



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

EVERTON ALVES RODRIGUES PINHEIRO

**PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM DIFERENTES ESCALAS ESPACIAIS: O CASO
DA BACIA DO RIO JAGUARIBE-CE**

FORTALEZA

2013

EVERTON ALVES RODRIGUES PINHEIRO

PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM DIFERENTES ESCALAS ESPACIAIS: O CASO DA
BACIA DO RIO JAGUARIBE-CE

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

Orientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.

FORTALEZA

2013

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

P718p Pinheiro, Everton Alves Rodrigues
Produção de sedimentos em diferentes escalas espaciais : o caso da bacia do Rio Jaguaribe/Ce /
Everton Alves Rodrigues. – 2013.
77 f. : il. color., enc. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias,
Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola,
Fortaleza, 2013.

Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no semi-árido.
Orientação: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.

1. Movimento hidrosedimentológico. 2. Sedimentos - produção. 3. Semiárido. I. Título.

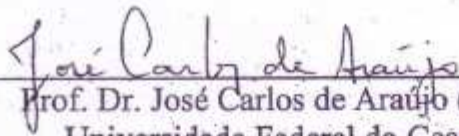
EVERTON ALVES RODRIGUES PINHEIRO

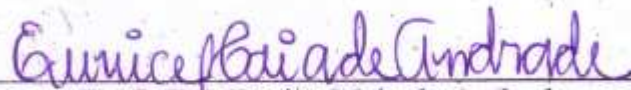
PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM DIFERENTES ESCALAS ESPACIAIS: O CASO DA
BACIA DO RIO JAGUARIBE-CE

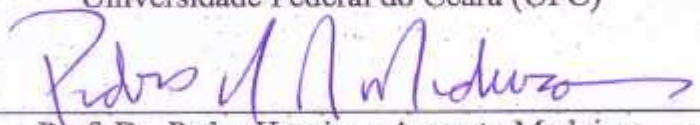
Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

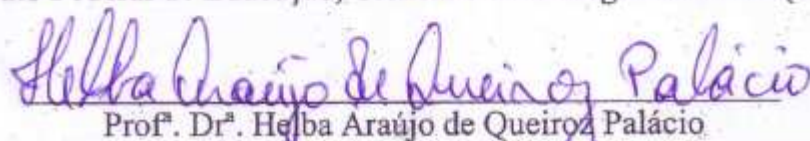
Aprovada em: 11 / 01 / 2013.

BANCA EXAMINADORA


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


Prof. Dr. Eunice Maia de Andrade
Universidade Federal do Ceará (UFC)


Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)


Prof. Dr. Helba Araújo de Queiroz Palácio
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)

A Deus.

Aos meus pais, Elisberto e Maria que sempre dedicam total apoio nas minhas escolhas, além de me fortalecerem com um incentivo amoroso cheio de esperança que me faz perceber o verdadeiro sentido da vida: o amor gratuito.

AGRADECIMENTOS

A Deus, Nosso Senhor Jesus Cristo e a Nossa Senhora, por me capacitarem e me conservarem firme e focado no meu projeto de vida.

Aos meus pais Elisberto e Maria, pelo amor e total apoio dedicado que serve de combustível para que eu possa continuar forte nesta caminhada.

Às minhas irmãs, Fabiana e Tatiane, pelo carinho compartilhado.

À Cleidiane, por está presente em todos os momentos, pela compreensão compartilhada, companheirismo e carinho.

Ao Professor José Carlos de Araújo, pela amizade, atenção, confiança, profissionalismo e pela orientação tão bem conduzida, além do excelente exemplo cheio de valores positivos que o mesmo repassa para todos aqueles que partilham da sua convivência.

À Universidade Federal do Ceará, por ter me proporcionado a formação acadêmica e me fazer acreditar na essência da Ciência como meio de mitigar os problemas do semiárido.

Ao Departamento de Engenharia Agrícola da UFC através de seus professores, em especial, José Carlos, Claudivan Feitosa, Eunice Andrade, Marcus Bezerra, George Mamede, Luiz Aberto Mendonça, Julien Burte, Adunias Teixeira e Nonato Costa.

Ao CNPq pelo auxílio financeiro concedido.

Ao projeto SESAM (Sediment Export from large Semi-Arid Catchments: Measurement and Modelling) pelo fornecimento do instrumental de monitoramento hidrosedimentológico empreendido por esta pesquisa.

Aos membros da banca: Pedro Medeiros, Eunice Andrade e Helba Araújo pelas valiosas contribuições científicas.

Aos bolsistas de Aiuaba, Hosana, Cícero e Seu Jaime, pelo valioso comprometimento prestado às campanhas de monitoramento.

Aos amigos de jornada: José Wellington, Júlio César, Zé Ribeiro (Junior), Marcos Amauri e Marcos Neves pelos momentos de convivência harmoniosa e pelas ricas discussões e contribuições científicas.

Aos colegas do Grupo HIDROSED pelo convívio pacífico: Alexandre Gomes Costa, José Wellington, Sávio Fontenele, José Vidal, Pedro Medeiros, George Mamede, Teresa Raquel, Cicero Lima, Cristian Epifânio, Deborah Mithya, Mário Wiegand, Chistine Farias, Leonardo Schramm, Laldiane Pinheiro, Thiago Xavier, Marcos Meireles, Artênio Cabral, Débora Barboza, Diego Castro, Ana Caroline, Eliakim, Efraim e Kassius.

RESUMO

A erosão, o transporte e a deposição de sedimentos são questões ambientais que afetam a sociedade, principalmente devido ao decréscimo da produtividade agrícola, à diminuição da capacidade de armazenamento dos reservatórios, à intensificação dos processos de desertificação, à ocorrência de inundações e à redução da disponibilidade hídrica. A tendência atual dos estudos hidrosedimentológicos é abordar grandes escalas, a fim de gerar resultados com implicações para o planejamento das bacias hidrográficas. Porém, o monitoramento e a análise hidrosedimentológica de sub-bacias são de grande importância para o entendimento dos processos locais. Além disso, esses estudos, quando consistentes, se tornam parte do banco de dados das investigações que englobam os grandes sistemas, em algumas situações, a escala global. Objetiva-se com esta pesquisa estudar a produção específica de sedimentos na Bacia do Rio Jaguaribe (BRJ), com a proposta de analisar as relações entre esta variável e a área de drenagem, a fim de identificar se os dados possuem alometria com a escala espacial. Os dados de produção de sedimentos foram obtidos de fontes primárias e secundárias, contemplando diferentes métodos de medição e larga faixa de áreas ($6,8 \times 10^{-5} \text{ km}^2$ a $4,8 \times 10^4 \text{ km}^2$). Os dados primários advieram do monitoramento de uma seção hidrosedimentológica automatizada, monitoramento de uma encosta por pinos de erosão e batimetrias de reservatórios. Os dados secundários foram originados de investigações anteriores conduzidas em diversas escalas de sub-bacias do Rio Jaguaribe, também contemplando diferentes métodos de medição. Os resultados encontrados por esta pesquisa mostram que: (i) a calibração do turbidímetro por meio da resuspensão de sedimentos se mostrou uma alternativa plausível para as condições semiáridas. A melhoria da escala temporal no monitoramento sedimentológico através das medidas de turbidez permitiu uma análise mais representativa da dinâmica da concentração de sedimentos suspensos da seção estudada; (ii) a produção de sedimentos média da BRJ foi de $347 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, mínimo de $1,1 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e máximo de $1.340 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$; (iii) os atributos erosividade, geologia e cobertura vegetal, quando analisados separadamente, não induziram a nenhuma relação clara entre a produção específica de sedimentos e a área de drenagem. Porém, as bacias com cobertura vegetal acima de 80% tiveram uma média de produção de sedimentos de $139 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, enquanto aquelas com cobertura inferior a 40% obtiveram média de $545 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, evidenciando a importância da vegetação na redução da desagregação do solo e transporte de sedimentos; (iv) o presente estudo indicou que a relação entre produção de sedimentos e área de drenagem do Rio Jaguaribe, com alometria positiva para áreas de até 400 km^2 , não seguiu o padrão regular

estabelecido pelos dados de muitos rios do mundo. Salvo melhor juízo, a alometria positiva encontrada por este trabalho é inédita para regiões não glaciais; (v) a alometria positiva encontrada por esta pesquisa pode ser um indicativo de que a Depressão Sertaneja, unidade geomorfológica principal da BRJ, ainda está em fase de ajustamento, ou seja, os processos de erosão responsáveis pelo aplainamento da superfície estariam contribuindo para o aumento da produção de sedimento até uma determinada faixa de escala. A partir da área (400 km²) na qual se inicia o decaimento da produção de sedimento, os processos de deposição dos sedimentos passam a ser dominantes sobre os processos de produção e transporte.

Palavras – chave: Monitoramento hidrosedimentológico. Produção de sedimentos. Efeito de escala. Semiárido.

ABSTRACT

Erosion, transport and sediment deposition are environmental issues that affect society, mainly due to the decrease in agricultural production, decreased storage capacity of reservoirs, the intensification of desertification processes, the occurrence of floods and reduction of water availability. The current trend of the hydrosedimentological studies is addressing large scale in order to generate results with implications to planning of basins. Therefore, the monitoring and hydrosedimentological analysis of the sub-basins are of great importance for the understanding of local processes, in addition, these studies when consistently, become part of the database of investigations that cover large systems, in some situations, the global scale. The objective of this research is to study the specific sediment yield in the Jaguaribe River Basin (JRB), with the proposal to examine the relationship between this variable and the drainage area in order to identify if the data have an allometry trend with the spatial scale. The specific sediment yield data were obtained from primary and secondary sources, covering different measurement methods and a wide range of areas ($6.8 \times 10^{-5} \text{ km}^2$ to $4.8 \times 10^4 \text{ km}^2$). The primary data were originated from an automated hydrosedimentological section, monitoring of hillslope by erosion pins and reservoirs bathymetric surveys. Secondary data were originated from previous investigations conducted in several sub-basins of the Jaguaribe River, also contemplating different measurement methods and scales. The results of this research show that: (i) the calibration of the turbidimeter by sediment re-suspension method was shown to be as a reasonable alternative to semiarid conditions. Improvement at timescale of the sedimentological measures by turbidity allowed a more representative analysis of the suspended sediment concentration dynamics at studied control section; (ii) average specific sediment yield of the JRB was $347 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, the least was $1.1 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and the maximum was $1,340 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$; (iii) the attributes erosivity, geology and vegetation cover, when analyzed separately, didn't induce any clear relationship between specific sediment yield and drainage area. However, the watersheds with vegetation cover over 80% had an average sediment yield of $139 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, while those with vegetation cover less than 40% achieved an average of $545 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, showing the importance of vegetation in reducing soil detachment and sediment transport; (iv) the present study indicated that the relationship between sediment yield and drainage area of the Jaguaribe River, with positive allometry to areas up to 400 km^2 , did not follow the regular pattern established by the data of many rivers in the world. Saved better judgment, the positive allometry found in this study is novel to with not-glacial behavior regions; (v) the

positive allometry found in this research may be interpreted that the Depressão Sertaneja, the main geomorphological unit in the JRB, is still in adjustment phase, where the erosion processes responsible for the leveling of the surface are contributing to increase sediment yield up to certain scale. Above the area (400 km²) at which specific sediment yield begins decreased, the process of sediment deposition becomes dominant upon production and transport processes.

Keywords: Hydrossedimentologic monitoring. Sediment yield. Scale effect. Semiarid environment.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Média anual da produção de sedimentos versus a área de drenagem para regiões semiáridas do oeste dos Estados Unidos	16
Figura 2 - Relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem baseada em dados de todo o planeta	16
Figura 3 - Produção específica de sedimento em função da área de drenagem para os Rios da British Columbia, Canadá	17
Figura 4 - Relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem do Rio Amarelo para dados de 199 estações sedimentológicas	18
Figura 5 - Bacia do Rio Jaguaribe aninhada com a Bacia do Atlântico Norte	26
Figura 6 - Distribuição das sub-bacias dentro da BRJ com medidas de produção específica de sedimento	27
Figura 7 - Encosta na estação chuvosa (A), na estação seca (B) e no detalhe (C) um exemplo dos pinos de erosão.....	29
Figura 8 - Bacia do Açude Benguê, mostrando a localização da seção da Aroeira e a sua área de controle.....	30
Figura 9 - Seção de monitoramento e curva cota-volume do lago formado pela passagem molhada... 31	
Figura 10 - Transbordamento do lago formado pela passagem molhada na seção da Aroeira	31
Figura 11 - Aparelhos que compõem a seção de monitoramento da Aroeira no rio Umbuzeiro	33
Figura 12 - Disposição dos aparelhos em campo, margem direita do canal	34
Figura 13 - Medição da largura da seção de escoamento para a escolha das verticais	35
Figura 14 - Acondicionamento da amostra média de sedimento suspenso coletado na seção.....	36
Figura 15 - Amostras com diferentes concentrações de sedimento suspenso para a calibração do turbidímetro	38
Figura 16 - Detalhe da batimetria conduzida no reservatório Benguê, ano de 2011, Aiuaba – CE.....	39
Figura 17 - Distribuição dos valores de massa específica em função do tempo de operação de alguns reservatórios do semiárido.....	42
Figura 18 - Perfil da encosta no final da estação chuvosa de 2009.....	44
Figura 19 - Perfil da encosta no final da estação chuvosa de 2011	45
Figura 20 - Curva-chave de sedimento para seção da Aroeira.....	46
Figura 21- Curva de calibração do turbidímetro para a seção da Aroeira.....	47
Figura 22 - Variação horária da CSS estimada a partir das medidas de turbidez (A), hidrograma e sedimentograma do evento dos dias 22-28 de Janeiro de 2012 (B). O sedimentograma foi construído a partir do início do enchimento do lago	50
Figura 23 - Variação da CSS e da taxa de deposição de sedimentos durante as fases de enchimento e depleção do lago	51
Figura 24 - Descarga horária de sedimento suspenso estimada pela curva-chave e pela turbidez.....	52
Figura 25 - Processamento da batimetria do reservatório Benguê realizada no ano de 2011	53
Figura 26 - Curva Cota x Área x Volume do reservatório Benguê para o ano de 2011.....	54
Figura 27 - Processamento da batimetria do reservatório Marengo realizada no ano de 2011	55
Figura 28 - Curva Cota x Área x Volume do reservatório Marengo para o ano de 2011	55
Figura 29 - Processamento da batimetria do reservatório São Joaquim realizada no ano de 2012.....	56
Figura 30 - Curva Cota x Área x Volume do reservatório São Joaquim para o ano de 2011	56
Figura 31 - Relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem baseado em dados de 26 sub-bacias da Bacia do Rio Jaguaribe	57
Figura 32 - Padrão da distribuição espacial da Ys dentro da BRJ.....	58
Figura 33 - Produção específica de sedimento para diversos continentes.....	59
Figura 34 - Produção específica de sedimento (Ys) normalizada pela erosividade (R) para as 26 sub-bacias da Bacia do Rio Jaguaribe	60
Figura 35 - Produção específica de sedimento distribuída por componente geológica.....	61
Figura 36 - Produção específica de sedimento distribuída por método de medição	62
Figura 37 - Produção de sedimento específica distribuída por estado de conservação das sub-bacias. 63	
Figura 38 - Produção específica de sedimento versus área de drenagem baseada na média móvel.....	64

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	12
2 OBJETIVOS.....	14
2.1 Geral.....	14
2.2 Específicos.....	14
3 REVISÃO DE LITERATURA.....	15
3.1 Produção de sedimentos.....	15
3.2 Estudos sobre produção de sedimentos no semiárido.....	19
3.3 Modelagem da produção de sedimentos.....	20
3.4 Medição da produção de sedimentos.....	21
3.4.1 Batimetria.....	21
3.4.2 Descargas de sedimentos de leito e suspensão.....	21
3.4.2.1 Monitoramento.....	22
3.4.2.1.1 Tradicional.....	23
3.4.2.1.2 Automático.....	24
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	26
4.1 Área de Estudo.....	26
4.1.1 Unidade geomorfológica da área de estudo (Depressão Sertaneja).....	27
4.2 Dados primários.....	28
4.2.1 Encosta.....	28
4.2.2 Seção de monitoramento.....	30
4.2.2.1 Aparelhos componentes da seção de monitoramento.....	33
4.2.2.2 Campanhas de monitoramento.....	34
4.2.2.3 Calibração do turbidímetro e análise da dinâmica sedimentológica da seção....	37
4.2.3 Batimetrias.....	39
4.3 Dados secundários.....	40
4.3.1 Dados de produção de sedimentos.....	40
4.3.2 Atributos.....	42
4.3.2.1 Geologia das sub-bacias.....	42
4.3.2.2 Erosividade média das sub-bacias.....	43
4.3.2.3 Estado de conservação das sub-bacias.....	43
4.4 Tratamento dos dados de produção específica de sedimento.....	43
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	44
5.1 Encosta.....	44

5.2 Seção de monitoramento.....	45
5.2.1 Curva de calibração do turbidímetro e análise da dinâmica sedimentológica	47
5.3 Batimetrias	52
5.4 Relações entre produção específica de sedimento e área de drenagem.....	57
5.4.1 Dados gerais de produção específica de sedimento para a BRJ.....	57
5.4.2 Razão entre Y_s e Erosividade média das sub-bacias (R)	60
5.4.3 Geologia	60
5.4.4 Método de coleta dos dados	61
5.4.5 Estado de conservação das sub-bacias	63
5.4.6 Alometria.....	64
5.5 Teria a Alometria positiva encontrada para a BRJ alguma relação com a Depressão Sertaneja?.....	66
6 CONCLUSÕES	68
REFERÊNCIAS	69

1 INTRODUÇÃO

A erosão, o transporte e a deposição de sedimentos são questões ambientais que afetam a sociedade, principalmente devido ao decréscimo da produtividade agrícola (MONTGOMERY, 2007), à diminuição da capacidade de armazenamento dos reservatórios (NELSON; BOOTH, 2002; DE ARAÚJO, 2003; ABRIL; KNIGHT, 2004), à intensificação dos processos de desertificação (VANMAERCKE *et al.*, 2011), à ocorrência de inundações (BORMANN; PINTER; ELFERT, 2011) e à redução da disponibilidade hídrica (DE ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006). Assim, as análises sedimentológicas são primordiais para o entendimento do sistema que dita os processos de produção de sedimentos de uma bacia hidrográfica. As bacias são unidades que possuem características próprias de acordo com o clima, geologia, cobertura vegetal e relevo. As bacias pertencentes às pequenas escalas podem ter seu comportamento hidrosedimentológico governado por apenas um desses fatores. Com o aumento da escala, as anomalias locais vão sendo absorvidas e um equilíbrio entre os fatores acima citados tende a acontecer. Porém, vale lembrar que as bacias antropizadas tendem a não adquirir este equilíbrio, visto que as respostas não são naturais. As atividades humanas possuem grande potencial de mudar o comportamento da produção de sedimentos de uma bacia.

