagery. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 79, p. 153-161, 2019, <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.02.009>.

precisas, espacialmente distribuídas e acessíveis, como o sensoriamento remoto, seja de grande valor para a melhoria do conhecimento da dinâmica dos sedimentos e, portanto, da política hídrica, uma vez que, ao contrário dos métodos tradicionais de monitoramento, o sensoriamento remoto por satélite permite coletar dados em grandes áreas de forma frequente e regular.

Estudos anteriores mostraram a viabilidade de complementar as redes de monitoramento hidrológico e sedimentológico usando imagens de satélite (MARTINEZ *et al.*, 2009; VILLAR *et al.*, 2012; COELHO *et al.*, 2017; ZHANG *et al.*, 2018) em virtude de sua ampla cobertura espacial, alta resolução temporal e utilização potencial como indicador da concentração de sedimentos (OUILLOON *et al.*, 2004; BINDING *et al.*, 2005). Mais especificamente, alguns autores relataram a correlação positiva que existe entre a Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS) em rios e sua respectiva resposta espectral (DOXARAN *et al.*, 2002; ZHOU *et al.*, 2006; CHEN; HU; MULLER-KARGER, 2007).

Ademais, a quantidade de sedimentos na água afeta diretamente a refletância da radiação solar nas porções do espectro do visível e do infravermelho próximo: em geral, quanto maior a concentração de sedimentos em suspensão, maior a refletância da água superficial (RITCHIE; ZIMBA; EVERITT, 2003). Mertes, Smith e Adams (1993) estudaram o Rio Amazonas usando imagens Landsat e demonstraram que os dados de satélite podem ser empregados para estimar a CSS com precisão, enquanto Martinez *et al.* (2004) confirmaram a correlação da concentração de sedimentos com dados de refletância operando os sensores MERIS e MODIS. Também Wang *et al.* (2009b), investigando o Rio Yangtze, concluíram que as imagens Landsat ETM+ são indicadores aceitáveis da CSS.

Apesar disso, a análise de imagens de satélite é limitada por suas resoluções espaciais em relação à largura do rio, uma vez que, para evitar informações espectrais compostas de vários alvos, a largura do rio deve ser maior que o tamanho do *pixel* da imagem (WACKERMAN; HAYDEN; JONIK, 2017). Com tamanhos de *pixel* de 30,0 m – por exemplo, Landsat – a 250-1.000 m – como o MODIS –, a maioria das imagens de satélites é muito grosseira para monitorar rios intermitentes de largura pequena e variável, normalmente variando de 10 a 200 metros, como é o caso dos rios localizados no semiárido brasileiro.

Portanto, o objetivo deste trabalho foi propor e executar técnica de avaliação da concentração de sedimentos suspensos em um rio intermitente do semiárido por meio de sensoriamento remoto. Mais especificamente, a aplicabilidade de equações de estimativa de CSS publicadas anteriormente foi testada, assim como um conjunto de novas equações empíricas que estimam a CSS em função da resposta espectral das águas do Rio Jaguaribe foi avaliado, utilizando imagens RapidEye, a partir de dados obtidos *in situ*.

4.2 Material e métodos

Dados *in situ*

A média diária de CSS *in situ* é igual à razão entre a carga de sedimentos (Q_{ss}) e a vazão do rio (Q), que é medida diariamente (ANA, 2017). Já a carga de sedimentos é dada pela Equação 1, desenvolvida por Lima Neto, Wiegand e Araújo (2011) para a seção de Iguatu, com base em quarenta medições de campo realizadas entre 2003 e 2009. Para a análise, outra variável importante foi a precipitação dos cinco dias anteriores à medida da CSS (ANEXO A). Além disso, os dados de precipitação média diária da bacia foram obtidos no *site* da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME, 2018), com base em uma rede de noventa medidores, e calculados usando o método do polígono de Thiessen.

$$Q_{ss} \left(\frac{\text{Mg}}{\text{dia}} \right) = 5,031 \times Q \left(\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right)^{1,346} \quad (1)$$

Dados de satélites

Para o período de julho de 2009 a maio de 2014, um total de 64 imagens do satélite de alta resolução (espacial de 5 m e temporal com frequência diária) RapidEye foram adquiridas, simultaneamente, com dados de CSS *in situ*. No entanto, apenas 12 imagens representando diferentes condições de vazão e CSS puderam ser utilizadas (ANEXO A), ou seja, 81% do conjunto de imagens foram descartados por três motivos principais: (i) 29 imagens (56%) eram da estação seca – julho a dezembro –, quando o rio estava sem vazão; (ii) 18 imagens (34%) eram da estação chuvosa, mas, por causa da seca pluri-anual (2012-2016: ver ARAÚJO; BRONSTERT, 2016), também não houve vazão no rio; e (iii) 6 imagens (10%) foram descartadas devido à cobertura excessiva de nuvens.

Além disso, em virtude da seca, houve poucos eventos de vazões elevadas nos últimos três anos do período de estudo, resultando em um número limitado de eventos com vazões mensuráveis e, ao mesmo tempo, imagens úteis referentes ao período de estudo de 59 meses. Essa combinação de poucos eventos de vazão, muitas vezes coincidindo com condições nubladas, representa um grande desafio na utilização do sensoriamento remoto para monitorar rios intermitentes.

As imagens RapidEye possuem cinco bandas espectrais: azul (*blue*: 440-510 nm), verde (*green*: 520-590 nm), vermelho (*red*: 630-685 nm), borda do vermelho (*red-edge*: 690-730 nm) e infravermelho próximo (*NIR*: 760-850 nm). As imagens obtidas para esta pesquisa contam,

ainda, com nível 3 de processamento com resolução espacial de 5 m (RAPIDEYE, 2015) que passaram por correções atmosféricas com o Modelo *Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum* (Modelo 6S), originalmente desenvolvido para simular a radiância ao nível do satélite (ANTUNES *et al.*, 2012; BONANSEA *et al.*, 2015; VERMOTE *et al.*, 1997).

A seção de Iguatu selecionada abrange vários *pixels* das imagens RapidEye devido à alta resolução espacial (5 m) e à largura do rio – normalmente 20-60 m durante a aquisição das imagens disponíveis. Na primeira etapa, foram selecionados 21 *pixels* da seção transversal de Iguatu: um no centro do leito do rio e dez *pixels* de cada lado, em seguida, cada *pixel* foi analisado individualmente para verificar se ele realmente continha água, visto que a água tem uma refletância característica, muito menor do que as superfícies terrestres. Quando não foi possível analisar os dados na seção exata de Iguatu, graças à presença de nuvens ou macrófitas (ZHANG *et al.*, 2018), foi selecionada uma seção transversal a mais próxima possível da original – rio acima, máximo 100 metros de distância. A fim de avaliar a aplicabilidade das imagens RapidEye para monitoramento de CSS em rios intermitentes, analisamos o desempenho de 24 equações que correlacionam a CSS com valores de refletância no Rio Jaguaribe, consistindo em dois grupos: (a) nove equações existentes na literatura; e (b) quinze equações geradas no contexto da presente investigação, que usaram uma (SSB), duas (DSB) e três (TSB) bandas espectrais de imagens RapidEye (Tabela 1).

Tabela 1(a) – Equações que relacionam a concentração de sedimentos suspensos (CSS, mg.L⁻¹) com a refletância (ρ, %). Na parte (a) da tabela, as equações (1 - 9) são oriundas da literatura, enquanto as equações da parte (b) (SSB, DSB, TSB) foram desenvolvidas neste trabalho. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) refere-se aos dados de CSS do rio Jaguaribe

Equação ID	Faixa de CSS (mg.L ⁻¹)	Satélite	Equação	Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)	
				Calibração	Validação
1	100 – 1.000	LANDSAT	$\ln(\text{CSS}) = -6,2 * \left(\frac{\rho_{\text{pred}}}{\rho_{\text{nir}}}\right) + 1,4 * \left(\frac{\rho_{\text{pred}}}{\rho_{\text{nir}}}\right)^2 + 10,8$	Topliss <i>et al.</i> (1990)	-14,31
2	17 – 2.500	MODIS	$\ln(\text{CSS}) = (43,233 * \rho_{\text{nir}}) + 1,396$	Wang <i>et al.</i> (2009a)	-2,27
3	< 2.000	CASI	$\text{CSS} = 529 * \rho_{\text{nir}}$	Wass <i>et al.</i> (1997)	-2,23
4	7 – 1.150	LANDSAT	$\text{CSS} = (69,39 * \rho_{\text{pred}}) - 201$	Islam <i>et al.</i> (2001)	-22,89
5	2 – 168	LANDSAT	$\ln(\text{CSS}) = -9,21 * \left(\frac{\rho_{\text{green}}}{\rho_{\text{pred}}}\right) + 2,71 * \left(\frac{\rho_{\text{green}}}{\rho_{\text{pred}}}\right)^2 + 8,45$	Ritchie e Cooper (1991)	-3,77
6	100 – 1.000	MOS/MESSR	$\ln(\text{CSS}) = -4,8 * \left(\frac{\rho_{\text{green}}}{\rho_{\text{pred}}}\right) + 0,9 * \left(\frac{\rho_{\text{green}}}{\rho_{\text{pred}}}\right)^2 + 10,4$	Topliss <i>et al.</i> (1990)	-159,51
7	17 – 2.500	MODIS	$\ln(\text{CSS}) = (50,171 * \rho_{\text{pred}}) + 1,523$	Wang <i>et al.</i> (2009a)	-24,80
8	1 – 500	MODIS	$\rho_{\text{pred}} = 7,5 * \log(\text{CSS}) + 1,6$	Chu <i>et al.</i> (2009)	-3,65
9	22 – 2.610	LANDSAT	$\ln(\text{CSS}) = 3,18236 * \ln(\rho_{\text{nir}}) - 1,40060$	Wang <i>et al.</i> (2009b)	-9,77

Fonte: elaborada pelo autor.

^[1] SSB refere-se à equação com uma banda; DSB, a equações com duas bandas; e TSB, a equações com três bandas

Tabela 1(b) – Equações que relacionam a concentração de sedimentos suspensos (CSS, mg.L⁻¹) com a refletância (ρ, %). Na parte (a) da tabela, as equações (1 - 9) são oriundas da literatura, enquanto as equações da parte (b) (SSB, DSB, TSB) foram desenvolvidas neste trabalho. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) refere-se aos dados de CSS do rio Jaguaribe

Equação ID	Faixa de CSS (mg.L ⁻¹)	Satélite	Equação	Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)	
				Calibração	Validação
SSB1 ^[1]	67 – 230	RapidEye	$CSS = 62,56 * EXP[0,13 * \rho_{blue}]$	0,76	0,04
SSB2	67 – 230	RapidEye	$CSS = 0,94 * [\rho_{green}]^2 + 51,70$	0,94	0,07
SSB3	67 – 230	RapidEye	$CSS = 62,68 * 1,08^{\rho_{red}}$	0,93	0,30
SSB4	67 – 230	RapidEye	$CSS = 18,49 * [\rho_{red\ edge}] - 0,36 * [\rho_{red\ edge}]^2$	0,95	0,44
SSB5	67 – 230	RapidEye	$CSS = 23,65 * [\rho_{nir}] - 0,64 * [\rho_{nir}]^2$	0,88	0,54
DSB1 ^[1]	67 – 230	RapidEye	$CSS = 16,88 * [\rho_{red\ edge}] - 0,27 * [\rho_{nir}]^2$	0,96	0,41
DSB2	67 – 230	RapidEye	$CSS = \frac{[\rho_{red}]}{0,0589 + 0,0012 * [\rho_{nir}]}$	0,80	0,35
DSB3	67 – 230	RapidEye	$CSS = \frac{[\rho_{nir}]}{0,03909 + 0,00023 * [\rho_{green}]^2}$	0,83	0,58
DSB4	67 – 230	RapidEye	$CSS = 19,49 * [\rho_{red\ edge}] - 0,46 * [\rho_{red}]^2$	0,95	0,47
DSB5	67 – 230	RapidEye	$CSS = \frac{[\rho_{red\ edge}]}{0,05306 + 0,00017 * [\rho_{green}]^2}$	0,97	0,51
DSB6	67 – 230	RapidEye	$CSS = 74 * [\rho_{green}]^{0,02446 * [\rho_{red}]}$	0,90	0,21
TSB1^[1]	67 – 230	RapidEye	$CSS = 32,29 * \left(\frac{[\rho_{nir}] + [\rho_{red\ edge}] + [\rho_{red}]}{3} \right)^{0,6613}$	0,92	0,44
TSB2	67 – 230	RapidEye	$CSS = 10.209.\xi^{-1}.EXP(-16,55/\xi); \quad \xi = [\rho_{nir}].[\rho_{red\ edge}]/[\rho_{red}]$	0,87	0,40
TSB3	67 – 230	RapidEye	$CSS = 46,46 * \left([\rho_{nir}] * \frac{[\rho_{red}]}{[\rho_{red\ edge}]} \right)^{0,531}$	0,82	0,43
TSB4	67 – 230	RapidEye	$CSS = 0,433 * \left(\frac{[\rho_{red\ edge}] * [\rho_{red}]}{[\rho_{nir}]} \right)^2 + 67,19$	0,95	0,22

As nove equações obtidas na literatura foram desenvolvidas com base em dados de diferentes sensores. A Tabela 2 mostra as faixas de comprimento de onda das bandas espectrais usadas e a resolução espacial dos sensores, incluindo os satélites RapidEye. As equações com base em dados RapidEye foram geradas pelo *software* LABFit (SILVA *et al.*, 2004), aplicando o algoritmo de otimização Levenberg-Marquardt (LEVENBERG, 1944; MARQUARDT, 1963), também conhecido como mínimos quadrados amortecidos. Assim, as relações mais adequadas entre a CSS medida e a refletância espectral do *pixel* central – *pixel* zero – para uma banda ou uma combinação de bandas foram obtidas com base na biblioteca LABFit, que fornece aproximadamente quinhentas funções de regressão não linear predefinidas. Dos doze eventos selecionados, seis foram empregados para calibração – das quinze equações desenvolvidas nesta pesquisa – e os seis restantes para validação das 24 equações. Os eventos foram hierarquizados em termos de magnitude da CSS: identificados por números ímpares para validação e indicados por números pares para a calibração (ANEXO A). Os parâmetros utilizados para a análise de desempenho foram: o coeficiente de determinação (R²); o Erro Absoluto Médio (MAE, Equação (2)); a Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE, Equação (3)); e o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE, Equação (4)). Nas Equações (2) - (4), C_m refere-se à CSS medida; C_c, à CSS calculada; \bar{C}_m , à CSS média medida; e N, ao tamanho da amostra.

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |C_m - C_c| \quad (2)$$

$$REM_Q = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [C_m - C_c]^2} \quad (3)$$

$$NSE = 1 - \frac{\Sigma(C_m - C_c)^2}{\Sigma(C_m - \bar{C}_m)^2} \quad (4)$$

Tabela 2 – Faixas das bandas espectrais e resolução espacial dos sensores usados no desenvolvimento das nove equações de CSS da literatura que foram testadas neste estudo

Sensor	Comprimento de onda das bandas espectrais (nanômetros)					Resolução espacial (m)
	Azul	Verde	Vermelho	Borda do vermelho	Infravermelho próximo	
MODIS	459-479	545-565	620-670	-	841-876	250, 500 e 1.000
MOS – MESSR		510-590	610-690	-	720-800 800-1.100	50
CASI (airborne)	402,5 – 421,8 453,4 – 469,2	531,1 – 543,5 571,9 – 584,3	630,7 – 643,2 666,5 – 673,7	-	736,6 – 752,8 776,3 – 785,4	1
Landsat 4-5 – MSS and TM	450-520	520-600	630-690	-	760-900	30
Landsat 7 – ETM+	450-520	520-600	630-690	-	770-900	30
Landsat 8 – OLI	452-512	533-590	636-673	-	851-879	30
RapidEye	440-510	520-590	630-685	690-730	760-850	5

Fonte: elaborada pelo autor.

4.3 Resultados e discussão

Dados *in situ*

De acordo com os dados medidos, a CSS no Rio Jaguaribe foi de baixa a moderada, variando de 67 mg.L^{-1} a 230 mg.L^{-1} . As vazões medidas dos eventos analisados não ultrapassaram $53 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (ANEXO A) e, embora dois picos de $650 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ tenham ocorrido no período de estudo – maio de 2011 e abril de 2012, respectivamente –, esses eventos não puderam ser incluídos na análise devido à alta nebulosidade das imagens. Seis das doze imagens RapidEye utilizadas correspondem a 2011, um ano em que a maioria dos valores relativamente altos de CSS foram medidos.

De fato, 2011 apresentou precipitação acima da média – 1.651 mm (FUNCEME, 2018) – e os eventos de precipitação mais intensos durante o período de estudo justificam a ocorrência de cargas de sedimentos relativamente elevadas. Em 2012, deu-se início a uma seca pluriannual (ARAÚJO; BRONSTERT, 2016), com diminuição acentuada da precipitação, do escoamento e, conseqüentemente, da carga de sedimentos (ANEXO A).

Um fator que influencia o comportamento da CSS é a característica geológica da bacia. Por ser composta em sua maioria (85%) por rochas cristalinas, a Bacia do Alto Jaguaribe conta com capacidade limitada de armazenamento de água subterrânea, o que contribui para o aumento do escoamento superficial após eventos intensos de precipitação, favorecendo o carregamento rápido e eficiente de material para os rios. No entanto, Medeiros *et al.* (2014)

mostraram que o transporte de sedimentos no semiárido brasileiro é fortemente desconectado, por isso, cargas elevadas só devem ser esperadas durante eventos intensos.

Outra característica estreitamente associada à CSS geralmente moderada no Rio Jaguaribe é a densa rede de barragens na bacia hidrográfica, o que causa a retenção de sedimentos. Lima Neto, Wiegand e Araújo (2011) afirmaram que, na Bacia do Alto Jaguaribe, pequenas e médias barragens são responsáveis pela retenção de 52% da produção total de sedimentos, reduzindo a CSS no início da estação chuvosa – geralmente nos três primeiros meses do ano. Caso a estação chuvosa continue por um período mais longo e um evento extremo aconteça, poderão ocorrer enchentes (PETER *et al.*, 2014), remobilizando o sedimento e aumentando consideravelmente a CSS, ocasionando, dessa forma, a propagação de picos de sedimentos para o exutório da bacia (LIMA NETO; WIEGAND; ARAÚJO, 2011; MEDEIROS *et al.*, 2014).

Esse fenômeno não se verificou em nenhum dos eventos monitorados no contexto deste trabalho, o que explica em parte os valores moderados de CSS. O tempo de concentração de uma bacia hidrográfica, ou seja, a duração da transferência de água do ponto mais distante da bacia até a sua saída, é de 4,3 dias para bacia deste estudo. O fato de a duração das chuvas anteriores (cinco dias) estar próxima ao tempo de concentração da bacia (4,3 dias) é um forte indício de que a mobilização de sedimentos se dá principalmente nas encostas, e não no leito do rio, concordando com Lima Neto, Wiegand e Araújo (2011) e Medeiros *et al.* (2014).

Dados de satélite

A Tabela 1 apresenta o desempenho (NSE) das 24 equações que relacionam a CSS com a refletância espectral para a seção de Iguatu. No Anexo A desta tese, é apresentado o desempenho (R^2 , MAE, RMSE, NSE) de todas as equações, graficamente. Nenhuma das formulações da literatura são indicadas para representar a CSS no Rio Jaguaribe: todas obtiveram valores de NSE negativos e medidas de erro excessivamente altas (MAE máximo = 705 mg.L⁻¹, RMSE máximo = 805 mg.L⁻¹), enquanto os erros das equações desenvolvidas neste estudo são de uma ordem de magnitude menor (máximo MAE = 48 mg.L⁻¹; REMQ máximo = 63 mg.L⁻¹). As equações baseadas no RapidEye revelaram valores de NSE excelentes no processo de calibração, com média de 0,90, no entanto, no processo de validação, o NSE foi consideravelmente inferior (0,36 em média). Das equações desenvolvidas para uma única banda espectral (SSB), a que teve melhor desempenho – NSE mais alto – foi a SSB5, que relaciona a CSS com a refletância da banda infravermelho próximo. Entre as equações de duas bandas espectrais (DSB), aquelas que empregaram a banda 1, de comprimento de onda curto

(azul, 440-510 nm), não alcançaram resultados minimamente aceitáveis e, portanto, foram excluídas da Tabela 1. O melhor resultado para a combinação de duas bandas foi o da equação DSB3, que relaciona a CSS com a refletância de uma banda de comprimento de onda curta e outra longa – banda 2 - verde e banda 5 - infravermelha próxima, respectivamente. Outras equações (por exemplo, DSB1, DSB4 e DSB5) também alcançaram boas respostas como indicadores de CSS, com coeficiente de determinação e NSE moderados ($R^2 \sim 0,6$ e $NSE \sim 0,5$).

Em geral, pode-se afirmar que, para as imagens RapidEye, as faixas de comprimento de onda mais longas – borda do vermelho e infravermelho próximo – compõem todas as formulações de bom desempenho, não apenas em equações de duas bandas espectrais (DSB1, DSB3, DSB4 e DSB5), mas também em equações de uma banda espectral (SSB5) e de três bandas espectrais (TSB1). Por outro lado, as bandas de comprimento de onda curtas são limitadas na representação de CSS: a banda 1 (azul) parece inadequada para esse propósito, enquanto a banda 2 (verde) pode ser útil, desde que seja combinada com uma banda de comprimento de onda longa – por exemplo, DSB3 e DSB5.

De acordo com a Tabela 1, considerando três bandas espectrais – vermelha, borda do vermelho e *NIR* –, a melhor equação foi a TSB1. No Anexo A são apresentados os gráficos de CSS espacialmente distribuída de um trecho do Rio Jaguaribe durante os doze eventos, estimada pela equação de melhor desempenho (DSB3), com as respectivas precipitações dos cinco dias anteriores. Os gráficos mostram que, devido ao tamanho do *pixel* RapidEye (5 m), é possível traçar a distribuição espacial da concentração mesmo em um rio intermitente, como o Jaguaribe, durante os períodos de baixa vazão.

A equação da literatura de melhor ajuste – erro absoluto médio mais baixo $MAE = 99 \text{ mg.L}^{-1}$ e NSE mais alto $-2,23$ (WASS *et al.*, 1997) – foi desenvolvida para rios britânicos, usando o sensor *Compact Airborne Spectrographic Imager* (CASI) e considerando uma faixa ampla de turbidez. Esses podem ser os motivos de seu desempenho relativamente bom para o Rio Jaguaribe quando comparado ao das demais equações. No extremo oposto, as equações geradas para a Baía Fundy e para o Rio Mackenzie (TOPLISS *et al.*, 1990), localizados em regiões de baixa temperatura na costa atlântica da América do Norte, tiveram um desempenho ruim usando imagens MOS/MESSR, já que elas produziram alto erro absoluto – três vezes a concentração medida: MAE até 705 mg.L^{-1} – e valor negativo de $NSE = -160$.

Além da diferença climática – América do Norte fria e úmida e América do Sul quente e seca –, existem outras diferenças relevantes entre as regiões, tais como: a alta CSS de suas amostras; a alta amplitude das marés (DESPLANQUE; MOSSMAN, 2001); o tipo de

material presente na água, principalmente devido à influência do Atlântico Norte; e, por fim, as imagens utilizadas e seu método de processamento.

O fraco desempenho de todas as equações da literatura selecionada chama a atenção para o fato de que o sensoriamento remoto tem potencial limitado de extrapolação, tanto em termos de local de aplicação quanto de sensores ópticos. A obtenção de dados de CSS por sensoriamento remoto é limitada ainda pelas resoluções espaciais, temporais e espectrais dos sensores (IMEN *et al.*, 2015). A esse respeito, Dorji e Fearn (2017) estudaram o impacto da resolução espacial de sensores de satélite na concentração de sedimentos em suspensão na Austrália e concluíram que diferentes sensores, com diferentes resoluções espaciais, alteram os resultados. Ody *et al.* (2016) mostraram que, no Golfo de Lion, na França, a variabilidade da concentração de sedimentos em suspensão aumentou de acordo com a diminuição da resolução espacial das imagens. Os resultados baseados nas equações da literatura mostram que aquelas que usam os produtos Landsat (30 m) e MODIS (250-1.000 m) têm comportamento semelhante quando aplicados ao Rio Jaguaribe.

Lodhi *et al.* (1998) afirmaram que, entre 700 e 900 nm, a refletância aumenta mais uniformemente com o aumento da CSS do que na região compreendida entre 400 a 700 nm e que a região do infravermelho próximo parece ser a mais útil para a estimativa da CSS na água. Em um estudo de Wang *et al.* (2010), a refletância das bandas 3 (459-479 nm), 4 (545-565 nm) e 1 (620-670 nm) do sensor MODIS mostrou uma relação positiva com a CSS, mas o aumento na refletância com o aumento da CSS tornou-se significativamente mais lento quando a CSS ultrapassou 150 mg.L⁻¹. Além disso, o mesmo comportamento foi observado para as imagens RapidEye (bandas 1 e 2).

Então, isso indica que a refletância das bandas de comprimento de onda mais curtas (1, azul; e 2, verde) aumenta com a CSS para valores de baixa concentração. Todavia, quando a CSS ultrapassa 100 mg.L⁻¹, a refletância não responde de acordo, variando normalmente de 5% a 10% (faixa azul) e de 8% a 14% (faixa verde), o que aponta para um processo de saturação ou para uma relação entre sinal e ruído geralmente baixa das bandas de comprimento de onda mais curtas. Diferentemente, para as demais bandas, a resposta espectral é sensível para todo o espectro de concentração. Isso explica, pelo menos parcialmente, por que as bandas de comprimento de onda curto 1 e 2 – azul e verde, respectivamente – tiveram desempenho pior do que as outras bandas.

Assim, Wackerman, Hayden e Jonik (2017), ao examinar a CSS no Rio Mekong, sugeriu a divisão dos dados em duas faixas, então os autores dividiram os valores de CSS abaixo e acima de 70 mg.L⁻¹, melhorando seus resultados (ver também DORJI *et al.*, 2016). Outra

forma de melhorar os resultados da relação entre reflectância e CSS é usar métodos de regressão de rede neural com potencial para superar as técnicas tradicionais de análise de dados de sensoriamento remoto (MAS; FLORES, 2008; PETERSON *et al.*, 2018), sistematização que tem sido aplicada e considerada uma opção viável para pesquisas sedimentológicas (ADIB; JAHANBAKHSAN, 2013). Sari *et al.* (2017) utilizaram redes neurais artificiais para estimar CSS no Rio Taboão (Sul do Brasil) com dados limitados e enfatizaram a importância desta nova metodologia.

Ouillon *et al.* (2004) e Binding *et al.* (2005) apontaram várias bandas da faixa do visível e do infravermelho próximo (*NIR*) como possíveis indicadores de CSS, o que está em conformidade com os resultados obtidos para o Rio Jaguaribe. Long e Pavelsky (2013) chamaram a atenção para a prevalência de bandas de comprimento de onda longa – infravermelho próximo e vermelho – como indicadores de CSS, conforme também foi detectado na presente investigação. Contudo, os autores também afirmam que algumas equações com bom desempenho combinaram bandas da faixa do infravermelho com uma banda verde ou azul, sugerindo que bandas de comprimento de onda curta podem ser úteis na detecção de concentração de sedimentos, desde que estejam interconectadas com uma banda da faixa do infravermelho próximo. Essa afirmação está de acordo com o resultado de Wackerman, Hayden e Jonik (2017), no qual os autores apontaram que a melhor relação foi em função da razão *NIR*/verde, que proporcionou maior correlação e menor RMSE do que quando utilizada a faixa vermelha. Aliás, essas descobertas estão totalmente em conformidade com o presente trabalho: as equações de melhor desempenho foram aquelas com faixas vermelhas, bordas vermelhas ou do infravermelho próximo.

Apesar do fraco desempenho da faixa verde para equações de uma banda, ela compõe o índice de melhor ajuste (DSB3) juntamente com a banda *NIR*. A análise do melhor modelo baseado em imagens RapidEye para diferentes números de bandas mostra uma melhoria quando, em vez de apenas uma (SSB5, validação NSE = 0,54, razão entre validação e calibração NSE = 0,61), duas bandas foram usadas (DSB3, validação NSE = 0,58, relação entre validação e calibração NSE = 0,70). Isso significa que a inclusão da reflectância da faixa verde agregou informações relevantes. Entretanto, quando adicionamos uma terceira banda, o modelo de melhor ajuste se deteriorou claramente (TSB1, validação NSE = 0,44, razão entre validação e calibração NSE = 0,48), indicando que a adição de mais dados não resultou na melhoria das informações.

Imagens de satélite oferecem uma ampla cobertura espacial (MARTINEZ *et al.*, 2009; VILLAR *et al.*, 2012; COELHO *et al.*, 2017; ZHANG *et al.*, 2018) e têm se mostrado

úteis para estimar a CSS por vários autores (OUILLOON *et al.*, 2004; BINDING *et al.*, 2005). Porém, o fraco desempenho das equações da literatura e o NSE de validação moderada das equações baseadas em imagens RapidEye – quando comparados ao NSE de alta calibração – indicam que há desafios importantes a serem enfrentados, especialmente para rios intermitentes. Na região semiárida brasileira, onde a maioria dos rios é intermitente – mesmo aqueles com áreas de captação de até 105 km² –, as descargas de fluxo de base são geralmente insignificantes, e o escoamento Hortoniano prevalece, fazendo com que as descargas dos rios sejam compostas principalmente de escoamento superficial em encostas (SANTOS *et al.*, 2017). Ademais, apesar das baixas vazões do rio, a cobertura de nuvens na área estudo é alta durante a estação chuvosa, o que amplia os obstáculos para a realização de análises espectrais de imagens orbitais.

Na presente investigação, também foi observada uma boa correlação positiva entre CSS e a precipitação de cinco dias anteriores (PP) ao da coleta de dados e imagens. Considerando todas as doze imagens válidas, a relação CSS *versus* PP resultou em $R^2 = 0,58$. No entanto, se uma imagem nublada (31 de março de 2014) for descartada, a correlação aumenta consideravelmente ($R^2 = 0,78$). Consequentemente, as cargas de sedimentos mais relevantes ocorrem devido à remobilização generalizada de sedimentos durante eventos de alta vazão, que estão inevitavelmente associados a eventos recentes de precipitação. Esta simultaneidade de carga de sedimentos relevante e nebulosidade intensa em rios intermitentes traz, portanto, uma grande limitação para a aplicação de sensoriamento remoto para avaliar a CSS.

Outra consequência das características hidrológicas dos rios intermitentes é que poucos eventos são capazes de gerar enchentes (PETER *et al.*, 2014). Lima Neto, Wiegand e Araújo (2011) concluíram que apenas um semestre, em 2004, contribuiu com 83% da carga total de sedimentos na bacia do Alto Jaguaribe por um período de 25 anos – 1984-2008. Isso significa que, seja pela presença excessiva de nuvens ou pela indisponibilidade de imagens, e pela característica do transporte dos sedimentos nessas áreas, é possível que as técnicas de sensoriamento remoto deixem de registrar os eventos que podem causar impactos marcantes na geomorfologia regional.

4.4 Conclusões

1. As imagens da constelação de satélites RapidEye podem ser utilizadas para avaliar moderadas concentrações de sedimentos suspensos ($67\text{-}230\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) de um rio intermitente, mesmo quando a vazão for baixa ($2\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).
2. As equações RapidEye aqui propostas tiveram melhor desempenho para o Rio Jaguaribe do que aquelas propostas na literatura, que usaram outros sensores óticos com diferentes resoluções espaciais, espectrais e temporais.
3. A banda espectral da constelação de satélites RapidEye que melhor representou a CSS no Rio Jaguaribe foi a de maior comprimento de onda (banda 5, *NIR*, $760\text{-}850\text{ nm}$). A banda *NIR* compõe os três índices baseados em RapidEye de melhor desempenho, usando uma (SSB), duas (DSB) e três (TSB) bandas espectrais.
4. A equação que proporcionou o melhor resultado nesse trabalho foi a DSB3, composta por uma associação das bandas verde ($520\text{-}590\text{ nm}$) e infravermelho próximo ($760\text{-}850\text{ nm}$).
5. As equações RapidEye com três bandas espectrais (TSD) tiveram desempenho inferior àquelas com apenas uma (SSB) ou duas bandas espectrais (DSB), mostrando que a adição de dados – uma terceira banda, neste caso – não necessariamente melhora a validade da equação.

5 MEDIDA DA EFICIÊNCIA DE RETENÇÃO DE SEDIMENTOS EM UM PEQUENO RESERVATÓRIO

No presente capítulo, apresenta-se um sistema de medidas criteriosas (algumas das quais automáticas) que permitem validar alguns modelos de eficiência de retenção de sedimentos em pequenos reservatórios. Entre os modelos aqui avaliados, merece destaque o modelo RETSED, desenvolvido por Silva Filho (2020) no âmbito do mesmo projeto² em que se encaixa a presente tese doutoral. Do resultado do presente capítulo resultou uma publicação³ conjunta com Silva Filho.

5.1 Introdução

A erosão causa degradação de terras, inundações, poluição de corpos hídricos, queda na produtividade agrícola e vários outros problemas ambientais (HENTATI *et al.*, 2010; ALIGHALEHBABAKHANI *et al.*, 2017; NAVARRO-HEVIA *et al.*, 2016; SUJATHA; SRIDHAR, 2018) que representam uma grande ameaça à sustentabilidade dos ecossistemas naturais. No contexto atual, espera-se que essas perdas se avolumem devido às práticas inadequadas de uso e manejo do solo, além de mudanças climáticas que provocam eventos naturais extremos (UDDIN *et al.*, 2016; FRANCIPANE *et al.*, 2015).

As regiões secas, áridas e semiáridas sofrem ainda mais com o intenso processo erosivo, que pode levar a uma redução significativa da disponibilidade de água em poucas décadas (ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006; HENTATI *et al.*, 2010). Portanto, nessas regiões, uma análise detalhada com medições consistentes dos fluxos de água e sedimentos é exigida como pré-requisito para o gerenciamento sustentável (SUIF *et al.*, 2016; CASTILLO *et al.*, 2007). No semiárido do Brasil, essa tarefa se estende aos pequenos sistemas hídricos, pois milhares de pequenos açudes foram construídos com o objetivo de assegurar a disponibilidade de água nos períodos de estiagem (ARAÚJO, 2003; ANTONINO *et al.*, 2005; KROL *et al.*, 2011; MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2012; MAMEDE *et al.*, 2018),

² Projeto ENTROPIA - **Avanços na modelagem sedimentológica usando o princípio da entropia máxima**, financiado pelo CNPq através do Edital Universal, processo número 407999/2016-7 sob a coordenação de José Carlos de Araújo.

³ Francisco Jairo Soares Pereira, Antônio Viana da Silva Filho, José Wellington Batista Lopes e José Carlos de Araújo (2022). Entropy model to assess sediment resuspension probability and trap efficiency of small dams. **International Journal of Sediment Research**, <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2022.01.005>.

porém, o assoreamento dessas pequenas obras está comprometendo sua função, tendo como agravante a falta de monitoramento.

Na hidrossedimentologia, uma fonte importante de informações para estimar a erosão e a produção de sedimentos é o sedimento interceptado por uma barragem (WEI *et al.*, 2018). Essa medição fornece informações úteis já que as barragens controlam a maioria dos sedimentos produzidos nas bacias hidrográficas (RAMOS-DIEZ *et al.*, 2016), entretanto, estimativas precisas de sedimento retido em pequenas barragens são escassas (VAEZI *et al.*, 2017). O parâmetro chave para este tipo de avaliação é a eficiência de retenção de sedimentos (TE) do reservatório, que é expressa como a razão entre a massa de sedimentos depositada e a massa de sedimentos afluente ao reservatório (VERSTRAETEN; POESEN, 2000; GARG; JOTHIPRAKASH, 2010). Então, quanto maior for o tempo de residência de água no reservatório, menores serão as chances de as partículas permanecerem suspensas no fluxo, contribuindo, assim, com o aumento da deposição. Partículas maiores e, portanto, mais pesadas, tendem a ficar retidas em função da alta velocidade de sedimentação. Por outro lado, quanto maior for a vazão afluente ao reservatório, mais rapidamente as partículas se deslocarão em direção à saída do reservatório, reduzindo as chances de o sedimento se depositar (CHURCHILL, 1948; BRUNE, 1953; MCBURNIE *et al.* 1990) e aumentando a probabilidade de ressuspensão das partículas.

O modelo determinístico de Camp (1946), modificado por Chen (1975) – de agora em diante referido como modelo de Camp –, foi projetado para avaliar a eficiência de retenção de pequenas barragens não monitoradas e está incluído no modelo *Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component* (WASA-SED) (GÜNTNER; BRONSTERT, 2004; MUELLER *et al.* 2008; BRONSTERT *et al.* 2014; MAMEDE *et al.* 2018), frequentemente usado no Brasil (GAISER *et al.* 2003; MEDEIROS *et al.* 2010; KROL *et al.* 2011; MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2012; MEDEIROS *et al.* 2014; ARAÚJO; BRONSTERT, 2016; MAMEDE *et al.* 2018) e na Espanha (FRANCKE *et al.* 2008; MUELLER *et al.* 2009; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.* 2009; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.* 2010; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.* 2011; LÓPEZ-TARAZÓN *et al.* 2012). Apesar de seus méritos, o modelo de Camp não considera o processo de ressuspensão de sedimentos, por isso superestima a eficiência de retenção.

Objetivou-se, portanto, propor e executar técnica de avaliação da retenção de sedimentos em um pequeno reservatório com base em dados obtidos na escala temporal horária. Nesse sentido, o intuito foi validar modelos empíricos e um modelo de eficiência de retenção que considera a probabilidade de ressuspensão de sedimentos em pequenas barragens baseado

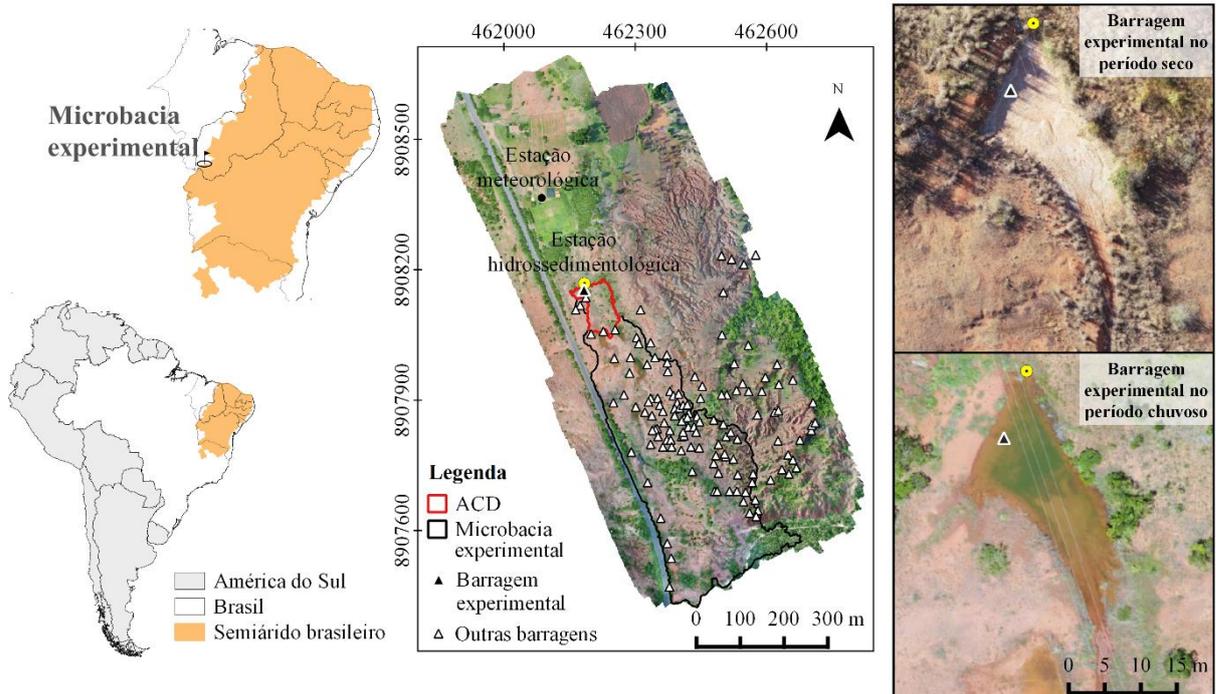
no princípio da máxima entropia, conceito amplamente utilizado nas áreas de Engenharia Hidráulica (CHIU, 1988; LI; WANG; WANG, 2012; SILVA FILHO; ARAÚJO; RAABE, 2020), Hidrologia (SINGH, 1997; SINGH, 2010; AL-HAMDAN; CRUISE, 2010; BORWEIN; HOWLETT; PIANTADOSI, 2014; MISHRA *et al.*, 2015) e Sedimentologia (ARAÚJO, 2007; FURBISH *et al.*, 2016), entre outros.

5.2 Material e métodos

Monitoramento hidrossedimentológico

A barragem mais a jusante da microbacia em estudo delimita seu exutório (Longitude: 462183 Oeste, Latitude: 8908168 Sul; UTM SIRGAS2000 23S) e foi utilizada como barragem experimental para a realização das medidas detalhadas de água e sedimentos. Na área da bacia hidrográfica da barragem experimental, existem 89 barragens à montante, de modo que sua Área de Contribuição Direta (ACD) é de 0,76 hectares (Figura 7). No local, foi instalado um pluviômetro de báscula automático, com medidas do volume precipitado em intervalos de cinco minutos. Já na saída da barragem experimental, foi instalada uma estação hidrossedimentológica, na qual havia: um medidor de vazão Parshall, cuja garganta tinha a largura de quinze centímetros (ASTM D1941-91-2007), para a medição de vazão líquida; um sensor de turbidez (modelo DTS - 12) com resolução de 0,01 NTU, para medição da turbidez; e, por fim, um sensor de pressão e nível de água (modelo HOB0 U20-001-01) que permitiu monitorar, por meio da pressão ao nível da água, a variação de nível da água no medidor de vazão Parshall e, portanto, a vazão líquida de saída (Figura 8).

Figura 7 – Localização da área experimental de Gilbués com destaque para a barragem experimental (ECD) e sua área de contribuição direta (ACD)



Fonte: elaborada pelo autor.

Figura 8 – Estação meteorológica (A); sensores de turbidez e pressão (B); medidor de vazão Parshall (C)



Fonte: elaborada pelo autor.

Assoreamento

O assoreamento da barragem experimental foi obtido por geoprocessamento mediante a utilização de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) de alta resolução – *pixels* de 2 cm x 2 cm –, coletados em dois momentos distintos nos quais a barragem experimental estava seca: julho de 2018 e julho de 2019, após levantamentos realizados com um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) modelo Phantom 4 (Figura 9).

Figura 9 – Equipamento utilizado para caracterização topográfica da área de estudo e obtenção de modelos digitais de elevação (MDEs)



Fonte: elaborada pelo autor.

O processamento das imagens para posterior obtenção dos volumes da barragem experimental foi realizado por meio da utilização dos *softwares* de geoprocessamento SAGA GIS versão 2.1.2 e QGIS versão 2.8, de modo que a diferença entre os volumes das duas medidas representa o volume assoreado no período. A determinação da massa específica aparente seca (ρ_{SILT}) do sedimento foi realizada em laboratório após a coleta de três amostras indeformadas do sedimento depositado na barragem experimental, pelo método do anel volumétrico (Figura 10). Conhecendo-se a massa específica aparente seca do material, foi

calculada a massa total de sedimento acumulada para o período analisado multiplicando-a pelo volume assoreado da barragem experimental.

Figura 10 – Coleta de amostras indeformadas do sedimento assoreado em uma pequena barragem no NUPERADE, Gilbués – PI (2019)



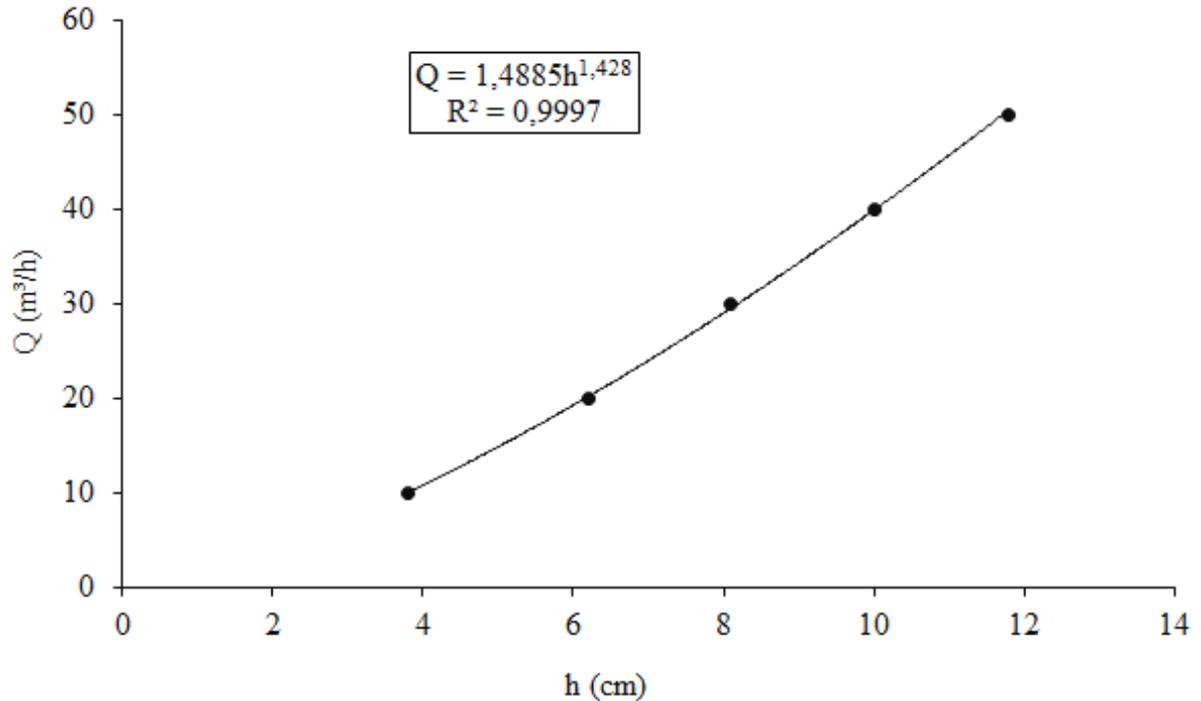
Fonte: elaborada pelo autor.

Para determinar a quantidade de sedimento que saiu da barragem experimental, foram necessárias duas medidas principais: vazão líquida e vazão sólida na saída da microbacia.

Vazão líquida de saída

Os dados de vazão líquida de saída foram obtidos com base nos registros do sensor de pressão – que permitiu a obtenção dos dados do nível da água, indiretamente – e do medidor de vazão Parshall, relação descrita pela curva na Figura 11, na qual Q é a vazão líquida de saída ($m^3.h^{-1}$) e h é o nível da água (cm) no medidor de vazão Parshall.

Figura 11 – Vazão da calha Parshall, usada no presente experimento, em função da altura da água seção de medição da calha

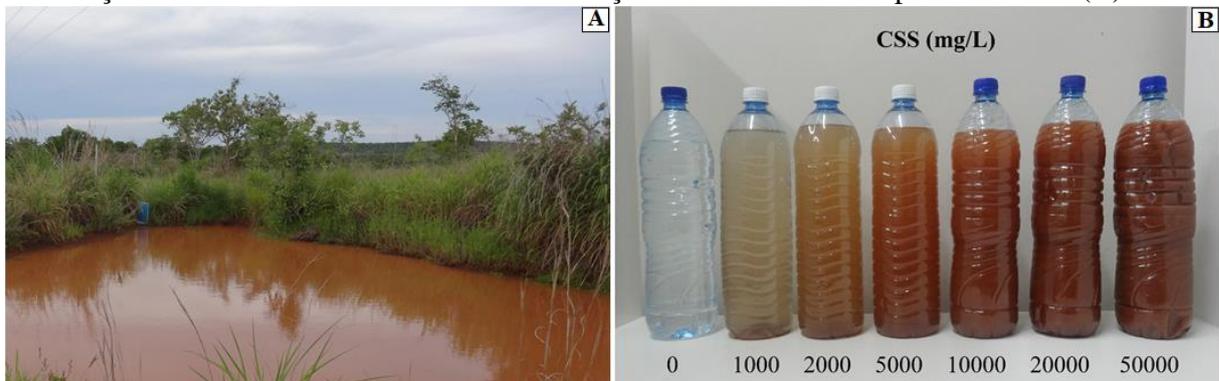


Fonte: elaborada pelo autor.

Vazão sólida de saída

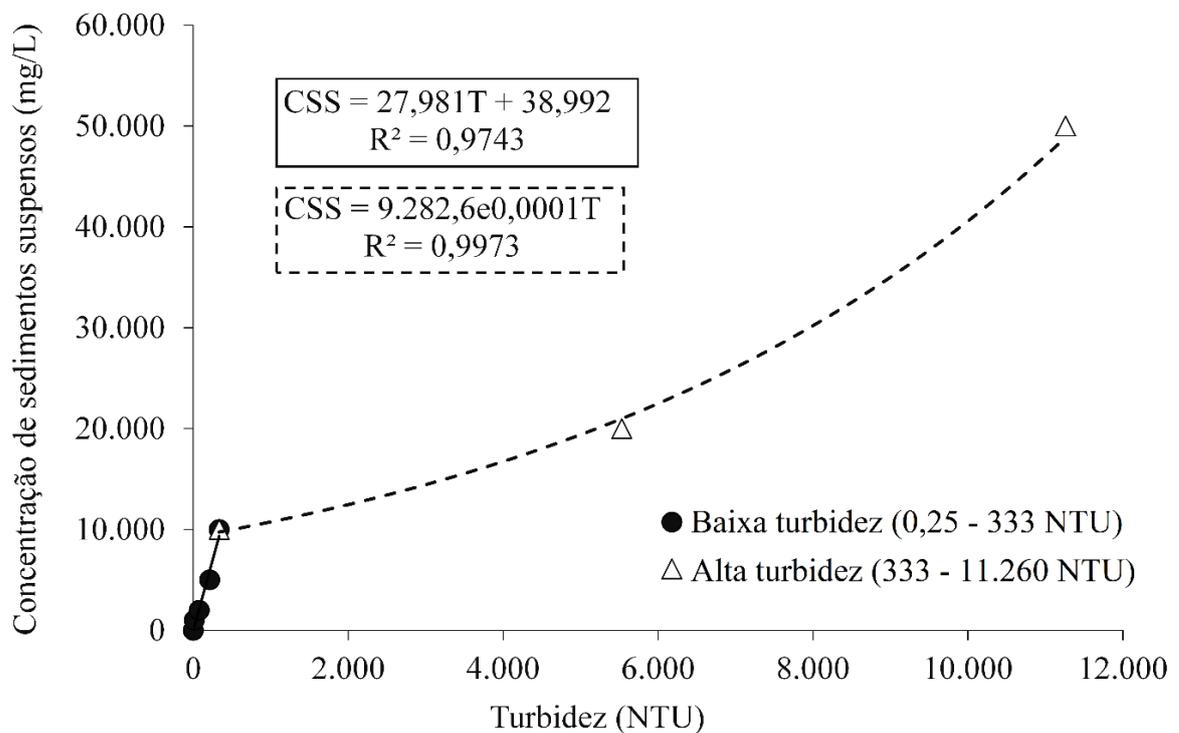
A estimativa da vazão sólida de saída foi feita pela utilização da curva que relaciona a turbidez com a Concentração de Sedimentos Suspensos (CSS) e dos dados de vazão líquida de saída entre fevereiro e maio de 2019, período de sangria da microbacia, em intervalos de uma hora, totalizando 1330 dados horários. A elaboração da curva Turbidez x CSS foi realizada em laboratório utilizando-se sete amostras de água com concentração de sedimentos variando de 0 a 50.000 mg.L⁻¹ e turbidez variando de 0,25 a 11.260 NTU (Figura 12). Já a Figura 13 mostra as curvas de calibração da concentração de sedimentos suspensos. Nota-se que, a partir do valor de turbidez 333,5 NTU, a resposta da CSS segue uma nova tendência, justificando a utilização de duas curvas.

Figura 12 – Barragem experimental de Gilbués em janeiro de 2019, no período chuvoso (A); amostras com diferentes concentrações de sedimento suspenso (mg/L) utilizadas para elaboração da curva Turbidez *versus* concentração de sedimentos suspensos – CSS (B)



Fonte: elaborada pelo autor.

Figura 13 – Curva de Turbidez *versus* concentração de sedimentos suspensos – CSS – usada para estimar a vazão sólida na saída da barragem experimental



Fonte: elaborada pelo autor.

Medida da eficiência de retenção de sedimentos

A eficiência de retenção de sedimentos (TE) foi obtida pela Equação 5a, na qual: \dot{M} é a massa de sedimento retida (ΔM) por unidade de tempo (Δt); C_{ss} é a concentração de sedimento em suspensão na saída; e Q é a vazão líquida de saída. A massa de sedimentos retida na barragem experimental foi obtida usando a Equação 5b, em que ρ_{SILT} é a massa específica aparente seca do sedimento assoreado dentro da barragem e ΔV , a de volume de armazenamento

da barragem, que foi medida nas estações secas de 2018 e 2019. Em ambas as ocasiões, o reservatório experimental estava completamente seco.

$$TE = \dot{M} / [\dot{M} + \sum (C_{SS,i} \cdot Q_i)] \quad (5a)$$

$$\Delta M = - \rho_{SILT} \cdot \Delta V \quad (5b)$$

Modelos de eficiência de retenção de sedimentos

Modelo de Camp

O Modelo de Camp (1946), desenvolvido para estimar a eficiência de retenção de sedimentos (TE), consiste nas Equações 6 – 9. Na Equação 6: V_S é a velocidade de sedimentação, dada pela Lei de Stokes (Equação 7); V_C é a velocidade de sedimentação crítica (Equação 8); X_C é a fração mássica das partículas cuja velocidade de sedimentação é menor do que a crítica; ΔX_i é a fração mássica de partículas com diâmetros da faixa granulométrica ‘i’; N_C é o índice para a faixa superior de diâmetro do sedimento; ϕ é o diâmetro; g é a aceleração da gravidade; ν é a viscosidade cinemática da água; Q é a vazão de entrada; A_r é a área da superfície do reservatório; ρ_s é a densidade do sedimento – medida *in situ* 2.650 kg.m^{-3} ; e ρ é a densidade da água. A fusão das Equações 7 e 8 permite o cálculo do diâmetro crítico (ϕ_c), dado pela Equação 9.

$$TE = (1 - X_C) + \sum_{i=1}^{N_C} \left[\left(\frac{V_{S,i}}{V_C} \right) \cdot \Delta X_i \right] \quad (6)$$

$$V_S = \left(\frac{g}{18 \cdot \nu} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \cdot \phi^2 \quad (7)$$

$$V_C = \frac{Q}{A_r} \quad (8)$$

$$\phi_C = \sqrt{\left(\frac{18 \cdot \nu \cdot V_C}{g} \right) / \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)} \quad (9)$$

O modelo tem como premissa que partículas com velocidades de sedimentação superiores às críticas ficam indefinidamente retidas no reservatório, enquanto aquelas com menor velocidade de sedimentação podem ou não ficar retidas. Neste caso, o modelo assume

que a fração das partículas menores a serem aprisionadas no reservatório é igual à razão V_s/V_C , e a ressuspensão não é assumida, independentemente das características hidrodinâmicas. Essa suposição tende a superestimar a eficiência de retenção, pois desconsidera um processo relevante na dinâmica de sedimentos sob a água (LEE *et al.*, 2007; SON; HSU, 2011; FURBISH *et al.*, 2012, 2016).

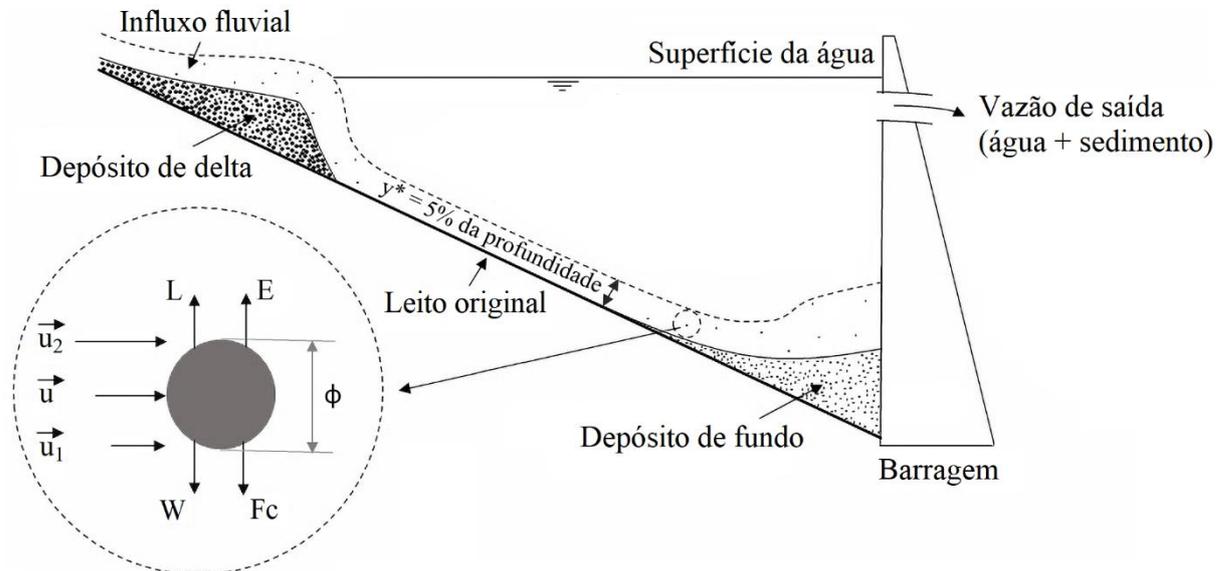
Modelo RETSED

O modelo RETSED (SILVA FILHO, 2020) corresponde a uma atualização do modelo de Camp (1946). Há duas características inovadoras no modelo de Silva Filho (2020). Primeiro, admite-se a ressuspensão das partículas inicialmente precipitadas (Figura 14). Para isso foi modelado o balanço de forças estáticas e hidrodinâmicas dentro do reservatório, tendo sido usadas equações robustas da Física, como Bernoulli, Prandtl e von Kàrmàn, entre outras. Como se trata de um processo com elevada incerteza, a modelagem da ressuspensão de partículas individuais demanda a formulação de uma função densidade de probabilidade. A segunda característica inovadora do modelo RETSED é o uso do princípio da entropia máxima para definir a função densidade de probabilidade.

O conceito da entropia usado para a geração do modelo RETSED foi introduzido por Shannon (1948) e sistematizado por Jaynes (1957a, 1957b). Segundo Papalexiou e Koutsoyiannis (2012), a aplicação do princípio da entropia máxima a um conjunto de dados leva a uma distribuição de probabilidades a menos enviesada possível para as informações disponíveis. Essa teoria desenvolveu-se rapidamente, com aplicação em várias áreas do conhecimento (por exemplo, WALLEK; PFLEGER; PFENNIG, 2016; FLORES-GALLEGOS, 2017). Na área de hidráulica, hidrologia e sedimentologia, podem ser citados, entre outros, os trabalhos de Amorocho e Espildora (1973); Chiu (1988); Araújo (1998; 2007); Fleming e Sauchyn (2013); Huang *et al.* (2011); Li e Zhang (2008); Liu *et al.* (2013); Mishra; Özger; Singh (2009); Singh (1997, 2010, 2011); Sonuga (1976); Zhang (2019) e Zhou *et al.* (2012).

O modelo RETSED pode ser sintetizado pela Figura 14 e pelas Equações 10 a 12, em que X_C significa a fração adimensional de massa com velocidade de sedimentação (V_s) abaixo da velocidade de sedimentação crítica (V_C); e P_R significa a probabilidade de ressuspensão do sedimento. Para maiores detalhes do modelo RETSED, recomenda-se a leitura de Silva Filho (2020) ou de Pereira *et al.* (2022).