A atual tendência global de demanda hídrica tem contribuído para o aumento expressivo do número de reservatórios superficiais de pequeno e médio porte nas regiões áridas e semiáridas (CALLOW; SMETTEM, 2009; MALVEIRA; DE ARAÚJO; GÜNTNER, 2011). No Estado do Ceará, 93% da água ofertada vêm dos reservatórios superficiais. Ao se considerar a existência de uma densidade ótima de reservatórios, ponto a partir do qual não mais é possível aumentar a oferta hídrica eficientemente com a construção de mais barragens (MALVEIRA; DE ARAÚJO; GÜNTNER, 2011), torna-se fundamental a conservação da qualidade do total atualmente acumulado. De Araújo, Güntner e Bronstert (2006), ao avaliarem o impacto do assoreamento na disponibilidade hídrica do Estado do Ceará, concluíram que a vazão regularizável com 90% de garantia decai cerca de $388 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ todo ano somente por causa do assoreamento dos reservatórios.

Com base em vasta revisão, Achite e Ouillon (2007) afirmam que são poucos os estudos publicados sobre erosão, produção e transporte de sedimentos em rios das regiões semiáridas. No Nordeste Brasileiro, embora esta seja umas das regiões mais povoadas entre outras igualmente secas (AB'SABER, 2003), tais estudos são ainda mais escassos quando se trata de pequenas e médias escalas (CAVALCANTE; CUNHA, 2008). Corroborando, Bartley

et al. (2007) destacam que a maior deficiência de estudos em áreas semiáridas se dá para aqueles de monitoramento fluvial contínuo, refletindo na carência de séries históricas.

Considerando a deficiência de publicações sobre a produção de sedimentos em áreas semiáridas e considerando que o Nordeste Brasileiro é uma região em ascensão do ponto de vista hidrológico, haja vista o conjunto de investimentos para a perenização de vales através da política de açudagem e transposição de bacias, conhecer os processos que regem a sedimentologia das bacias hidrográficas de tais ambientes é fundamental para seu adequado planejamento (CAVALCANTE, 2012).

Monitorar, analisar e organizar os dados sedimentológicos de grandes sistemas hidrológicos é tarefa importante, pois é a partir daí que se pode entender os processos hidrosedimentológicos em uma escala maior e de forma holística. O monitoramento é de suma importância, uma vez que a principal dificuldade compartilhada por muitos estudos que englobam grandes escalas reside no fato da escassez de séries longas e confiáveis. A análise e a discussão dos dados geram subsídio científico para a adoção de políticas que podem ser aplicadas nas bacias hidrográficas, além de levantar questionamentos que dão abertura para o desenvolvimento de outras pesquisas. A organização dos dados permite visualizar onde se encontram as principais falhas que prejudicam uma análise mais consistente, desse modo, recomendações podem redirecionar a forma de aquisição de dados, implementando novos subsídios que intensifiquem as redes de monitoramento.

A tendência atual dos estudos hidrosedimentológicos é abordar grandes escalas, a fim de se chegar a conclusões de caráter amplo. A modelagem surge como uma ferramenta que pode potencializar tais análises (MUELLER *et al.*, 2010; MEDEIROS *et al.*, 2010; MONTENEGRO; RAGAB, 2010; CHEN; MACKAY, 2004; NEITSCH *et al.*, 2002), porém, há a necessidade de um banco de dados com séries longas, visto que a escala temporal é tão importante quanto a espacial para a qualidade de tais investigações. Portanto, os estudos hidrosedimentológicos locais são de grande importância não só para o entendimento dos processos restritos àquela escala específica, mas também por estar compondo um banco de dados para estudos futuros em escala global, o que permitirá análises mais realistas das peculiaridades de cada domínio climático.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Estudar a produção específica de sedimentos (Ys) na Bacia do Rio Jaguaribe (BRJ), com a proposta de analisar o efeito da escala sobre esta variável. Os dados de Ys serão obtidos de fontes primárias e secundárias, contemplando diferentes métodos de medição e escalas.

2.2 Específicos

- (i) Obter dados primários de Ys por meio do monitoramento hidrosedimentológico e batimetrias de reservatórios;
- (ii) Avaliar a dinâmica sedimentológica de uma seção de monitoramento através das medidas de turbidez;
- (iii) Analisar as relações de Ys e área de drenagem considerando os atributos geologia, erosividade e cobertura vegetal que podem interferir no comportamento sedimentológico da bacia;
- (iv) Gerar resultados que tragam perspectivas de um amplo debate científico no âmbito da sedimentologia, abrindo horizontes para outras investigações de caráter mais específico.

3 REVISÃO DE LITERATURA

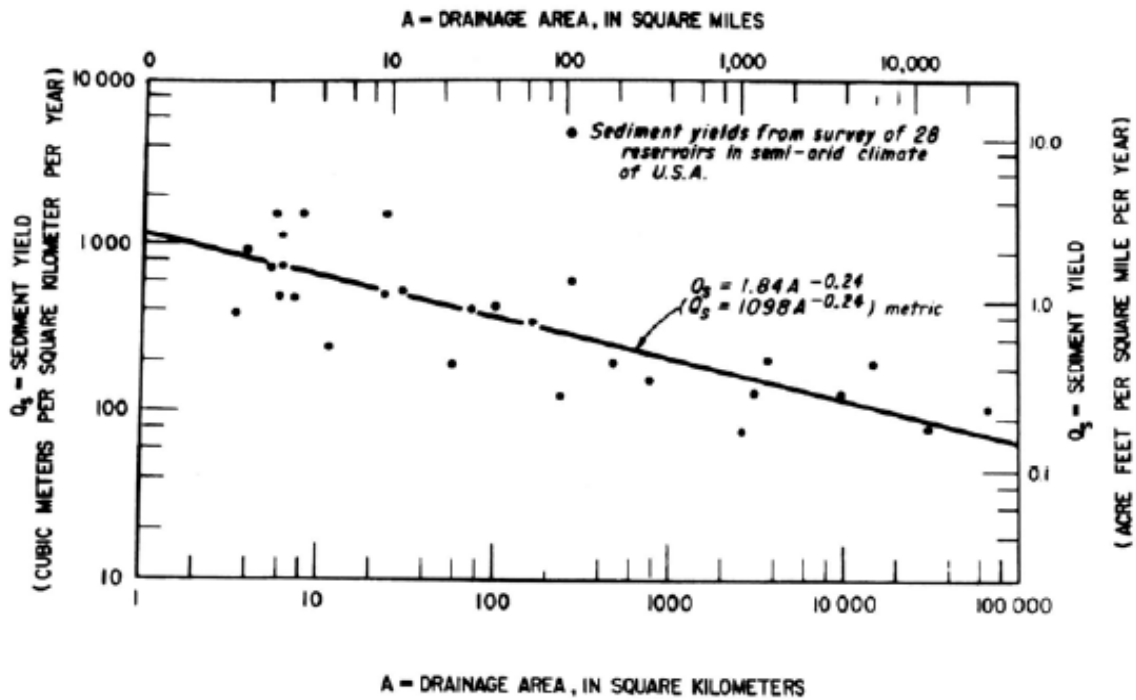
3.1 Produção de sedimentos

De Vente *et al.* (2007), definem produção de sedimentos como a parte do material erodido, originado de processos de erosão do solo, que são transportados além de um ponto de referência de uma bacia.

A produção de sedimentos na escala de bacia tem sido definida também como a quantidade de sedimentos transportados além de um determinado ponto do rio (seção de monitoramento) por unidade de área e por unidade de tempo (DE ARAÚJO; KNIGHT, 2005; MORRIS; ANNANDALE; HOTCHKISS, 2008), denominada também produção específica de sedimento (Y_s). Vários estudos têm apresentado aproximações empíricas relacionando produção de sedimentos com a área de drenagem da bacia (A), combinados ou não com outros fatores, tais como a forma da bacia, topografia, escoamento superficial, litologia e cobertura vegetal (CHURCH; SLAYMAKER, 1989; DE VENDE; POESEN; VERSTRAETEN, 2005; MINEAR; KONDOLF, 2009).

Os processos fluviais dependem fortemente das escalas espaciais e temporais. Quase todos os processos variáveis em bacias hidrográficas são fortemente relacionados com a área das mesmas e é geralmente suposto que a produção específica de sedimento diminui com o aumento da área de drenagem (alometria negativa). De acordo com Chorley, Schumm e Sugden (1984), entre outros, os três fatores seguintes são os principais responsáveis pela alometria negativa: (i) pequenas bacias possuem uma proporção de relevo ondulado, o que leva a uma alta intensidade de erosão; (ii) um único evento de precipitação pode cobrir toda uma bacia com escala pequena, mas não uma bacia de escala maior e (iii) com o aumento da área de drenagem, os sedimentos passam a ter maior tempo de oportunidade de deposição nas planícies. Para Jiongxin e Yunxia (2005), os sedimentos erodidos nas partes altas das encostas podem ser depositados nos trechos de relevo suave da mesma encosta, característica das formas coluvionares. Esse fator pode levar ao declínio da produção específica de sedimento das ravinas quando a área de drenagem aumenta. Strand e Pemberton (1987) apresentam uma figura típica dos estudos que mostram uma relação negativa entre produção específica de sedimento e a área de drenagem da bacia (Figura 1).

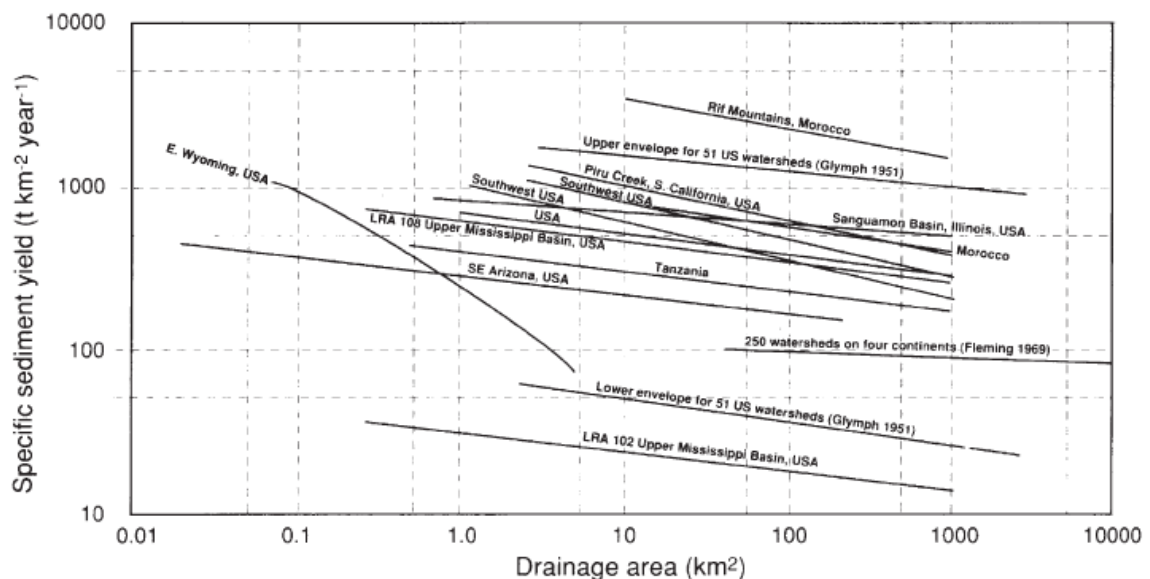
Figura 1 - Média anual da produção de sedimentos versus a área de drenagem para regiões semiáridas do oeste dos Estados Unidos



Fonte: Strand e Pemberton (1987).

A fim de demonstrar os estudos globais que encontraram relações negativas entre produção específica de sedimento e área de drenagem, a Figura 2 apresentada por Owens e Slaymaker (1992) mostra estudos para bacias de diferentes escalas e em diferentes continentes.

Figura 2 - Relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem baseada em dados de todo o planeta

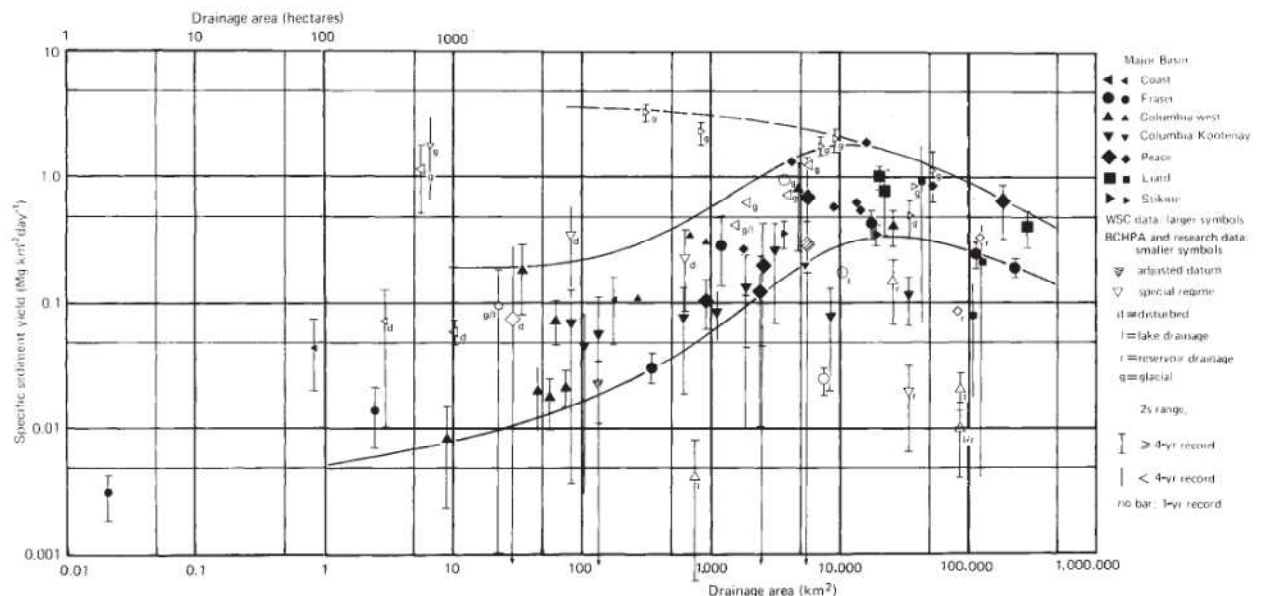


Fonte: Owens e Slaymaker (1992).

No entanto, muitas vezes os processos geomorfológicos de uma bacia hidrográfica são bastante complexos, principalmente daquelas bacias pertencentes às grandes escalas. O padrão espacial do material de superfície pode controlar os padrões espaciais dos processos geomorfológicos. Além disso, todos os grandes rios têm uma história complexa, especialmente aqueles que foram submetidos a fortes mudanças desde o quaternário. Em idades passadas, sob diferentes agentes em relação ao tempo presente, quantidades enormes de material foram depositadas dentro das redes de drenagem (JIONGXIN; YUNXIA, 2005).

Para bacias dominadas pela erosão das margens dos rios, ao invés da erosão das partes altas, há uma contínua ascensão da relação entre produção de sedimentos e área de drenagem, visto que as zonas de deposição são menos influentes (CHURCH; SLAYMAKER, 1989; CHURCH *et al.*, 1999; DEDKOV, 2004; DE VENTE; POESEN, 2005; JIONGXIN; YUNXIA, 2005; VANMAERCCKE *et al.*, 2011). A Figura 3, apresentada por Church e Slaymaker (1989), foi um dos primeiros trabalhos científicos a encontrar alometria positiva e mostrar uma explicação plausível para o fenômeno, indicando uma remobilização dos sedimentos do quaternário ao longo dos vales dos rios da British Columbia. A partir daí, outras pesquisas começaram a surgir mostrando curvas com o mesmo comportamento.

Figura 3 - Produção específica de sedimento em função da área de drenagem para os Rios da British Columbia, Canadá

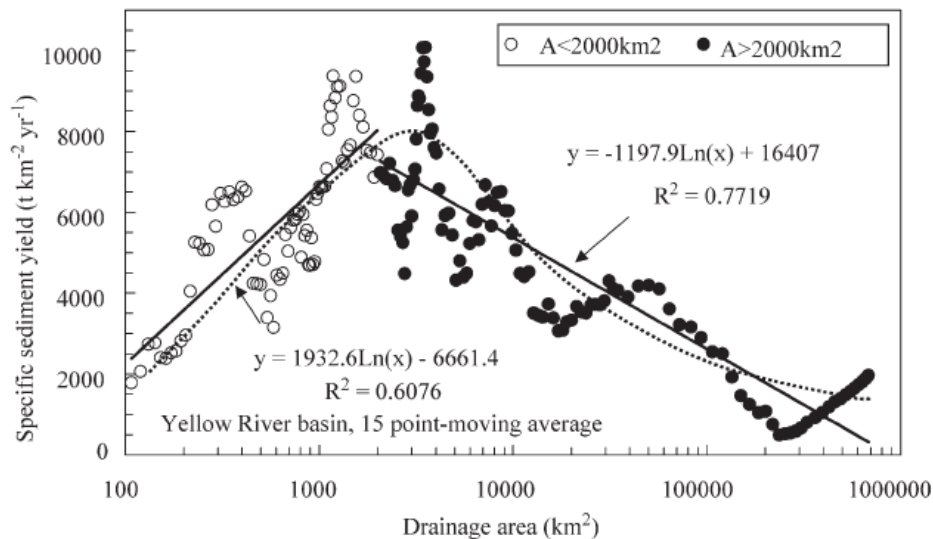


Fonte: Church e Slaymaker (1989).

Vanmaercke *et al.* (2011), ao estudarem a produção de sedimento na Europa, encontraram uma relação muito fraca entre esta variável e a área de drenagem, com uma ampla dispersão e nenhuma tendência (negativa ou positiva) para as regiões montanhosas do

mediterrâneo. Por outro lado, de Vente e Poesen (2005) sugerem uma relação positiva entre a produção específica de sedimento e a área de drenagem no mediterrâneo, que se deve provavelmente ao aumento da contribuição de todos os processos erosivos (ravinas, deslizamentos e erosão das margens dos rios). O aumento da área contribui também com o aumento da probabilidade do movimento de toda a massa do material erodido. Jiongxin e Yunxia (2005) conduziram um estudo com um banco de dados composto por 199 estações na bacia do Rio Amarelo, a fim de se estudar a relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem, os resultados apresentaram também alometria positiva (Figura 4). De Araújo e Knight (2005) apresentaram a produção de sedimento para 364 bacias de todo o planeta, mostrando que os dados globais não apresentam tendência em relação à área de drenagem, o mesmo pode ser afirmado para os diversos continentes, exceto para a África, que apresenta decréscimo consistente da produção de sedimentos com o aumento da área de drenagem.