Figura 14 – Perfil longitudinal de um pequeno reservatório com representação das principais forças atuantes em uma partícula de sedimento, segundo concepção do modelo RETSED: ‘u’ é a velocidade longitudinal, ‘L’ é a força de suspensão; ‘E’ é a força de empuxo, ‘W’ é a força peso, ‘F_C’ é a força de coesão e ‘φ’ é o diâmetro da partícula



Fonte: adaptada de Pereira *et al.* (2022).

$$TE = (1 - X_C) \cdot (1 - \overline{P_R}) + \sum_{i=1}^{N_C} [(V_{S,i}/V_C) \cdot \Delta X_i \cdot (1 - P_{R,i})] \quad (10)$$

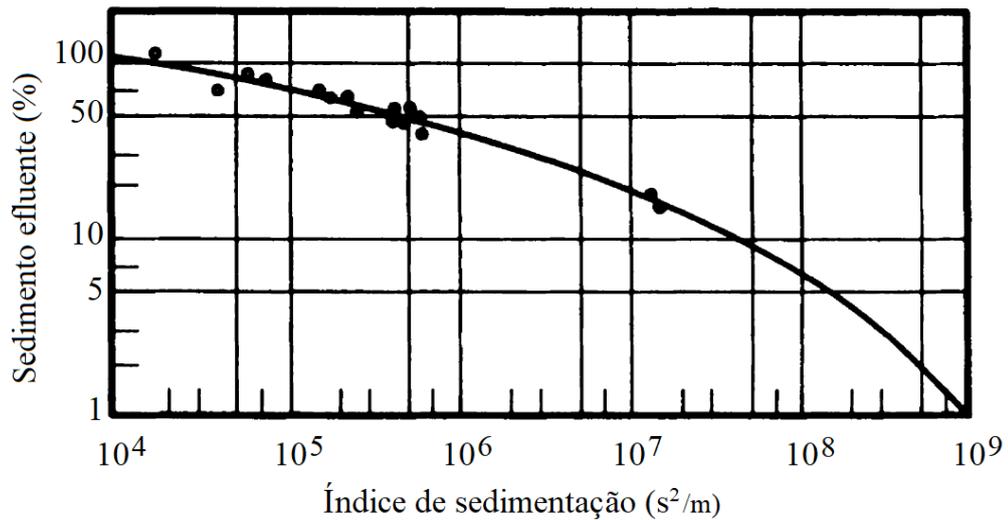
$$P_R = \int_{G+F_C}^{L_{\max}} f(L) \cdot dL \quad \text{se } L_{\max} > G + F_C \quad (11)$$

$$P_R = 0 \quad \text{se } L_{\max} \leq G + F_C \quad (12)$$

Modelo empírico de Churchill

O modelo de Churchill (1948) consiste em uma curva empírica que correlaciona a eficiência de retenção com o índice de sedimentação do reservatório, dado pela razão entre o período de retenção e a velocidade média (Figura 15).

Figura 15 – Curvas de eficiência de retenção de Churchill (1948)

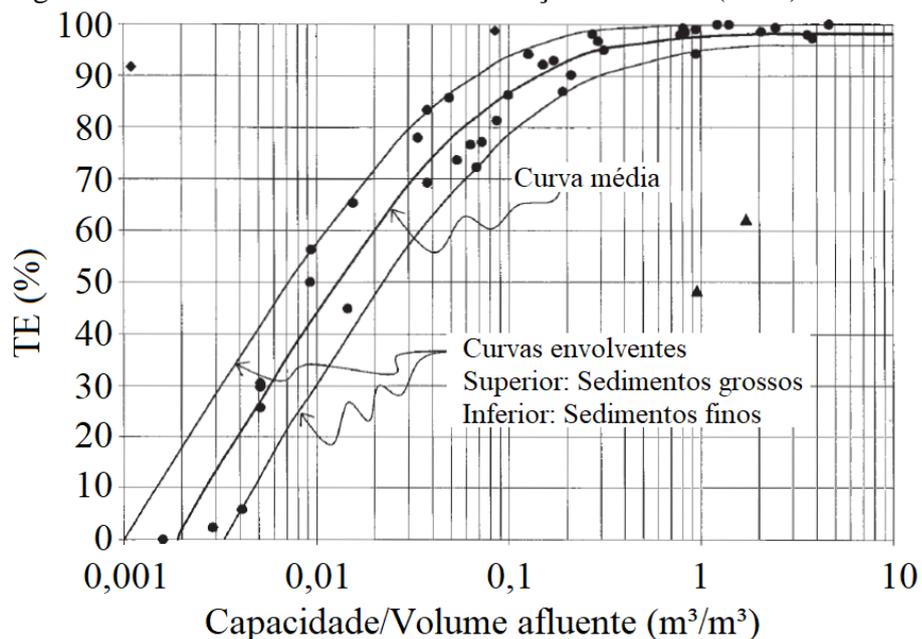


Fonte: Haan, Barfield e Hayes (1994).

Modelo empírico de Brune

Brune (1953) apresenta um modelo empírico baseado na eficiência de retenção medida em 44 reservatórios. O valor de TE está relacionado com o tempo de residência do reservatório, dado pela capacidade de armazenamento do reservatório dividido pela vazão média de entrada. Brune (1953) apresenta três curvas (Figura 16), das quais a mais baixa deve ser aplicada para estruturas de solo granular fino, como é o caso da área experimental da presente pesquisa.

Figura 16 – Curvas de eficiência de retenção de Brune (1953)

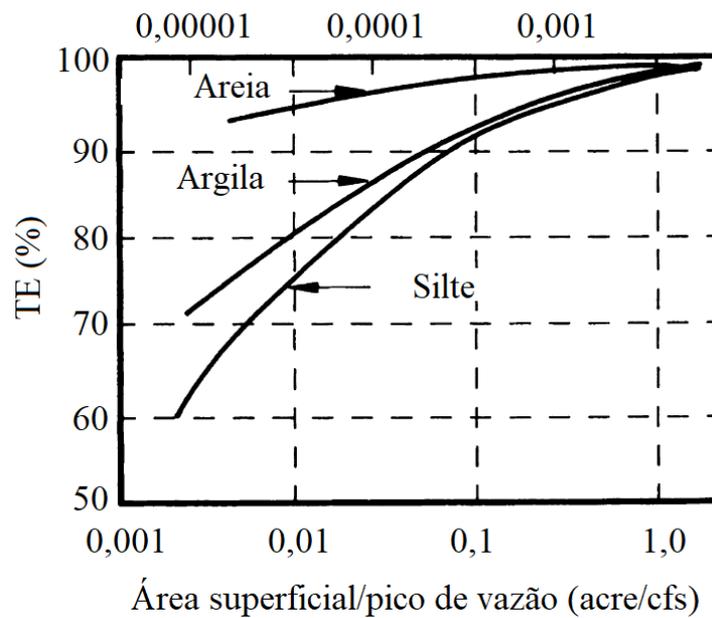


Fonte: Verstraeten e Poesen (2000).

Modelo empírico de Maryland

O modelo empírico de Maryland (MCBURNIE *et al.*, 1990) também é apresentado de forma gráfica, no qual três curvas – uma para areia, uma para argila e uma para silte – correlacionam a TE com a proporção da superfície do reservatório por sua vazão de pico (Figura 17). No caso deste experimento, usamos a curva referente ao silte.

Figura 17 – Curvas de eficiência de retenção de Maryland
ha/m³/h



Fonte: Haan, Barfield e Hayes (1994).

Para validação dos modelos, comparamos a TE medida na ECD com os valores simulados usando a Equação 13 como métrica de desempenho.

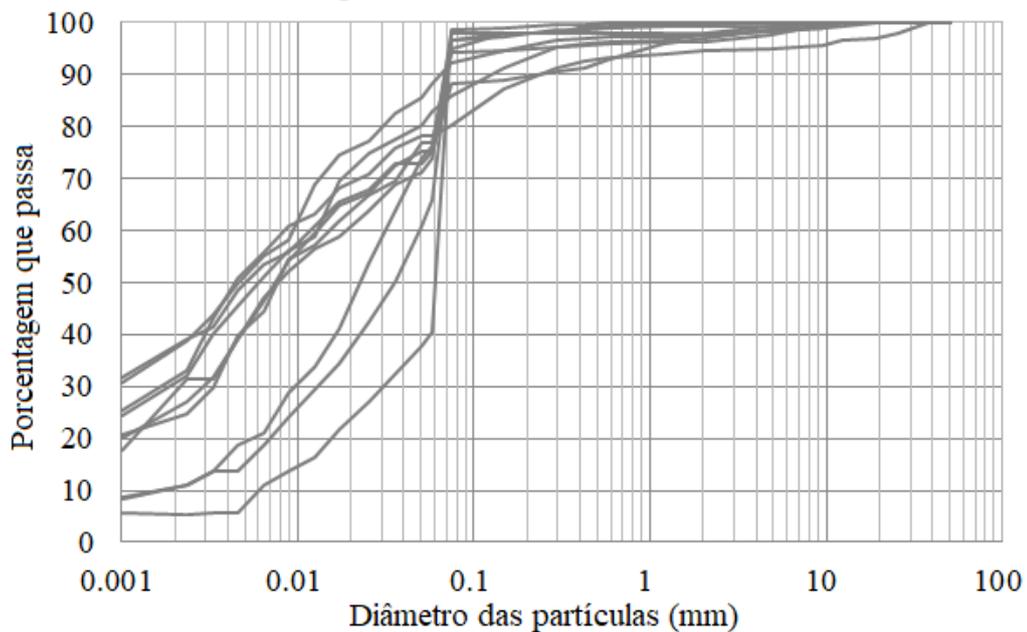
$$\delta = (TE_{\text{simulada}} - TE_{\text{medida}}) / TE_{\text{medida}} \quad (13)$$

5.3 Resultados e discussão

Experimento de campo

Na Figura 18 apresenta-se a distribuição granulométrica do solo das encostas da microbacia experimental, com base em dez amostras. Assim, a quantidade de argila – diâmetro menor que 0,002 mm – normalmente varia de 5% a 40%. Já a fração de silte – diâmetro de 0,002 a 0,05 mm – é alta, variando de 20% a 50%, bem como a fração de areia fina – diâmetro de 0,05 a 0,10 mm –, que varia de 10% a 50% da massa do solo. Por fim, a massa de areia média a grossa – diâmetro maior que 0,10 mm – varia de 2% a 18%. Chama a atenção o fato de que, em muitas amostras, ocorre aumento acentuado nas curvas, indicando que 35% a 50% do solo tem granulometria bastante homogênea, com diâmetro em torno de 0,06 mm. Em todos os casos, o diâmetro homogêneo fica na faixa do tamanho mais erodível, isto é, silte e/ou areia fina, o que explica em parte porque o solo do sítio Gilbués é tão vulnerável à erosão.

Figura 18 – Distribuição granulométrica de dez amostras de solo coletadas nas encostas da microbacia experimental de Gilbués, 2018 e 2019



Fonte: elaborada pelo autor.

Na Tabela 3 podem ser observadas as principais medições do experimento de Gilbués, incluindo as características da barragem experimental (ECD), bem como o balanço de água e sedimentos, concluindo com uma eficiência de retenção (TE) medida de 86% na ECD para o ano monitorado (julho de 2018 - julho de 2019).

Tabela 3 – Medidas na barragem experimental (ECD) de Gilbués (2018 – 2019)

Característica	Valor	Unidade
Características gerais da barragem experimental (ECD) em julho de 2018		
Área total da bacia	14,84	ha
Área de contribuição direta	0,76	ha
Área inundada	310,3	m ²
Capacidade de armazenamento	307	m ³
Profundidade média	0,87	m
Profundidade máxima	2,10	m
Comprimento	29,95	m
Largura média da área inundada	10,36	m
Balanco hídrico na barragem experimental (ECD)		
Precipitação (julho 2018 – julho 2019)	674,8	mm
Precipitação (julho 2018 – janeiro 2019)*	250,0	mm
Precipitação (1 fevereiro – 2 maio 2019)	424,8	mm
Volume de água retido na ECD (capacidade média de armazenamento: 2018 – 2019)	288	m ³
Volume de água retido nas barragens à montante	2.871	m ³
Evaporação da ECD	66	m ³
Evaporação das barragens à montante	660	m ³
Infiltração na ECD	28	m ³
Infiltração nas barragens à montante	283	m ³
Volume de saída da ECD	2.809	m ³
Volume total escoado na microbacia	7.005	m ³
Volume de entrada para a ECD da área de contribuição direta	3.191	m ³
Volume de saída das barragens de montante para a ECD (medida em campo)	684	m ³
Volume de entrada na ECD da microbacia (16 fevereiro – 2 maio 2019)	3.875	m ³
Escoamento específico na área de captação total (1 fevereiro – 2 maio 2019)	47,2	mm
Coefficiente de escoamento na microbacia (1 fevereiro – 2 maio 2019)	11%	-
Escoamento específico na área de contribuição direta (1 fevereiro – 2 maio 2019)	419,9	mm
Coefficiente de escoamento na área de contribuição direta (1 fevereiro – 2 maio 2019)	98%	-
Duração da vazão de saída	73	dias
Vazão de saída média	1,60	m ³ .h ⁻¹
Balanco de sedimentos na barragem experimental (ECD)		
Capacidade de armazenamento em julho de 2019	270	m ³
Redução do volume absoluto ($\Delta V/\Delta t$, de julho 2018 a julho 2019)	37	m ³ .ano ⁻¹
Volume assoreado por unidade de área inundada	119	mm.ano ⁻¹
Redução do volume relativo (referência: julho 2018)	12,1%	ano ⁻¹
Massa específica do sedimento assoreado na barragem experimental (ρ_{SILT})	1,13	mg.m ⁻³
Massa de sedimento assoreado ($\Delta M/\Delta t$)	42,06	Mg.ano ⁻¹
Concentração média de sedimentos em suspensão na saída (C_{SS})	2.420	mg.L ⁻¹
Descarga de sedimentos de saída ($\Sigma Q_{SS} = \Sigma C_{SS}.Q$)	6,80	Mg.ano ⁻¹
Fluxo de sedimentos das barragens de montante (medido no campo)	0,03	Mg.ano ⁻¹
Fluxo total de sedimentos para a ECD	48,89	Mg.ano ⁻¹
Produção de sedimentos na área total da microbacia	3,29	Mg.ha ⁻¹ .ano ⁻¹
Produção de sedimentos na área de contribuição direta	64,43	Mg.ha ⁻¹ .ano ⁻¹
Eficiência de retenção de sedimentos na ECD	86%	-

Fonte: elaborada pelo autor.

*A precipitação entre julho de 2018 e janeiro de 2019 causou contribuição insignificante de água e sedimentos para a ECD.

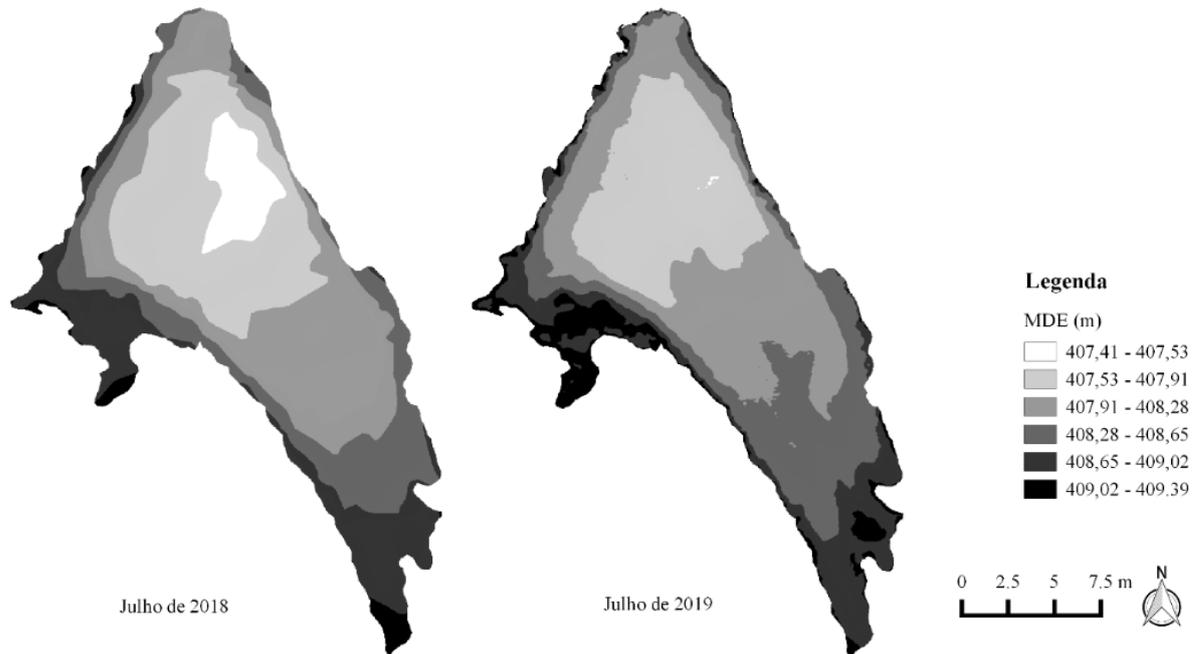
No período de julho de 2018 a julho de 2019, houve uma produção de 64,43 Mg.ha⁻¹ de sedimento na área de contribuição direta. Deste total, apenas 6,80 Mg saíram da microbacia por meio do vertimento em seu exutório; 42,06 Mg foi a massa de sedimento assoreada, que representa uma lâmina de sedimentação de 12 cm no ano avaliado. A barragem

experimental recebeu, ainda, 0,03 Mg das barragens de montante. Simplício *et al.*, (2020), estudando a mesma região, encontrou valor médio de produção de sedimento de 97 Mg.ha⁻¹.ano⁻¹, ao avaliar a erosão em 4 encostas com áreas de 30 m² cada. Esses resultados estão relacionados às características climáticas da região, integradas à topografia, que potencializam o transporte de quantidades elevadas de sedimentos para a rede de drenagem. As deposições sedimentares na área de Gilbués alteraram, ainda, os cursos d'água, redefinindo os canais fluviais. Consequentemente os corpos hídricos estão sendo soterrados pelos solos erodidos e depósitos de sedimentos provocando o intenso processo de assoreamento.

Os resultados mostram que o escoamento superficial na área de contribuição direta (ACD) foi muito alto (419,9 mm), principalmente por causa da topografia acidentada, da cobertura vegetal limitada nas encostas, da pequena área e do solo altamente degradado devido a erosão histórica e intensa que favorece o escoamento Hortoniano. Entretanto, quando observamos o coeficiente de escoamento da área total da microbacia (47,2 mm; 11%), este é semelhante ao valor médio aferido em bacias de solo raso do nordeste brasileiro. Observação análoga é feita com relação à dinâmica de sedimentos: a produção de sedimentos na ACD é muito alta (64,43 Mg.ha⁻¹.ano⁻¹) em virtude da degradação do local, mas é moderada (3,29 Mg.ha⁻¹.ano⁻¹) na área total da microbacia, ou seja, da mesma magnitude da média das bacias de sequeiro brasileiras. Essa compensação é causada pela existência de muitas barragens de retenção a montante, que retêm grandes frações de água e sedimentos, e demonstra que a rede densa de barragens de retenção de sedimentos não só é eficaz como também tem sido capaz de restaurar o escoamento e a produção de sedimentos da pequena bacia (14,8 ha) em nível regional.

A taxa anual de assoreamento da ECD é muito elevada, apresentando o valor de 12,1% (Figura 19), muito superior ao medido nos reservatórios do Bioma Caatinga, que é de 0,2% (ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006; ZHANG *et al.*, 2018). Farias (2008) também mediu o assoreamento de uma barragem no Brasil; o valor aferido foi de 11% em um ano, valor próximo ao medido no presente trabalho. Essa alta taxa de assoreamento nas barragens de retenção, em geral, infere sua curta vida útil, o que é uma desvantagem dessa tecnologia, conforme observado em campo por Simplício *et al.* (2020). Como as barragens de retenção possuem assoreamento elevado, sua eficácia diminui rapidamente enquanto o fluxo de saída de sedimentos aumenta. Na ECD, por exemplo, foi observada alta concentração de sedimento em suspensão na saída, com média de 2.420 mg.L⁻¹ e máxima de até 12.000 mg.L⁻¹.

Figura 19 – Modelos digitais de elevação da barragem experimental de Gilbués em julho de 2018 e julho de 2019, evidenciando o acúmulo de sedimento em seu interior



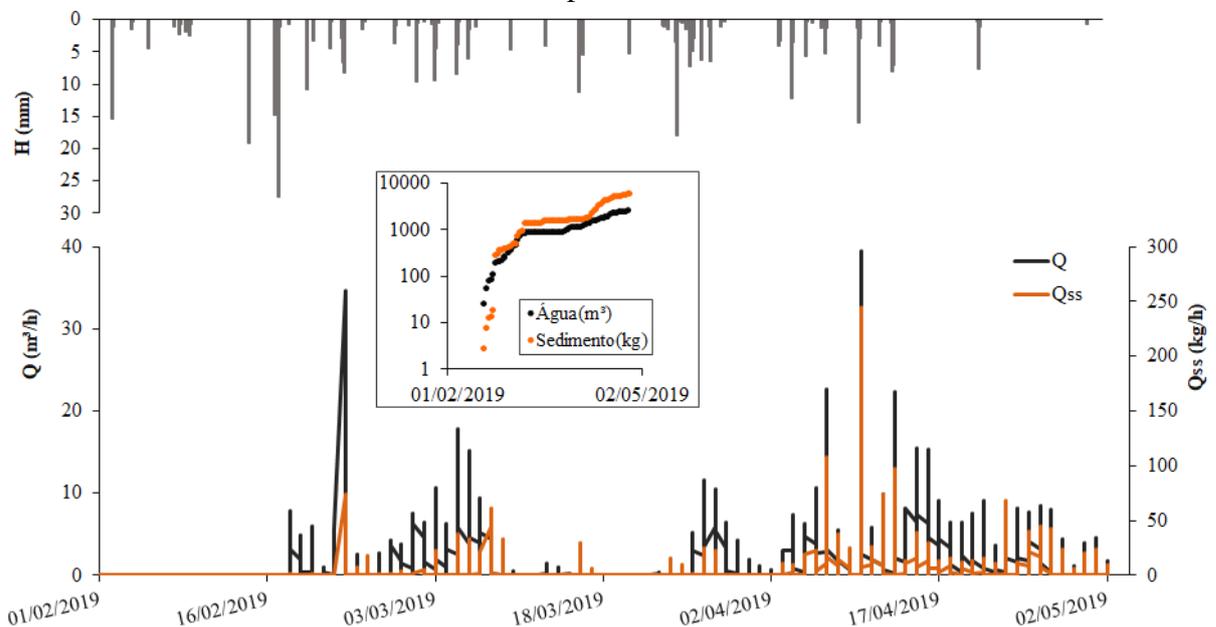
Fonte: elaborada pelo autor.

Embora o experimento tenha começado em 2018, a ECD permaneceu vazia até o final de janeiro de 2019, com a vazão ocorrendo apenas entre fevereiro e maio de 2019. O primeiro evento de chuva relevante (17 mm) em 2019 ocorreu em 02 de fevereiro e caracterizou o início tardio da estação chuvosa naquele ano. Seguiu-se uma precipitação esparsa desprezível até o dia 14, quando ocorreu uma precipitação de 20 mm. Dois dias depois (16 - 17 de fevereiro), ocorreu um evento intenso (47 mm), que encheu quase completamente a ECD. No dia seguinte (18 de fevereiro), a ECD foi preenchida e o escoamento iniciado.

No período de sangria da ECD a precipitação total foi de 424,80 mm, que corresponde a 63% do total precipitado entre julho de 2018 e julho de 2019, que foi de 674,80 mm – ano atípico para a região, com chuvas abaixo da média. A Figura 20 mostra as medidas de precipitação, bem como fluxos de água e sedimentos na ECD, de 01 de fevereiro a 04 de maio de 2019. A maior precipitação diária no período de sangria ocorreu em 10 de abril (28,0 mm) e foi seguida por um pico elevado de vazão de água e sedimentos na saída da barragem. Ao considerar apenas a precipitação horária, o caso mais extremo (18 mm) ocorreu em 25 de março, mas a resposta da bacia a este evento - embora perceptível - não foi tão aguda devido à sua curta duração (21,6 mm em 3 horas). Os acumulados totais de água e sedimentos vertidos no período de sangria – fevereiro a maio de 2019 – foram de 2.809 m³ e 6.798 Mg, respectivamente, o que representa 2,42 kg de sedimento por metro cúbico de água vertido. As curvas cumulativas dos fluxos de água e sedimentos mostram boa concordância, o que indica

uma relação causal próxima entre as variáveis e uma concentração de sedimentos razoavelmente constante. Na verdade, mais de 90% da concentração de sedimentos horária medida (CSS) ficou entre a média \pm um desvio padrão. Esta característica confirma uma concentração de sedimentos relativamente constante que não apenas indica um sistema bem misturado, mas também atesta a relevância da ressuspensão de sedimentos no balanço de sedimentos.

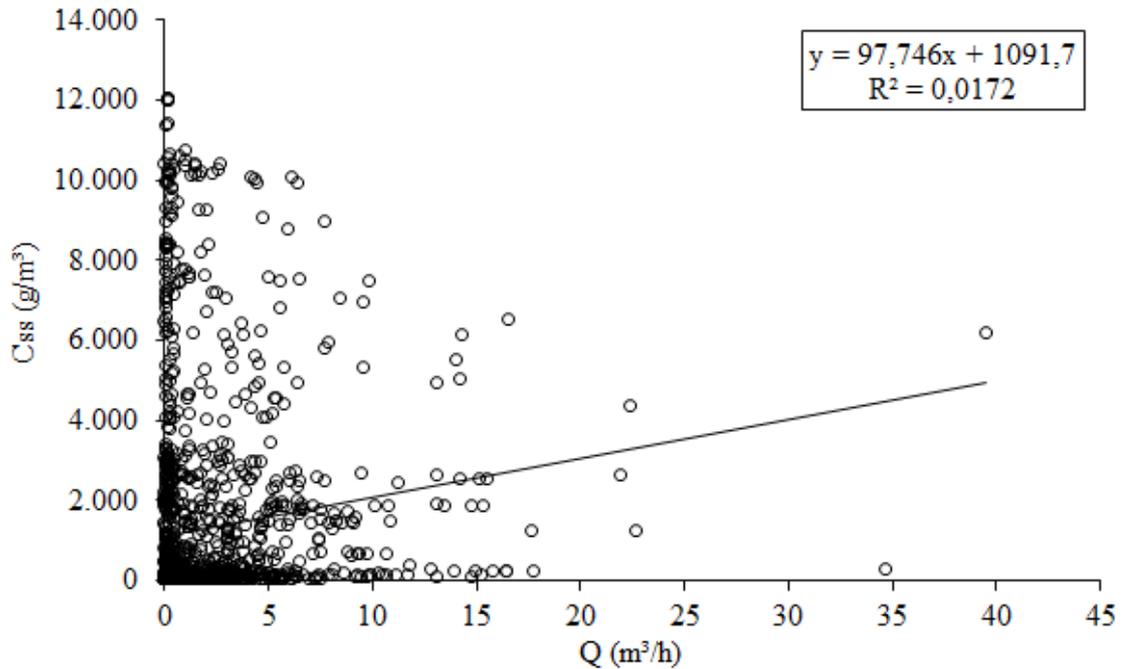
Figura 20 – Evolução temporal (fevereiro a maio de 2019) da precipitação pluviométrica, vazão líquida e vazão sólida na saída da barragem experimental de Gilbués e os valores de água e sedimentos acumulados de saída no mesmo período



Fonte: elaborada pelo autor.

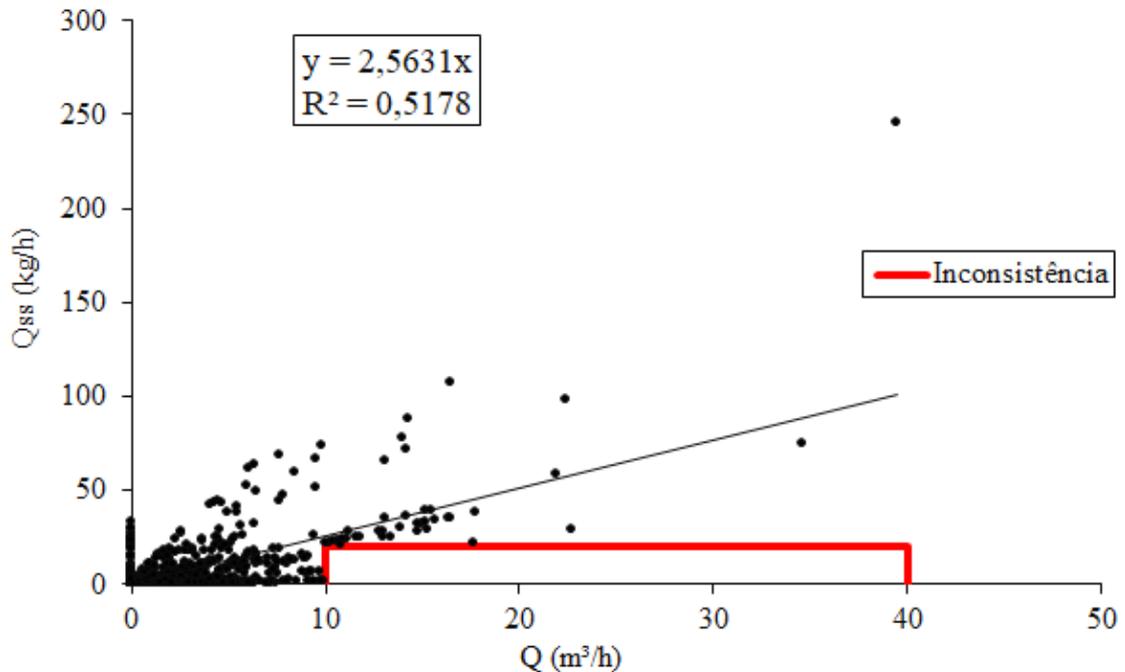
A concentração de sedimentos suspensos (CSS) não mostrou correlação com a vazão líquida de saída ($R^2 = 0,0172$) (Figura 21). Guzman *et al.* (2013) afirmaram que isso se verifica quando se utilizam dados sub-horários e justificam ainda que, para uma mesma vazão, podem haver vários valores de CSS, dependendo, entre outros fatores, se o evento ocorre no início ou no final da estação chuvosa. Já a vazão sólida (Q_{ss}) apresentou correlação positiva ($R^2 = 0,52$) após a eliminação de 1% dos dados que correspondem a uma zona de inconsistência identificada na análise dos resultados (Figura 22).

Figura 21 – Relação entre vazão líquida de saída (Q) e concentração de sedimentos suspensos (CSS) na barragem experimental de Gilbués (2019)



Fonte: elaborada pelo autor.