Figura 4 - Relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem do Rio Amarelo para dados de 199 estações sedimentológicas



Fonte: Jiongxin e Yunxia (2005)

Apesar dos muitos estudos já desenvolvidos abordando esta questão da alometria negativa ou positiva, Walling e Webb (1996) defendem que, para explorar essa questão, é claramente requerida análise com dados mais detalhados de diferentes regiões do globo inseridas em diferentes contextos ambientais. Ainda para estes autores, é tentador sugerir que a alometria negativa da produção específica de sedimentos com a área de drenagem, amplamente referida na literatura, é em grande parte um reflexo do impacto humano nos sistemas fluviais, em vez de um preceito básico.

3.2 Estudos sobre produção de sedimentos no semiárido

Transporte de sedimentos é bem documentado para rios perenes de clima úmido ou temperado, mas tem sido pouco estudado em rios do semiárido, apesar da sua conhecida eficiência de transporte (REID; LARONNE, 1995).

O grande desafio para o monitoramento da produção de sedimentos no semiárido diz respeito à baixa frequência dos eventos naturais, dificultando a análise das respostas hidrosedimentológicas a estes eventos (ZHU; LUK; CAI, 2002). Cantón *et al.* (2001) mostram que o processo de produção de sedimentos em regiões semiáridas, por ser limitado pela escassez de eventos de chuva com energia suficiente para o transporte de sedimentos, pode resultar em baixas taxas de produção, desse modo, análises feitas sobre um limitado número de eventos não podem ser extrapoladas para outras áreas semiáridas. Dentro desta ótica, Srinivasan *et al.* (2003), ao apresentarem estudos de escoamento superficial e erosão para uma área semiárida com duas décadas de monitoramento, destacam a necessidade de uma base longa e confiável de dados para a região, alertando para a importância da continuidade desse tipo de trabalho e instalação de novas bacias experimentais.

O semiárido dos Estados Unidos e da Espanha se destacam no monitoramento hidrosedimentológico, apresentando estudos com séries longas e confiáveis, permitindo análises mais consistentes do comportamento sedimentológico nestes domínios (LÓPEZ-BERMÚDEZ *et al.*, 1998; RITCHIE *et al.*, 2009; RHOTON *et al.*, 2011; NICHOLS *et al.*, 2013).

Importantes trabalhos de monitoramento de bacias hidrográficas vêm sendo desenvolvidos no semiárido cearense, com destaque para Cavalcante (2001 e 2012); de Araújo (2003); de Araújo *et al.* (2003; 2006); Mamede (2008); Farias (2008); Rodrigues (2009); Medeiros (2009); Medeiros *et al.* (2010); Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011); Santos *et al.* (2011); Santos (2012).

A extrapolação de estimativas entre escalas é dificultada pela heterogeneidade de bacias hidrográficas, dificilmente representada na pequena escala (BOIX-FAYOS *et al.*, 2006), no entanto, os dados primários gerados a partir de bacias experimentais permitem a criação de um banco de dados capaz de promover a interligação entre regiões, promovendo uma ampla discussão e análise comparativa sobre o comportamento dos sistemas naturais.

3.3 Modelagem da produção de sedimentos

Os modelos hidrosedimentológicos têm a finalidade de estimar a erosão e a produção de sedimentos em regiões não monitoradas e estimar os padrões espaciais da produção de sedimentos mesmo em áreas monitoradas. Pelo fato dos processos hidrosedimentológicos ocorrerem de maneira não linear com a escala espacial, a produção de sedimentos apresenta variabilidade de várias ordens de grandeza, impossibilitando a extrapolação de estudos de pequenas escalas para bacias de escalas maiores. Aliado a este fato, há ainda escassez de bancos de dados com séries longas e confiáveis para validação e simulação dos modelos (DE ARAÚJO; KNIGHT, 2005; MEDEIROS, 2009; MONTENEGRO; RAGAB, 2010; MUELLER *et al.* 2010).

Os modelos empíricos são geralmente mais simples e consistem em equações baseadas na análise de observações. O modelo USLE de Wischmeier e Smith (1965, 1978) com suas modificações, MUSLE (WILLIAMS, 1975) e RUSLE (RENARD *et al.*, 1993), são exemplos de modelos empíricos para o cálculo da erosão (USLE e RUSLE) e produção de sedimentos (MUSLE). A USLE e suas modificações são usadas em outros modelos de base mais complexa, por exemplo, EPIC (Agricultural Nonpoint Source, YOUNG *et al.*, 1989); HIDROSED (Modelo Hidro-Sedimentológico, DE ARAÚJO, 2003); SWAT (Soil and Water Assessment Tool, CHEN; MACKAY, 2004) e WASA-SED (Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component, GÜNTNER; BRONSTERT, 2004; GÜNTNER *et al.*, 2004; MAMEDE, 2008; MUELLER *et al.*, 2010). Nesses modelos, a produção de sedimentos é calculada diretamente utilizando-se a MUSLE (modelo SWAT), ou através da associação da USLE com uma equação de capacidade de transporte (modelo WASA-SED) ou do uso conjunto da USLE ou RUSLE com uma equação de aporte de sedimentos (sediment delivery rate – SDR) (modelo HIDROSED, para SDR ver WALLING, 1983).

Poucos modelos conseguem representar o problema da densa rede de reservatórios, comum para as grandes bacias do semiárido do Brasil (MALVEIRA; DE ARAÚJO; GÜNTNER, 2011; MAMEDE *et al.*, 2012). Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011) mostraram que a rede de reservatórios retém uma quantidade considerável de sedimentos, portanto, quando não considerada pode subestimar as estimativas. O modelo WASA-SED foi concebido para superar este problema, sendo um dos poucos modelos capazes de simular sistemas com rede de reservatórios pelo tratamento destes em classes de

tamanho. O modelo WASA-SED tem sido aplicado também para estimar o papel da conectividade na distribuição de sedimentos na escala de bacias (MEDEIROS *et al.*, 2010).

3.4 Medição da produção de sedimentos

3.4.1 Batimetria

A comparação de sucessivas batimetrias de reservatórios é um método relativamente rápido de se estimar a produção de sedimentos de uma bacia hidrográfica. Para Foster *et al.* (1990), este é o método indicado para se avaliar processos hidrosedimentológicos dentro de uma escala temporal média. De acordo com Morris e Fan (1997), em comparação com o monitoramento fluvial, as batimetrias estimam com maior confiabilidade a produção de sedimentos para investigações de intervalos longos, porém, não fornece as variações em curta escala temporal do aporte de sedimentos, informação essencial na estratégia de manejo de bacias hidrográficas. Muitos pesquisadores em todo o mundo já usaram o método com sucesso (LAL *et al.*, 1977; WASSON, 1994; TAKAHASHI; NAKAGAWA, 1997; HINDERER; SCHÄUBLE, 2003; WRIGHT; SCHOELLHAMER, 2003; DE ARAÚJO, 2003).

Morris e Fan (1997) destacam também as principais vantagens e desvantagens do método. As principais vantagens são: (i) não necessita de um programa de monitoramento contínuo, e quanto mais longo o intervalo entre batimetrias mais confiável será a estimativa; (ii) não requer medidas durante os picos de descarga; (iii) apresenta menor custo em relação ao monitoramento fluvial e (iv) todo o sedimento entregue ao reservatório é computado, incluindo a carga de leito. As principais fontes de erros são: (i) estimativas errôneas da massa específica, não considerando a variação temporal; (ii) para reservatórios com baixo aporte de sedimentos ou medidas em curtos intervalos, não captam as variações de volume corretamente; (iv) dificuldade de se estimar precisamente a eficiência de retenção (T_E) para os pequenos reservatórios e (v) o método não permite o acompanhamento das variações da carga de sedimento em curtos intervalos de tempo.

3.4.2 Descargas de sedimentos de leito e suspensão

Sedimentos podem ser carregados como carga de leito (partículas que se movem ao longo do leito do rio por movimentos giratórios, saltitação ou deslizamento) ou como sedimento suspenso (suportado pelo fluxo e mantido em suspensão pela turbulência do

fluido). A carga de leito é dependente do fluxo e geralmente é responsável por aproximadamente 10% do total de transporte sólido de um rio. Em rios aluviais, a carga de leito pode contribuir com pouco mais de 1%, enquanto que em rios montanhosos pode contabilizar até 70% (MEADE; YUZYK; DAY, 1990). Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011), após conduzirem uma investigação no semiárido do Brasil, constataram que o transporte de leito foi responsável em aproximadamente 30% da carga total de sedimentos registrada na seção de controle da Bacia do Alto Jaguaribe. Estes valores são até cinco vezes maiores do que outras investigações conduzidas em ambiente semiárido (ALEXANDROV *et al.*, 2009).

De forma geral, a carga de sedimento suspenso é a principal fonte na produção de sedimentos. É principalmente composta por partículas com diâmetro menor do que 0,062 mm, embora possa também incluir partículas tipicamente do transporte de leito (fração areia) durante picos elevados de vazão. O transporte em suspensão é o mecanismo predominante em todos os rios do mundo, assim a produção de sedimentos é frequentemente baseada em dados concernentes somente à carga em suspensão (WOOD, 1977).

3.4.2.1 Monitoramento

A medição dos fluxos de sedimentos é realizada utilizando-se diferentes métodos, em função principalmente da escala temporal (DE ARAÚJO; KNIGHT, 2005), mas também da área de abrangência do estudo.

Em contraste às medições de vazão líquida, as medições de vazões sólidas em suspensão e de leito são relativamente complexas, como também são complexos os métodos de determinação em laboratório a partir das amostras coletadas. Quando não há limitação de recursos e quando há uma logística para a obtenção das medidas *in situ*, as medições diretas são largamente usadas apesar de produzirem uma série de dados intermitentes oriundas de uma árdua mão de obra envolvida no processo (FRANCKE; LÓPEZ-TARAZÓN; SCHRÖDER, 2008). Para Wren *et al.* (2000), mesmo sob boas condições, o tempo e o trabalho empregado envolvem muitos recursos, além do que as formas tradicionais de medição de sedimentos, onde as amostras são tomadas no campo e analisadas em laboratórios, podem acumular erros superiores a 20%. Porém, as medidas diretas da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) permanecem ainda como referência, visto que este método é usado na calibração de outros métodos.

Ainda de acordo com Wren *et al.* (2000), mais de 50% dos sedimentos transportados pelos rios ocorrem durante os grandes eventos de cheias, e estes grandes fluxos normalmente acontecem à noite, dificultando prever o horário. Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011) mostram que 75% dos sedimentos produzidos na bacia do Alto Jaguaribe entre 1984 e 2009 ocorreu somente em um ano (2004). Geralmente, há uma perda de dados consideráveis pelo monitoramento sedimentológico tradicional, visto que os grandes eventos de vazões raramente são contemplados com medidas. Já os métodos automáticos conseguem representar com maior fidelidade a dinâmica sedimentológica nos diferentes níveis de descarga líquida, aumentando a confiabilidade das séries de monitoramento.

3.4.2.1.1 Tradicional

Santos *et al.* (2001) salientam que toda medição de descarga sólida deve ser precedida de uma medição de descarga líquida, a qual fornece informações que norteiam os procedimentos adotados no processo de amostragem, além da vazão líquida ser também utilizada no cálculo da descarga sólida, a qual é obtida multiplicando-se a concentração de sedimentos da amostra pela vazão líquida.

As amostragens por igual incremento de largura (IIL) e igual incremento de descarga (IID) são os métodos mais usados e recomendados. Os amostradores utilizados possuem bicos calibrados com exigências em relação à velocidade de trânsito, que deve ser dada ao amostrador, sendo que cada bico tem valores máximos e mínimos para cada velocidade. Entende-se por “velocidade de trânsito” ou “velocidade de percurso”, a velocidade de descida e de subida do equipamento em uma amostragem por integração na vertical. O número de verticais recomendadas para a amostragem no método IIL deve equivaler à metade do número de verticais adotadas para a medição de vazão (CARVALHO *et al.*, 2000).

A medição de descarga sólida de leito comumente apresenta grande dispersão de valores em seu resultado. Tal fato deve-se às diversas interferências físicas no transporte de sedimento de leito (por exemplo, a velocidade da corrente, o atrito das partículas com o material do leito, a declividade do canal e a profundidade). Os métodos de medição são conhecidos como diretos e indiretos. No método direto, o equipamento utilizado é colocado no leito do rio em diversas posições da seção transversal para que o sedimento entre em um recipiente. As medições diretas de descarga do leito são realizadas com o amostrador BLH-84, entre outros. No que diz respeito ao método indireto, mede-se a descarga líquida e, em

seguida, é coletado o material do leito em diversas posições. A partir das características físicas e hidráulicas da seção, da descarga líquida e da granulometria do material, a descarga sólida de leito é calculada por modelos hidráulicos previamente selecionados tais como Einstein-Brown, Yang e Colby, Meyer-Peter e Müller (CARVALHO *et al.*, 2005).

3.4.2.1.2 Automático

Melhorar o conhecimento sobre a produção de sedimentos em suspensão compreende a aquisição de uma confiável e longa série temporal da concentração de sedimentos suspensos (CSS) gerada pelas estações hidrométricas. De um modo geral, o fluxo anual de sedimentos suspensos ocorre em um percentual muito pequeno de tempo, correspondendo aos eventos responsáveis por elevados picos de vazão. Como exemplo, Mano *et al.* (2009) mostram que entre 40-80% do fluxo anual de sedimentos suspensos ocorrem dentro de 2% do tempo. Portanto, um monitoramento com alta frequência de leituras da CSS é requerido para uma confiável estimativa da produção de sedimentos em suspensão. Desse modo, dada a dificuldade de se obterem medidas diretas em alta resolução temporal, medidas com turbidímetros vêm sendo usadas em substituição às medidas diretas (LÓPEZ-TARAZÓN *et al.*, 2009; MANO *et al.*, 2009). No entanto, as medidas diretas (tradicional) de CSS devem permanecer ainda como referência, na calibração e no ajuste de outros métodos (WREN *et al.*, 2000). Não há uma metodologia ideal para a mensuração da CSS, mas a turbidez ganhou aceitação dentre os vários métodos de monitoramento (MORRIS; FAN, 1997).

De acordo com Morris e Fan (1997), apesar da praticidade e do aumento da resolução temporal das leituras, de modo a capturar o comportamento da CSS durante todo o pico de descarga, tanto na subida como na descida do pico de cheia, os turbidímetros possuem algumas limitações: (i) turbidez amostrada em um único ponto na seção do curso d'água; (ii) os sensores são mais sensíveis à fração com maior turbidez específica, podendo tornar o aparelho insensível às partículas mais grosseiras; (iii) o componente óptico pode sofrer incrustações; (iv) pode registrar dados anormais para descargas constantes, isso acontece quando descargas de poluentes oriundos da agricultura são lançadas à montante e (v) a medida de turbidez não fornece o tamanho dos grãos.

Navratil *et al.* (2011), ao estimarem as incertezas das medidas da CSS monitorada por turbidímetros, verificaram que as incertezas são em média menores do que 10%, mas altamente variável, atingindo até 70%. De um modo geral, a incerteza da produção de

sedimentos na escala de eventos foi em torno de 15%, 19% e 29% dependendo do nível de incertezas das estimativas de vazões (5%, 10% e 20%, respectivamente).

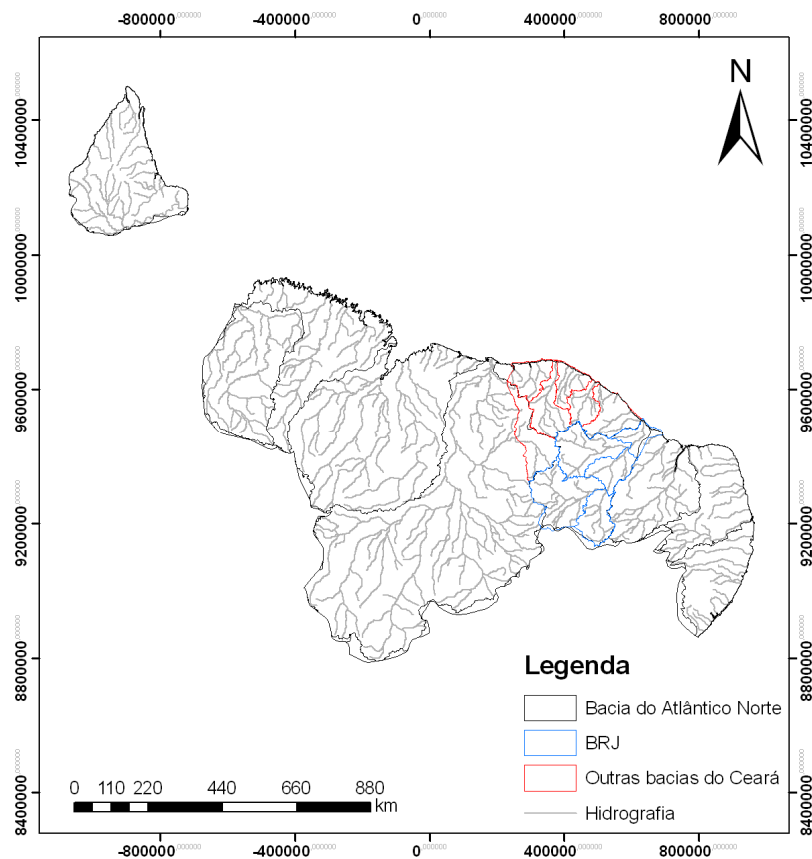
Apesar das limitações associadas com as medidas de turbidez, o monitoramento contínuo mesmo com algumas perdas de precisão, pode dar mais acurácia nas estimativas da carga total de sedimentos e sua variação temporal, comparado com o menor número de amostras para os demais métodos, no qual raramente se consegue capturar as mudanças bruscas na concentração de sedimentos.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

A investigação sedimentológica foi aplicada na Bacia do Rio Jaguaribe (BRJ), com uma área de 74.000 km², ocupando aproximadamente 48% do território cearense. A BRJ é a mais importante fonte de recursos hídricos superficiais do Estado do Ceará. A Figura 5 apresenta a BRJ dentro de um sistema maior, que de acordo com a Agência Nacional de Águas (ANA, 2012) é a Bacia do Atlântico Norte, nesta, a BRJ é uma sub-bacia completa.