Figura 22 – Relação entre vazão líquida de saída (Q) e vazão sólida de saída (Q_{ss}) na barragem experimental de Gilbués (2019)

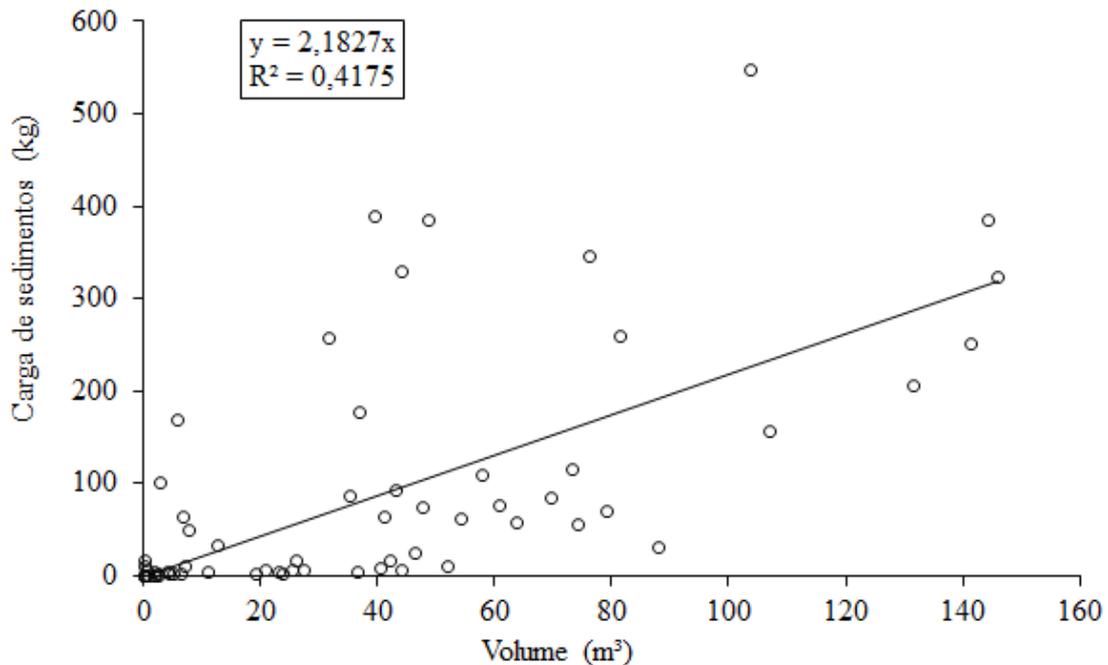


Fonte: elaborada pelo autor.

Quando analisada diariamente, a relação entre carga de sedimento que deixou a barragem está relacionada positivamente ($R^2 = 0,41$) com o volume de água que deixou a barragem (Figura 23). Apesar dessa relação linear positiva, existe grande dispersão dos dados.

Fang *et al.* (2016) também relatam a complexidade da relação entre Q e CSS ao estudar três períodos distintos, evidenciando a variação de valores de CSS para o mesmo valor de vazão.

Figura 23 – Relação entre volume de água de saída e massa de sedimento de saída diária na barragem experimental de Gilbués (2019)



Fonte: elaborada pelo autor.

A região de Gilbués sofre com o processo erosivo, refletido nas altas taxas de perda de solo em suas encostas, que chegam a 7,5 mm por ano (SIMPLÍCIO *et al.*, 2020). Essas taxas erosivas refletem diretamente na alta concentração de sedimentos suspensos da barragem experimental de Gilbués (2,42 kg.m⁻³). Li *et al.* (2018) encontraram valores similares de CSS (1,71 kg.m⁻³) no reservatório Xiangjiaba, em estudo realizado na bacia do Rio Yangtze, na China. Assim como Sari *et al.* (2017), que observaram valores de CSS acima de 1 kg.m⁻³ no Rio Taboão, no Sul do Brasil, numa área agrícola. Adeogun *et al.* (2020) observaram altas CSS 11,90 kg.m⁻³ e produção de sedimento de 35,29 Mg.ha⁻¹ por ano na Nigéria.

Verstraeten e Poesen (2000) afirmaram que a taxa de assoreamento em pequenos açudes é geralmente muito maior em comparação com grandes barragens, tornando a sedimentação nesse ambiente um problema grave e a vida útil desses pequenos açudes muito pequena. Os mesmos autores exemplificam, ainda, altas taxas de sedimentação em uma área na Bélgica, onde alguns pequenos açudes perderam sua capacidade total de retenção de água no período de 3-4 anos (VERSTRAETEN; POESEN, 1999). Esses resultados não estão totalmente de acordo com aqueles medidos em Gilbués, onde barragens de retenção foram construídas em

2007 e devem durar mais uma década (SIMPLÍCIO *et al.*, 2020). A principal razão para a vida útil relativamente longa das barragens de controle de Gilbués em comparação com a de ambientes menos áridos (VERSTRAETEN; POESEN, 1999; 2000; FARIAS, 2008) é seu regime hidrológico. Em Gilbués, a precipitação é concentrada em poucos meses, gerando, portanto, um escoamento elevado (Tabela 3) e eventos de alta vazão (Figura 20), que favorecem a ressuspensão de sedimentos, reduzem a TE e aumentam a vida útil da barragem. Já em comparação com o assoreamento de reservatórios maiores localizados no semiárido brasileiro, o valor medido na barragem experimental de Gilbués é quase duas ordens de magnitude maior. Campos *et al.* (2018) investigaram cinco grandes reservatórios na região semiárida brasileira e apontaram uma redução volumétrica anual de 0,2%, valor semelhante ao medido por Araújo *et al.* (2017; ver também GAISER *et al.*, 2003) em vários reservatórios de diferentes tamanhos ($1 - 10^2 \text{ hm}^3$) na mesma região.

A produção de sedimentos observada neste trabalho ($64,43 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) é compatível com a medida, também em Gilbués, em cinco barragens de retenção por Simplício *et al.* (2020, valor mediano de $68 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$), usando uma abordagem metodológica diferente. Isso corrobora a consistência dos dados. Esta alta produção de sedimentos na área experimental pode estar diretamente associada ao estado de degradação de Gilbués (VIEIRA; LIMA, 2007; ALMEIDA-FILHO; CARVALHO, 2010) e às características do solo, especialmente a prevalência da fração de silte erodível (Figura 18), que também contribuem para a taxa de erosão local.

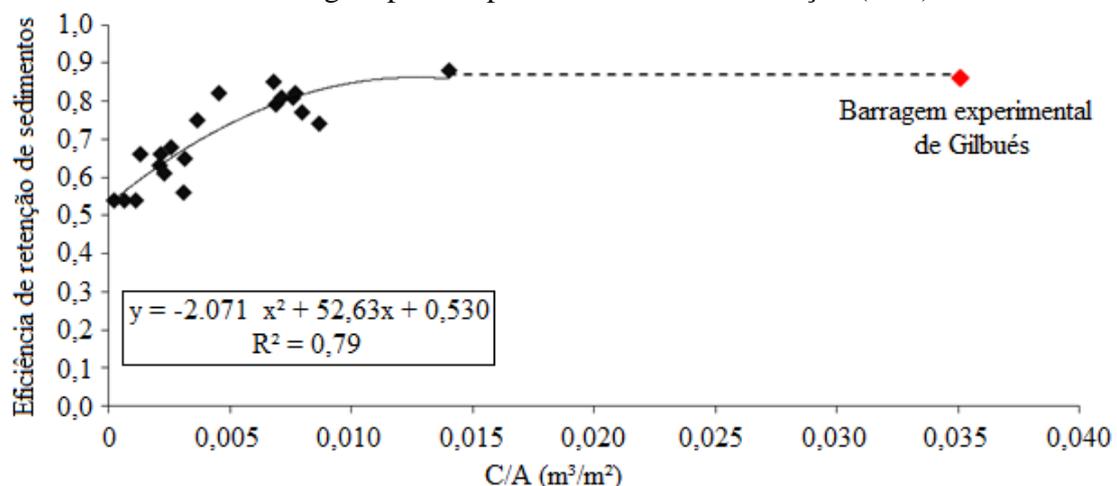
Moges *et al.* (2018) encontraram altas produções de sedimentos ($24,99 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$; $43,33 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) ao investigar o assoreamento e a produção de sedimentos em duas bacias na Etiópia. Os autores mencionaram que as perdas de solo em pequenas bacias sem ravinas ou voçorocas são geralmente pequenas, em comparação com bacias hidrográficas dominadas por este tipo de erosão. Por isso, as perdas de solo estimadas para as bacias hidrográficas de Anjeni e Ene Chilala, dominadas por ravinas, por exemplo, são da ordem de 30 e $75 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, respectivamente (AYELE *et al.*, 2016), enquanto na China, uma das regiões com maior taxa de erosão no mundo (SHI *et al.*, 2019), estes índices chegam a $80 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, mostrando que a produção de sedimentos de Gilbués é comparável com a de outras áreas de *badlands*.

Um estudo realizado por Díaz, Mongil e Navarro (2014), numa área de *badlands* em restauração na Espanha, com quinze barragens de retenção de sedimentos (ou *check dams*, em inglês) com áreas de contribuição variando de 341 m^2 a 6.704 m^2 , apresentou eficiência de retenção média superior a 90%, similar aos nossos dados e para a mesma escala espacial. O

maior valor de TE (99,83 %) foi medido na barragem com menor área de contribuição (341 m²), que chegou a reter 38,47 Mg.ha⁻¹ por ano dos 38,53 Mg.ha⁻¹ anuais do sedimento afluente. Díaz *et al.* (2019) apresentaram valores médios de eficiência de retenção variando de 87,36% a 91,09%, utilizando diferentes métodos na avaliação de 113 *check dams*, também na Espanha, com valores absolutos variando de 25% a 99,8%. Já Tamene *et al.* (2006), estudando o assoreamento em onze pequenos reservatórios no semiárido da Etiópia, numa região com presença de voçorocas, chegaram ao valor de TE média de 94%. Os dados de TE obtidos por Bellin *et al.* (2011), no sudeste da Espanha, variaram amplamente, de 7% a 99%, considerando-se 36 *check dams*, com média de 72%, mesmo com baixos valores de produção de sedimentos (1,40 Mg.ha⁻¹.ano⁻¹). Nesse estudo, os maiores valores de TE parecem estar relacionadas às menores áreas de contribuição, que variam de 3,9 a 911,1 ha.

Em outro estudo, Vaezi *et al.* (2017) estudando a produção de sedimento em pequenas bacias no semiárido do Iran (áreas variando de 1,04 a 2,87 hectares) apontam que existe relação significativa entre a TE e a razão entre a capacidade de armazenamento da *check dam* e área de sua microbacia. Com aumento da razão ocorre o aumento da TE, ou seja, em uma pequena microbacia que possua uma *check dam* com capacidade de armazenamento alta, a maioria do sedimento produzido ficará retido. No referido estudo, a TE variou de 54% a 88%. Quando adicionada a TE da barragem experimental de Gilbués ao gráfico, observa-se que há uma tendência de estabilização da curva que descreve essa relação (Figura 24), sendo mais adequado explicá-la como uma função potencial, não polinomial como sugerido pelo autor em questão, já que esta última tem um ponto máximo e posteriormente irá entrar na descendente, permitindo, inclusive, valores negativos de TE, não condizendo com o fenômeno físico em si.

Figura 24 – Relação entre a eficiência de retenção e a razão capacidade de armazenamento da barragem pela respectiva área de contribuição (C/A)



Fonte: adaptada de Vaezi *et al.* (2017).

Desempenho dos modelos

A análise do desempenho dos modelos de TE pode ser observada na Tabela 4. Os modelos físicos (Camp e RETSED) tiveram desempenho adequado, já os empíricos (Churchill, Brune e Maryland) desviaram-se excessivamente da TE medida ($|\delta| \geq 0,10$). O modelo de Churchill (TE = 99%) teve o pior desempenho ($\delta = +0,15$), apesar de ter sido projetado para pequenas barragens, como é o caso do presente experimento. Já o modelo de Brune (TE = 75%), projetado para grandes reservatórios, também falhou em representar adequadamente a observação de campo, produzindo um desvio relativamente alto ($\delta = -0,13$). Apesar de o modelo de Maryland (TE = 94%) ter sido parametrizado corretamente, ou seja, com base em dados de campo, teve desempenho moderado ($\delta = +0,10$). O modelo de Camp foi o que gerou o resultado mais próximo ao valor medido (TE = 89%), com um desvio de apenas +0,03, isto é, o modelo superestimou a TE. O modelo RETSED (TE = 81%) também apresentou bom desempenho ($\delta = -0,06$), além disso, por considerar a ressuspensão de sedimentos, a TE simulada por este modelo é sempre menor ou igual à do determinístico.

Tabela 4 – Simulação de eficiência de retenção (TE) na barragem experimental por diferentes modelos e o desvio relativo (δ), correspondente do valor medido

Modelo	Parametrização	TE	δ
Camp (Equação 6)	Fração mássica de partículas menores $X_c = 0,14$	89%	+0,03
Churchill (1948)	Índice de sedimentação = $1,34 \cdot 10^{+10} \text{ s}^2/\text{m}$	99%	+0,15
Brune (1953)	Tempo de residência = 0,074 years	75%	-0,13
Maryland (1990)	Área superficial/pico de vazão = 0,387 acre/cfs	94%	+0,10
Modelo Retsed (Equação 10)	Probabilidade de ressuspensão média $P_R = 0,101$	81%	-0,06

Fonte: elaborada pelo autor.

Os modelos empíricos são úteis devido à sua capacidade de estimar a TE exigindo poucos dados (HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994), mas tendem a apresentar desempenho entre moderado e ruim quando aplicados em reservatórios cujo ambiente difere daquele da área de calibração. Aliás, Lewis *et al.* (2013) observaram que a maioria dos modelos empíricos superestimam a TE. De fato, Chen (1975) mostrou que o modelo de Churchill superestimou a TE, especialmente para sedimentos de partículas menores, como é o caso de Gilbués, onde foi constatado que o modelo de Churchill forneceu o pior desempenho entre os investigados, superestimando a TE em 15%.

Uma das razões pelas quais os modelos empíricos superestimam a TE é que o processo de ressuspensão dos sedimentos é frequentemente desconsiderado. Esse processo é mais acentuado em partículas pequenas, com maior probabilidade de ressuspensão, o que concorda com a afirmação de Chen (1975). No entanto, existem outras razões pelas quais os modelos

empíricos falham em representar as observações de campo. Lewis *et al.* (2013) mediram a TE da grande barragem de Burdekin Falls, na Austrália, durante cinco anos e concluíram que os modelos empíricos – dentre os quais estava o de Churchill – superestimam a eficiência em até 26%. Segundo os autores, uma explicação razoável para a falha dos modelos empíricos é que suas equações são geradas com base em medições de reservatórios abastecidos por rios de zona temperada, enquanto o estudo de caso australiano foi feito em uma bacia hidrológica com escoamento intra-anual. Esse também é o caso da barragem experimental de Gilbués, onde o escoamento não desprezível ocorreu durante menos de três meses em um ano.

Na China, Tan *et al.* (2019) aplicaram quatro modelos – Brown, Brune, Siyam e Jothiprakash – a vinte reservatórios na bacia do rio Yangtze. Eles concluíram que os melhores desempenhos foram obtidos com os modelos de Brune e Siyan (erro de 5%), enquanto o modelo de Jothiprakash teve o pior resultado (erro de 18%). A TE medida no reservatório Goupitan, por exemplo, foi de 87%, valor próximo ao avaliado em Gilbués (86%), assim como todos os modelos superestimaram a eficiência medida, com erro médio de 8%. Os autores entendem que o mau desempenho de alguns modelos empíricos se deve ao fato de geralmente serem gerados para um pequeno número de reservatórios com variedade limitada de características hidrológicas – conforme Lewis *et al.* (2013) também apontou –, portanto, com capacidade de extrapolação restrita. Além disso, Tan *et al.* (2019) sugerem que os modelos empíricos são normalmente baseados em dados de grandes reservatórios, onde os processos sedimentológicos prevalentes diferem daqueles que se dão nos pequenos, como é o caso do experimento de Gilbués.

Os dados de campo (Figura 20) retratam o aspecto dinâmico da vazão através da barragem, causado principalmente por sua pequena área de captação, seu relevo acidentado e seu alto coeficiente de escoamento, provocado pela falta de vegetação e pelos solos degradados. Na verdade, o coeficiente de variação por hora da vazão durante o período de sangria é próximo a dois (1,91), e se espera que os modelos reajam a essa ampla faixa de força de elevação. O coeficiente de variação simulado da TE foi de 3% e 21% de acordo com os modelos Camp e RETSED, respectivamente. Além disso, os resultados mostram que, segundo o modelo de Camp, a TE está comumente na faixa de 70% a 90%, enquanto o modelo RETSED indica que a TE varia de 10% a 90%.

5.4 Conclusões

1. A barragem experimental de Gilbués apresenta alta eficiência de retenção dos sedimentos provenientes dos processos erosivos da área experimental ($TE = 86\%$). Isso corresponde a uma perda anual de 12% de seu volume.
2. Três modelos empíricos comumente usados na literatura (Churchill, Brune e Maryland) não representaram adequadamente a eficiência de retenção de sedimentos medida na barragem experimental de Gilbués, com erros absolutos ultrapassando 10%.
3. Os modelos de Camp e RETSED apresentaram bom desempenho, com desvios de +3% e -6%, respectivamente.
4. Os dados, da forma em que foram coletados, permitiram avaliar o balanço de sedimentos hora a hora na barragem. Isso tornou possível, por exemplo, avaliar o desempenho dos modelos nessa escala temporal. Como consequência, pôde-se avaliar a sensibilidade dos modelos em relação às flutuações hidrodinâmicas.
5. Os resultados do reservatório experimental demonstram também que o sedimento esteve bem misturado, indicando a relevância da ressuspensão de sedimentos.
6. A concentração de sedimentos suspensos não possui relação significativa com a vazão líquida de saída na calha Parshall. A alta dispersão dos dados evidencia a complexidade da relação entre as vazões líquida e sólida.
7. Foram constatadas altas taxas erosivas devido à vegetação esparsa, ao relevo acidentado e à predominância de silte no solo (até 50%, fração suscetível à erosão).
8. As medidas perpetradas nessa pesquisa indicam que praticamente toda a água precipitada na área de captação escoou para a barragem experimental, pois o coeficiente de escoamento da área de contribuição direta foi de 98%. Isso retrata a baixa infiltração após o fechamento das fissuras (visíveis no solo local, quando seco) que ocorre após os primeiros eventos pluviométricos.

6 MEDIDA DE PARÂMETROS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS NO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO DE GILBUÉS

6.1 Introdução

A desertificação, resultado de processos naturais e antropogênicos que levam à degradação ambiental gradual e à perda da produtividade biológica e econômica do solo (BIELDERS; ALVEY; CRONYN, 2001; RASMUSSEN; FOG; MADSEN, 2001; HERRMANN; ANYAMBA; TUCKER, 2005; FOSTER *et al.*, 2012), é uma ameaça global complexa que causa uma série de problemas sociais e ambientais. Entre os vários fatores relacionados à desertificação, podemos citar a seca, erosão dos solos, a degradação da vegetação nativa, mineração, etc. (SALVIANO *et al.*, 2013; SYMEONAKIS *et al.*, 2016; KARAMESOUTI; PANAGOS; KOSMAS, 2018; JIANG *et al.*, 2019; AKBARI *et al.*, 2020).

Entre as áreas sensíveis à desertificação está o Semiárido Brasileiro, onde as bacias hidrográficas e seus recursos naturais estão sendo degradados (ALVES; DE AZEVEDO; SANTOS, 2017; SILVA *et al.*, 2018). Nestas áreas sazonalmente secas o regime hidrossedimentológico é, geralmente, muito dinâmico e mais difícil de analisar devido a dados insuficientes, forte sazonalidade e eventos de alta intensidade (KRISHNASWAMY; HALPIN; RICHTER, 2001; JODAR-ABELLAN *et al.*, 2019), demandando, assim, pesquisas sedimentológicas, que poderão fornecer indicativos importantes do processo de desertificação (VANMAERCKE *et al.*, 2011; SOUZA; DE SILANS; SANTOS, 2004; ALMEIDA-FILHO; CARVALHO 2010; FERREIRA *et al.*, 2018; SIMPLÍCIO *et al.*, 2020).

O conhecimento de parâmetros hidrossedimentológicos facilita a compreensão dos processos de erosão, transporte e sedimentação, assim como provê o melhor entendimento do comportamento e a interação dos seus diferentes componentes, permitindo o aprimoramento do manejo de bacias hidrográficas e de técnicas de conservação dos recursos naturais. Sem a compreensão clara de como as propriedades hidrossedimentológicas afetam o processo erosivo, a capacidade de previsão/modelagem da erosão torna-se limitada (ROBERTS; JEPSEN; JAMES, 2003). Nos estudos desta temática, deve-se levar em consideração, vários fatores, entre eles a infiltração de água no solo, a granulometria do solo/sedimento e a forma como as partículas se encontram naturalmente no ambiente.

A água é o principal agente erosivo em bacias semiáridas, sendo diretamente responsável pelo transporte do solo erodido (SILVA JUNIOR *et al.*, 2011). Quando a água infiltra no solo, o escoamento superficial diminui e, conseqüentemente o transporte de solo.

Assim, quanto maior for a capacidade de infiltração, menor será a probabilidade de haver desprendimento e transporte de sedimento pelo escoamento superficial, sendo o conhecimento desse processo fundamental para o manejo e conservação do solo e da água. O conhecimento da infiltração também fornece subsídios para o dimensionamento de estruturas de controle de erosão, e para definição de práticas de uso e manejo do solo que sejam capazes de reduzir a erosão do solo.

Dependendo da composição granulométrica, o solo terá maior ou menor susceptibilidade ao desprendimento e transporte de partículas (ZHAO *et al.*, 2011; ZHU; LI; CHENG, 2021). Este é um dos parâmetros mais importantes para analisar o comportamento do sedimento na água, refletindo na deposição e na saída de sedimentos em suspensão, sendo fundamental à dinâmica dos sedimentos em reservatórios. Já a massa específica aparente seca (ρ_a) é um parâmetro que fornece informações sobre o estado de compactação do solo. Quanto mais compacto, menor é a oportunidade de infiltração da água e maior será a oportunidade de escoamento superficial e conseqüentemente erosão. Já a massa específica aparente seca do sedimento depositado nos reservatórios nos permite obter informações acerca da massa assoreada.

Diante disso, objetivou-se nesta etapa da pesquisa avaliar parâmetros hidrossedimentológicos no Núcleo de Desertificação de Gilbués, buscando correlação com os processos físicos nas encostas e nas barragens de retenção.

6.2 Material e métodos

Teste de infiltração

Para realização do teste de infiltração de água no solo de Gilbués, aplicou-se o método dos anéis concêntricos (ver descrição elaborada por BRANDÃO *et al.*, 2006). Para este fim, foram utilizados anéis que possuem diâmetros externo e interno de 50 cm e 25 cm, respectivamente (Figura 25). O teste de infiltração foi realizado em quatro repetições, nas quais mediram-se as variações de nível da água no anel interno, com auxílio de uma régua, em intervalos determinados de tempo.

Figura 25 – Medição da taxa de infiltração da água no solo pelo método dos cilindros concêntricos em Gilbués-PI (2019)



Fonte: elaborada pelo autor.

Os dados de infiltração medidos em campo foram ajustados utilizando-se a equação de Horton (HORTON, 1941) (Equação 14), que expressa a variação da infiltração da água no solo ao longo do tempo, assumindo que a infiltração inicia a uma taxa f_0 decresce exponencialmente com o tempo t . Quando a umidade do solo atinge um grau elevado, próximo à saturação, a taxa de infiltração converge para um valor constante f_c .

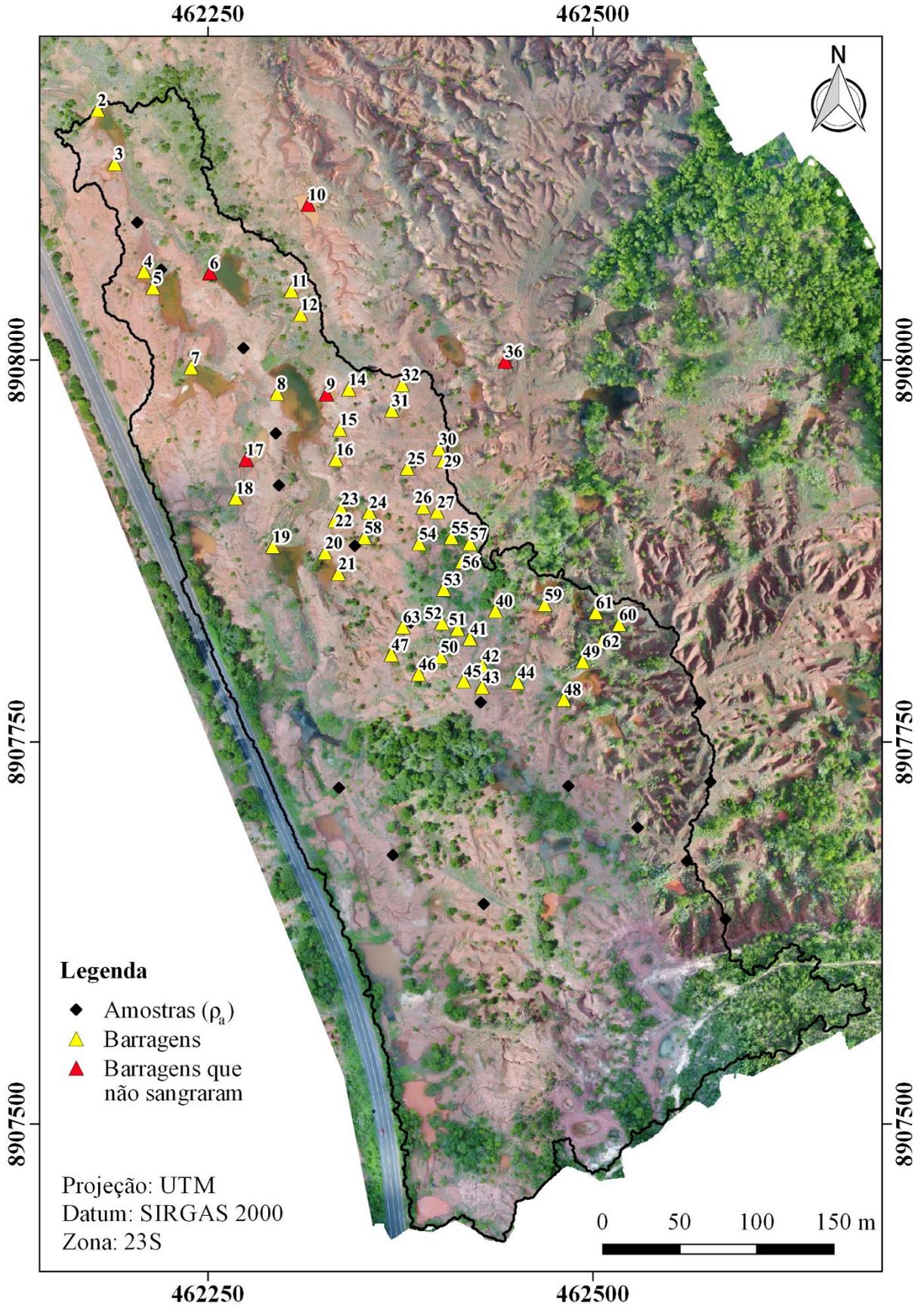
$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (14)$$

Em que: f = taxa de infiltração (mm.h^{-1}); f_0 = taxa de infiltração inicial (mm.h^{-1}); f_c = taxa de infiltração final (mm.h^{-1}); k = taxa de decaimento ($1/\text{h}$); t = tempo (h).

Análise Granulométrica

Na área do NUPERADE, onde há dezenas de pequenas barragens de retenção de sedimento (aproximadamente 130), foram selecionadas, identificadas e numeradas 54 destas para serem utilizadas com objetos de estudo (Figura 26).

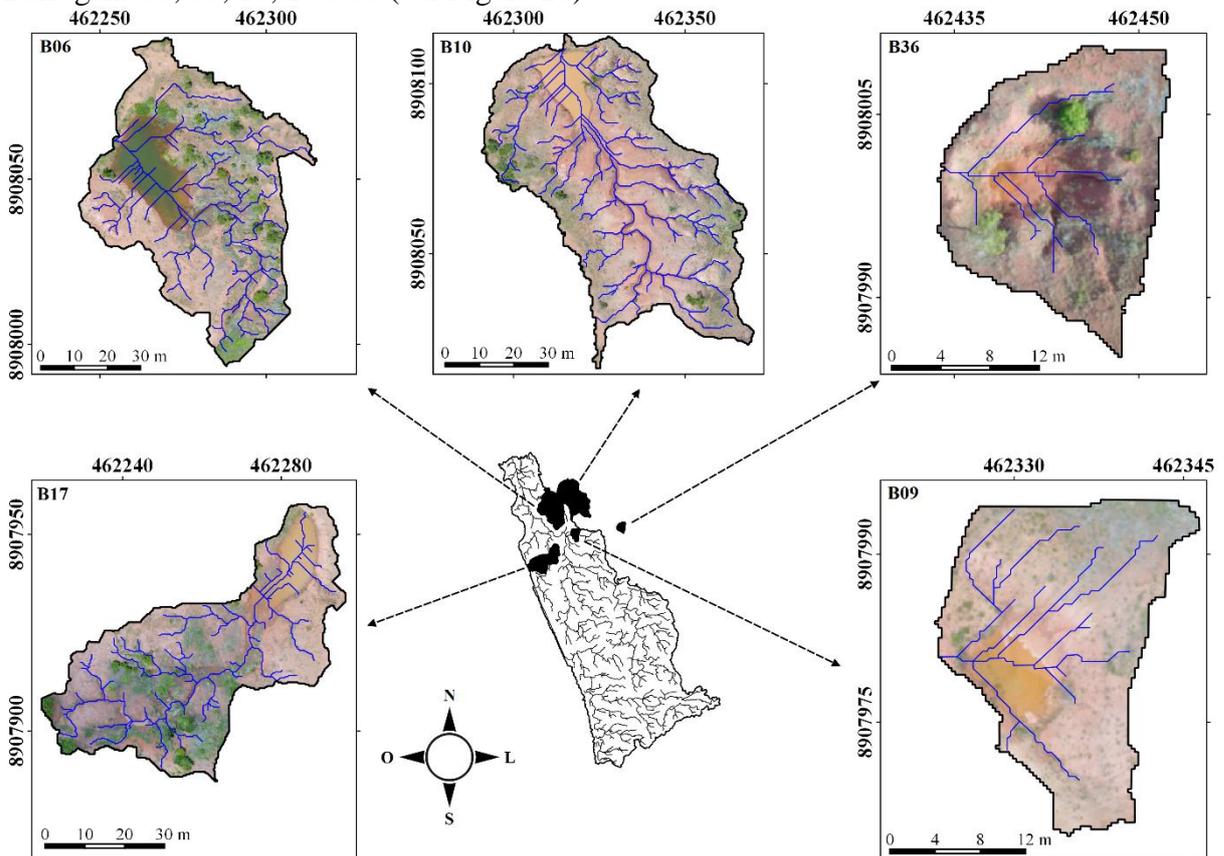
Figura 26 – Microbacia de estudo com as barragens selecionadas/identificadas na área do NUPERADE, Gilbués, PI (2018)



Fonte: elaborada pelo autor.

Foram realizadas análises granulométricas para o solo das encostas das áreas 06, 09, 10, 17 e 36 (Figura 27) da microbacia de estudo, e para o sedimento contido em suas respectivas barragens (06, 09, 10, 17 e 36). Para estas análises foram coletadas três amostras à profundidade de 0 – 10 cm, tanto do solo das encostas como do sedimento assoreado nas barragens (delta e fundo) e, posteriormente aplicado o método do densímetro, que se baseia no princípio de que o material em suspensão confere determinada densidade ao líquido (BOUYOUCOS, 1927, modificado; conforme descrito por CARVALHO, 2008). O emprego deste método, além de exigir pequena aparelhagem, é de custo reduzido e de simples operação, sendo indicado para amostras de solo de textura de média a argilosa.

Figura 27 – Microbacia de estudo com destaque para as áreas de contribuição direta das Barragens 06, 09, 10, 17 e 36 (ver Figura 26)

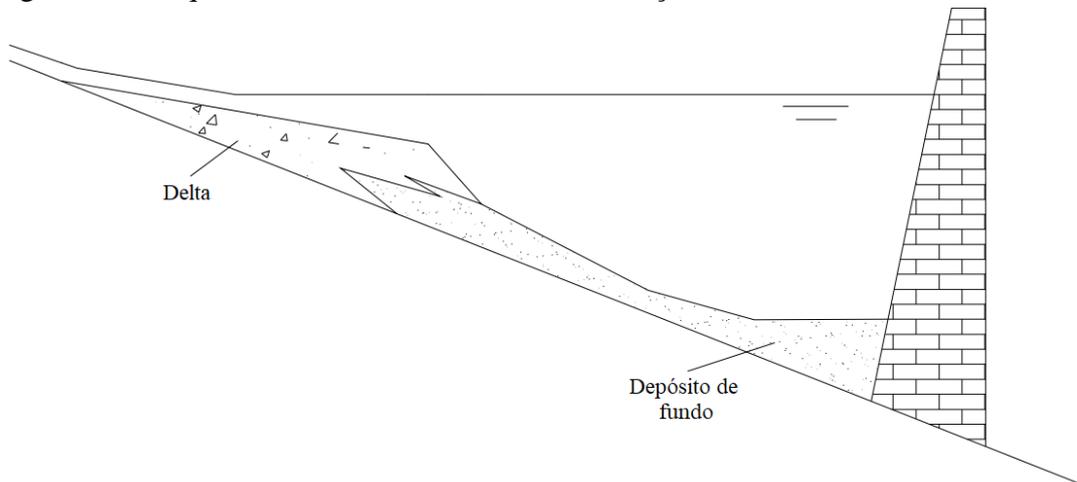


Fonte: elaborada pelo autor.

Para cada uma das cinco áreas (Figura 27) e suas respectivas barragens foram elaboradas três curvas granulométricas: uma, referente ao sedimento do fundo; uma, referente ao sedimento do delta das barragens (o limite natural entre delta e fundo das barragens é visivelmente bem definido, tanto pelo aspecto bastante distinto do material de cada parte, como

pela formação de um degrau acentuado formado na transição dessas duas partes, ver Figura 28); e uma, referente às encostas.

Figura 28 – Esquema de um reservatório e distribuição de sedimentos no seu interior



Fonte: adaptada de Carvalho (2008).

Para as outras 49 barragens (Figura 26), foi coletado o sedimento assoreado em três pontos no interior de cada uma delas, de forma aleatória, e formada uma amostra composta para cada barragem. A análise granulométrica do sedimento foi realizada pelo método do peneiramento, dividindo-se o material nas frações pedregulho, areia e finos (silte e argila). Após realizadas todas as análises granulométricas, relacionou-se a granulometria do sedimento das barragens com o comprimento de rampa das áreas de contribuição direta, obtido pelo método do retângulo equivalente (VILLELA; MATTOS, 1975) de cada pequena barragem, com o intuito de compreender melhor o padrão de deposição nas pequenas barragens de retenção.

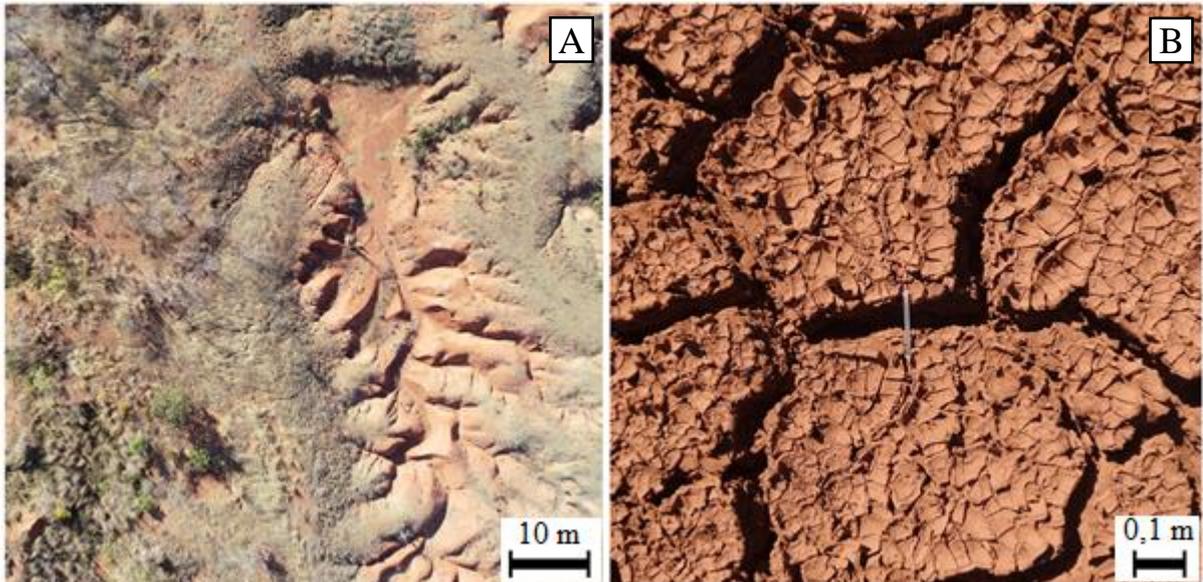
Para verificar a similaridade entre os materiais das encostas e das barragens (fundo e delta), foi realizado o teste de comparação de médias entre a granulometria do solo presente nas encostas e o sedimento assoreado nas barragens (06, 09, 10, 17 e 36). O teste aplicado foi o teste U de Mann-Whitney, ao nível de significância de 5%, teste não-paramétrico indicado para amostras pequenas e que não atendem ao pré-requisitos para o teste t.

Massa específica aparente seca (ρ_a)

A avaliação da massa específica aparente seca (ρ_a) foi realizada para 17 amostras indeformadas, coletadas ao longo da microbacia de estudo, utilizando-se um amostrador tipo Uhland, com cilindro metálico com dimensões de 5 cm x 5 cm. O solo coletado foi pesado em balança de precisão, seco em estufa a 105°C, até estabilização da massa, e pesado novamente. A massa específica aparente seca (ρ_a) foi obtida pela razão entre a massa de solo coletada

(obtida com auxílio de balança de precisão) e o volume que esta massa ocupa (volume do cilindro do amostrador Uhland). O mesmo procedimento foi utilizado para o sedimento assoreado das 49 barragens, nas quais foram obtidas amostras compostas com sedimento coletado em três pontos distintos (Figura 29).

Figura 29 - Foto aérea de uma barragem de retenção de sedimentos no período seco, quando se coletou o sedimento nela acumulado (A); Sedimento acumulado no fundo da barragem evidenciando seu aspecto e aparência (B). Gilbués, 2018 e 2019



Fonte: elaborada pelo autor.

Para comparação entre as médias da massa específica aparente seca (ρ_a) das barragens (49 amostras) e das encostas (17 amostras) aplicou-se o teste t, ao nível de significância de 5%, indicado para comparação de médias quando os dados assumem a distribuição normal. Para a realização dos testes estatísticos apresentados neste capítulo utilizou-se o software SPSS v.16. Todas as análises do solo e do sedimento coletados em Gilbués foram realizadas no Laboratório de Mecânica dos Solos, do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará, Campus de Fortaleza.

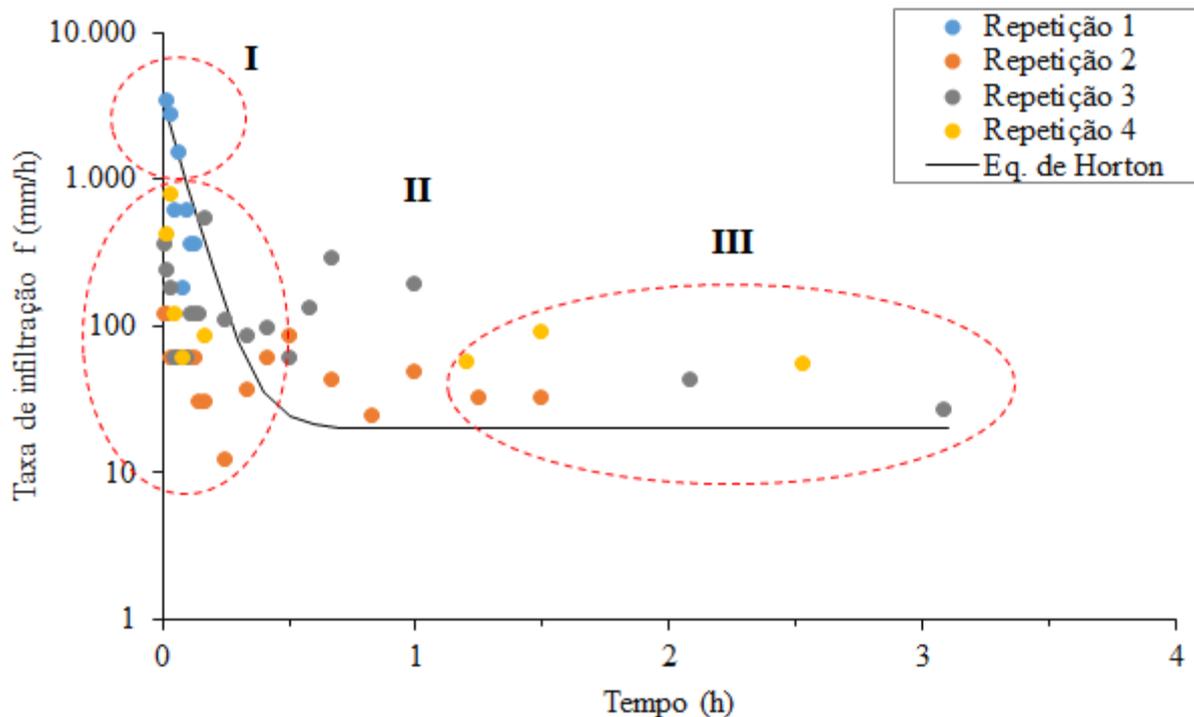
6.3 Resultados e discussão

Teste de infiltração

Na Figura 30 podem ser observados os dados de infiltração medidos nas encostas de Gilbués, assim como os valores calculados com a equação de Horton (1941), verificando-se que: (i) nos primeiros cinco minutos de teste o solo de Gilbués possuiu uma taxa de infiltração

elevada (até 3.360 mm/h); (ii) nos minutos seguintes (5 – 30 minutos), os dados apresentaram maior variação e com decaimento muito rápido, que decorreu das condições iniciais do solo de cada repetição, podendo estar associado também à presença de argilas expansíveis na composição do solo (REICHERT, VEIGA, CABEDA, 1992; VALLADARES; ROCHA JÚNIOR; DE AQUINO, 2020) (iii) Após 60 minutos do início dos testes, a taxa de infiltração começou a se estabilizar, com menores variações, e se aproximando do valor constante final, 20 mm/h (168 vezes menor do que as taxas iniciais), indicando condutividade hidráulica saturada moderada (HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994). Essa informação é fundamental e influencia diretamente o processo erosivo em uma bacia hidrográfica, sendo importante, por exemplo, para projetos de manejo e conservação do solo. A erodibilidade do solo é um dos fatores influenciados diretamente pelas características da infiltração de água no solo, que também pode ser utilizada como indicador da desertificação de uma área (WU *et al.*, 2016).

Figura 30 – Taxa de infiltração no solo de Gilbués: resultados dos quatro experimentos e valores calculados pela equação de Horton (Equação 14). Parâmetros: k (médio) = $13,4 \text{ h}^{-1}$; $f_c = 20,0 \text{ mm.h}^{-1}$; $f_0 = 3.360 \text{ mm.h}^{-1}$



Fonte: elaborada pelo autor.

O processo de infiltração de água no solo é influenciado pela cobertura vegetal, propriedades hidráulicas e físicas do solo, precipitação, entre outros. Tang *et al.* (2019) analisaram a variação na infiltração de água no solo após restauração da vegetação em uma região montanhosa e com presença de ravinas/voçorocas, na China, e verificaram que a

infiltração aumentou onde existia vegetação em relação ao tratamento com solo exposto. A taxa de infiltração inicial obtida pelos autores citados acima foi de 540 mm/h, enquanto que a taxa constante final foi de 67 mm/h, no tratamento com solo exposto. Para área com vegetação, as taxas inicial e final foram 1.140 mm/h e 167 mm/h, respectivamente. Uddin *et al.* (2016) afirmaram que isso acontece porque a cobertura do solo intercepta a chuva, aumentando a infiltração e reduzindo a energia da chuva, o que reduz o processo erosivo. Resultados obtidos por Santos, Silva e Srinivasan (2007) em Sumé, no semiárido paraibano, apontaram o impacto positivo da vegetação na redução do processo erosivo. As perdas anuais de solo em parcelas desmatadas chegaram a 52,1 Mg.ha⁻¹, enquanto que em parcelas com vegetação nativa, a erosão média foi de 0,2 Mg.ha⁻¹. A influência da vegetação no processo erosivo pode ser facilmente observada na área de Gilbués (Figura 31).

Figura 31 – Efeito da vegetação no processo erosivo de Gilbués. Observe a diferença na cor da água entre as duas barragens vizinhas: a da esquerda (A), menos vegetada, tem notável concentração de sedimentos em comparação com a barragem da direita (B), cuja área de captação é mais vegetada



Fonte: elaborada pelo autor.

No caso de Gilbués, pode-se atribuir a alta taxa inicial de infiltração à erosão intensa e ao constante transporte de solo, resultando em camadas superficiais formadas por deposição recente desse solo movimentado, originando um solo mais “solto” e com mais espaços entre as partículas e agregados, sendo também menos resistente à erosão e proporcionando fragilidade ao arraste. Pode-se ainda associar às altas taxas iniciais de infiltração nas encostas de Gilbués à presença de fendas no solo quando seco. Comino *et al.* (2016), estudando a geração de escoamento e processos iniciais de erosão do solo, afirmaram que solos com desenvolvimentos estruturais diferentes podem criar diferenças na infiltração e na erodibilidade. Estes mesmo autores mostraram ainda que existe correlação positiva entre o conteúdo de silte e a erosão do solo.

Massa específica aparente seca (ρ_a)

Na Tabela 5 podem ser observados os valores de massa específica aparente seca das 17 amostras de solo coletadas nas encostas da microbacia de estudo (Figura 26). Os valores variaram de 1,09 g.cm⁻³ a 1,48 g.cm⁻³, com média de 1,29 g.cm⁻³. Farias (2016) mediu valores médio de 1,42 g.cm⁻³ (mínimo de 1,32 g.cm⁻³ e máximo de 1,68 g.cm⁻³), superiores aos de Gilbués, para a massa específica aparente seca de terreno natural na bacia do açude Benguê, no Ceará, analisando 15 amostras.

Tabela 5 – Massa específica aparente seca (ρ_a) das amostras coletadas nas encostas da microbacia de estudo em Gilbués (2018 e 2019). Coordenadas UTM

Amostra	Longitude (m)	Latitude (m)	ρ_a (g.cm ⁻³)
1	462204	8908090	1,23
2	462217	8908058	1,19
3	462277	8908012	1,39
4	462294	8907952	1,29
5	462296	8907918	1,44
6	462350	8907876	1,23
7	462379	8907825	1,20
8	462427	8907776	1,17
9	462481	8907726	1,09
10	462529	8907694	1,38
11	462561	8907672	1,29
12	462586	8907634	1,48
13	462580	8907724	1,43
14	462573	8907778	1,23
15	462335	8907720	1,31
16	462370	8907676	1,31
17	462429	8907644	1,34

Fonte: elaborada pelo autor.

A baixa massa específica da área de Gilbués, comparada aos dados de Farias (2016), justifica-se pelas características da camada superficial do solo da área de estudo que, como explicado anteriormente, apresenta-se como uma camada de acúmulo proveniente do transporte e depósito recente de sedimento. Além disso, quando seco, o solo apresenta rachaduras, característica atribuída à presença de argilas expansíveis que provocam a variação do volume do solo, que aumenta quando a umidade cresce, diminuindo a porosidade e consequentemente a taxa de infiltração (SARTORI *et al.*, 2005; PAIVA, 2016) e se contrai quando perde umidade, assim aumentando os espaços entre as partículas e agregados do solo com consequente diminuição da massa específica aparente seca (Figura 32).

Figura 32 – Fissuras naturais, presentes no solo de Gilbués observadas no período seco de 2019



Fonte: elaborada pelo autor.

Outros estudos em diferentes regiões com diferentes características ambientais também abordaram esse parâmetro do solo. Deng *et al.* (2019), estudando a erodibilidade do solo e propriedades físico-químicas de depósitos aluviais, apresentaram valores variando de $1,12 \text{ g.cm}^{-3}$ a $1,59 \text{ g.cm}^{-3}$, em estudo realizado em área com intenso processo erosivo, na China. Cerdà *et al.* (2018), em uma área agrícola na Espanha, obtiveram valores de $1,42 \text{ g.cm}^{-3}$ e $1,30$

g.cm^{-3} , em média, para áreas com manejo convencional e área onde utilizou-se cobertura morta, respectivamente. Zegeye *et al.* (2016) estudaram a dinâmica morfológica de voçorocas em uma pequena bacia de clima subúmido na Etiópia, obtiveram valores entre $1,14 \text{ g.cm}^{-3}$ e $1,26 \text{ g.cm}^{-3}$, com média de $1,19 \text{ g.cm}^{-3}$. É importante destacar que a massa específica aparente seca é influenciada por outros fatores, naturais e antrópicos, além das características do solo e de seu uso, como o material de origem do solo, a topografia, clima, tipo de vegetação e umidade do solo (HUANG *et al.*, 2021) e que devem ser levados em consideração para os diferentes casos.

O valor médio de massa específica aparente seca (ρ_a) do sedimento coletado em 49 barragens de retenção é de $1,21 \text{ g.cm}^{-3}$. O resultado do teste t, realizado para comparação das médias da massa específica do solo das encostas com a massa específica do sedimento assoreado nas barragens, assim como a estatística descritiva dos dados podem ser observados na Tabela 6. Os resultados apontaram que existe diferença estatística significativa entre as ρ_a do solo e do sedimento.

Tabela 6 – Teste t para ρ_a do sedimento assoreado das barragens e do solo das encostas em Gilbués

		Estatística descritiva				
ρ_a (g/cm^3)	n	Média	Desvio Padrão	Erro padrão	Mínimo	Máximo
Barragens	49	1,21	0,11	0,015	1,01	1,49
Encostas	17	1,29	0,10	0,025	1,09	1,48
Teste t para ρ_a (barragens) e ρ_a (encostas)						
Valor p					0,012	
H ₀ : ρ_a (barragens) = ρ_a (encostas)					Rejeitada	
H ₁ : ρ_a (barragens) \neq ρ_a (encostas)					Aceita	
Nível de significância					0,05	

Fonte: elaborada pelo autor.

Análise granulométrica

Os resultados da análise granulométrica pelo método do peneiramento assim como da avaliação da massa específica ρ_a para as amostras de sedimento de 49 pequenas barragens podem ser observadas na Tabela 7, onde as áreas de contribuição direta de cada barragem também estão apresentadas. Estas são de tamanhos variados, embora todas estejam na mesma escala com áreas menores que um hectare, o que também indica que praticamente todo o sedimento produzido irá parar dentro da bacia hidráulica. Nas barragens de Gilbués, o sedimento é quase que totalmente formado por material fino, 97,51% de silte e argila, em média, com valores mínimo e máximo de 91,45% e 99,96%, respectivamente.

Tabela 7 - Granulométrica e massa específica aparente seca (ρ_a) de amostras compostas de sedimento (delta e fundo) e área de contribuição direta das barragens do NUPERADE

Barragem	Área de contribuição direta (ha)	ρ_a (g/cm ³)	Granulometria (%)			
			Pedregulho (> 2mm)	Areia Grossa (0,42 – 2 mm)	Areia fina (0,075 – 0,42 mm)	Silte e Argila (< 0,075mm)
2	0,764	1,13	0,52	1,44	1,01	97,03
3	0,068	1,01	0,00	0,47	1,84	97,69
4	0,042	1,33	0,67	1,29	1,07	96,98
5	0,323	1,30	0,72	0,14	0,16	98,98
7	0,548	1,26	0,73	1,71	2,96	94,60
8	0,528	1,23	0,46	3,29	0,78	95,47
11	0,027	1,36	0,43	0,37	4,89	94,31
12	0,073	1,11	0,02	0,23	3,17	98,52
14	0,115	1,12	0,13	0,49	0,98	98,40
15	0,032	1,49	0,21	1,41	1,38	97,00
16	0,157	1,23	0,87	1,33	0,74	97,06
18	0,061	1,30	0,05	2,68	5,46	91,81
19	0,362	1,26	0,18	0,59	0,91	98,32
20	0,243	1,04	0,10	2,00	1,59	96,31
21	0,049	1,18	7,84	0,26	1,13	90,77
22	0,051	1,27	0,46	1,06	1,30	97,18
23	0,054	1,25	0,22	0,28	0,27	99,23
24	0,108	1,30	0,13	1,80	3,94	94,13
25	0,040	1,28	0,12	0,56	0,45	98,87
26	0,009	1,41	0,00	0,47	1,84	97,69
27	0,053	1,42	0,12	7,44	0,99	91,45
29	0,009	1,29	0,51	2,26	2,60	94,63
30	0,012	1,34	0,18	0,71	0,71	98,40
31	0,087	1,39	0,67	0,22	0,31	98,80
32	0,040	1,48	0,12	2,39	1,91	95,58
40	0,035	1,17	0,00	0,04	0,32	99,64
41	0,014	1,27	0,00	0,07	0,41	99,51
42	0,007	1,17	0,00	0,05	0,16	99,79
43	0,015	1,17	0,37	3,07	1,21	95,35
44	0,067	1,08	0,00	0,18	0,50	99,32
45	0,024	1,06	0,00	0,04	1,02	98,94
46	0,053	1,14	0,00	1,14	2,34	96,51
47	0,029	1,13	1,11	0,06	0,11	98,72
48	0,073	1,19	0,43	0,10	3,22	96,25
49	0,142	1,12	0,00	0,09	0,19	99,73
50	0,009	1,04	0,42	0,33	0,73	98,52
51	0,004	1,22	0,00	1,16	2,40	96,44
52	0,023	1,17	0,00	0,02	0,15	99,84
53	0,039	1,15	0,00	0,26	0,96	98,79
54	0,025	1,17	0,77	0,47	0,07	98,69
55	0,081	1,19	0,00	1,28	1,75	96,98
56	0,009	1,13	0,00	0,00	0,04	99,96
57	0,009	1,11	0,00	0,00	0,05	99,95
58	0,023	1,12	0,31	1,03	1,29	97,37
59	0,208	1,14	0,00	1,36	2,09	96,55
60	0,040	1,17	0,05	0,08	0,24	99,63
61	0,034	1,15	0,00	0,09	0,26	99,65
62	0,059	1,19	0,00	0,19	0,87	98,94
63	0,075	1,19	0,00	0,38	1,31	98,31
Média	0,108	1,21	0,23	0,95	1,31	97,51
Mediana	0,050	1,19	0,12	0,47	0,99	98,17
Des. Padrão	0,156	0,11	0,29	1,26	1,24	23,04
Valor máx.	0,764	1,49	1,11	7,44	5,46	99,96
Valor mín.	0,004	1,01	0,00	0,00	0,04	91,45

Fonte: elaborada pelo autor.

Na Tabela 8 podem ser observados os dados da granulometria das amostras de sedimento coletadas nas barragens 06, 09, 10, 17 e 36 e das encostas das áreas de contribuição direta dessas mesmas barragens (Figura 27).

Tabela 8 - Granulometria do sedimento assoreado no delta e no fundo de cinco barragens (B06, B09, B10, B17 e B36) e do solo de suas encostas

Fração Granulométrica**	B06	B09	B10	B17	B36	Média
	Encosta					
Areia	6%	1%	10%	2%	2%	4%
Silte + AMF*	54%	52%	78%	61%	75%	64%
Argila	40%	47%	12%	37%	23%	32%
Delta						
Areia	11%	1%	8%	2%	2%	5%
Silte + AMF*	62%	69%	75%	65%	85%	71%
Argila	27%	30%	17%	33%	13%	24%
Fundo						
Areia	6%	1%	4%	1%	1%	3%
Silte + AMF*	60%	52%	62%	73%	73%	64%
Argila	34%	47%	34%	26%	26%	33%

Fonte: elaborada pelo autor.

*AMF = Areia muito fina.

**Areia: 0,1 – 2,0 mm; Silte + AMF: 0,002 – 0,1 mm; Argila: < 0,002 mm.

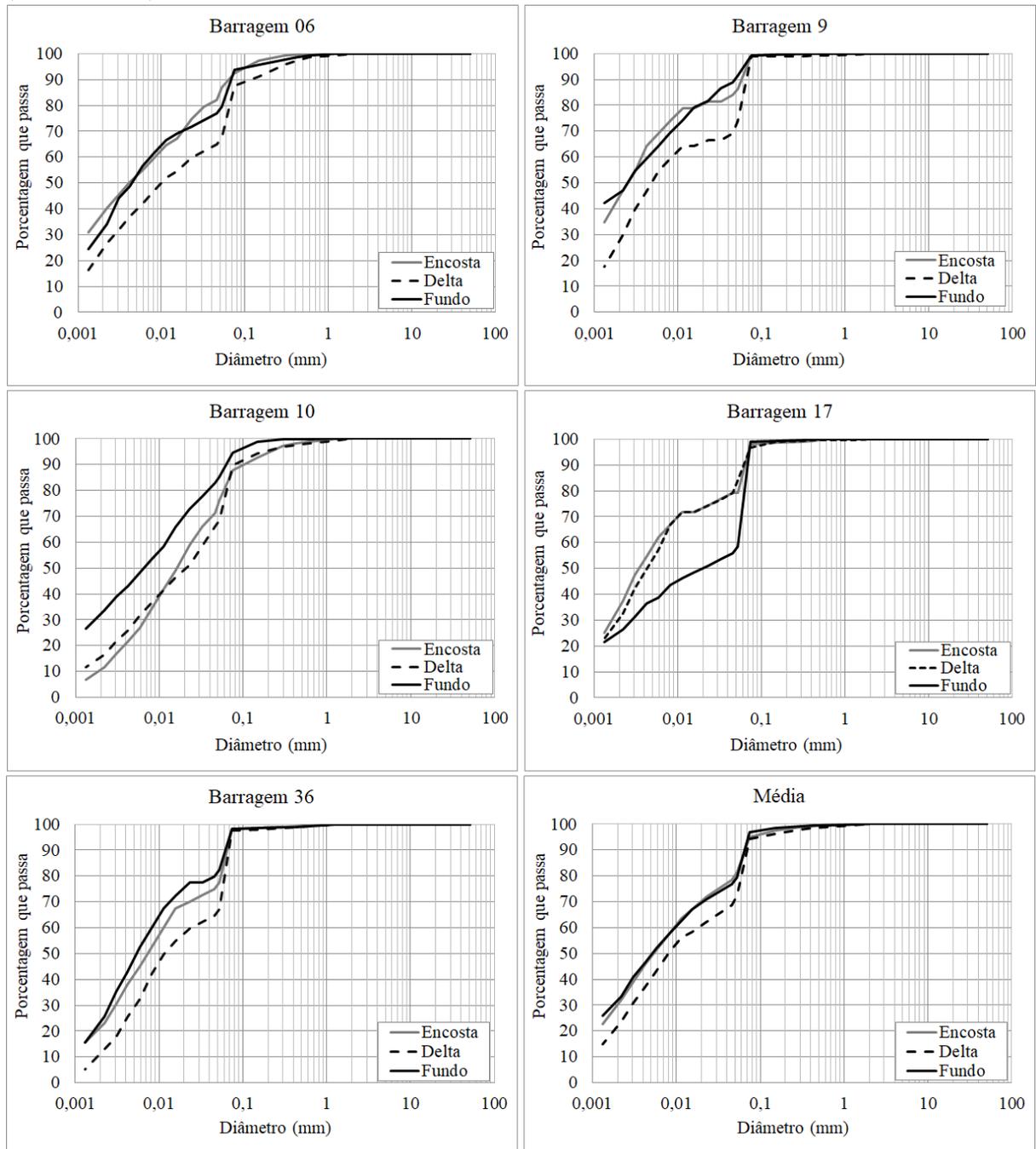
De acordo com os dados, em todas as cinco encostas (às margens das Barragens 06, 09, 10, 17 e 36) há predominância da fração silte + areia muito fina (mais de 50% do solo amostrado), a mais suscetível à erosão. Em duas destas (encostas próximas as Barragens 10 e 36) essa fração compões mais de 75% do solo. O maior valor de areia foi de 10% na encosta contígua à Barragem 10 e o menor foi de 1% na encosta da Barragem 09, que também possui grande quantidade de argila (47%).

De acordo com os dados, em todas as amostras de delta a fração silte + areia muito fina é maior do que 60%, destacando-se o delta da Barragem 36, com 85% de sua composição desta fração. A maior porcentagem de areia foi encontrada no delta da Barragem 06 (11%) e a menor no delta da Barragem 09 (1%).

Em relação ao fundo das barragens, podemos observar que a fração silte + areia muito fina também representa mais de 50% do material assoreado, destacando-se o fundo das Barragens 17 e 36, ambas com 73% dessa fração. Já a maior quantidade de argila foi observada no fundo da Barragem 09 (47%) que também apresentou, juntamente com 17 e 36, a menor porcentagem de areia (1%). O maior valor para a areia foi de 6%, no fundo da Barragem 06. Considerando as médias, houve um incremento de 40% de areia no delta, em relação ao fundo das barragens. Quanto à fração silte + areia muito fina, o incremento foi de 11% no delta em

relação ao fundo. Na Figura 33 pode-se observar as curvas granulométricas do material assoreado nas barragens 06, 09, 10, 17 e 36, e do solo de suas respectivas encostas.