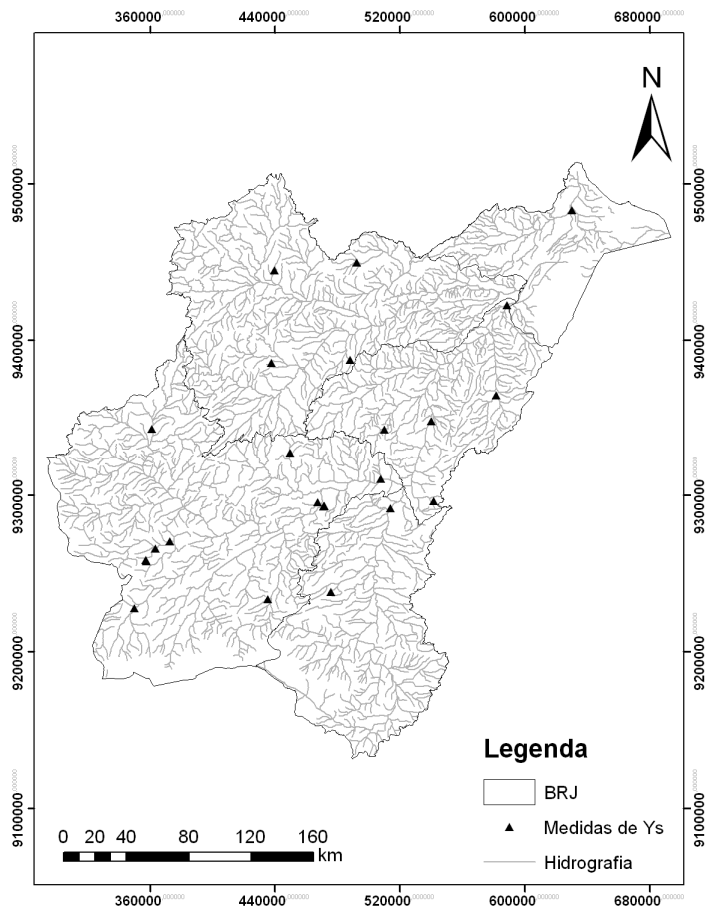
Figura 5 - Bacia do Rio Jaguaribe aninhada com a Bacia do Atlântico Norte



Fonte: autor

A análise se deu para 26 sub-bacias distribuídas dentro da BRJ, Figura 6. Os dados foram obtidos de fontes primárias e secundárias (monitoramento fluvial e batimetrias de reservatórios) abrangendo a amplitude de escala da ordem de $6,8 \times 10^{-5}$ km² a $4,8 \times 10^4$ km².

Figura 6 - Distribuição das sub-bacias dentro da BRJ com medidas de produção específica de sedimento



Fonte: autor

4.1.1 Unidade geomorfológica da área de estudo (*Depressão Sertaneja*)

A compartimentação topográfica do território cearense foi formada por eventos naturais ocorridos no período Pleistocênico (época do período Quaternário da era Cenozoica, aproximadamente 2,5 milhões de anos atrás), sem dúvida o de maior significado geomorfológico para as regiões semiáridas. A referida compartimentação, comportando relevos desenvolvidos sobre o embasamento cristalino, ou em áreas sedimentares, decorre de um conjunto de influências em que participam a estrutura geológica ao lado dos fatores paleoclimáticos e eustáticos (variação natural do nível dos mares), além da dinâmica morfogenética atual. Esta dinâmica atual é estreitamente vinculada às condições climáticas, evidenciando a atuação presente dos processos erosivos responsáveis pela esculturação da superfície (SOUSA; LIMA; PAIVA, 1979).

De acordo com Jatobá e Lins (2003), a Depressão Sertaneja, formada durante o Cenozoico, mais especificamente no Pleistoceno, trata-se de uma vasta superfície de erosão

que foi elaborada por vários processos de pedimentação (aplainamentos), sob condições paleoclimáticas tropicais severas (climas secos, mas não desérticos). É uma superfície chave para a compreensão da morfogênese do relevo nordestino. A Depressão Sertaneja evoluiu basicamente pela degradação lateral das vertentes pelos processos de *sheetflood*. A Depressão Sertaneja ocupa 69% do território cearense, o que corresponde uma área de aproximadamente 102.000 km² (SOUSA; LIMA; PAIVA, 1979).

Devido à sua significativa extensão, a Depressão Sertaneja apresenta acentuadas mudanças de natureza litológica e edáfica, porém, apesar dessa diversidade, é notado como um todo (uma espécie de padrão), o desenvolvimento de uma superfície de erosão que, truncando os mais diferenciados tipos de rochas, forma um vasto aplainamento, oriundos das condições rigorosas da semiaridez. Sousa, Lima e Paiva (1979) defendem que a acentuada amplitude térmica entre os dias e as noites do semiárido é o principal fator que conduz à desagregação física das rochas. As chuvas torrenciais por outro lado têm papel decisivo no processo de remoção do material erodido. A vegetação muitas vezes não consegue deter os efeitos das enxurradas e os sedimentos erodidos vão aos poucos sendo removidos pela ação do escoamento superficial até atingir a calha principal dos rios (CAVALCANTE, 2012). O modelo baseado na epirogenia pós-cretácea (soerguimentos), acompanhada por fases de dissecação e pediplanação conduzidas por climas secos são amplamente difundidas por Ab'Saber e Bigarella (1961) e Bigarella (1994, 2003), entre outros. A partir desse modelo, Maia *et al.* (2010) argumentam que as sequencias sedimentares do Cenozoico são provavelmente resultados da erosão dos soerguimentos e, conseqüentemente, a evolução do rebaixamento do relevo regional.

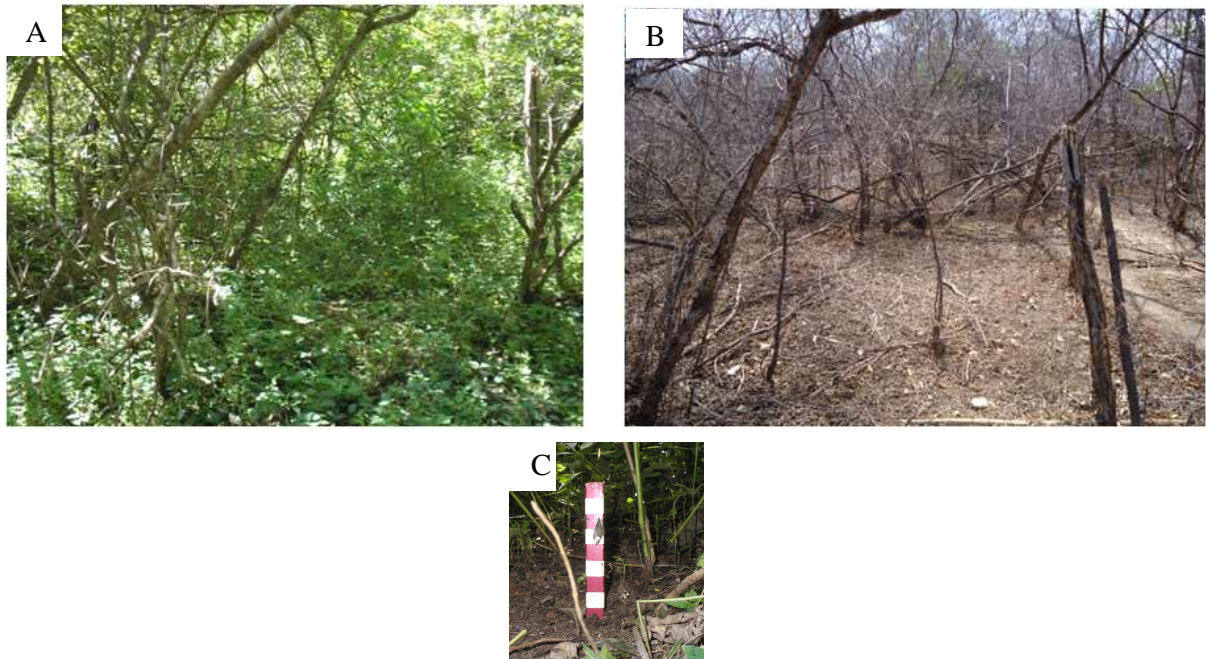
4.2 Dados primários

4.2.1 Encosta

De acordo com Cavalcante (2012), o monitoramento da erosão por meio de pinos de erosão tem sido largamente utilizado em pequenas escalas de trabalho. Para Cunha (2002) a fixação de pinos de erosão é uma técnica bastante socializada entre os pesquisadores pela sua praticidade e bons resultados quando se deseja avaliar a intensidade do processo.

Uma encosta com 68 m² dentro da Bacia Experimental de Aiuaba, BEA, (DE ARAÚJO; PIEDRA, 2009) está sendo monitorada desde o ano hidrológico de 2008. As medidas micromorfológicas estão sendo realizadas através de uma malha de pinos de erosão espaçados por um metro entre si, compondo quatro linhas com 17 pinos cada (Figura 7).

Figura 7 - Encosta na estação chuvosa (A), na estação seca (B) e no detalhe (C) um exemplo dos pinos de erosão



Fonte: Autor.

A topografia da encosta foi obtida no início do experimento, sendo que a cota do terreno foi medida pela diferença entre a leitura da cota na base superior dos pinos menos a altura inicial dos pinos (0,11 m). Daí em diante, a perda de solo foi estimada a partir da diferença de cota em todos os pinos entre o ano base e os anos subsequentes. O volume foi medido através do Software SURFER 8.0. As modificações na altura dos pinos determinou a nova conformação do terreno.

Devido ao fato da encosta estar localizada em uma região totalmente preservada, a perda de solo para o período de avaliação (2008 – 2012) não foi elevada, assim, para este trabalho, a produção específica de sedimento foi calculada para os anos de 2009 e 2011, anos em que se conseguiu medir variação de volume da encosta com maior segurança. O ano de 2010 foi desconsiderado da análise por falta de consistência nas leituras da altura dos pinos. A produção específica de sedimento (Y_s) ($t\ km^{-2}\ ano^{-1}$) foi avaliada pela Equação (1a, b):

$$Y_s = \frac{\Delta M}{(\Delta s * A)} \quad (1a)$$

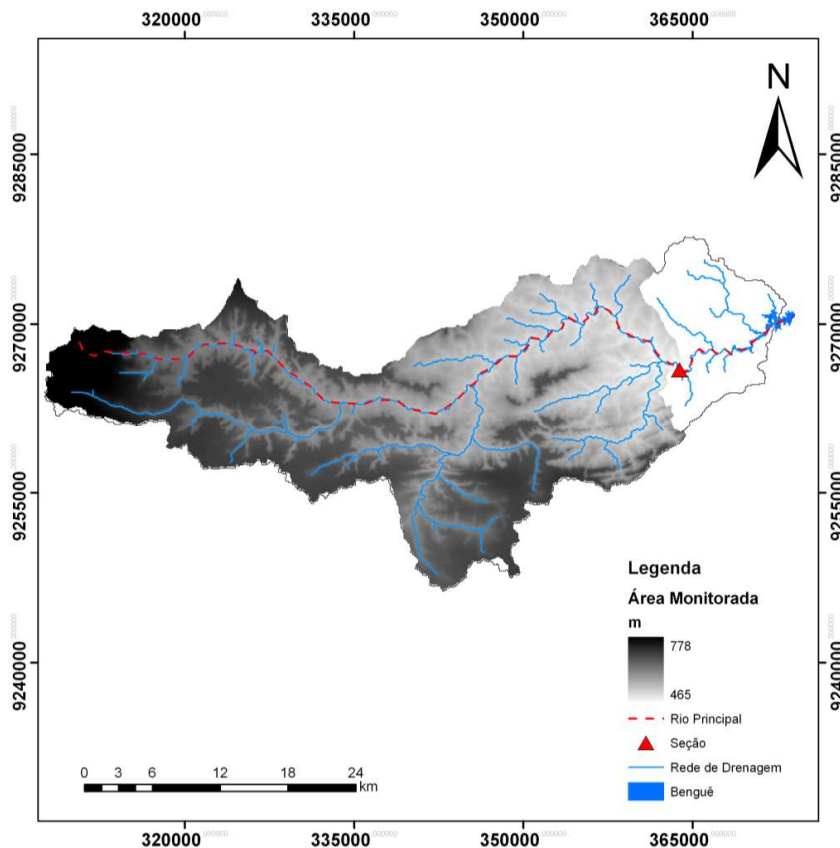
$$\Delta M = \rho * \Delta V \quad (1b)$$

em que: ΔM é a massa de solo movimentada (t), ΔV variação de volume entre o período considerado (m^3), ρ massa específica do solo ($t\ m^{-3}$), Δs intervalo de tempo entre as medidas (ano) e A é a área (km^2).

4.2.2 Seção de monitoramento

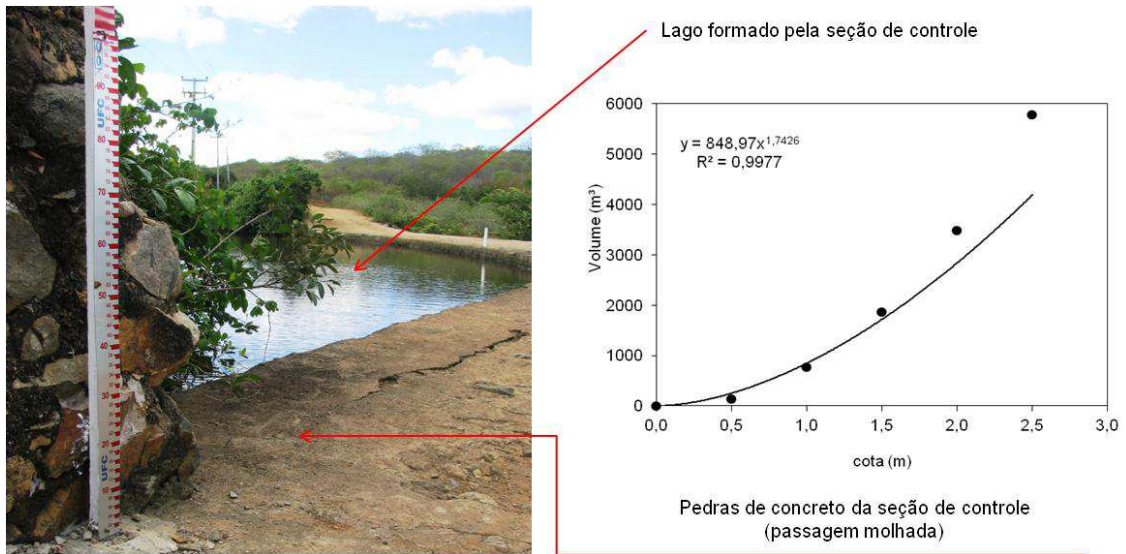
A seção de monitoramento de vazão líquida e sólida está localizada na bacia hidrográfica do açude Benguê (área de captação de $933\ km^2$), situada no município de Aiuaba (Sertão dos Inhamuns), aninhada com a bacia do Alto Jaguaribe (aproximadamente $25.000\ km^2$). A seção de monitoramento localiza-se no rio principal da bacia do Benguê, rio Umbuzeiro, com comprimento médio de $78\ km$. A área total controlada pela seção é de $800\ km^2$. A localização exata da seção de acordo com o sistema de coordenadas UTM (Zona 24S, SAD-69 datum), é $9.265.948\ m$ e $363.840\ m$, Figuras 8, 9 e 10.

Figura 8 - Bacia do Açude Benguê, mostrando a localização da seção da Aroeira e a sua área de controle



Fonte: Autor.

Figura 9 - Seção de monitoramento e curva cota-volume do lago formado pela passagem molhada



Fonte: Autor.

Figura 10 - Transbordamento do lago formado pela passagem molhada na seção da Aroeira



Fonte: Autor.

O tipo vegetacional predominante na bacia do Benguê é a Caatinga, bioma caracterizado pela caducifolia e a extraordinária capacidade de regeneração de suas espécies, comportamento induzido pela condição semiárida, a fim de permitir maior eficiência ecológica para suportar a sazonalidade da umidade (MAMEDE; ARAÚJO, 2008; LIMA; RODAL, 2010; PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013). Costa *et al.* (2007) mostram que

o bioma Caatinga possui uma grande variedade de grupos vegetacionais tanto de estrutura arbórea quanto herbácea, sendo que a predominância de cada componente está em função da escala, onde atuam principalmente os fatores climáticos e pedológicos.

De acordo com Creutzfeldt (2006), ao se considerar o grau de conservação, podem-se identificar duas classes de Caatinga dentro da bacia em estudo: Caatinga com árvores e arbustos preservados no relevo suave; Caatinga também composta por árvores e arbustos, porém degradada, situada sobre o relevo ondulado. A parte sudeste da bacia é coberta pela floresta decídua seca, sendo composta por camadas de árvores (de difícil acesso) e arbustos (de fácil acesso). Outra classe de Caatinga presente na bacia é o Carrasco, sendo composto por um tipo vegetacional denso, com árvores variando de 5 a 6 m, porém algumas árvores podem atingir mais de 10 m. Sob as copas dessas árvores existe uma camada densa de arbustos (PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013).

No que diz respeito aos aspectos geomorfológicos, a bacia do Benguê está situada em uma zona de transição, com a ocorrência da Unidade Sertões nas regiões central e oriental da bacia, e dos Altos Planaltos Sedimentares nas bordas sul e oeste. A Unidade Sertões caracteriza-se por solos rasos sobre substrato cristalino, com elevado teor de argila e grande quantidade de fragmentos de rochas. Nos Altos Planaltos Sedimentares, por sua vez, há uma predominância de solos mais profundos e permeáveis, resultando em escassez de recursos hídricos superficiais (CREUTZFELDT, 2006). Essas características definem o padrão de geração de escoamento superficial da bacia, com coeficientes de escoamento maiores nas áreas coincidentes com a Unidade Sertões e altas taxas de infiltração nos Altos Planaltos Sedimentares (MEDEIROS, 2009).

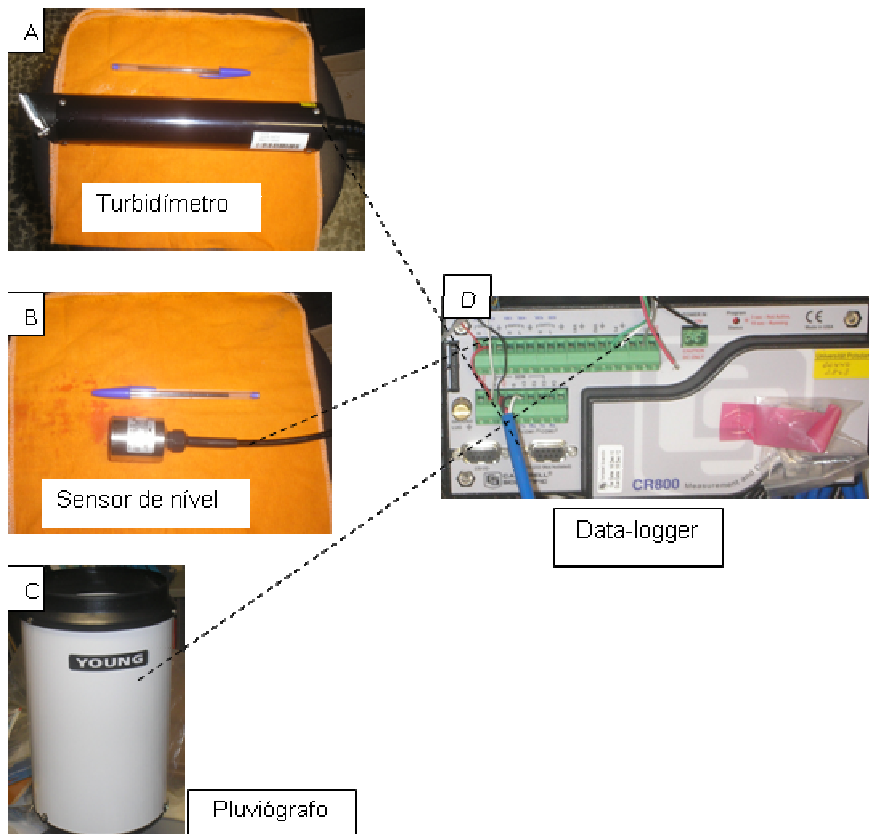
O clima é Tropical semiárido, com média anual de evaporação de aproximadamente 2.500 mm e precipitação anual média de 560 mm. A estação chuvosa tem uma duração média de cinco meses (janeiro a maio). A temperatura média anual é de aproximadamente 25°C (CREUTZFELDT, 2006).