Figura 33 – Curvas granulométricas do sedimento depositados nas Barragens 06, 09, 10, 17 e 36 e do solo de suas respectivas encostas. As barragens situam-se no NUPERADE, Gilbués (2018 e 2019)



Fonte: elaborada pelo autor.

Em todas as barragens as curvas granulométricas do sedimento de delta e fundo apresentam-se muito semelhantes, estando graficamente a curva referente ao delta abaixo da

Na Tabela 9, pode-se observar o teste U de Mann-Whitney utilizado na comparação das médias granulométricas do sedimento assoreado no fundo e no delta das barragens, com nível de significância de 5%. Os resultados revelam que não existe diferença estatística significativa entre esses dois grupos de sedimento. Assim, a média das granulometrias das frações areia, silte e argila do delta e do fundo das barragens são iguais, estatisticamente. O mesmo teste apontou que o solo das encostas também não difere estatisticamente do sedimento assoreado no delta e no fundo das barragens, quanto a granulometria.

Tabela 9 – Teste U de Mann-Whitney, ao nível de 5%, para granulometrias do sedimento assoreado no delta e no fundo das barragens de Gilbués

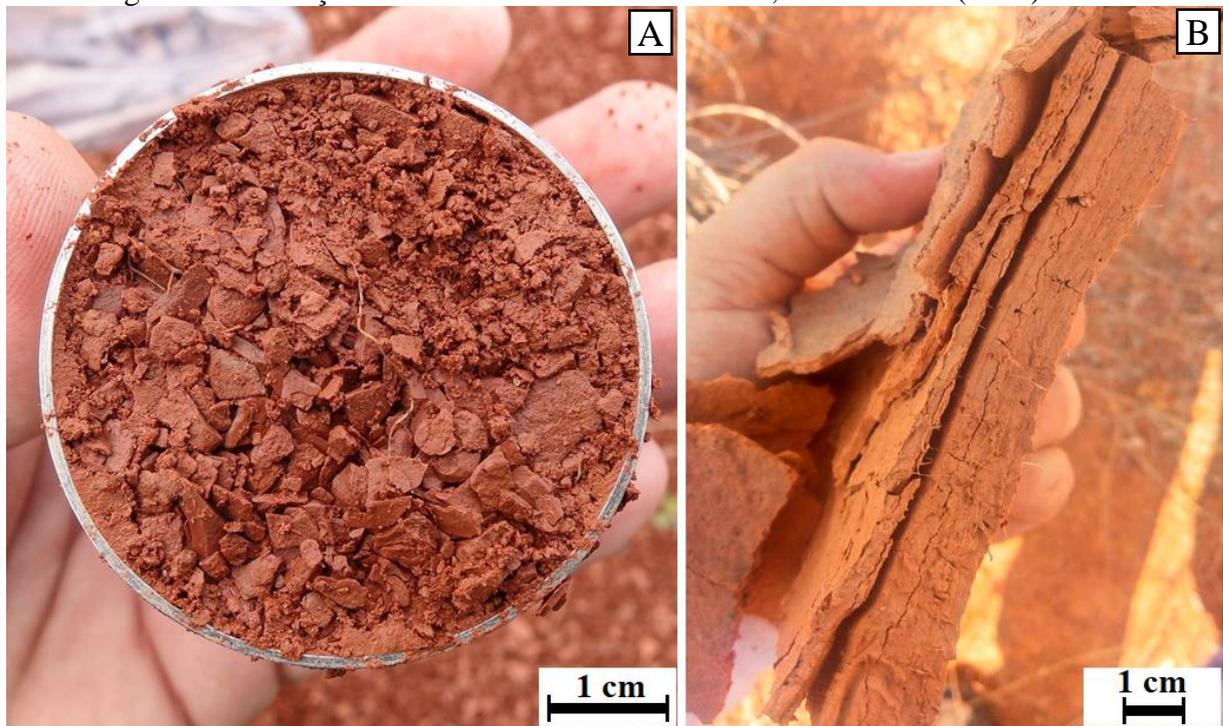
	Areia	Silte	Argila
	Delta x Fundo		
U de Mann-Whitney	7,500	6,500	6,000
Valor p	0,280	0,207	0,172
H ₀ : Delta = Fundo	Aceita	Aceita	Aceita
H ₁ : Delta ≠ Fundo	Rejeitada	Rejeitada	Rejeitada
	Delta x Encosta		
U de Mann-Whitney	11,500	7,500	8,000
Valor p	0,829	0,295	0,347
H ₀ : Delta = Encosta	Aceita	Aceita	Aceita
H ₁ : Delta ≠ Encosta	Rejeitada	Rejeitada	Rejeitada
	Fundo x Encosta		
U de Mann-Whitney	8,000	11,000	12,500
Valor p	0,329	0,834	1,000
H ₀ : Fundo = Encosta	Aceita	Aceita	Aceita
H ₁ : Fundo ≠ Encosta	Rejeitada	Rejeitada	Rejeitada

Fonte: elaborada pelo autor.

O sedimento acumulado no delta das barragens é composto quase que exclusivamente por material fino (silte e argila), porém, nos processos hidrossedimentológicos observados em Gilbués, se comporta com como material mais grosso (areia e pedregulho). Esse resultado caminha em direção oposta aos dados comumente observados em outros estudos, os quais afirmam que o sedimento do delta e do fundo dos açudes/reservatórios não possuem a mesma granulometria, sendo a granulometria mais fina exclusiva do depósito de fundo e, quanto maior a distância em relação ao barramento, maior a granulometria (HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994; BAK; DABKOWSKI, 2013; CHAUDHURI, 2017). Os resultados obtidos para as barragens de Gilbués se justificam pelo fato de que as frações de granulometria fina da região estudada se aglomeram formando pequenos grãos, resistentes e que, portanto, se depositam no delta por serem mais pesados (Figura 35), mas, após análise granulométrica, se revelam sendo o mesmo material do depósito de fundo (Figura 36 e Figura 37). É importante

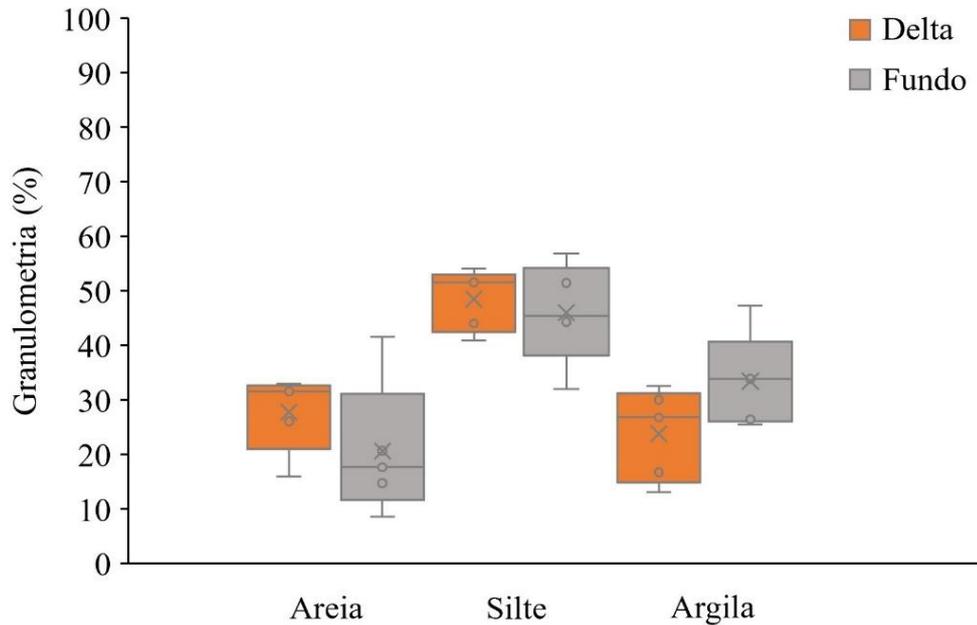
destacar que, visualmente, o aspecto do material é bastante diferente quando se compara delta e fundo das barragens, o que reflete na dinâmica hidrossedimentológica. O sedimento depositado no delta das barragens apresenta-se em forma de flocos (o que altera significativamente seu transporte e deposição), enquanto que o sedimento depositado no fundo apresenta-se formando placas, as quais se formam porque o material fino chega no fundo das barragens de forma mais “separada” e sedimentam mais lentamente e de forma mais homogênea originando as tais placas.

Figura 35 – Aspecto granular do sedimento de delta (A) e em placas do sedimento de fundo (B) das barragens de contenção de sedimentos do NUPERADE, Gilbués – PI (2019)



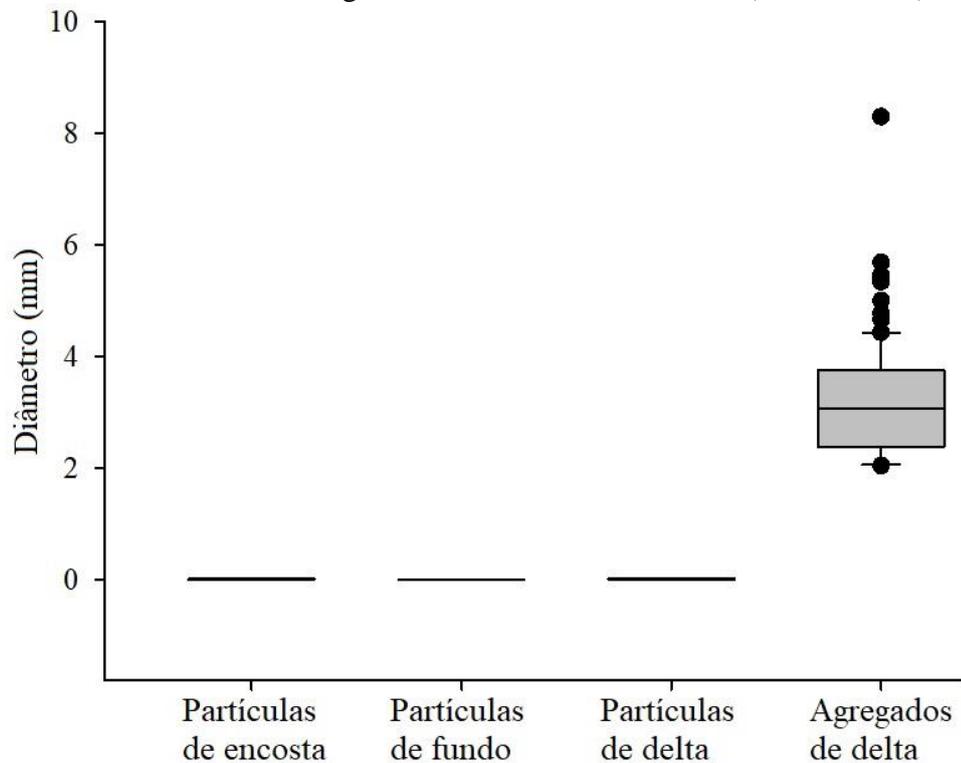
Fonte: elaborada pelo autor.

Figura 36 – Granulometria dos sedimentos das barragens do NUPERADE, em Gilbués (2018 – 2019)



Fonte: elaborada pelo autor.

Figura 37 – Diâmetro das partículas de sedimento e dos agregados presentes no delta das barragens do NUPERADE, Gilbués (2018 – 2019)

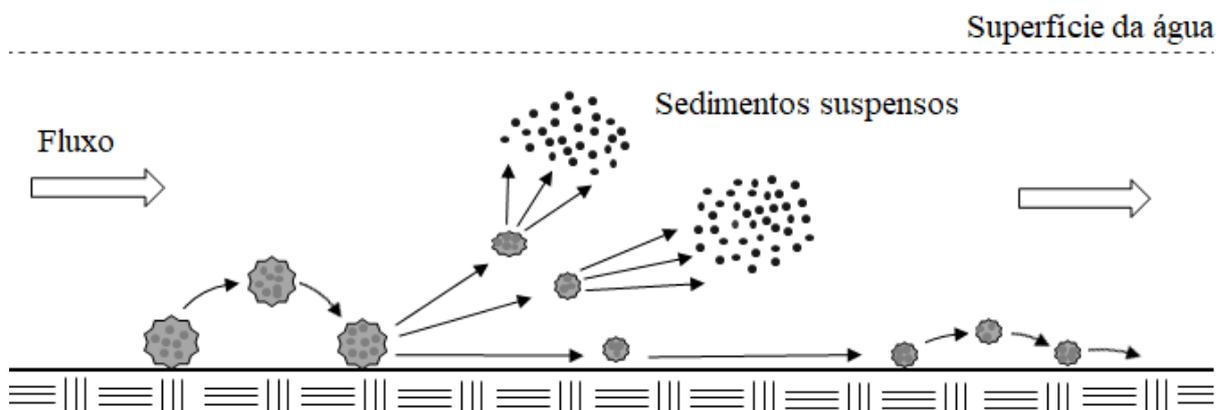


Fonte: elaborada pelo autor.

Na análise da relação das frações granulométricas de sedimento com o comprimento de rampa das áreas de contribuição diretas das pequenas barragens, observou-se

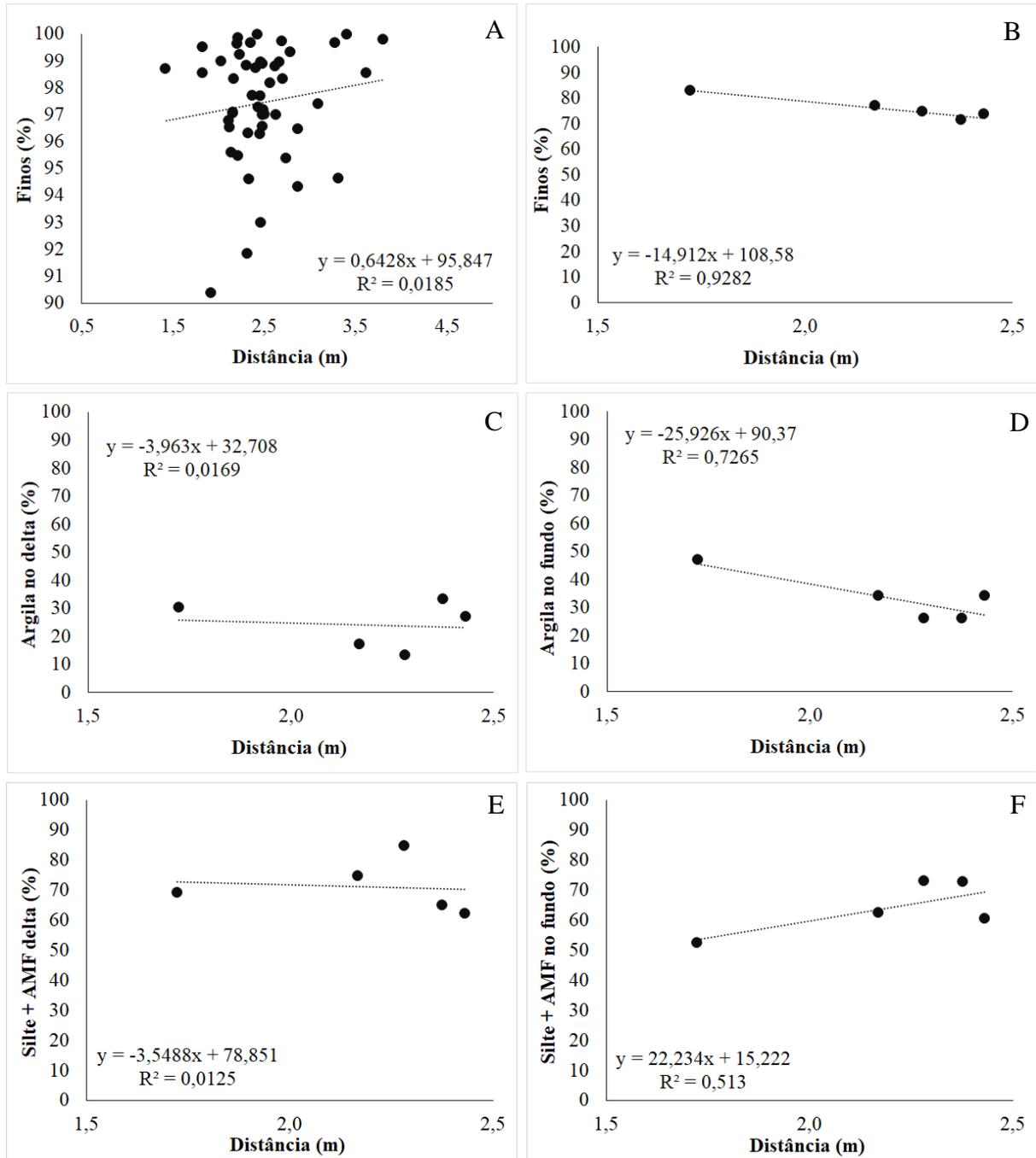
que, com o aumento da distância percorrida, a fração argila tende a diminuir nos depósitos de fundo dos pequenos reservatórios ($R^2 = 0,72$) (Figura 39D), pois quanto maior for o comprimento de rampa, maior é a oportunidade para a argila, presente nos agregados mais pesados, se depositar ao longo do caminho. Já para a fração silte + areia muito fina (AMF) a relação é direta, com o aumento da distância ocorre aumento da porcentagem dessa fração no fundo dos reservatórios ($R^2 = 0,51$) (Figura 39F). Quando em movimento, os grãos de solo perdem partículas com menor coesão (silte e areia muito fina), estas ficarão em suspensão por mais tempo tendo assim, maior possibilidade de se depositarem no fundo (Figura 38). Para os depósitos de sedimentos, quando considerada apenas a quantidade de finos (silte e argila), referentes ao grupo de 49 barragens, os dados não apresentaram correlação significativa ($R^2 = 0,02$) (Figura 39A) com o comprimento de rampa. Quando avaliado apenas os finos das barragens 06, 09, 10, 17 e 36, a relação é positiva ($R^2 = 0,92$). Para os depósitos de delta, nenhuma das frações apresentou correlação com o comprimento de rampa médio das encostas.

Figura 38 – Transporte do solo pela água durante o processo erosivo e desprendimento das partículas menos coesas ao longo do caminho



Fonte: adaptada de Roberts *et al.* (2003).

Figura 39 – Variação da fração granulométrica com os comprimentos de rampa das microbacias do NUPERADE, Gilbués



Fonte: elaborada pelo autor.

6.4 Conclusões

1. A infiltração da água no solo de Gilbués é um fator determinante para as altas taxas de erosão na região, visto que em pouco tempo a taxa atinge a estabilidade em valor baixo (20 mm/h), o que proporciona maior escoamento superficial.
2. O solo de Gilbués possui massa específica inferior, em termos absolutos, quando comparado a solos do Nordeste Brasileiro em áreas menos degradadas.
3. A granulometria do solo das encostas de Gilbués é formada em sua maior parcela pelo material mais suscetível à erosão (silte e areia muito fina).
4. O sedimento depositado no delta das pequenas barragens de Gilbués é similar, em sua granulometria, ao material do fundo (partículas de silte e argila, predominantemente).
5. Parte do material que se deposita no delta apresenta estrutura agregada, com diâmetro aparente semelhante ao de pedregulho. Esse comportamento difere do padrão de deposição observado em outras regiões secas. Portanto, não se pode afirmar que o delta irá ser formado em sua maioria por partículas primárias de diâmetros maiores enquanto que as partículas de diâmetros menores irão se depositar, majoritariamente, no fundo dos reservatórios.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em relação ao estudo da estimativa da concentração de sedimentos suspensos (CSS) por meio de sensoriamento remoto, os resultados confirmam nossa hipótese, de que a CSS em rios intermitentes, dadas as adversidades, só consegue ser corretamente avaliada por meio de imagens satelitais de alta resolução espacial e temporal, como as do RapidEye. Apesar dos resultados promissores, as características hidrológicas dos rios intermitentes impõem sérios desafios para monitorar a CSS usando sensoriamento remoto: a produção de sedimentos é altamente concentrada no tempo, o que aumenta a chance de que as imagens de satélite podem não estar disponíveis simultaneamente. Além disso, eventos de alta produção em rios intermitentes dependem substancialmente da precipitação recente, que pressupõe céu nublado e, portanto, acesso ótico limitado. Ademais, em nosso estudo, a seca de longa duração que ocorreu durante o período de monitoramento reduziu o número de eventos com vazões líquidas e sólidas mensuráveis. Recomenda-se a continuidade da pesquisa para anos que não sejam de seca.

Acerca do monitoramento de fluxo de água e sedimento em uma barragem de retenção de sedimentos em Gilbués, também nossa hipótese foi confirmada: de que a eficiência de retenção de sedimentos pode ser adequadamente medida usando-se a combinação de medidas automáticas contínuas associadas a medidas precisas de relevo com auxílio de VANT e medidas de parâmetros fundamentais por métodos clássicos. Os resultados obtidos permitiram proceder à validação de vários modelos de eficiência de retenção de sedimentos. Com base nas medidas aqui realizadas foi possível constatar que o modelo RETSED, que considera a ressuspensão do sedimento, proporciona simulações mais condizentes com o processo de assoreamento medido em um pequeno reservatório. Pontua-se aqui, ainda, que os modelos empíricos de eficiência de retenção devem ser utilizados com cautela, pois, dependendo da região e da situação nas quais eles foram desenvolvidos, podem não se aplicar a outras regiões. Uma das principais sequências desta pesquisa deve ser a aplicação dos modelos de Camp e RETSED às inúmeras pequenas barragens localizadas no semiárido brasileiro, comparando seus desempenhos com valores medidos de eficiência de retenção de longo prazo.

Parte das medidas de parâmetros hidrossedimentológicos no Núcleo de Desertificação de Gilbués confirma nossa hipótese, qual seja, que os parâmetros em Gilbués se assemelham aos das áreas menos (ou não) degradadas do Nordeste do Brasil. Apesar disso, verificam-se duas diferenças: (i) o teor de silte do solo de Gilbués é muito elevado (chegando a 60%); e (ii) o padrão de deposição de sedimento nas barragens de retenção é diferenciado; o

que nos faz rejeitar nossa hipótese. Em Gilbués, a granulometria do material do delta é estatisticamente igual à do material depositado no fundo. Apesar disso, a aparência dos dois depósitos é inteiramente distinta: no delta, o sedimento, que é fino, agrega-se em grãos de dimensão e aspecto semelhantes aos de pedregulho; enquanto que no depósito de fundo o material precipita em pequenos grãos, gerando um depósito foliar. Recomenda-se, portanto, a realização de análises complementares do solo das encostas e do sedimento (tanto de delta quanto de fundo) nas barragens de Gilbués. Essa abordagem deverá fundamentar e complementar os resultados apresentados na presente tese.

REFERÊNCIAS

- ADEOGUN, A. G. *et al.* Sustainable management of erosion prone areas of upper watershed of Kainji hydropower dam, Nigeria. **Journal of King Saud University-Engineering Sciences**, v. 32, n. 1, p. 5-10, 2020.
- ADIB, A.; JAHANBAKHSAN, H. Stochastic approach to determination of suspended sediment concentration in tidal rivers by artificial neural network and genetic algorithm. **Canadian Journal of Civil Engineering**, v. 40, n. 4, p. 299-312, 2013.
- AGUIAR, M. I. *et al.* Perdas de solo, água e nutrientes em sistemas agroflorestais no município de Sobral, CE. **Revista Ciência Agronômica**, v. 37, n. 3, p. 270-278, 2006.
- AKBARI, M. *et al.* Monitoring desertification processes using ecological indicators and providing management programs in arid regions of Iran. **Ecological Indicators**, v. 111, p. 106011, 2020.
- ALATORRE, L. C.; BEGUERÍA, S.; GARCÍA-RUIZ, J. M. Regional scale modeling of hillslope sediment delivery: A case study in the Barasona Reservoir watershed (Spain) using WATEM/SEDEM. **Journal of Hydrology**, v. 391, n. 1-2, p. 109-123, 2010.
- AL-HAMDAN, O. Z.; CRUISE, J. F. Soil moisture profile development from surface observations by principle of maximum entropy. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 5, p. 327-337, 2010.
- ALIGHALEHBABAKHANI, F. *et al.* Estimates of sediment trapping rates for two reservoirs in the Lake Erie watershed: Past and present scenarios. **Journal of Hydrology**, v. 544, p. 147-155, 2017.
- ALMEIDA-FILHO, R.; CARVALHO, C. M. Mapping land degradation in the Gilbues region, northeastern Brazil, using Landsat TM images. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 4, p. 1087-1094, 2010.
- ALVES, T. L. B.; AZEVEDO, P. V.; SANTOS, C. A. C. Influence of climate variability on land degradation (desertification) in the watershed of the upper Paraíba River. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 127, n. 3, p. 741-751, 2017.
- AMOROCHO, J.; ESPILDORA, B. Entropy in the assessment of uncertainty in hydrologic systems and models. **Water Resources Research**, v. 9, n. 6, p. 1511-1522, 1973.
- AMPOMAH, R. *et al.* A regression-based prediction model of suspended sediment yield in the cuyahoga river in Ohio using historical satellite images and precipitation data. **Water**, v. 12, n. 3, p. 881, 2020.
- ANA. 2017. Disponível em <http://www.snirh.gov.br/hidroweb>
ANA. **HidroWeb: Sistema de informações hidrológicas**. Agência Nacional das Águas –
- ANDRADE, E. M. *et al.* Balance of nitrogen and phosphorus in a reservoir in the tropical semi-arid region. **Revista Ciência Agronômica**, v. 51, 2020.

ANTONINO, A. C. D. *et al.* Subirrigation of land bordering small reservoirs in the semi-arid region in the Northeast of Brazil: monitoring and water balance. **Agricultural Water Management**, v. 73, n. 2, p. 131-147, 2005.

ANTUNES, M. A. H. *et al.* Correção atmosférica de imagens ALOS/AVNIR-2 utilizando o modelo 6S. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 64, n. 4, p. 531-539, 2012.

ARAÚJO, J. C. Assoreamento em reservatórios do semi-árido: modelagem e validação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, p. 39-56, 2003.

ARAÚJO, J. C. Entropy-based equation to assess hillslope sediment production. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 32, n. 13, p. 2005-2018, 2007.

ARAÚJO, J. C. *et al.* Sediment Yield in Different Scales in a Semiarid Basin the Case of the Jaguaribe river, Brazil. *In*: RADECKI-PAWLIK, A.; PAGLIARA, S.; HRADECKÝ, J.; HENDRICKSON, E. (Org.). **Open channel hydraulics, river hydraulic structures and fluvial geomorphology**. Boca Raton: CRC Press, 2017. p. 375-387.

ARAÚJO, J. C. *et al.* Sedimentation of reservoirs in semiarid Brazil. *In*: GAISER, T.; KROL, M.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C. (Org.). **Global change and regional impacts**. Berlin: Springer, 2003. p. 205-216.

ARAÚJO, J. C. *et al.* 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.; BATALLA, R. J.; BRONSTERT, A. analysis and modelling of sediment transfer in Mediterranean river basins. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 1905-1908, 2014.

ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. A method to assess hydrological drought in semi-arid environments and its application to the Jaguaribe River basin, Brazil. **Water International**, v. 41, n. 2, p. 213-230, 2016.

ARAÚJO, J. C.; CHAUDHRY, F. H. Experimental evaluation of 2-D entropy model for open-channel flow. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 124, n. 10, p. 1064-1067, 1998.

ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 51, n. 1, p. 157-170, 2006.

AREKHI, S.; NIAZI, Y.; KALTEH, A. M. Soil erosion and sediment yield modeling using RS and GIS techniques: a case study, Iran. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 285-296, 2012.

AREKHI, S.; SHABANI, A.; ROSTAMIZAD, G. Application of the modified universal soil loss equation (MUSLE) in prediction of sediment yield (Case study: Kengir Watershed, Iran). **Arabian Journal of Geosciences**, v. 5, n. 6, p. 1259-1267, 2011.

ARRUDA, P. M. **Otimização de um modelo hidrossedimentológico em regiões semiáridas**. 2011. 111 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2011.

ASTM INTERNATIONAL. **ASTM D1941-91-2007**: Standard Test Method for Open Channel Flow Measurement of Water with the Parshall Flume. West Conshohocken: ASTM International, 2007. Disponível em: www.astm.org. Acesso em: 15 jun. 2020.

AYADI, I. *et al.* Sediment yield variability in central Tunisia: a quantitative analysis of its controlling factors. **Hydrological Sciences Journal**, v. 55, n. 3, p. 446-458, 2010.

AYELE, G. K. *et al.* A biophysical and economic assessment of a community-based rehabilitated gully in the Ethiopian highlands. **Land Degradation & Development**, v. 27, n. 2, p. 270-280, 2016.

BAADE, J.; FRANZ, S.; REICHEL, A. Reservoir siltation and sediment yield in the Kruger National Park, South Africa: a first assessment. **Land Degradation & Development**, v. 23, n. 6, p. 586-600, 2012.

BAK, L.; DABKOWSKI, S. L. Spatial distribution of sediments in Suchedniów reservoir. **Journal of Water and Land Development**, 2013.

BASTIA, F.; EQUENUDDIN, S. M. Spatio-temporal variation of water flow and sediment discharge in the Mahanadi River, India. **Global and Planetary Change**, v. 144, p. 51-66, 2016.

BELLIN, N. *et al.* Natural and anthropogenic controls on soil erosion in the Internal Betic Cordillera (southeast Spain). **Catena**, v. 87, n. 2, p. 190-200, 2011.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 9. ed. São Paulo: Ícone, 2014.

BIELDERS, C. L.; ALVEY, S.; CRONYN, N. Wind erosion: the perspective of grass-roots communities in the Sahel. **Land Degradation & Development**, v. 12, n. 1, p. 57-70, 2001.

BINDING, C. E.; BOWERS, D. G.; MITCHELSON-JACOB, E. G. Estimating suspended sediment concentrations from ocean colour measurements in moderately turbid waters; the impact of variable particle scattering properties. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, n. 3, p. 373-383, 2005.

BOMBINO, G. *et al.* Adjustments in channel form, sediment calibre and vegetation around check-dams in the headwater reaches of mountain torrents, Calabria, Italy. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 7, p. 1011-1021, 2009.

BONANSEA, M. *et al.* Effects of atmospheric correction of Landsat imagery on lake water clarity assessment. **Advances in Space Research**, v. 56, n. 11, p. 2345-2355, 2015.

BONUMÁ, N. B. *et al.* Simulating landscape sediment transport capacity by using a modified SWAT model. **Journal of environmental quality**, v. 43, n. 1, p. 55-66, 2014.

BORWEIN, J.; HOWLETT, P.; PIANTADOSI, J. Modelling and simulation of seasonal rainfall using the principle of maximum entropy. **Entropy**, v. 16, n. 2, p. 747-769, 2014.

BOUYOUCOS, G. J. The hydrometer as a new method for the mechanical analysis of soils. **Soil Science**, v. 23, n. 5, p. 343-354, 1927.

BRANDÃO, V.S.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Infiltração da água no solo**. 3. ed. Viçosa: UFV, 2006.

BRONSTERT, A. *et al.* Process-based modelling of erosion, sediment transport and reservoir siltation in mesoscale semi-arid catchments. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 2001-2018, 2014.

BRUNE, G. M. Trap efficiency of reservoirs. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 34, n. 3, p. 407-418, 1953.

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, n. 1-3, p. 269-291, 2003.

CAMP, T. R. Sedimentation and the design of settling tanks. **Transactions of the American Society of Civil Engineers**, v. 111, n. 1, p. 895-936, 1946.

CAMPOS, J. *et al.* Influence of sediment distribution on the relationships among reservoir yield, spill, and evaporation losses. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 23, p. 849-856, 2018.

CAO, F. *et al.* Remote sensing retrievals of colored dissolved organic matter and dissolved organic carbon dynamics in North American estuaries and their margins. **Remote Sensing of Environment**, v. 205, p. 151-165, 2018.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. 2. ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

CASTILLO, V. M. *et al.* Effectiveness and geomorphological impacts of check dams for soil erosion control in a semiarid Mediterranean catchment: El Cárcavo (Murcia, Spain). **Catena**, v. 70, n. 3, p. 416-427, 2007.

CERDÀ, A. *et al.* Policies can help to apply successful strategies to control soil and water losses. The case of chipped pruned branches (CPB) in Mediterranean citrus plantations. **Land Use Policy**, v. 75, p. 734-745, 2018.

CERDÀ, A.; GARCÍA-FAYOS, P. The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. **Geomorphology**, v. 18, n. 2, p. 77-90, 1997.

CHAUDHURI, D. Empirical approaches in prediction of reservoir sediment distribution—an experience of 57 reservoirs in the USA and India. **International Journal of Sediment Research**, v. 32, n. 2, p. 260-276, 2017.

- CHEN, C. Design of sediment retention basins. *In: NATIONAL SYMPOSIUM ON URBAN HYDROLOGY AND SEDIMENT CONTROL*, 1975, Lexington. **Proceedings** [...]. Lexington: University of Kentucky, 1975. p. 285-298.
- CHEN, S. L. *et al.* Temporal variations of fine suspended sediment concentration in the Changjiang River estuary and adjacent coastal waters, China. **Journal of Hydrology**, v. 331, n. 1-2, p. 137-145, 2006.
- CHEN, T. *et al.* Regional soil erosion risk mapping using RUSLE, GIS, and remote sensing: a case study in Miyun Watershed, North China. **Environmental Earth Sciences**, v. 63, n. 3, p. 533-541, 2011.
- CHEN, Z.; HU, C.; MULLER-KARGER, F. Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. **Remote sensing of Environment**, v. 109, n. 2, p. 207-220, 2007.
- CHEW, C. *et al.* Demonstrating soil moisture remote sensing with observations from the UK TechDemoSat-1 satellite mission. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 7, p. 3317-3324, 2016.
- CHIU, C. L. Entropy and 2-D velocity distribution in open channels. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 114, n. 7, p. 738-756, 1988.
- CHU, V. W. *et al.* Sediment plume response to surface melting and supraglacial lake drainages on the Greenland ice sheet. **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 194, p. 1072-1082, 2009.
- CHURCHILL, M. A. Discussion of analysis and use of reservoir sedimentation data. *In: FEDERAL INTERAGENCY SEDIMENTATION CONFERENCE*, 1948, Denver. **Proceedings** [...] Washington: Bureau of Reclamation, US Department of the Interior, 1948. p. 139-140.
- COELHO, C. *et al.* In situ and satellite observation of CDOM and chlorophyll-a dynamics in small water surface reservoirs in the Brazilian semiarid region. **Water**, v. 9, n. 12, p. 913, 2017.
- COELHO, V. H. R. *et al.* Piezometric level and electrical conductivity spatiotemporal monitoring as an instrument to design further managed aquifer recharge strategies in a complex estuarial system under anthropogenic pressure. **Journal of Environmental Management**, v. 209, p. 426-439, 2018.
- COMINO, J. R. *et al.* Quantitative comparison of initial soil erosion processes and runoff generation in Spanish and German vineyards. **Science of the Total Environment**, v. 565, p. 1165-1174, 2016.
- COSTA, A. C. *et al.* Analysis of channel transmission losses in a dryland river reach in north-eastern Brazil using streamflow series, groundwater level series and multi-temporal satellite data. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 7, p. 1046-1060, 2013.

- COSTA, A. C.; BRONSTERT, A.; ARAÚJO, J. C. A channel transmission losses model for different dryland rivers. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 4, p. 1111-1135, 2012.
- COSTA, C. A. G. *et al.* Spatial behaviour of soil moisture in the root zone of the Caatinga biome. **Revista Ciência Agronômica**, v. 44, p. 685-694, 2013.
- COSTA, J. A. *et al.* Temporal dynamics of evapotranspiration in semiarid native forests in Brazil and Spain using remote sensing. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 3, p. e14070, 2021.
- DESPLANQUE, C.; MOSSMAN, D. J. Bay of Fundy tides. **Geoscience Canada**, v. 28, n. 1, p. 1-47, 2001.
- DEVI, R. *et al.* Assessment of siltation and nutrient enrichment of Gilgel Gibe dam, Southwest Ethiopia. **Bioresource Technology**, v. 99, n. 5, p. 975-979, 2008.
- DÍAZ, V.; MONGIL, J.; NAVARRO, J. Topographical surveying for improved assessment of sediment retention in check dams applied to a Mediterranean badlands restoration site (Central Spain). **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 2045-2056, 2014.
- DÍAZ-GUTIÉRREZ, V. *et al.* Check dams and sediment control: final results of a case study in the upper Corneja River (Central Spain). **Journal of Soils and Sediments**, v. 19, n. 1, p. 451-466, 2019.
- D'OLEIRE-OLTMANN, S. *et al.* Unmanned aerial vehicle (UAV) for monitoring soil erosion in Morocco. **Remote Sensing**, v. 4, n. 11, p. 3390-3416, 2012.
- DORJI, P.; FEARN, P. A quantitative comparison of total suspended sediment algorithms: A case study of the last decade for MODIS and landsat-based sensors. **Remote Sensing**, v. 8, n. 10, p. 810, 2016.
- DORJI, P.; FEARN, P. Impact of the spatial resolution of satellite remote sensing sensors in the quantification of total suspended sediment concentration: A case study in turbid waters of Northern Western Australia. **PLoS One**, v. 12, n. 4, p. e0175042, 2017.
- DOXARAN, D. *et al.* Spectral signature of highly turbid waters: Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. **Remote Sensing of Environment**, v. 81, n. 1, p. 149-161, 2002.
- DUERDOTH, C. P. *et al.* Assessment of a rapid method for quantitative reach-scale estimates of deposited fine sediment in rivers. **Geomorphology**, v. 230, p. 37-50, 2015.
- DUTTA, S. Soil erosion, sediment yield and sedimentation of reservoir: a review. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 2, n. 3, p. 1-18, 2016.
- FANG, N. F. *et al.* Effects of cultivation and reforestation on suspended sediment concentrations: a case study in a mountainous catchment in China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 1, p. 13-25, 2016.

FANG, N. F. *et al.* Estimation of sediment trapping behind check dams using high-density electrical resistivity tomography. **Journal of Hydrology**, v. 568, p. 1007-1016, 2019.

FARIAS, T. R. L. **Estradas rurais não pavimentadas como fonte de sedimentos em bacia hidrográfica do semiárido**. 2016. 97 f. Tese de Doutorado (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Pró-reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, Departamento de Engenharia Agrícola – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2016.

FARIAS, T. R. L. **Produção de sedimentos em bacias hidrográficas sob diferentes contextos geoambientais: medida e modelagem**. 2008. 126 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pró-reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.

FERREIRA, M. P. S. *et al.* Changes in attributes of soils subjected to fallow in desertification hotspot. **Revista Ciência Agronômica**, v. 49, p. 22-31, 2018.

FIGUEIREDO, J. V. *et al.* Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 13, p. 2390-2400, 2016.

FLEMING, S. W.; SAUCHYN, D. J. Availability, volatility, stability, and teleconnectivity changes in prairie water supply from Canadian Rocky Mountain sources over the last millennium. **Water Resources Research**, v. 49, n. 1, p. 64-74, 2013.

FLORES-GALLEGOS, N. Generalized Shannon's entropy as generator of local density functionals. **Chemical Physics Letters**, v. 676, p. 1-5, 2017.

FOSTER, I. D. L. *et al.* Changing sediment yield and sediment dynamics in the Karoo uplands, South Africa; post-European impacts. **Land Degradation & Development**, v. 23, n. 6, p. 508-522, 2012.

FRANCIPANE, A. *et al.* Stochastic assessment of climate impacts on hydrology and geomorphology of semiarid headwater basins using a physically based model. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 120, n. 3, p. 507-533, 2015.

FRANCKE, T. *et al.* Analysis of runoff, sediment dynamics and sediment yield of subcatchments in the highly erodible Isábena catchment, Central Pyrenees. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 1909-1920, 2014.

FRANCKE, T. *et al.* Automated catena-based discretization of landscapes for the derivation of hydrological modelling units. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 22, n. 2, p. 111-132, 2008.

FRANKL, A. *et al.* Linking long-term gully and river channel dynamics to environmental change using repeat photography (Northern Ethiopia). **Geomorphology**, v. 129, n. 3-4, p. 238-251, 2011.

FUNCEME. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Série histórica de precipitação pluviométrica**. Disponível em: http://www.funceme.br/produtos/script/chuvas/Download_de_series_historicas/DownloadChuvasPublico.php. Acesso em: 10 mar. 2018.

FURBISH, D. J. *et al.* A probabilistic description of the bed load sediment flux: 1. Theory. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. F3, 2012.

FURBISH, D. J. *et al.* Probability distributions of bed load particle velocities, accelerations, hop distances, and travel times informed by Jaynes's principle of maximum entropy. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 121, n. 7, p. 1373-1390, 2016.

GAISER, T.; KROL, M.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C. **Global change and regional impacts: water availability and vulnerability of ecosystems and society in the semiarid Northeast of Brazil**. Berlin: Springer, 2003.

GAO, H.; BIRKETT, C.; LETTENMAIER, D. P. Global monitoring of large reservoir storage from satellite remote sensing. **Water Resources Research**, v. 48, n. 9, 2012.

GARG, V.; JOTHIPRAKASH, V. Modeling the time variation of reservoir trap efficiency. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 12, p. 1001-1015, 2010.

GHERNAOUT, R.; REMINI, B. Impact of suspended sediment load on the silting of SMBA reservoir (Algeria). **Environmental Earth Sciences**, v. 72, n. 3, p. 915-929, 2014.

GÜNTNER, A. *et al.* Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region. **Hydrological Sciences Journal**, v. 49, n. 5, 2004.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. **Journal of Hydrology**, v. 297, n. 1-4, p. 136-161, 2004.

GUYASSA, E. *et al.* Effects of check dams on runoff characteristics along gully reaches, the case of Northern Ethiopia. **Journal of Hydrology**, v. 545, p. 299-309, 2017.

GUZMAN, C. D. *et al.* Modeling sediment concentration and discharge variations in a small Ethiopian watershed with contributions from an unpaved road. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 65, n. 1, p. 1, 2017.

GUZMAN, C. D. *et al.* Suspended sediment concentration–discharge relationships in the (sub-) humid Ethiopian highlands. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 3, p. 1067-1077, 2013.

HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 1994.

HAIYAN, F.; LIYING, S. Modelling soil erosion and its response to the soil conservation measures in the black soil catchment, Northeastern China. **Soil and Tillage Research**, v. 165, p. 23-33, 2017.

HAREGEWEYN, N. *et al.* Reservoir sedimentation and its mitigating strategies: a case study of Angereb reservoir (NW Ethiopia). **Journal of Soils and Sediments**, v. 12, n. 2, p. 291-305, 2012.

HASSANLI, A. M.; NAMEGHI, A. E.; BEECHAM, S. Evaluation of the effect of porous check dam location on fine sediment retention (a case study). **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 152, n. 1, p. 319-326, 2009.

HENTATI, A. *et al.* Evaluation of sedimentation vulnerability at small hillside reservoirs in the semi-arid region of Tunisia using the Self-Organizing Map. **Geomorphology**, v. 122, n. 1-2, p. 56-64, 2010.

HERRMANN, S. M.; ANYAMBA, A.; TUCKER, C. J. Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. **Global Environmental Change**, v. 15, n. 4, p. 394-404, 2005.

HORTON, R. E. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity 1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 5, n. C, p. 399-417, 1941.

HSIEH, Y. P.; GRANT, K. T.; BUGNA, G. C. A field method for soil erosion measurements in agricultural and natural lands. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 64, n. 6, p. 374-382, 2009.

HUANG, F. *et al.* Flow-complexity analysis of the upper reaches of the Yangtze River, China. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 16, n. 11, p. 914-919, 2011.

HUANG, Y. *et al.* Spatial distribution characteristics of reconstructed soil bulk density of opencast coal-mine in the loess area of China. **Catena**, v. 199, p. 105116, 2021.

HUFFAKER, R.; RIDER, D.; HOTCHKISS, R. H. Stability and bifurcation analysis of reservoir sedimentation management. **The Open Hydrology Journal**, v. 4, n. 1, p. 102-112, 2010.

IMEN, S.; CHANG, N. B.; YANG, Y. J. Developing the remote sensing-based early warning system for monitoring TSS concentrations in Lake Mead. **Journal of Environmental Management**, v. 160, p. 73-89, 2015.

IRADUKUNDA, P.; BWAMBALE, E. Reservoir sedimentation and its effect on storage capacity—A case study of Murera reservoir, Kenya. **Cogent Engineering**, v. 8, n. 1, p. 1917329, 2021.

IVANOSKI, D.; TRAJKOVIC, S.; GOCIC, M. Estimation of sedimentation rate of Tikvesh Reservoir in Republic of Macedonia using SWAT. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 12, n. 14, p. 1-13, 2019.

JAVED, A.; TANZEEL, K.; ALEEM, M. Estimation of sediment yield of Govindsagar catchment, Lalitpur district,(UP), India, using remote sensing and GIS techniques. **Journal of Geographic Information System**, v. 8, n. 5, p. 595-607, 2016.

JAYNES, E. T. Information theory and statistical mechanics I. **Physical Review**, v. 106, n. 4, p. 620-630, 1957a.

- JAYNES, E. T. Information theory and statistical mechanics. II. **Physical Review**, v. 108, n. 2, p. 171-190, 1957b.
- JIANG, L. *et al.* Monitoring the long-term desertification process and assessing the relative roles of its drivers in Central Asia. **Ecological Indicators**, v. 104, p. 195-208, 2019.
- JODAR-ABELLAN, A. *et al.* Impact of land use changes on flash flood prediction using a sub-daily SWAT model in five Mediterranean ungauged watersheds (SE Spain). **Science of the Total Environment**, v. 657, p. 1578-1591, 2019.
- KANGA, S. *et al.* Modeling the spatial pattern of sediment flow in lower Hugli estuary, West Bengal, India by quantifying suspended sediment concentration (SSC) and depth conditions using geoinformatics. **Applied Computing and Geosciences**, v. 8, p. 100043, 2020.
- KARAMESOUTI, M.; PANAGOS, P.; KOSMAS, C. Model-based spatio-temporal analysis of land desertification risk in Greece. **Catena**, v. 167, p. 266-275, 2018.
- KHANBILVARDI, R. M.; ROGOWSKI, A. S. Quantitative evaluation of sediment delivery ratios 1. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 20, n. 6, p. 865-874, 1984.
- KLOIBER, S. M.; BREZONIK, P. L.; BAUER, M. E. Application of Landsat imagery to regional-scale assessments of lake clarity. **Water Research**, v. 36, n. 17, p. 4330-4340, 2002.
- KRISHNASWAMY, J.; HALPIN, P. N.; RICHTER, D. D. Dynamics of sediment discharge in relation to land-use and hydro-climatology in a humid tropical watershed in Costa Rica. **Journal of Hydrology**, v. 253, n. 1-4, p. 91-109, 2001.
- KROL, M. S. *et al.* Sustainability of small reservoirs and large scale water availability under current conditions and climate change. **Water Resources Management**, v. 25, n. 12, p. 3017-3026, 2011.
- LAL, R. Soil erosion and the global carbon budget. **Environment International**, v. 29, n. 4, p. 437-450, 2003.
- LEE, C. *et al.* Numerical modeling of mixed sediment resuspension, transport, and deposition during the March 1998 episodic events in southern Lake Michigan. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C2, 2007.
- LEE, H. *et al.* The pollutant loads from a paddy field watershed due to agricultural activity. **Paddy and Water Environment**, v. 12, n. 4, p. 439-448, 2014.
- LEVENBERG, K. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. **Quarterly of Applied Mathematics**, v. 2, n. 2, p. 164-168, 1944.
- LEWIS, S. E. *et al.* Calculating sediment trapping efficiencies for reservoirs in tropical settings: a case study from the Burdekin Falls Dam, NE Australia. **Water Resources Research**, v. 49, n. 2, p. 1017-1029, 2013.

LI, C.; WANG, W.; WANG, S. Maximum-entropy method for evaluating the slope stability of earth dams. **Entropy**, v. 14, n. 10, p. 1864-1876, 2012.

LI, J. *et al.* Estimating the sediment trap efficiency and lifespan of cascaded reservoirs in the Upper Yangtze River Basin, China. **Lakes & Reservoirs: Research & Management**, v. 23, n. 3, p. 204-216, 2018.

LI, P. *et al.* Comparison of soil erosion models used to study the Chinese Loess Plateau. **Earth-Science Reviews**, v. 170, p. 17-30, 2017.

LI, Z.; ZHANG, Y. K. Multi-scale entropy analysis of Mississippi River flow. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 22, n. 4, p. 507-512, 2008.

LIMA NETO, I. E.; WIEGAND, M. C.; ARAÚJO, J. C. Sediment redistribution due to a dense reservoir network in a large semi-arid Brazilian basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 56, n. 2, p. 319-333, 2011.

LIU, B. *et al.* Entropy-based assessment and zoning of rainfall distribution. **Journal of Hydrology**, v. 490, p. 32-40, 2013.

LIU, C. *et al.* Changes in the sediment load of the Lancang-Mekong River over the period 1965–2003. **Science China Technological Sciences**, v. 56, n. 4, p. 843-852, 2013.

LODHI, M. A. *et al.* Estimation of suspended sediment concentration in water using integrated surface reflectance. **Geocarto International**, v. 13, n. 2, p. 11-15, 1998.

LONG, C. M.; PAVELSKY, T. M. Remote sensing of suspended sediment concentration and hydrologic connectivity in a complex wetland environment. **Remote Sensing of Environment**, v. 129, p. 197-209, 2013.

LOPES, J. W. B.; ARAÚJO, J. C.; CONRADO, F. C. Caracterización de las presas de tierra empleadas para el control de la desertificación en la región de Gilbués, Noreste de Brasil. **Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales**, n. 45, p. 1-10, 2019.

LÓPEZ-TARAZÓN, J. A. *et al.* Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). **Catena**, v. 82, n. 1, p. 23-34, 2010.

LÓPEZ-TARAZÓN, J. A. *et al.* Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: the River Isábena (Southern Pyrenees). **Geomorphology**, v. 109, n. 3-4, p. 210-221, 2009.

LOPEZ-TARAZON, J. A. *et al.* The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: the River Isábena. **Geomorphology**, v. 138, n. 1, p. 15-28, 2012.

LÓPEZ-TARAZÓN, J. A.; BATALLA, R. J.; VERICAT, D. In-channel sediment storage in a highly erodible catchment: the River Isábena (Ebro Basin, Southern Pyrenees). **Zeitschrift für Geomorphologie**, p. 365-382, 2011.

MAJUMDAR, P. K. New dimensions of reservoir sedimentation: a case study of Khodiyar Reservoir, India. **Lakes & Reservoirs: Research & Management**, v. 20, n. 1, p. 42-53, 2015.

MALVEIRA, V. T. C.; ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER, A. Hydrological impact of a high-density reservoir network in semiarid northeastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 1, p. 109-117, 2012.

MAMEDE, G. L. *et al.* Modeling the effect of multiple reservoirs on water and sediment dynamics in a semiarid catchment in Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 23, n. 12, p. 05018020, 2018.

MAMEDE, G. L. *et al.* Overspill avalanching in a dense reservoir network. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 109, n. 19, p. 7191-7195, 2012.

MANO, V. *et al.* Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 5, p. 777-792, 2009.

MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics**, v. 11, n. 2, p. 431-441, 1963.

MARTINEZ, J. M. *et al.* Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. **Catena**, v. 79, n. 3, p. 257-264, 2009.

MARTINEZ, J. M. *et al.* Use of MODIS and MERIS data for the water quality monitoring of Amazonian rivers and floodplain lakes. *In*: CONFERÊNCIA CIENTÍFICA DO LBA, 3., 2004, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: 2004. p. 57-58.

MARTINS, S. G. *et al.* Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na região de Aracruz (ES). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 395-403, 2003.

MAS, J. F.; FLORES, J. J. The application of artificial neural networks to the analysis of remotely sensed data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 3, p. 617-663, 2008.

MATHLOUTHI, M.; LEBDI, F. Estimation of sediment deposits in the Ghézala reservoir in northern Tunisia. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, v. 377, p. 35-40, 2018.

MCBURNIE, J. C. *et al.* Maryland sediment detention pond design criteria and performance. **Applied Engineering in Agriculture**, v. 6, n. 2, p. 167-174, 1990.

MEADE, R. H.; YUZYK, T. R.; DAY, T. J. **Surface Water Hydrology**. *In*: WOLMAN, M. G.; RIGGS, H. C. (Org.). Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canadá. Geological Society of America, 1990. p 255-280.

MEDEIROS, B. C.; MEDEIROS, R. M. Variabilidade da precipitação pluvial no município de Gilbués – PI, Brasil. *In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA DIVERSIDADE DO SEMIÁRIDO*, 1., 2016, Campina Grande. **Anais [...]** Campina Grande: Realize Editora, 2016.

MEDEIROS, P. H. A *et al.* Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 55, n. 4, p. 636-648, 2010.

MEDEIROS, P. H. A. *et al.* Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 1938-1948, 2014.

MEDEIROS, P. H. A.; VIEIRA, V. P. P. B. Importância da abordagem dos processos hidrossedimentológicos na gestão dos recursos hídricos no semi-árido brasileiro. *In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE*, 8., 2006, Gravatá. **Anais [...]**, Gravatá: ABRH, 2006.

MERTES, L. A.K.; SMITH, M. O.; ADAMS, John B. Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images. **Remote Sensing of Environment**, v. 43, n. 3, p. 281-301, 1993.

MILEWSKI, A. *et al.* A remote sensing solution for estimating runoff and recharge in arid environments. **Journal of Hydrology**, v. 373, n. 1-2, p. 1-14, 2009.

MINHONI, R. T. A. **Estimation of reservoir sedimentation at PCH Pipoca, Minas Gerais**. 2013. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia; Saneamento ambiental) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2013.

MIRANDA, M. N. *et al.* Sedimentation assessment and effects in Venda Nova dam reservoir (Portugal). **Science of The Total Environment**, v. 766, p. 144261, 2021.

MISHRA, A. K.; ÖZGER, M.; SINGH, V. P. An entropy-based investigation into the variability of precipitation. **Journal of Hydrology**, v. 370, n. 1-4, p. 139-154, 2009.

MISHRA, A.; FROEBRICH, J.; GASSMAN, Philip W. Evaluation of the SWAT model for assessing sediment control structures in a small watershed in India. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 2, p. 469-477, 2007.

MISHRA, V. *et al.* Modeling soil moisture profiles in irrigated fields by the principle of maximum entropy. **Entropy**, v. 17, n. 6, p. 4454-4484, 2015.

MOGES, M. M.; ABAY, D.; ENGIDAYEHU, H. Investigating reservoir sedimentation and its implications to watershed sediment yield: The case of two small dams in data-scarce upper Blue Nile Basin, Ethiopia. **Lakes & Reservoirs: Research & Management**, v. 23, n. 3, p. 217-229, 2018.

MUELLER, E. N. *et al.* Modelling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. **Catena**, v. 79, n. 3, p. 288-296, 2009.

- MUELLER, E. N. *et al.* Modelling water availability, sediment export and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED Model. **Geosci. Model Dev. Discuss**, v. 1, n. 1, p. 285-314, 2008.
- MULU, A.; DWARAKISH, G. S. Different approach for using trap efficiency for estimation of reservoir sedimentation. An overview. **Aquatic Procedia**, v. 4, p. 847-852, 2015.
- NAVARRO-HEVIA, J. *et al.* Soil erosion in steep road cut slopes in Palencia (Spain). **Land Degradation & Development**, v. 27, n. 2, p. 190-199, 2016.
- NAVARRO-HEVIA, J.; ARAÚJO, J. C.; MANSO, J. M. Assessment of 80 years of ancient-badlands restoration in Saldaña, Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 12, p. 1563-1575, 2014.
- NEARING, M. A. *et al.* Sediment yields from unit-source semiarid watersheds at Walnut Gulch. **Water Resources Research**, v. 43, n. 6, 2007.
- NYSSSEN, J. *et al.* The effectiveness of loose rock check dams for gully control in Tigray, northern Ethiopia. **Soil Use and Management**, v. 20, n. 1, p. 55-64, 2004.
- ODY, A. *et al.* Potential of high spatial and temporal ocean color satellite data to study the dynamics of suspended particles in a micro-tidal river plume. **Remote Sensing**, v. 8, n. 3, p. 245, 2016.
- OKE, A. O.; OGEDENGBE, K.; AJANI, A. S. A comparison of different methods for bathymetric survey and sedimentation evaluation of a small reservoir in Nigeria for sustainable management. **Journal of Agriculture and Environment for International Development**, v. 113, n. 2, p. 181-195, 2019.
- OUILLO, S.; DOUILLET, P.; ANDRÉFOUËT, S. Coupling satellite data with in situ measurements and numerical modeling to study fine suspended-sediment transport: a study for the lagoon of New Caledonia. **Coral Reefs**, v. 23, n. 1, p. 109-122, 2004.
- PAIVA, S. C. **Estudo do Comportamento Geomecânico dos Solos Expansivos dos Municípios de Cabrobó, Paulista e Ipojuca-PE e de suas misturas com cal.** 2016. 191 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016.
- PAL, D. *et al.* Toward improved design of check dam systems: a case study in the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, v. 559, p. 762-773, 2018.
- PALÁCIO, H. A. Q. *et al.* Uso da terra e resposta hidrossedimentológica de microbacia no semiárido. **Revista Agro@ mbiente**, v. 6, n. 3, p. 187-194, 2012.
- PALMIERI, A.; SHAH, F.; DINAR, A. Economics of reservoir sedimentation and sustainable management of dams. **Journal of Environmental Management**, v. 61, n. 2, p. 149-163, 2001.
- PAPALEXIOU, S. M.; KOUTSOYIANNIS, D. Entropy based derivation of probability distributions: A case study to daily rainfall. **Advances in Water Resources**, v. 45, p. 51-57, 2012.

PARSAIE, A. *et al.* Investigation of trap efficiency of retention dams. **Water Science and Technology: Water Supply**, v. 18, n. 2, p. 450-459, 2018.

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.

PEREIRA, F. J. S. **Estimativa da concentração de sedimentos suspensos no Rio Jaguaribe-CE através de imagens do satélite Rapideye**. 2017. 89 f. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Pró-reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.

PETER, S. J. *et al.* Flood avalanches in a semiarid basin with a dense reservoir network. **Journal of Hydrology**, v. 512, p. 408-420, 2014.

PETERSON, K. T. *et al.* Suspended sediment concentration estimation from landsat imagery along the lower missouri and middle Mississippi Rivers using an extreme learning machine. **Remote Sensing**, v. 10, n. 10, p. 1503, 2018.

PINHEIRO, E. A. R. *et al.* Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, v. 9, n. 7, p. 1313-1327, 2016.

PINHEIRO, E. A. R. **Produção de sedimentos em diferentes escalas espaciais: o caso da bacia do rio Jaguaribe-CE**. 2013. 79 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Pró-reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2013.

PODGER, G. M. *et al.* Development of the Indus River System Model to Evaluate Reservoir Sedimentation Impacts on Water Security in Pakistan. **Water**, v. 13, n. 7, p. 895, 2021.

RAMOS-DIEZ, I. *et al.* Analysis of methods to determine the sediment retained by check dams and to estimate erosion rates in badlands. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 188, n. 7, p. 1-14, 2016.

RAPIDEYE. **RapidEye: Satellite Imagery Product Specifications: Version 6.1**. Brandenburgo: 2015. Disponível em: http://www.e-geos.it/images/Satellite_data/rapideye/re_Product_Specifications_ENG.pdf. Acesso em: 18 maio 2017.

RASMUSSEN, K.; FOG, B.; MADSEN, J. E. Desertification in reverse? Observations from northern Burkina Faso. **Global Environmental Change**, v. 11, n. 4, p. 271-282, 2001.

REICHERT, J. M.; VEIGA, M.; CABEDA, M. S. V. Selamento superficial e infiltração de água em solos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 16, n. 3, p. 289-298, 1992.

REINWARTH, B. *et al.* Estimating the sediment trap efficiency of intermittently dry reservoirs: lessons from the Kruger National Park, South Africa. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 2, p. 463-481, 2018.

RIES, F. *et al.* Controls on runoff generation along a steep climatic gradient in the Eastern Mediterranean. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 9, p. 18-33, 2017.

RITCHIE, J. C.; ZIMBA, P. V.; EVERITT, J. H. Remote sensing techniques to assess water quality. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 69, n. 6, p. 695-704, 2003.

ROBERTS, J. D.; JEPSEN, R. A.; JAMES, S. C. Measurements of sediment erosion and transport with the adjustable shear stress erosion and transport flume. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 129, n. 11, p. 862-871, 2003.

RODRIGUES, I. S. *et al.* Evaporation in Brazilian dryland reservoirs: Spatial variability and impact of riparian vegetation. **Science of The Total Environment**, v. 797, p. 149059, 2021.

RODRÍGUEZ-BLANCO, M. L.; TABOADA-CASTRO, M. M.; TABOADA-CASTRO, M. T. Phosphorus transport into a stream draining from a mixed land use catchment in Galicia (NW Spain): Significance of runoff events. **Journal of Hydrology**, v. 481, p. 12-21, 2013.