A geração de escoamento superficial ocorre principalmente por processo hortoniano (em que a intensidade da chuva supera a capacidade de infiltração do solo), e concentra-se em poucos eventos, característica comum em regiões semiáridas, em que a saturação das camadas superficiais do solo ocorre de maneira descontínua no espaço e no tempo, permitindo reinfiltração do escoamento e limitando o fluxo para a rede de drenagem (MEDEIROS, 2009; FIGUEIREDO, 2011).

4.2.2.1 Aparelhos componentes da seção de monitoramento

Os aparelhos de medida que compõem a seção de monitoramento são um turbidímetro (Figura 11-A), um sensor de nível (Figura 11-B) e um pluviógrafo (Figura 11-C). Todos os aparelhos estão conectados a uma memória externa, Data-logger CR800 (Figura 11-D). Tanto o turbidímetro como o sensor de nível estão programados para registrarem leituras em intervalos de uma hora, a fim de que se tenha uma medida conjunta (mesma escala de tempo) das duas variáveis, já o pluviógrafo está programado para registrar leituras a cada cinco minutos.

Figura 11 - Aparelhos que compõem a seção de monitoramento da Aroeira no rio Umbuzeiro



Fonte: Autor.

Na Figura 12 se visualiza a disposição dos aparelhos em campo. A seção está localizada na margem direita do rio Umbuzeiro.

Figura 12 - Disposição dos aparelhos em campo, margem direita do canal



Fonte: Autor.

4.2.2.2 Campanhas de monitoramento

Durante o ano hidrológico de 2012 foram realizadas campanhas com a finalidade de se obter leituras de vazão líquida e sólida na seção de monitoramento. O objetivo dessas medições foi obter a curva-chave de vazão líquida e de sedimentos. Devido ao limitado número de eventos de precipitação ocorridos no ano de 2012, houve apenas um único evento de escoamento em que se conseguiu medir as vazões líquida e sólida. Outra medição foi registrada ainda no ano hidrológico de 2011.

As medições de vazões foram obtidas por meio da estimativa da velocidade do fluxo, fazendo-se uso de um micromolinete em conjunto com um contador de pulsos. Uma vez no campo, os pontos de coleta de dados com o micromolinete foram definidos, verticais com espaçamento regular, sendo o número de verticais conforme a largura do canal (CARVALHO *et al.*, 2000). Em seguida, foi definido no sensor eletromagnético do micromolinete o tempo em que este permaneceu submerso contando o número de giros da hélice. Posteriormente, baseando-se na profundidade de cada vertical, se definiu a altura em que a hélice deveria ser submersa no canal, que é de acordo com a profundidade deste, sendo 60% da profundidade, quando o canal alcançar no máximo 0,6 m de profundidade ou duas

leituras, a 20% e 80% da profundidade, quando a profundidade do canal for superior a 0,6 m (SANTOS *et al.*, 2001). Nas medidas procedidas por esta pesquisa houve pontos que contemplaram as duas situações anteriormente descritas. Após a medição em cada vertical, e de posse do número de pulsos gerados pelo equipamento, foi obtida a velocidade de cada vertical, através da equação chave do molinete, e por meio de integração da curva de vazão específica (q) versus espaçamento entre as verticais, se calculou a vazão líquida, Figura 13.

Figura 13 - Medição da largura da seção de escoamento para a escolha das verticais



Fonte: Autor

Durante o ano hidrológico de 2011, foram obtidas medidas manuais com resolução temporal no passo diário das lâminas escoadas na seção. Com as medições de vazões e com as leituras manuais e automáticas, uma equação chave de vazão foi gerada a partir dos ajustes com o volume diário do reservatório Benguê (DE ARAÚJO, 2012). O ajuste da equação foi conduzido assumindo a seguinte hipótese simplificadora: a água entregue ao reservatório oriunda da área não monitorada (14%) foi admitida igual às perdas por evaporação e infiltração, de modo tal que a variação diária do volume do reservatório era admitida igual à vazão advinda da área de contribuição monitorada (86%). Desse modo, pôde-se encontrar uma equação ajustada capaz de representar as vazões responsáveis pela oscilação do volume do reservatório Benguê para a estação chuvosa de 2011 e 2012.

As amostragens de sedimento em suspensão foram realizadas através do método de igual incremento de largura (IIL), que de acordo com Carvalho *et al.* (2005) é o mais operacional e de fácil cálculo. Foi adotada a metade do número de verticais utilizadas para a

medição de descarga líquida, realizando as amostragens em verticais alternadas (CARVALHO *et al.*, 2000). Conforme o método IIL, as amostragens foram realizadas utilizando uma mesma velocidade de trânsito (determinada com base na vertical que possui o maior produto entre profundidade e velocidade média da seção transversal) para todas as verticais, tanto na subida quanto na descida do amostrador (USDH-48). Para as campanhas em que se mediu vazão sólida foi obtida uma amostra média (mistura de todas as amostras), a qual foi encaminhada para laboratório a fim de se medir a concentração de sedimentos suspensos (CSS), Figura 14.

Figura 14 - Acondicionamento da amostra média de sedimento suspenso coletado na seção



Fonte: Autor

Devido à falta de eventos de escoamento, apenas duas medições de vazões sólidas foram possíveis, diante disso, para a confecção da curva-chave de descarga sólida ($Q_{ss} \times Q$), um terceiro ponto foi incluído. Esse ponto adveio dos resultados de Medeiros (2009) para a bacia do Benguê, também medido no rio Umbuzeiro, porém, em uma seção a jusante em relação à seção da Aroeira, distância aproximada de 1 km, desse modo, o ponto escolhido foi admitido representativo para a seção da Aroeira.

4.2.2.3 Calibração do turbidímetro e análise da dinâmica sedimentológica da seção

De acordo com Minella *et al.* (2008), existem dois métodos de calibração de turbidímetros aplicados com maior frequência. O primeiro consiste na correlação de medidas de turbidez com amostras de CSS coletadas no momento em que a sonda registra as leituras. Recomenda-se que as amostras de CSS sejam coletadas pelo método igual incremento de largura (IIL) com o amostrador de sedimento em suspensão USDH-48 (Carvalho, 2008). Assim, se associa uma amostra composta de vazão sólida com a leitura de turbidez da sonda. O segundo método consiste em se coletar amostras de solo de diferentes áreas da bacia, aquelas mais representativas, preparando concentrações conhecidas de CSS, correlacionando-as com as leituras de turbidez da sonda. O primeiro método é o mais indicado, visto que o segundo incorpora erros significativos na curva de calibração por não representar com fidelidade os sedimentos que passam na seção.

Para as condições semiáridas, onde os eventos de escoamento superficial são raros, há uma grande dificuldade de conseguir calibrar um turbidímetro aplicando o primeiro método, onde raramente se obterá uma curva de calibração representativa em um único ano hidrológico. Diante disso, esta pesquisa propõe um método de calibração baseado na resuspensão de sedimentos. A seção de monitoramento foi estrategicamente instalada em uma passagem molhada, onde há a formação de um pequeno lago com capacidade de armazenamento de 6000 m³. Assim, a calibração consistiu em coletar amostras de sedimento retidas no lago. A coleta se deu por meio da resuspensão do material fino, obtendo uma amostra de água com elevada CSS. Acredita-se que o material presente na amostra seja representativo de toda a bacia, pois os sedimentos depositados no fundo do lago são compostos por material de diferentes anos hidrológicos.

A amostra com elevada concentração de sedimentos em suspensão coletada no lago foi diluída em várias amostras de diferentes faixas de CSS (contemplando a amplitude de leitura da sonda). Para cada amostra, a sonda efetuou cinco leituras de turbidez em unidades nefelométricas de turbidez (NTU), permitindo a obtenção de média e desvio-padrão das leituras para cada concentração. A primeira solução foi a água pura, as demais soluções, em um total de seis, foram adquiridas com o aumento da CSS. As concentrações em que a sonda efetuou as leituras foram acondicionadas em garrafas plásticas e encaminhadas para laboratório, onde a CSS foi medida. A Figura 15 destaca as amostras em que as leituras de turbidez foram efetuadas, percebe-se pelo contraste de cores a amplitude das concentrações.

Figura 15 – Amostras com diferentes concentrações de sedimento suspenso para a calibração do turbidímetro



Fonte: Autor

Após a confecção da curva de calibração, foi procedida uma análise de confiabilidade da equação de calibração do turbidímetro para diferentes faixas de turbidez. A análise foi efetuada através do método de simulação de Monte Carlo (CHOW *et al.*, 1988; SINGH, 2006; SILVA, 2010). A partir da média e desvio das leituras de turbidez registradas para cada amostra de CSS, foram geradas seis séries sintéticas de turbidez com 1000 simulações cada. Os valores de média e desvio-padrão da série sintética convergiram com os da série medida, Equação 2. As séries sintéticas de turbidez foram aplicadas na equação de calibração, com 95% de intervalos de confiança.

$$X = \mu + \sigma * z \quad (2)$$

Na Equação 2, X é o valor sintético de turbidez, μ é a média da turbidez medida para cada intervalo, σ é o desvio-padrão da turbidez para cada intervalo e z é a variável normal padrão (calculada com base na função densidade probabilidade).

Foi feita uma análise da dinâmica da CSS dentro do lago, avaliando-se o comportamento desta variável na fase de enchimento e depleção do lago. Com o propósito de identificar a influência do lago na retenção de sedimentos, foi calculada a taxa média de redução da CSS (deposição) nas diferentes fases do lago. O intervalo de tempo considerado

no cálculo da taxa de redução da CSS na fase de enchimento foi aquele compreendido entre o início da elevação do nível da água no lago até o início do rebaixamento deste. Quando a primeira leitura do linígrafo registrou rebaixamento do nível, assumiu-se que as próximas variações da CSS pertenciam à fase de depleção. A fase de depleção foi acompanhada até a CSS tender a um valor constante.

4.2.3 Batimetrias

A fim de se atender o objetivo de estudar a produção de sedimento do Rio Jaguaribe, foram conduzidas por esta pesquisa três batimetrias de reservatórios, a saber: reservatório Benguê, aninhado com a bacia do Alto Jaguaribe, assim como reservatórios Marengo¹ e São Joaquim, ambos aninhados com a bacia do Banabuiú (Figura 16). A densidade de pontos (X, Y e Z) coletados por hectare para os três reservatórios foi 57, 12 e 13, respectivamente. A maior densidade de pontos para o Benguê ocorreu devido a batimetria ter sido conduzida com um ecobatímetro com GPS acoplado, enquanto que nos demais reservatórios, as batimetrias foram realizadas através de um profundímetro e GPS de navegação. A escolha desses reservatórios se deu pelo fato de não constarem no banco de dados de batimetrias da Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Ceará (COGERH) e se fazerem estratégicos para as sub-bacias monitoradas pelo Grupo de Pesquisa Hidrosedimentológica do Semiárido (HIDROSED).

Figura 16 - Detalhe da batimetria conduzida no reservatório Benguê, ano de 2011, Aiuaba – CE



Fonte: Autor

¹ Esta pesquisa colaborou com a batimetria do reservatório Marengo que foi organizada por LOPES, J. W. B como atividade concernente à sua pesquisa de Mestrado.

4.3 Dados secundários

4.3.1 Dados de produção de sedimentos

Os dados secundários de produção de sedimento foram obtidos a partir de artigos científicos, teses e dissertações (SANTOS, 2012; MEDEIROS, 2009; FARIAS, 2008; CAVALCANTE, 2001 e 2012; DE ARAÚJO, 2003) e órgãos do governo (COGERH e Departamento Nacional de Obras Contra as Secas - DNOCS). A Tabela 1 mostra os reservatórios com batimetrias fornecidos pela COGERH e volumes de projeto fornecido pelo DNOCS.

Tabela 1 – Localização e fonte das batimetrias de alguns reservatórios utilizados por esta pesquisa

Reservatório	Município	Coordenadas (UTM)		Fonte
		X	Y	
Poço da Pedra	Campos Sales	350442	9227663	COGERH
Altarmiro	Jaguaribe	542087	9296245	COGERH
Berilópolis	Milhã	488391	9387313	COGERH
Cedro	Quixadá	350442	9227663	COGERH
Ingarana	L. Norte	587726	9327824	COGERH
Junco	Granjeiro	476304	9238242	COGERH
Nova Floresta	Jaguaribe	510272	9342553	COGERH
Quincoê	Acopiara	449839	9327420	COGERH

A produção específica de sedimento a partir das batimetrias foi obtida pelas equações (3a e b):

$$Y_s = \frac{\Delta M}{A * \Delta s * T_E} \quad (3a)$$

$$\Delta M = \rho * \Delta V * 10^6 \quad (3b)$$

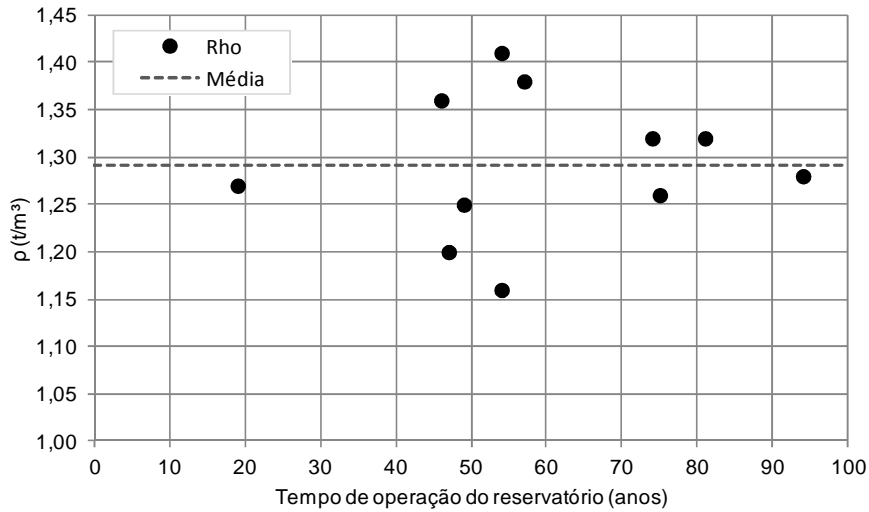
em que: Y_s produção específica de sedimento ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$), ΔM massa assoreada (t), Δs tempo de operação do reservatório (ano), T_E é a eficiência de retenção do reservatório obtida da relação de Brune (BRUNE, 1953; GARCÍA, 2008), ρ massa específica do sedimento

assoreado ($t m^{-3}$), ΔV variação da capacidade de armazenamento do reservatório (hm^3), A é a área da bacia hidrográfica do reservatório (km^2).

O valor de T_E é adquirido da relação de Brune (1953), obtida empiricamente para 41 Barragens dos EEUU (CARVALHO, 1994). Segundo Brune, a fração média de retenção é função direta do tempo de residência médio do reservatório, calculado pela razão entre a capacidade do reservatório e a vazão afluente média anual. Para de Araújo (2003), esta formulação (particularmente a curva inferior) apresenta bons resultados também para regiões semiáridas. Para reservatórios com tempo de residência acima de 0,3 anos o valor de T_E se aproxima de uma constante. Sabe-se que o tempo de residência dos reservatórios do semiárido é bem superior a 0,3 anos, desse modo, as condições típicas da região semiárida (alternância de anos secos com anos de elevadas pluviosidade), gera uma imprecisão na determinação do valor desta constante representativa de T_E pela relação de Brune. Morris e Fan (1997) destacam a dificuldade de se estimar a T_E precisamente para os pequenos reservatórios, sendo frequentemente uma das fontes de erro das medições de Y_s por meio das batimetrias. Portanto, se considerou razoável neste trabalho, utilizar uma aproximação média de 0,95, ao invés de se tentar encontrar um valor e este não ser representativo. De Araújo (2003) estimou uma média de 0,97 para o índice de retenção de Brune para reservatórios do semiárido.

Tentou-se ainda encontrar uma relação para o valor de massa específica (ρ) com o tempo de operação de vários reservatórios do semiárido, porém, não foi observada nenhuma tendência com a dimensão dos reservatórios ou com seu tempo de operação. Os valores de ρ variaram de 1,16 a 1,41 $t m^{-3}$. Verstraeten e Poesen (2001), ao avaliarem os valores de ρ para 13 reservatórios, observaram medidas da ordem de 0,78 – 1,35 $t m^{-3}$. A Figura 17 mostra os valores da medição de ρ para diferentes reservatórios, nota-se que a média converge para um valor próximo de 1,30. Desse modo, para aqueles reservatórios em que não foi possível medir o valor de ρ , foi utilizado o valor médio de 1,29 encontrado por este trabalho para diferentes reservatórios do semiárido.

Figura 17 - Distribuição dos valores de massa específica em função do tempo de operação de alguns reservatórios do semiárido



Fonte: Autor.

4.3.2 Atributos

A Bacia do Rio Jaguaribe (BRJ), com uma área de 74.000 km², ocupa aproximadamente 48% do território do Estado do Ceará. A BRJ possui diferentes distribuições pluviométricas em seus domínios e uma estrutura geológica composta pelas formações sedimentar e cristalina, além disso, os dados de produção de sedimento analisados nesta pesquisa advieram de diferentes métodos (CSS e batimetrias). Desse modo, na tentativa de se encontrar alguma relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem, os dados foram organizados graficamente em função dos atributos geologia, erosividade média da bacia e estado de conservação.

4.3.2.1 Geologia das sub-bacias

A geologia das sub-bacias do Rio Jaguaribe foi obtida a partir do mapa geológico do Estado do Ceará, fornecido pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos hídricos (FUNCEME). A partir do mapa se pôde identificar qual extrato geológico predominava na bacia (Cristalino ou Sedimentar), o critério de classificação se baseou na predominância do embasamento, ou seja, se a bacia possuía mais de 50% de sua área composta pela estrutura cristalina, esta era a classificação da bacia quanto à geologia, mesmo critério usado para os domínios sedimentares.

4.3.2.2 Erosividade média das sub-bacias

A produção específica de sedimento foi normalizada pela erosividade média (R) de cada sub-bacia, essa foi obtida a partir dos dados de precipitação disponíveis na web site da FUNCEME. O fator R foi estimado usando a equação (4a, b). Essa equação foi proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1990) para a região Sul do Brasil, mas foi validada para o semiárido por de Araújo *et al.* (2003).

$$R_m = 67,355 * \left(\frac{P_m^2}{P} \right)^{0,85} \quad (4a)$$

$$R = \sum_{m=1}^{12} R_m \quad (4b)$$

em que: R_m e R são respectivamente, os fatores de erosividade mensal e anual ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$), e P_m e P são respectivamente, o total precipitado mensal e a média anual (mm).

4.3.2.3 Estado de conservação das sub-bacias

As sub-bacias foram agrupadas em classes de acordo com o estado de conservação, sendo que o critério utilizado usou os seguintes percentuais de cobertura vegetal: menor do que 40%; entre 40 – 80% e maior do que 80%. O percentual de cobertura vegetal foi adquirido de alguns estudos do próprio autor, assim como dos trabalhos de Wiegand (2009); Leão (2010); Santos (2012) e Cavalcante (2012).

4.4 Tratamento dos dados de produção específica de sedimento

A fim de equilibrar a influência dos fatores acima mencionados e para uma melhor visualização do efeito de escala na produção específica de sedimentos, uma média móvel a partir de quatro pontos foi construída para filtrar o efeito de outros fatores. Esse tratamento pode reduzir a diferença na produção de sedimento para áreas de drenagem similares, e assim o efeito da área de drenagem sobre a produção de sedimentos pode ser visualizada mais claramente. Este mesmo procedimento foi aplicado com sucesso para a Bacia do Rio Amarelo por Jiongxin e Yunxia (2005).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Encosta

Visualmente, a variação conformacional da encosta foi pouco sensível, isso provavelmente ocorreu devido ao fato da encosta possuir uma declividade máxima de apenas 16% e também pela mesma estar inserida dentro de uma região totalmente preservada (portanto, menos vulnerável ao movimento de solo). A diferença de volume em um intervalo de um ano é pequena, portanto, qualquer erro de leitura, até mesmo na escala de milímetros, pode comprometer os dados. Assim, ao considerarmos os dados mais estáveis (correspondendo os anos de 2009 e 2011), uma massa de 0,031 toneladas foi transportada para o leito do rio, correspondendo uma produção específica de sedimento de $228 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.

Wasson (1994) ao estudar a variação espacial da Y_s para a Austrália, encontrou valores de 156 a $235 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para encostas com áreas variando de $0,01$ a $0,0001 \text{ km}^2$.

As Figuras 18 e 19 mostram o comportamento da encosta para os anos analisados, assim como das linhas preferenciais de fluxo. Visualmente a variação conformacional quase não é observada, mas as linhas de fluxo sofrem uma pequena variação nas cotas inferiores advinda do movimento do solo.

Figura 18 - Perfil da encosta no final da estação chuvosa de 2009

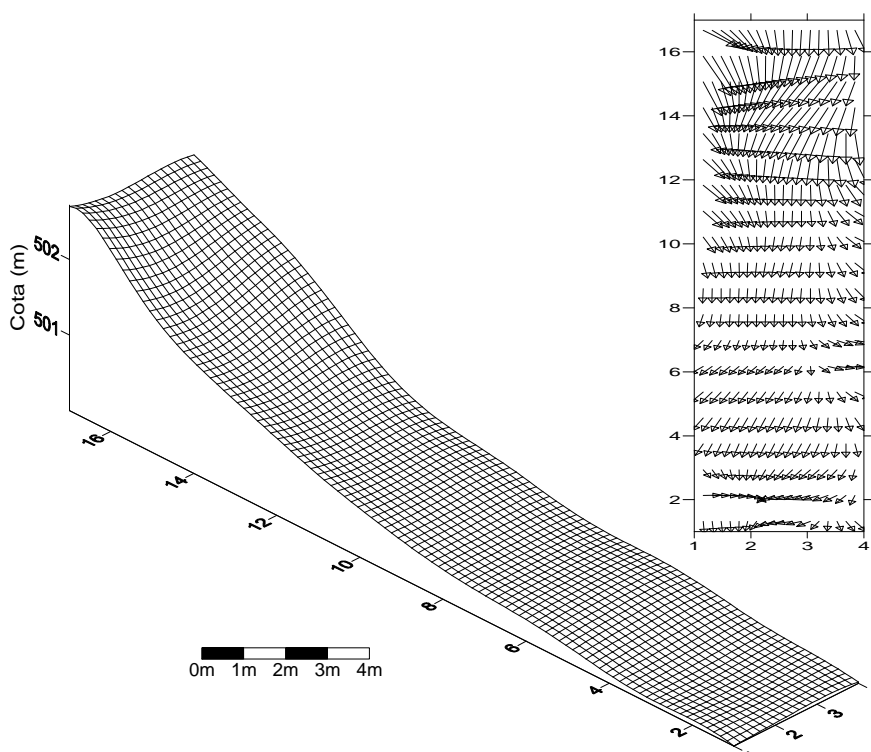
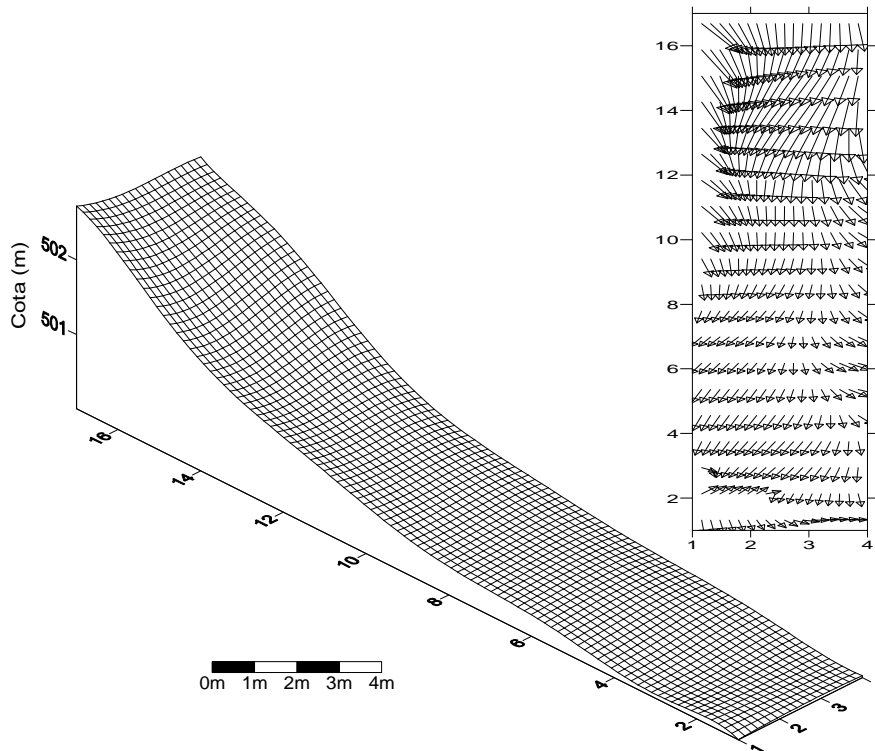


Figura 19 - Perfil da encosta no final da estação chuvosa de 2011



Para resultados mais consistentes recomenda-se o monitoramento de um período mais longo, a fim de que as medidas micromorfológicas se tornem mais confiáveis.

5.2 Seção de monitoramento

A primeira aproximação da curva-chave de vazão líquida para a seção da Aroeira é dada pela Equação 5.

$$Q = 150 * H^{1,5} \quad (5)$$

em que: Q é a vazão (m³/s) e H o nível da água na seção (m).

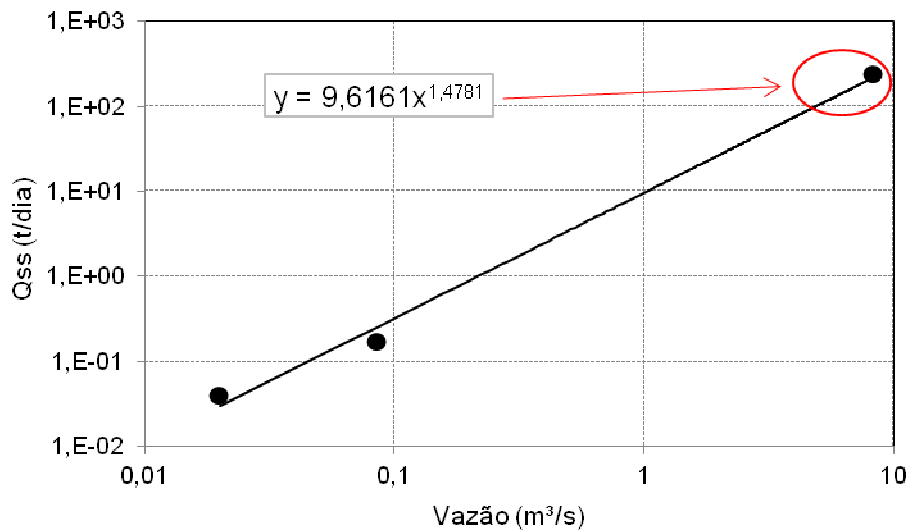
A Tabela 2 mostra os resultados dos eventos em que foi possível a medição de vazão líquida e sólida para a elaboração da curva-chave de sedimento da seção da Aroeira (Figura 20). O ponto em destaque na curva-chave foi obtido das medições de Medeiros (2009) para o mesmo rio, porém, em uma seção a jusante.

Tabela 2 – Eventos monitorados para a construção da curva-chave de sedimento da seção da Aroeira

Evento	Vazão (m ³ /s)	Concentração (mg/L)	Massa (t/dia)
1	0,020	23,0	0,04
2	0,085	23,3	0,17
3 ¹	8,300	336,0	241,00

¹ O evento 3 foi medido por Medeiros (2009) também no rio Umbuzeiro, porém, em uma seção a jusante em relação à seção da Aroeira

Figura 20 - Curva-chave de sedimento para seção da Aroeira



Usando a Equação 5 e a equação-chave da Figura 20, pôde-se calcular a produção específica de sedimento para a seção da Aroeira. Considerando os anos de 2011 e 2012, a Y_s média foi de $10 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. No entanto, Cantón *et al.* (2001) destacam que anos secos não são representativos para o cálculo da Y_s . O ano hidrológico de 2012 foi um dos mais secos da história recente, onde a Y_s foi limitada pela capacidade de transporte, sendo de apenas de $0,48 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Portanto, ao desconsiderá-lo do cálculo da Y_s e levando em consideração apenas o ano de 2011, a Y_s foi de $19 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Os valores encontrados ficaram próximos daqueles medidos por Medeiros (2009) para a bacia do Benguê, que foi de $14,6 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Porém, existe a necessidade de monitorar outros eventos na seção da Aroeira a fim de melhorar a qualidade das curvas-chave de vazão líquida e sedimento, visto que um maior número de pontos em diferentes intervalos geram equações-chave mais representativas (MERTEN *et al.*, 2007; CARVALHO, 2008).

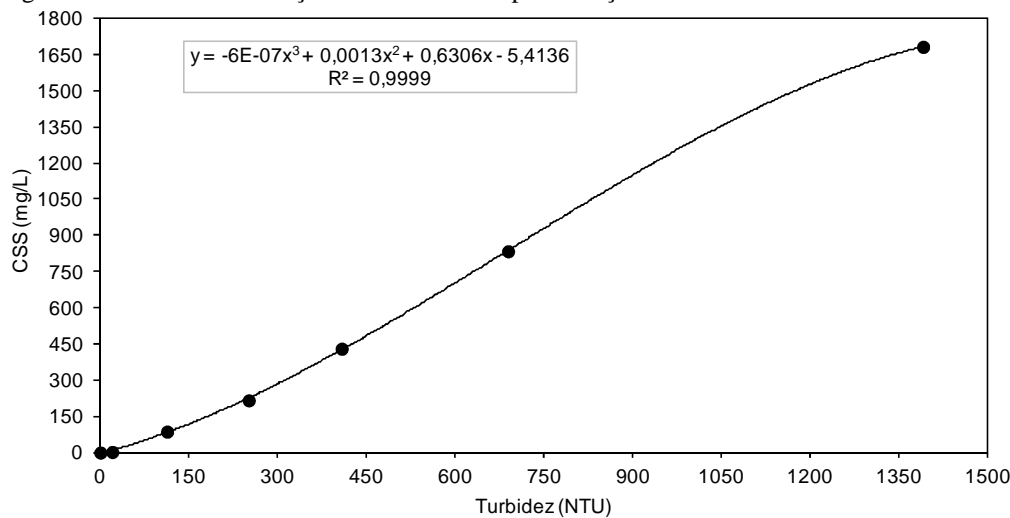
5.2.1 Curva de calibração do turbidímetro e análise da dinâmica sedimentológica

A Tabela 3 mostra a turbidez média e a CSS correspondente das amostras para qual se traçou a curva de calibração do turbidímetro, Figura 21.

Tabela 3 – Turbidez e concentração de sedimentos suspensos das amostras usadas na calibração do turbidímetro

Concentrações (C)	Turbidez média (NTU)	CSS (mg L ⁻¹)
Água Pura	1,43	0,0
C1	21,43	2,5
C2	113,94	87,2
C3	251,77	216,8
C4	408,54	431,0
C5	689,31	835,0
C6	1389,40	1683,0

Figura 21- Curva de calibração do turbidímetro para a seção da Aroeira



Houve forte correlação entre as medidas de CSS e a turbidez, tendo a curva se ajustado à equação polinomial de terceiro grau. Navratil *et al.* (2011) encontraram o melhor ajuste da curva de calibração com a equação potencial, porém, para a seção da Aroeira a equação potencial não representa os valores de turbidez abaixo de 40 NTU, já a polinomial estima a CSS para valores de turbidez mínimos de 8 NTU. Ao aplicar a turbidez de uma amostra composta de CSS coletada na seção da Aroeira pelo método de igual incremento de largura (IIL) na equação de calibração, observou-se que houve uma superestimativa de apenas 6%. A princípio, dada a elevada variação das medidas da CSS pelos diferentes métodos de

medição, a equação fornecida pela calibração tem boa representatividade para os sedimentos suspensos da seção em estudo. Minella *et al.* (2008), ao compararem métodos de calibração, verificaram que aqueles procedidos com amostras de sedimentos não representativas da seção, superestimaram as estimativas de CSS em até 600 mg L^{-1} .

Para o ano hidrológico de 2012, a precipitação acumulada foi de 330 mm (redução de 41% em relação a média histórica do município de Aiuaba), produzindo um volume escoado de apenas $3,1 \text{ hm}^3$. O baixo volume escoado adveio da distribuição irregular das chuvas, em que 32% do total acumulado ocorreu em um período de três dias do mês de Janeiro (107 mm), momento no qual o solo se encontrava com baixo conteúdo de água (alta abstração), só voltando a chover com maior expressividade nos últimos sete dias do mês de março (118 mm), 36% do acumulado. Esse comportamento caracterizou o ano de 2012 como um dos mais secos da história recente, havendo apenas dois eventos de escoamento superficial de magnitudes semelhantes, com pico de descarga da ordem de $7,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Diante da baixa frequência dos eventos naturais para as regiões semiáridas (ZHU; LUK; CAI, 2002), construir uma série de medidas de CSS representativa de uma seção acompanhando o rio em diferentes níveis é uma tarefa árdua, dificultando enormemente a obtenção de curvas de calibração de turbidímetros pela correlação entre amostras de descarga sólida em suspensão e turbidez. Portanto, a resuspensão surge como uma alternativa plausível de calibração de turbidímetros instalados em seções de rios semiáridos.

A Tabela 4 traz os resultados da análise de confiabilidade da equação de calibração para diversas faixas de turbidez. Para as leituras de turbidez abaixo de 409 NTU existe elevada confiabilidade nas estimativas da CSS, ou seja, os intervalos de confiança entre as concentrações máximas e mínimas são pequenos, apresentando desvio-padrão máximo de 16 mg L^{-1} . Porém, para os valores de turbidez acima de 689 NTU, a confiabilidade foi reduzida significativamente, apresentando intervalos de confiança com elevada amplitude e desvio-padrão máximo de 181 mg L^{-1} .

Tabela 4 – Análise de confiabilidade da equação de calibração para diferentes faixas de turbidez

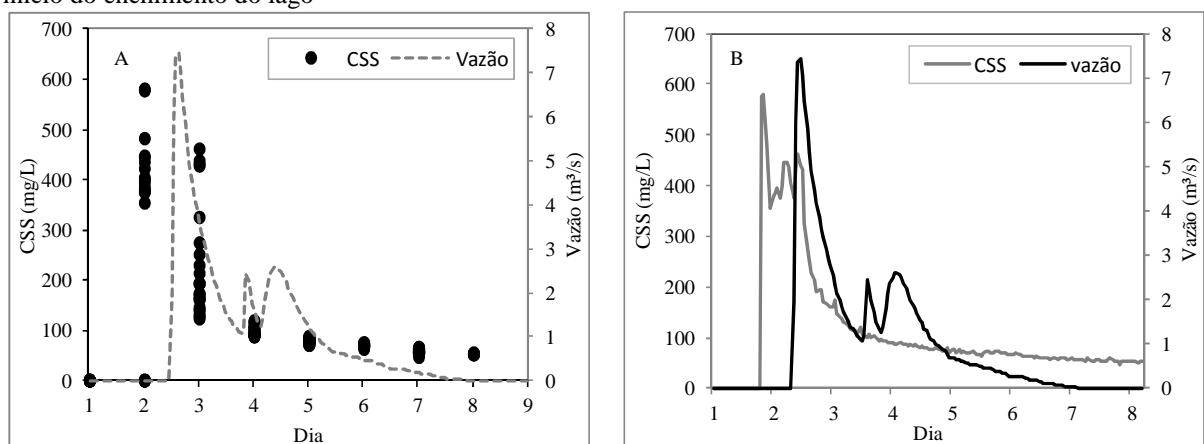
Concentrações	Turbidez (NTU)		CSS (mg L ⁻¹)			
	Média	Desvio	Média	Desvio	Máximo	Mínimo
C1	21,43	2,61	8,6	1,7	12,1	5,0
C2	113,94	0,31	82,4	0,3	83,0	81,8
C3	251,77	9,90	226,5	11,3	249,3	203,7
C4	408,54	11,41	428,7	16,1	459,7	397,7
C5	689,31	91,51	852,5	143,3	1129,6	575,4
C6	1389,40	239,32	1700	180,9	2072,9	1328,9

O comportamento das estimativas da CSS a partir da equação de calibração se deve principalmente aos desvios-padrões das medidas de turbidez. Até a quarta concentração (409 NTU), os desvios foram pequenos, havendo pouca variabilidade nas medidas de turbidez. Já para as elevadas concentrações (C5 e C6), os desvios foram significativamente altos, advindos provavelmente de limitações da sonda de turbidez. Desse modo, as estimativas da CSS da seção em estudo através das medidas de turbidez, apresentam maior grau de confiabilidade para as concentrações de até 409 NTU, acima desse valor, a alta variabilidade nas leituras de turbidez diminui significativamente a confiabilidade das estimativas da CSS. Navratil *et al.* (2011) mostram que a distribuição das incertezas da equação de calibração de turbidímetros é oriunda da variável de entrada (turbidez). Para a seção em estudo, foi observado que a turbidez máxima registrada foi de 513 NTU (CSS de 580 mg L⁻¹) na fase de enchimento do lago, enquanto que a turbidez máxima registrada na fase de vertimento do lago foi de 431 NTU (CSS de 461 mg L⁻¹). De um modo geral, para os valores de turbidez registrados na seção, a curva de calibração tem potencial de estimar a CSS com bastante confiabilidade.