ROMERO-DÍAZ, A.; ALONSO-SARRIÁ, F.; MARTÍNEZ-LLORIS, M. Erosion rates obtained from check-dam sedimentation (SE Spain). A multi-method comparison. **Catena**, v. 71, n. 1, p. 172-178, 2007.

ROMERO-DÍAZ, A.; MARÍN-SANLEANDRO, P.; ORTIZ-SILLA, R. Loss of soil fertility estimated from sediment trapped in check dams. South-eastern Spain. **Catena**, v. 99, p. 42-53, 2012.

SALINAS, C. E. T. *et al.* Social impacts of a large-dam construction: the case of Castanhão, Brazil. **Water International**, v. 44, n. 8, p. 871-885, 2019.

SALVIANO, A. A. C. *et al.* Revitalização da microbacia hidrográfica do Riacho Sucuruíú, em Gilbués/Piauí, Brasil. **Zonas Áridas**, v. 15, n. 2, p. ág. 272-289, 2013.

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

SANTOS, G. G.; GRIEBELER, N. P.; OLIVEIRA, L. F. C. Chuvas intensas relacionadas à erosão hídrica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 2, p. 115-123, 2010.

SANTOS, J. C. N. *et al.* Effect of rainfall characteristics on runoff and water erosion for different land uses in a tropical semiarid region. **Water Resources Management**, v. 31, n. 1, p. 173-185, 2017.

SANTOS, J. Y. G. **Avaliação das perdas de água e solo no semiárido paraibano mediante chuva simulada e modelagem hidrossedimentológica**. 2011. 122 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2011.

SARI, V.; CASTRO, N. M. R.; PEDROLLO, O. C. Estimate of suspended sediment concentration from monitored data of turbidity and water level using artificial neural networks. **Water Resources Management**, v. 31, n. 15, p. 4909-4923, 2017.

SARTORI, A.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A. M. Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de

Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 05-18, 2005.

SEPURU, T. K.; DUBE, T. An appraisal on the progress of remote sensing applications in soil erosion mapping and monitoring. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 9, p. 1-9, 2018.

SHANNON, C. E. A mathematical theory of communication. **The Bell System Technical Journal**, v. 27, n. 3, p. 379-423, 1948.

SHI, P. *et al.* Land-use changes and check dams reducing runoff and sediment yield on the Loess Plateau of China. **Science of the Total Environment**, v. 664, p. 984-994, 2019.

SHI, Z. H. *et al.* Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport mechanisms on steep slopes. **Journal of Hydrology**, v. 454, p. 123-130, 2012.

SILVA FILHO, A. V. **Princípio da máxima entropia aplicado à modelagem hidrodinâmica e à eficiência de retenção de sedimentos em pequenos reservatórios**. 2020. 101 f. Tese de Doutorado (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Pró-reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2020.

SILVA FILHO, A. V.; ARAÚJO, J. C.; RAABE, A. Trade-off between number of constraints and primary-statement robustness in entropy models: the case of the open-channel velocity field. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 92, n. 3, 2020.

SILVA JUNIOR, V. P. *et al.* Produção de água e sedimentos em bacia representativa do semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 10, p. 1073-1081, 2011.

SILVA, G. A. N. P. **Projeto Gilbués: Relatório Final**. Recife: CPRM, 1972.

SILVA, I. A. S. **O Núcleo de degradação Ambiental de Gilbués-Piauí: análise climática e indicadores geoambientais**. 2011. 80 f. Monografia (Graduação em Geografia) – Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2011.

SILVA, R. M. *et al.* Geospatial assessment of eco-environmental changes in desertification area of the Brazilian semi-arid region. **Earth Sciences Research Journal**, v. 22, n. 3, p. 175-186, 2018.

SILVA, W. P. *et al.* "LAB Fit ajuste de curvas": um software em português para tratamento de dados experimentais. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 4, p. 419-427, 2004.

SILVEIRA, P. R. S.; MAMEDE, G. L. Avaliação da aplicação de modelos de desprendimento em bacia experimental do semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 01, p. 396-406, 2021.

SIMPLÍCIO, A. A. F. *et al.* Erosion at hillslope and micro-basin scales in the Gilbués desertification region, Northeastern Brazil. **Land Degradation & Development**, v. 32, n. 3, p. 1487-1499, 2021.

SINGH, V. P. Entropy theory for derivation of infiltration equations. **Water Resources Research**, v. 46, n. 3, 2010.

SINGH, V. P. Hydrologic synthesis using entropy theory. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 16, n. 5, p. 421-433, 2011.

SINGH, V. P. The use of entropy in hydrology and water resources. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 6, p. 587-626, 1997.

SLIMANE, A. B. *et al.* Relative contribution of rill/interrill and gully/channel erosion to small reservoir siltation in Mediterranean environments. **Land Degradation & Development**, v. 27, n. 3, p. 785-797, 2016.

SON, M.; HSU, T. J. The effects of flocculation and bed erodibility on modeling cohesive sediment resuspension. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. C3, 2011.

SONUGA, J. O. Entropy principle applied to the rainfall-runoff process. **Journal of Hydrology**, v. 30, n. 1-2, p. 81-94, 1976.

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

SUIF, Z. *et al.* Spatio-temporal patterns of soil erosion and suspended sediment dynamics in the Mekong River Basin. **Science of the Total Environment**, v. 568, p. 933-945, 2016.

SUJATHA, E. R.; SRIDHAR, V. Spatial prediction of erosion risk of a small mountainous watershed using RUSLE: a case-study of the palar sub-watershed in kodaikanal, south India. **Water**, v. 10, n. 11, p. 1608, 2018.

SYMEONAKIS, E. *et al.* Monitoring sensitivity to land degradation and desertification with the environmentally sensitive area index: The case of lesvos island. **Land Degradation & Development**, v. 27, n. 6, p. 1562-1573, 2016.

SYVITSKI, J. P. *et al.* Estimating fluvial sediment transport: the rating parameters. **Water Resources Research**, v. 36, n. 9, p. 2747-2760, 2000.

TAMENE, L. *et al.* Reservoir siltation in the semi-arid highlands of northern Ethiopia: sediment yield–catchment area relationship and a semi-quantitative approach for predicting sediment yield. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 31, n. 11, p. 1364-1383, 2006.

TAN, G. *et al.* Review and improvement of conventional models for reservoir sediment trapping efficiency. **Heliyon**, v. 5, n. 9, p. e02458, 2019.

TANG, B. *et al.* Variations in soil infiltration capacity after vegetation restoration in the hilly and gully regions of the Loess Plateau, China. **Journal of Soils and Sediments**, v. 19, n. 3, p. 1456-1466, 2019.

- TOPLISS, B. J.; ALMOS, C. L.; HILL, P. R. Algorithms for remote sensing of high concentration, inorganic suspended sediment. **International Journal of Remote Sensing**, v. 11, n. 6, p. 947-966, 1990.
- UDDIN, K. *et al.* Estimation of soil erosion dynamics in the Koshi basin using GIS and remote sensing to assess priority areas for conservation. **PloS One**, v. 11, n. 3, p. e0150494, 2016.
- UZEIKA, T. *et al.* Use of the SWAT model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, p. 557-565, 2012.
- VAEZI, A. R. *et al.* Modeling sediment yield in semi-arid pasture micro-catchments, NW Iran. **Land Degradation & Development**, v. 28, n. 4, p. 1274-1286, 2017.
- VALENT, P.; VÝLETA, R.; DANÁČOVÁ, M. A Joint Sedimentation-Flood Retention Assessment of a Small Water Reservoir in Slovakia: A New Hope for Old Reservoirs?. **Geosciences**, v. 9, n. 4, p. 158, 2019.
- VALLADARES, G. S.; ROCHA JÚNIOR, A. F.; AQUINO, C. M. S. Caracterização de solos no núcleo de desertificação de Gilbués, Piauí, Brasil, e sua relação com os processos de degradação. **Physis Terrae-Revista Ibero-Afro-Americana de Geografia Física e Ambiente**, v. 2, n. 1, p. 115-135, 2020.
- VAN DEN ELSEN, E. *et al.* Discharge and sediment measurements at the outlet of a watershed on the Loess plateau of China. **Catena**, v. 54, n. 1-2, p. 147-160, 2003.
- VANMAERCKE, M. *et al.* Sediment yield as a desertification risk indicator. **Science of the Total Environment**, v. 409, n. 9, p. 1715-1725, 2011.
- VENTE, J. *et al.* Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand?. **Earth-Science Reviews**, v. 127, p. 16-29, 2013.
- VENTE, J. *et al.* Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. **Global and Planetary Change**, v. 60, n. 3-4, p. 393-415, 2008.
- VERMOTE, E. F. *et al.* Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 35, n. 3, p. 675-686, 1997.
- VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield. **Progress in Physical Geography**, v. 24, n. 2, p. 219-251, 2000.
- VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention pond sedimentation in central Belgium. **Geomorphology**, v. 29, n. 3-4, p. 275-292, 1999.
- VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. Using sediment deposits in small ponds to quantify sediment yield from small catchments: possibilities and limitations. **Earth Surface Processes**

and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, v. 27, n. 13, p. 1425-1439, 2002.

VIEIRA, V. C. B.; LIMA, M. G. Diagnóstico hidroclimático do município de Gilbués – PI. In: CONGRESSO DE PESQUISA E INOVAÇÃO DA REDE NORTE NORDESTE DE EDUCAÇÃO TECNOLÓGICA, 2., 2007, João Pessoa. **Anais [...]**. João Pessoa: CEFET, 2007. 10p.

VILLAR, R. E. *et al.* The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. **Journal of Hydrology**, v. 444, p. 221-228, 2012.

VILLELA, S. M.; MATOS, A. (1975). **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 1975. VOLPE, V.; SILVESTRI, S.; MARANI, M. Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 1, p. 44-54, 2011.

WACKERMAN, C.; HAYDEN, A.; JONIK, J. Deriving spatial and temporal context for point measurements of suspended-sediment concentration using remote-sensing imagery in the Mekong Delta. **Continental Shelf Research**, v. 147, p. 231-245, 2017.

WALLEK, T.; PFLEGER, M.; PFENNIG, A.. Discrete modeling of lattice systems: The concept of Shannon entropy applied to strongly interacting systems. **Industrial & Engineering Chemistry Research**, v. 55, n. 8, p. 2483-2492, 2016.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of Hydrology**, v. 65, n. 1-3, p. 209-237, 1983.

WALLING, D. E.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. **Global and Planetary Change**, v. 39, n. 1-2, p. 111-126, 2003.

WANG, F. *et al.* Application of neural network and MODIS 250m imagery for estimating suspended sediments concentration in Hangzhou Bay, China. **Environmental Geology**, v. 56, n. 6, p. 1093-1101, 2009a.

WANG, J. J. *et al.* Remote sensing of suspended sediment concentrations of large rivers using multi-temporal MODIS images: an example in the Middle and Lower Yangtze River, China. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 4, p. 1103-1111, 2010.

WANG, J.J. *et al.* Retrieval of suspended sediment concentrations in large turbid rivers using Landsat ETM+: an example from the Yangtze River, China. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 8, p. 1082-1092, 2009b.

WASS, P. D. *et al.* Monitoring and preliminary interpretation of in-river turbidity and remote sensed imagery for suspended sediment transport studies in the Humber catchment. **Science of the Total Environment**, v. 194, p. 263-283, 1997.

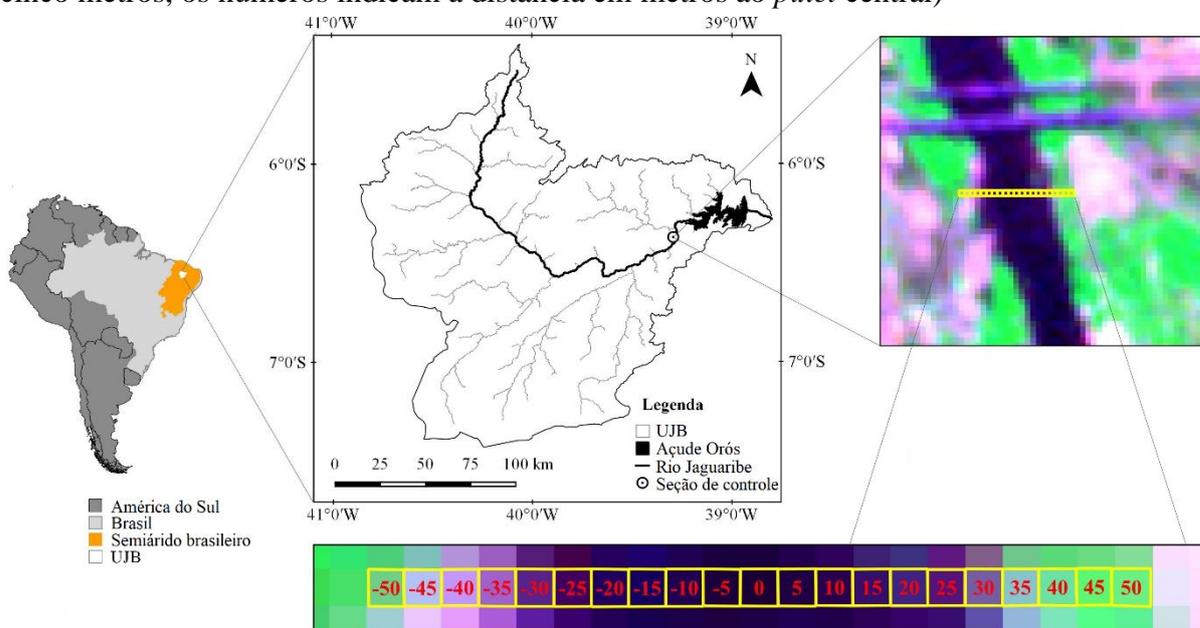
WEI, W.; YU, Y.; CHEN, L. Response of surface soil hydrology to the micro-pattern of bio-crust in a dry-land Loess environment, China. **PLoS One**, v. 10, n. 7, p. e0133565, 2015.

- WEI, Y. *et al.* Variation in the sediment deposition behind check-dams under different soil erosion conditions on the Loess Plateau, China. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 9, p. 1899-1912, 2018.
- WHITE, R. **Evacuation of Sediments from Reservoirs**. London: Thomas Telford, 2001.
- WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington: USDA, 1978.
- WOMBER, Z. R. *et al.* Estimation of Suspended Sediment Concentration from Remote Sensing and In Situ Measurement over Lake Tana, Ethiopia. **Advances in Civil Engineering**, v. 2021, 2021.
- WU, G. L. *et al.* Mixed artificial grasslands with more roots improved mine soil infiltration capacity. **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 54-60, 2016.
- WU, Y.; CHEN, J. Modeling of soil erosion and sediment transport in the East River Basin in southern China. **Science of the Total Environment**, v. 441, p. 159-168, 2012.
- XIANG-ZHOU, X.; HONG-WU, Z.; OUYANG, Z. Development of check-dam systems in gullies on the Loess Plateau, China. **Environmental Science & Policy**, v. 7, n. 2, p. 79-86, 2004.
- XIUBIN, H. *et al.* Down-scale analysis for water scarcity in response to soil–water conservation on Loess Plateau of China. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 94, n. 3, p. 355-361, 2003.
- ZEGEYE, A. D. *et al.* Morphological dynamics of gully systems in the subhumid Ethiopian Highlands: the Debre Mawi watershed. **Soil**, v. 2, n. 3, p. 443-458, 2016.
- ZHANG, G. H. *et al.* Effects of vegetation cover and rainfall intensity on sediment-bound nutrient loss, size composition and volume fractal dimension of sediment particles. **Pedosphere**, v. 21, n. 5, p. 676-684, 2011.
- ZHANG, S. *et al.* Effective water surface mapping in macrophyte-covered reservoirs in NE Brazil based on TerraSAR-X time series. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 69, p. 41-55, 2018.
- ZHANG, S.; GAO, H.; NAZ, B. S. Monitoring reservoir storage in South Asia from multisatellite remote sensing. **Water Resources Research**, v. 50, n. 11, p. 8927-8943, 2014.
- ZHANG, Y. Principle of maximum entropy for reliability analysis in the design of machine components. **Frontiers of Mechanical Engineering**, v. 14, n. 1, p. 21-32, 2019.
- ZHOU, J. *et al.* Effects of precipitation and restoration vegetation on soil erosion in a semi-arid environment in the Loess Plateau, China. **Catena**, v. 137, p. 1-11, 2016.
- ZHOU, W. *et al.* Mapping the concentrations of total suspended matter in Lake Taihu, China, using Landsat-5 TM data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 6, p. 1177-1191, 2006.

ZHOU, Y. *et al.* Hydrological effects of water reservoirs on hydrological processes in the East River (China) basin: complexity evaluations based on the multi-scale entropy analysis. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 21, p. 3253-3262, 2012.

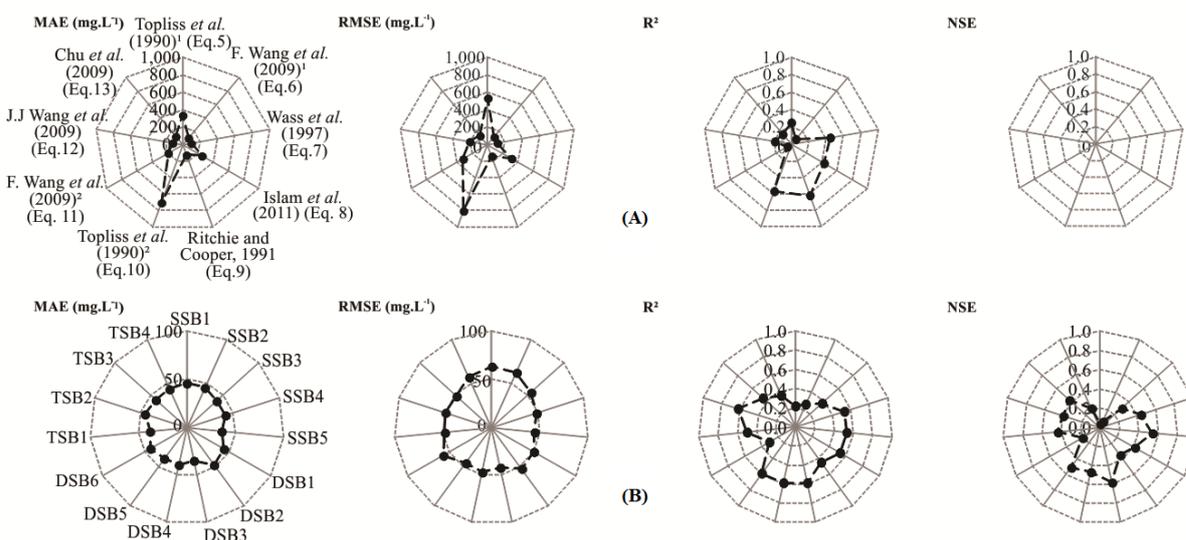
APÊNDICE A – DADOS DE PEREIRA (2017)

Localização da Bacia do Alto Jaguaribe (UJB) com destaque para a seção de controle de Iguatu, açude Orós e *pixels* da imagem RapidEye ao longo da seção de controle (resolução espacial de cinco metros, os números indicam a distância em metros ao *pixel* central)



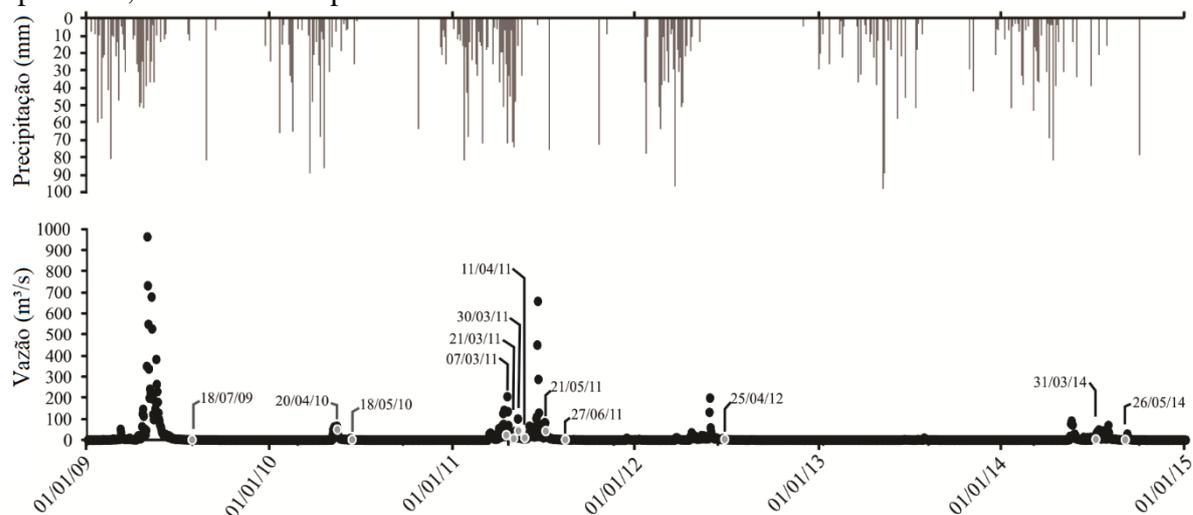
Fonte: adaptada de Pereira (2017).

Desempenho das nove equações da literatura (A) e das quinze equações RapidEye (B) que relacionam a CSS com a refletância espectral para seis eventos (validação) no Rio Jaguaribe. O gráfico superior de NSE está vazio porque todas as equações da literatura forneceram valores de NSE negativos (neste gráfico específico, a escala vai de zero a um)



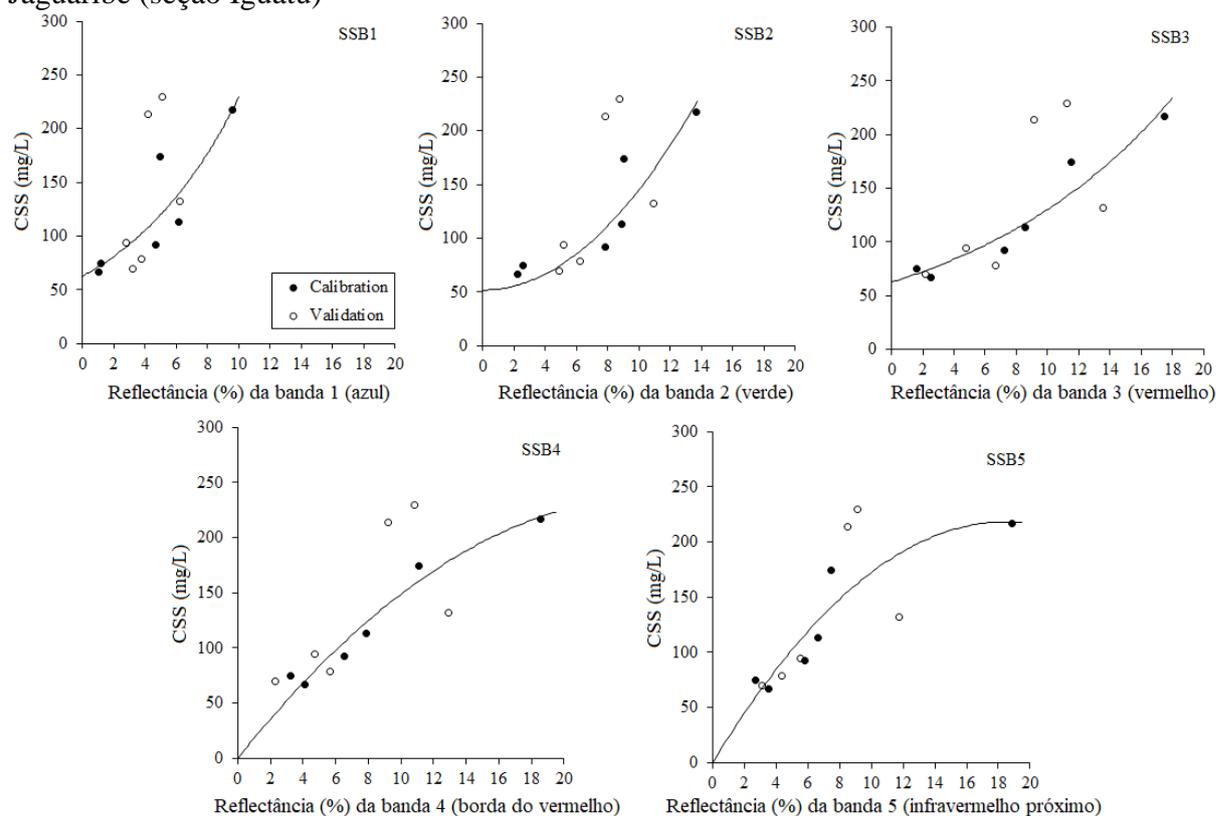
Fonte: adaptada de Pereira (2017).

Evolução temporal (2009-2014) da precipitação (linhas cinzas no topo), vazão do rio (pontos pretos) e datas de análise, quando a CSS e imagens de satélite de boa qualidade estavam disponíveis, mostrados em pontos cinzas no eixo inferior



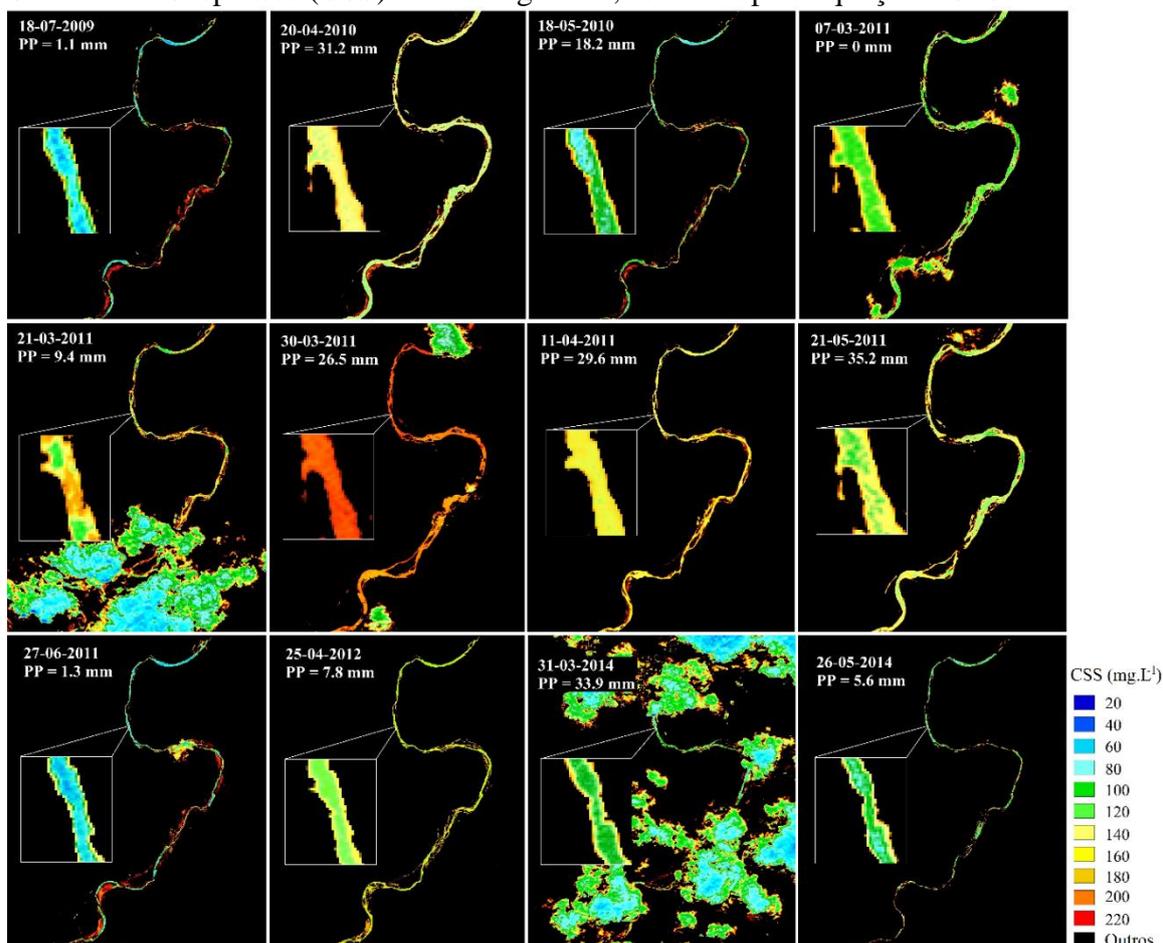
Fonte: adaptada de Pereira (2017).

Relação entre a refletância para as cinco bandas espectrais das imagens RapidEye e a Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS) para o período de 2009 a 2014 no Rio Jaguaribe (seção Iguatu)



Fonte: adaptada de Pereira (2017).

Precipitação de cinco dias anteriores (PP) e distribuição espacial da Concentração de Sedimentos Suspensos (CSS) no Rio Jaguaribe, estimada pela equação DSB3



Fonte: adaptada de Pereira (2017).

Datas de aquisição das imagens, precipitação dos cinco dias anteriores (PP), vazão do rio (Q), Concentração de Sedimento em Suspensão (CSS *in situ*) e refletância das bandas espectrais do *pixel* central (imagens RapidEye) no Rio Jaguaribe (seção de Iguatu): banda 1 (azul: 440 – 510 nm); banda 2 (verde: 520 – 590 nm); banda 3 (vermelho: 630 – 680 nm); banda 4 (borda do vermelho: 690 – 730 nm); e banda 5 (NIR: 760 – 850 nm).

Data do evento	PP (mm)	Q (m ³ .s ⁻¹)	CSS (mg.L ⁻¹)	Refletância das imagens RapidEye (%)				
				Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5
Eventos usados para calibração								
30/03/2011	27	44,83	217	9,56	13,67	17,47	18,57	18,84
07/03/2011	29	23,71	174	4,95	9,01	11,53	11,09	7,44
21/03/2011	9	6,89	114	6,18	8,88	8,54	7,87	6,64
31/03/2014	34	3,79	92	4,72	7,86	7,25	6,56	5,82
27/06/2011	1	2,07	75	1,19	2,56	1,63	3,22	2,73
26/05/2014	6	1,47	67	1,06	2,22	2,53	4,09	3,53
Eventos usados para validação								
20/04/2010	31	52,75	230	5,12	8,77	11,26	10,86	9,12
21/05/2011	35	42,83	214	4,16	7,84	9,14	9,21	8,51
11/04/2011	30	10,63	132	6,23	10,92	13,54	12,91	11,78
25/04/2012	8	4,00	94	2,76	5,15	4,76	4,69	5,56
18/05/2010	18	2,35	78	3,75	6,20	6,70	5,67	4,34
18/07/2009	1	1,69	70	3,21	4,87	2,18	2,29	3,09

Fonte: Pereira (2017).