A Figura 22-A mostra a variação horária da CSS para um evento de escoamento superficial que ocorreu entre os dias 22 e 28 de Janeiro de 2012. Observa-se que nos segundo e terceiro dias, há uma considerável variação da CSS, que pelo método tradicional de medição, geralmente procedido uma única vez ao dia, não se conseguiria identificar este comportamento. A variação da CSS acompanhou a variação de vazão líquida da seção, visto que para as descargas líquidas mínimas a variação da CSS foi quase nula. De acordo com Minella *et al.* (2011), a relação entre vazão e CSS apresenta padrões temporais complexos devido principalmente aos fatores de distribuição da precipitação, geomorfologia, uso e

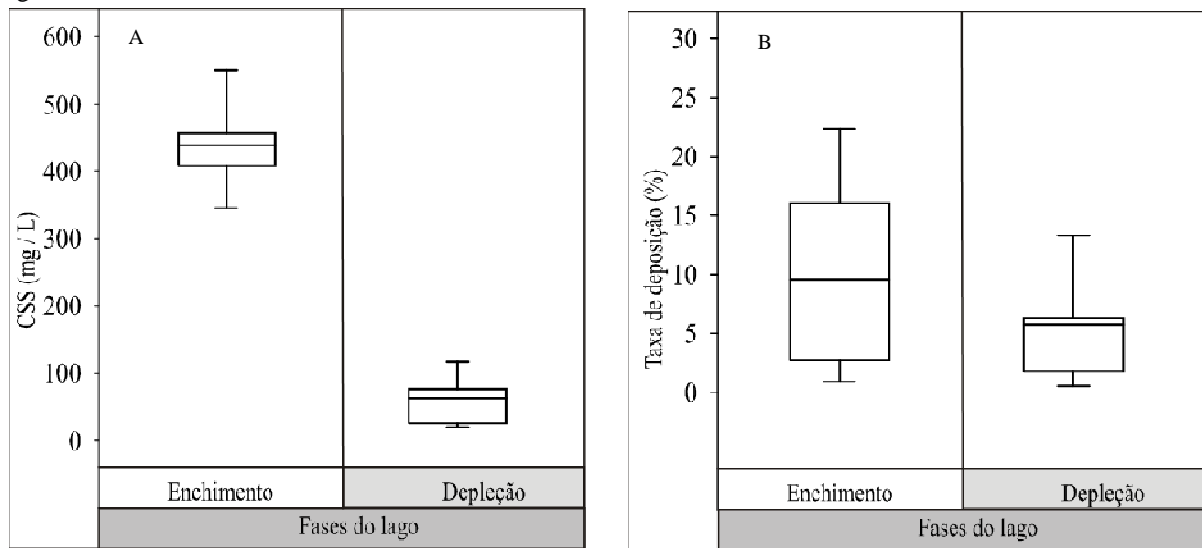
manejo do solo. Portanto, a possibilidade de se melhorar a resolução temporal das estimativas de CSS na escala de evento melhora significativamente a acurácia das estimativas, o que permite avançar no entendimento da dinâmica sedimentológica de uma bacia (MORRIS e FAN, 1997; MANO *et al.*, 2009). A Figura 22-B mostra o hidrograma e o sedimentograma do evento analisado. Nesta Figura é observado que o pico de CSS não coincide com o pico de vazão, podendo ser um indicativo de que a disponibilidade de sedimentos para ser transportado é maior no início do escoamento.

Figura 22 - Variação horária da CSS estimada a partir das medidas de turbidez (A), hidrograma e sedimentograma do evento dos dias 22-28 de Janeiro de 2012 (B). O sedimentograma foi construído a partir do início do enchimento do lago



Ainda para o evento em questão, a Figura 23 mostra o comportamento da CSS e a taxa de redução da CSS (deposição) nas fases de enchimento e depleção do lago. A fase de elevação do nível do lago teve duração de 12 h, nesta fase, a CSS atingiu os valores máximos, devido à chegada da primeira onda de cheia. A CSS média do intervalo foi de 438 mg L^{-1} , porém, ainda nesta fase deu-se início o processo de deposição de sedimentos, ocorrendo a uma taxa média de 9,5%. A duração da fase de depleção do lago, período considerado entre o início do rebaixamento do nível até a CSS atingir um valor constante, teve duração de 168 h. A CSS média do período foi de 62 mg L^{-1} , sendo que o valor foi estabilizado em 16 mg L^{-1} . A taxa de deposição média foi de 5,7%.

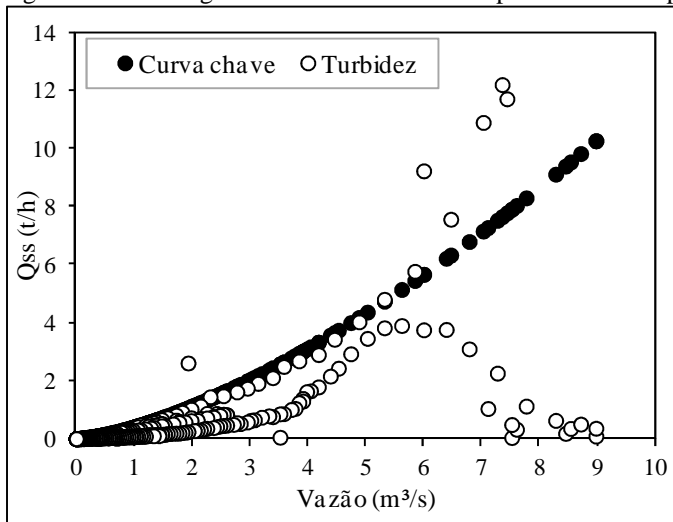
Figura 23 - Variação da CSS e da taxa de deposição de sedimentos durante as fases de enchimento e depleção do lago



O comportamento da CSS no lago evidência a importância dos pequenos reservatórios na retenção de sedimentos, uma vez que, a concentração máxima geralmente fica retida, proporcionando um amortecimento da CSS, ou seja, a quantidade de sedimento entregue na jusante do reservatório é quase sempre inferior ao potencial de produção da bacia. Para grandes reservatórios, Xu e Milliman (2009) estimam que 60% dos sedimentos do rio Yangtze ficam retidos na barragem das três gargantas, a maior do mundo, localizada na China. Porém, a pequena açudagem também possui grande potencial de retenção de sedimentos, atuando na distribuição deste na bacia hidrográfica. Malveira *et al.* (2011) mostram a existência de uma densa rede de reservatórios para a Bacia do Alto Jaguaribe (BAJ), atuando principalmente na quebra de conectividade entre os canais secundários com a calha principal do rio. Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011) corroboram e ratificam o impacto dessa densa rede de reservatórios, estimando uma retenção de aproximadamente 61% dos sedimentos produzidos na BAJ. Essa retenção tem forte impacto na geomorfologia de uma bacia, uma vez que reduz a produção de sedimento em grandes áreas, devido principalmente, à retenção direta de sedimento e a redução dos picos de descarga.

A produção de sedimento (Y_s) para o ano de 2012 da área monitorada foi estimada de duas maneiras, aplicando a curva chave de sedimento da seção e por meio da CSS estimada pela turbidez. A Figura 24 mostra o comportamento da descarga horária de sedimento suspenso (Q_{ss}) estimada pelos dois métodos.

Figura 24 - Descarga horária de sedimento suspenso estimada pela curva-chave e pela turbidez



Apesar de Cánton et al. (2001) destacarem que anos secos não são representativos para o cálculo da produção de sedimento, a Y_s do ano de 2012 da área em estudo foi estimada com a finalidade única de se comparar os métodos (curva-chave e turbidez). Pelo método da curva chave a Y_s foi estimada em $0,48 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, enquanto que pela turbidez a Y_s foi estimada em $0,24 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, uma diferença exatamente de 100%. De acordo com Carvalho *et al.* (2000), as curvas-chave de sedimento possuem comumente a forma de potência, formato da curva da seção da Aroeira, desse modo, quanto maior a vazão líquida maior a descarga de sedimento estimada pela curva-chave. Diante desse fato, observa-se na Figura 24 que a Q_{ss} apresenta uma tendência sempre crescente com o aumento da vazão líquida. Por outro lado, pelo método da turbidez, se observa um decaimento da Q_{ss} mesmo para valores máximos de vazão, provavelmente devido a não coincidência entre os picos de vazão sólida e líquida como mostrado na Figura 22-B. De acordo com Mano *et al.* (2009), a capacidade de melhorar a escala temporal das estimativas da variação da CSS dentro de um evento, faz da turbidez um método capaz de captar as nuances do comportamento sedimentológico que normalmente os métodos tradicionais são incapazes de representar.

5.3 Batimetrias

Abaixo são apresentadas as Figuras (25 a 30) relacionadas às batimetrias dos reservatórios Benguê, Marengo e São Joaquim. O resultado do processamento e a curva Cota x Área x Volume (CAV) são mostrados para cada reservatório.

O reservatório Benguê, localizado no município de Aiuaba, foi construído no ano 2000 e o volume de projeto consta 19,56 hm³, porém, em 2007, Mamede (2008) realizou uma batimetria e constatou que o volume do reservatório era de 22,93 hm³, havendo, portanto, um erro de projeto. A batimetria realizada em 2011 mediu um volume de 21,69 hm³, computando uma perda de 1,24 hm³ em um intervalo de 5 anos. Em termos de produção específica de sedimento, corresponde um valor de 350,9 t km⁻² ano⁻¹. Apesar de ser um valor elevado, ainda está abaixo da média dos demais reservatórios analisados por este estudo, que é de 589 t km⁻² ano⁻¹. As Figuras 25 e 26 mostram o processamento da batimetria e a curva CAV.

Figura 25 - Processamento da batimetria do reservatório Benguê realizada no ano de 2011

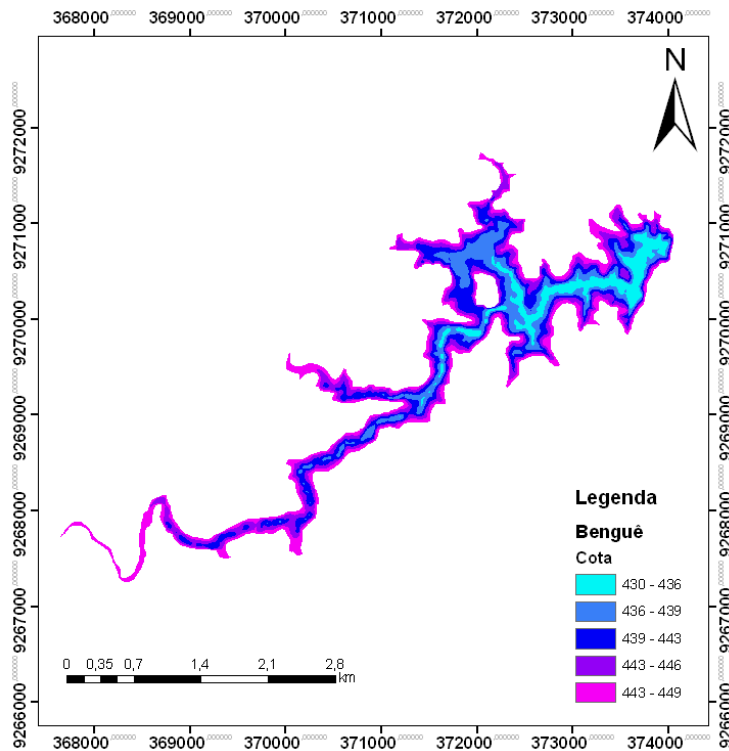
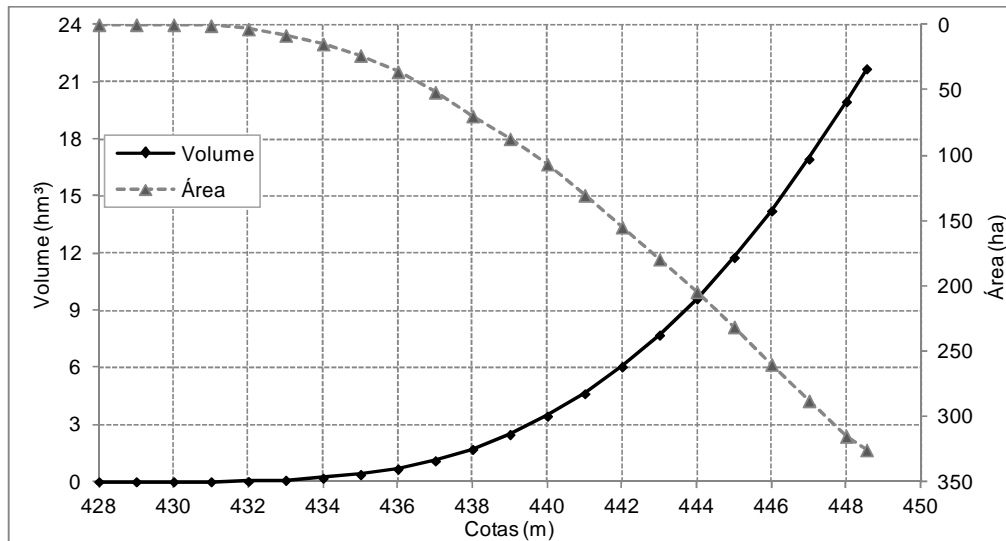


Figura 26 - Curva Cota x Área x Volume do reservatório Benguê para o ano de 2011



O reservatório Marengo, localizado no município de Madalena, possui uma área de captação de 75 km². Foi construído no ano de 1934, mas em 1958 foi ampliado para a capacidade de armazenamento de 16,8 hm³, desse modo, o período avaliado foi de 1958 a 2011, ano da última batimetria. Após o processamento da batimetria conduzida em 2011, o volume medido foi 15,3 hm³, portanto, uma perda de 1,5 hm³ num período de 54 anos. Em termos de produção específica de sedimento, corresponde um valor de 487 t km⁻² ano⁻¹. Nota-se que é superior ao produzido pela bacia do Benguê, isso provavelmente porque a bacia do Benguê é 12,4 vezes maior do que a bacia hidrográfica do Marengo. As Figuras 27 e 28 mostram o processamento da batimetria e a curva CAV.

Figura 27 - Processamento da batimetria do reservatório Marengo realizada no ano de 2011

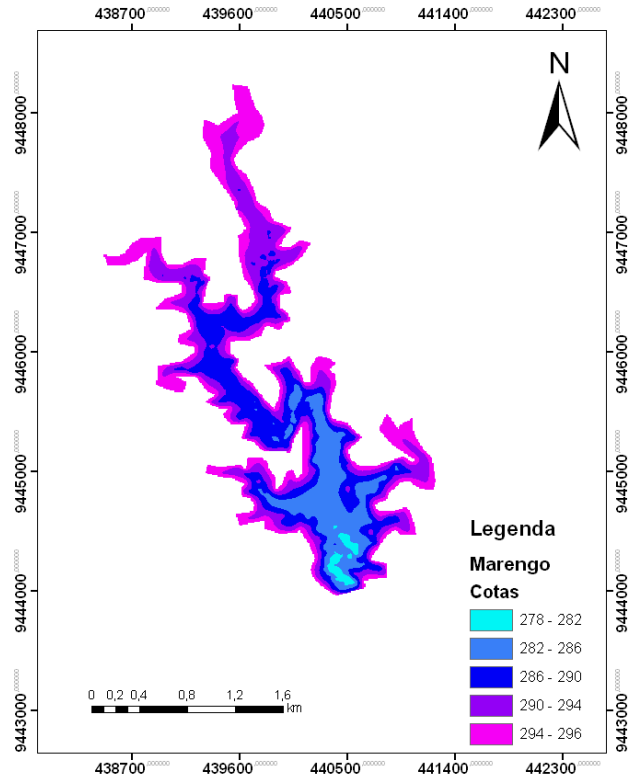
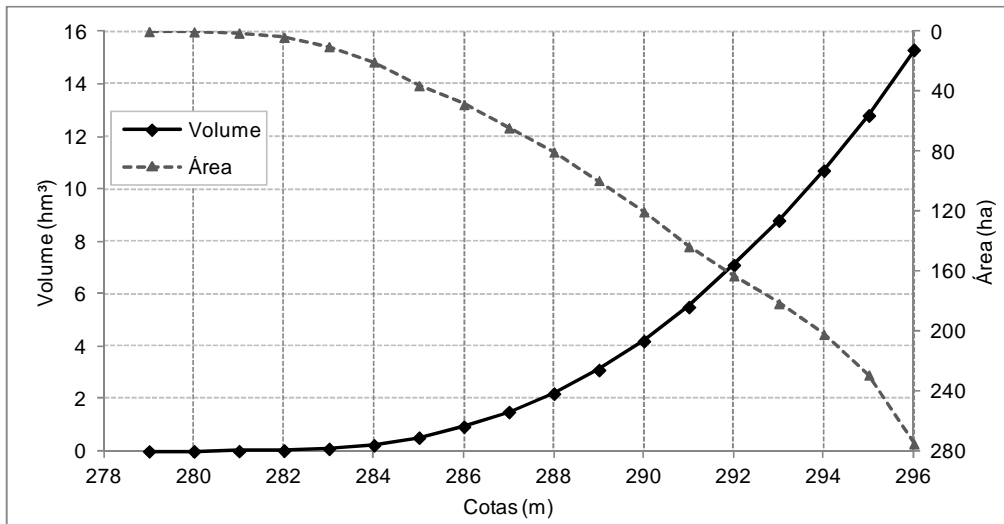


Figura 28 - Curva Cota x Área x Volume do reservatório Marengo para o ano de 2011



Dos três reservatórios analisados, o São Joaquim, também localizado no município de Madalena, é o de menor capacidade de armazenamento e menor área de captação, 5,1 hm³ e 29,8 km², respectivamente. Apresentou uma perda de armazenamento de 1,87 hm³ num intervalo de 63 anos. Foi a sub-bacia que apresentou a maior produção específica de sedimento dentro da BRJ, 1.340 t km⁻² ano⁻¹, comportamento semelhante ao da bacia do Açude Cedro, ambas pertencentes à sub-bacia do Banabuiú, que assoreou nos

primeiros 100 anos, a uma taxa de $1.277 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (DE ARAÚJO, 2003). A quantidade de sedimento dentro do reservatório São Joaquim foi notada no momento da batimetria, em alguns momentos a equipe que realizava a batimetria foi surpreendida com bancos de sedimentos que prendiam o barco. Também se observou que a profundidade do reservatório estava bastante homogênea, os pontos em que se esperava as maiores profundidade (calha do canal principal) não diferiram muito daqueles coletados próximo das margens do reservatório. As Figuras 29 e 30 mostram o processamento da batimetria e a curva CAV.

Figura 29 - Processamento da batimetria do reservatório São Joaquim realizada no ano de 2012

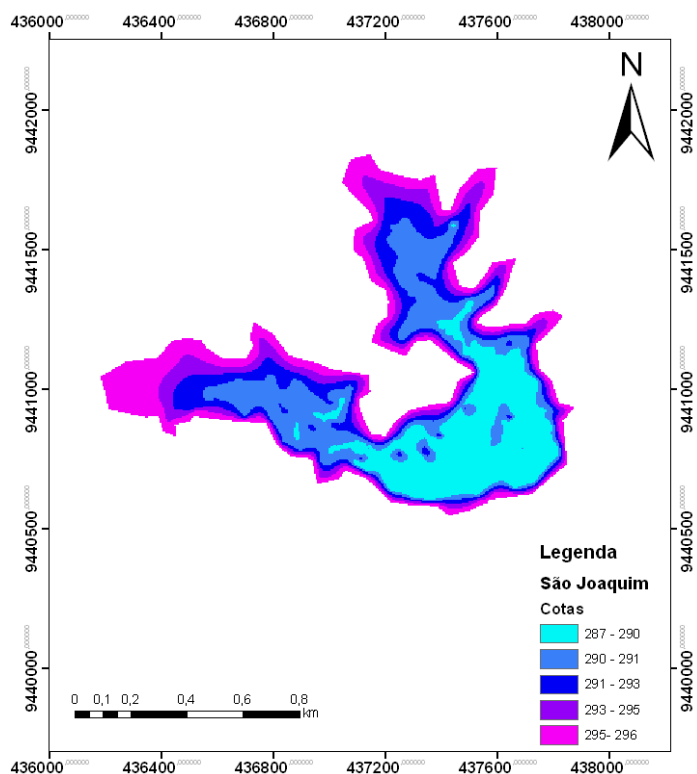
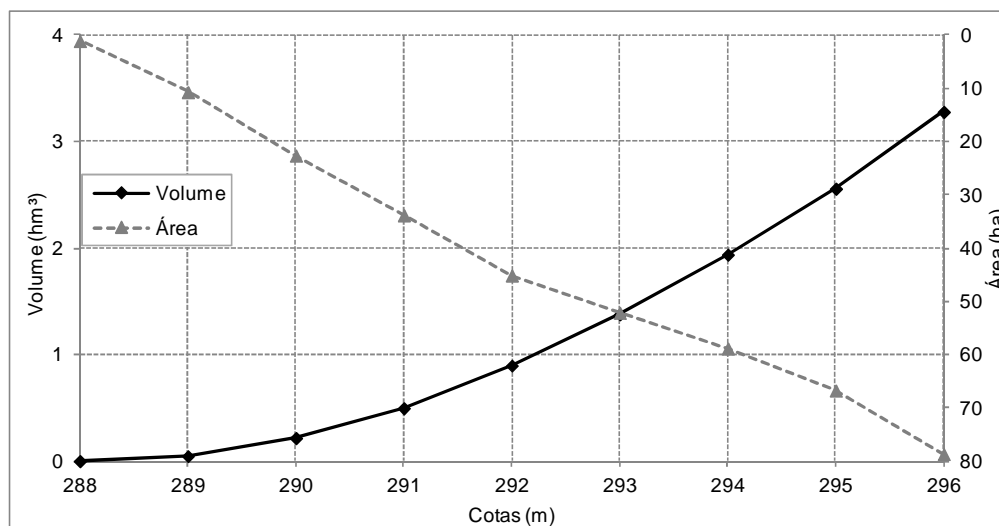


Figura 30 - Curva Cota x Área x Volume do reservatório São Joaquim para o ano de 2011



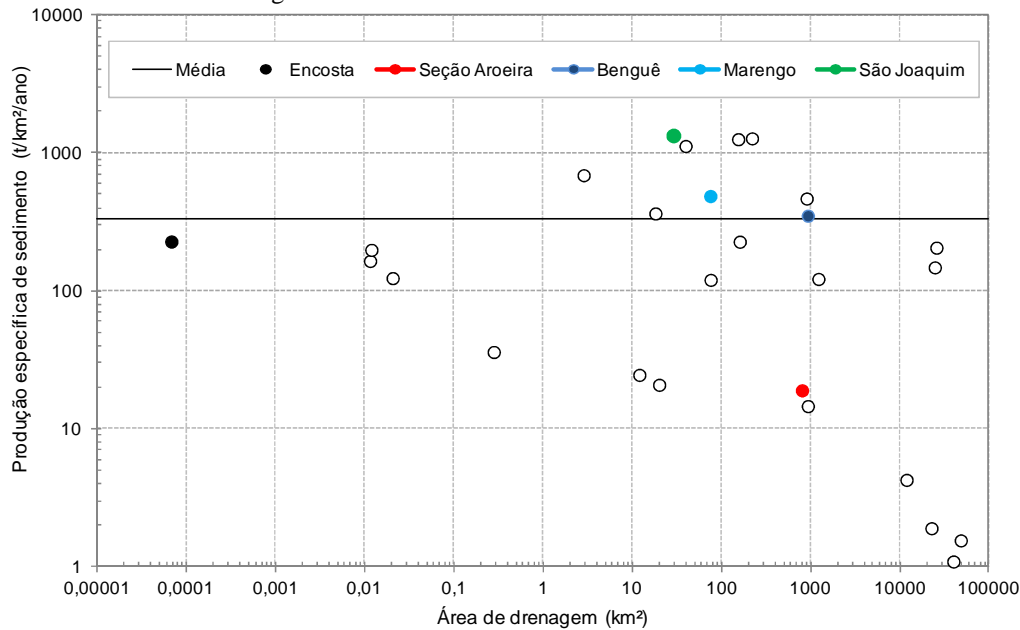
5.4 Relações entre produção específica de sedimento e área de drenagem

5.4.1 Dados gerais de produção específica de sedimento para a BRJ

Os dados de produção específica de sedimento apresentados na Figura 31 pertencem à faixa de escala de $6,8 \times 10^{-5} \text{ km}^2$ (encosta) até a escala de $4,8 \times 10^4 \text{ km}^2$ (baixo curso do Rio Jaguaribe). A Y_s variou de $1,1 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ a $1.340 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. O período mínimo de avaliação foi de 1 ano e o máximo de 95 anos. Os dados destacados (pontos cheios) foram aqueles monitorados e medidos por esta pesquisa.

Na Figura 31 chama-se a atenção para a diferença entre os valores de Y_s da seção da Aroeira ($19 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) e da bacia do açude Benguê ($350 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$), sendo que a seção controla 86% da bacia em questão. Essa diferença adveio provavelmente da curta série temporal de monitoramento da seção (apenas um ano), além disso, a batimetria contabiliza todos os sedimentos que são produzidos pela bacia (leito e suspensão).

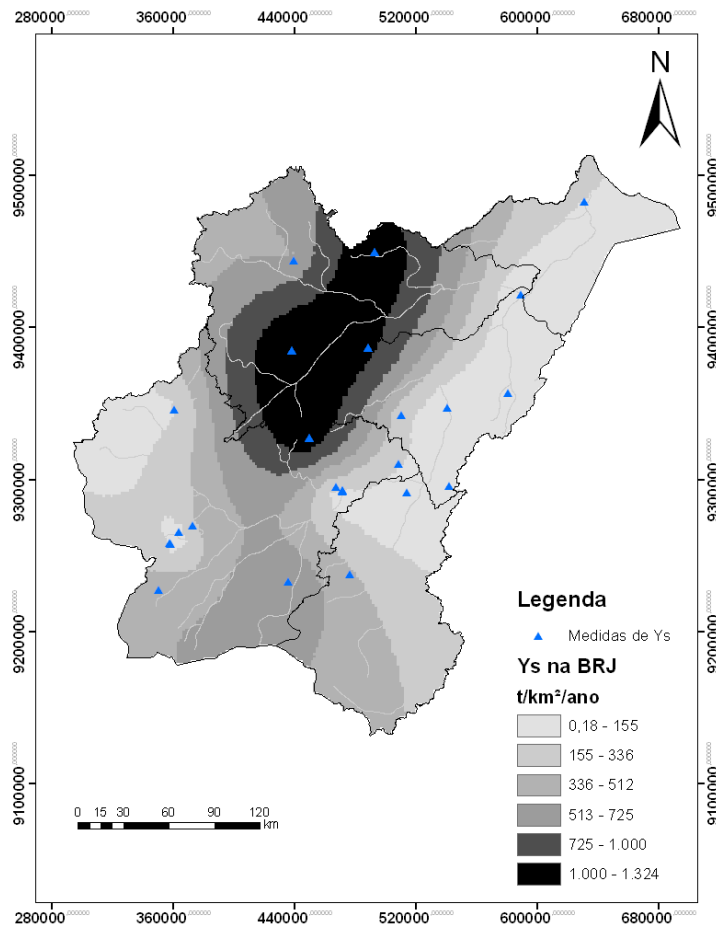
Figura 31 - Relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem baseado em dados de 26 sub-bacias da Bacia do Rio Jaguaribe



A Figura 32 mostra o padrão da distribuição espacial da Y_s para toda a Bacia. A interpolação aplicada na Figura 32, apesar de não representar fielmente a distribuição de Y_s para a BRJ devido à elevada relação entre a área e o número de sub-bacias ($2.846 \text{ km}^2/\text{sub-bacia}$), dá uma noção das áreas mais críticas dentro da BRJ. De acordo com Cavalcante (2012), ao longo do canal de um grande rio é possível observar três compartimentos distintos que se dividem em alto, médio e baixo curso, representando áreas de erosão, transporte e

deposição de sedimentos, respectivamente. A Figura 32 mostra claramente que o baixo curso do Rio Jaguaribe possui os menores valores de Ys. O médio curso também apresenta uma significativa faixa com baixa Ys, isso provavelmente advém do fato de muito dos sedimentos ficarem retidos nos grandes açudes de montante: Castanhão, Orós e Banabuiú.

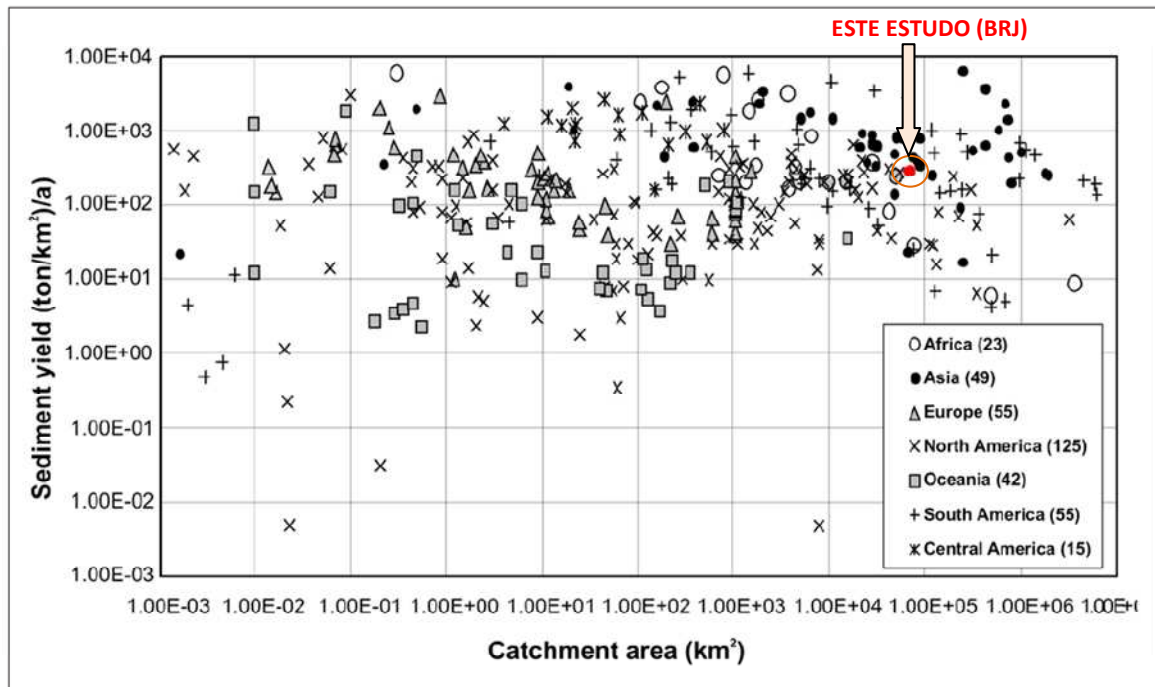
Figura 32 - Padrão da distribuição espacial da Ys dentro da BRJ



A produção de sedimento específica média para todas as escalas estudadas na BRJ foi $347 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. De acordo com o trabalho desenvolvido por Einsele e Hinderer (1997) para uma bacia semiárida de 20.000 km^2 , a produção específica de sedimento esperada está dentro da faixa de $300 - 2000 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011), estimaram para a Bacia do Alto Jaguaribe (BAJ) uma produção específica de sedimento total, somando com o que fica retido nos reservatórios, de $450 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Olivry (1977) investigou a produção de sedimento de uma bacia localizada em Camarões com área de 77.000 km^2 , e encontrou valores de Ys da ordem de $28 - 210 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. De Araújo (2003) monitorou o assoreamento de sete reservatórios do semiárido cearense, onde encontrou uma Ys média de $426 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. O valor de Ys encontrado por esta pesquisa está dentro do

patamar produzido pelas bacias da América do Sul (DE ARAÚJO; KNIGHT, 2005), Figura 33. No entanto, o valor médio encontrado por esta pesquisa é potencialmente maior, visto que existe uma significativa quantidade de reservatórios distribuídos na BRJ, desempenhando importante papel na retenção e distribuição de sedimentos. Por exemplo, Lima Neto, Wiegand e de Araújo (2011), estimaram que o exutório da seção monitorada da BAJ tem potencial de Ys total de $383 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, porém, os autores concluíram que aproximadamente 61% desse total ficou retido nos reservatórios de montante. A BRJ possui três grandes reservatórios, Castanhão, Orós e Banabuiú, que juntos devem reter significativa massa de sedimentos. Xu e Milliman (2009) estimaram que 60% dos sedimentos do rio Yangtze fica retido na barragem das três gargantas, na China.

Figura 33 - Produção específica de sedimento para diversos continentes



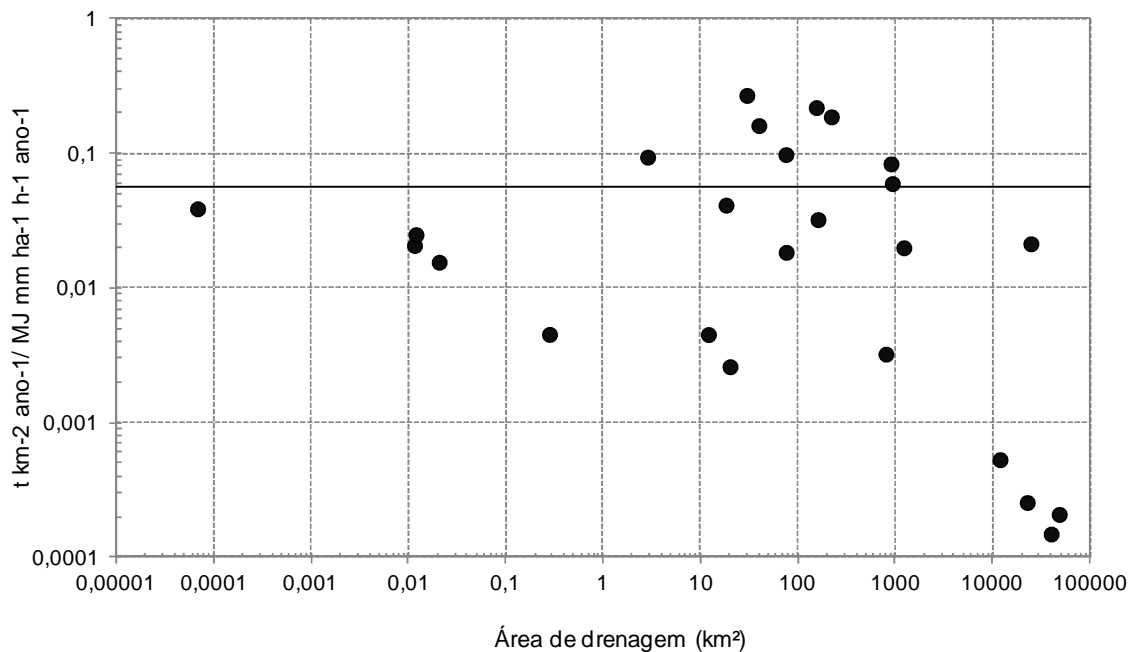
Fonte: De Araújo e Knight (2005)

Porém, ao se analisar todos os dados da Figura 31 conjuntamente, não se observa nenhuma tendência clara entre Ys e área de drenagem (alometria). Nos itens seguintes, os dados de Ys versus área de drenagem foram agrupados de diferentes maneiras, na tentativa de identificar a existência de uma possível alometria para a BRJ.

5.4.2 Razão entre Y_s e Erosividade média das sub-bacias (R)

A erosividade média anual da BRJ foi de $6.826 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, valor mínimo de 4.967 e máximo de $8.817 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Quando se normalizou a Y_s pela erosividade média de cada sub-bacia (Figura 34), observou-se que o arranjo dos pontos na figura sofreu pouca alteração em relação à Figura 31. Portanto, a distribuição da precipitação, utilizada no cálculo da erosividade não foi suficiente para evidenciar a existência de alometria do conjunto de dados.

Figura 34 - Produção específica de sedimento (Y_s) normalizada pela erosividade (R) para as 26 sub-bacias da Bacia do Rio Jaguaribe



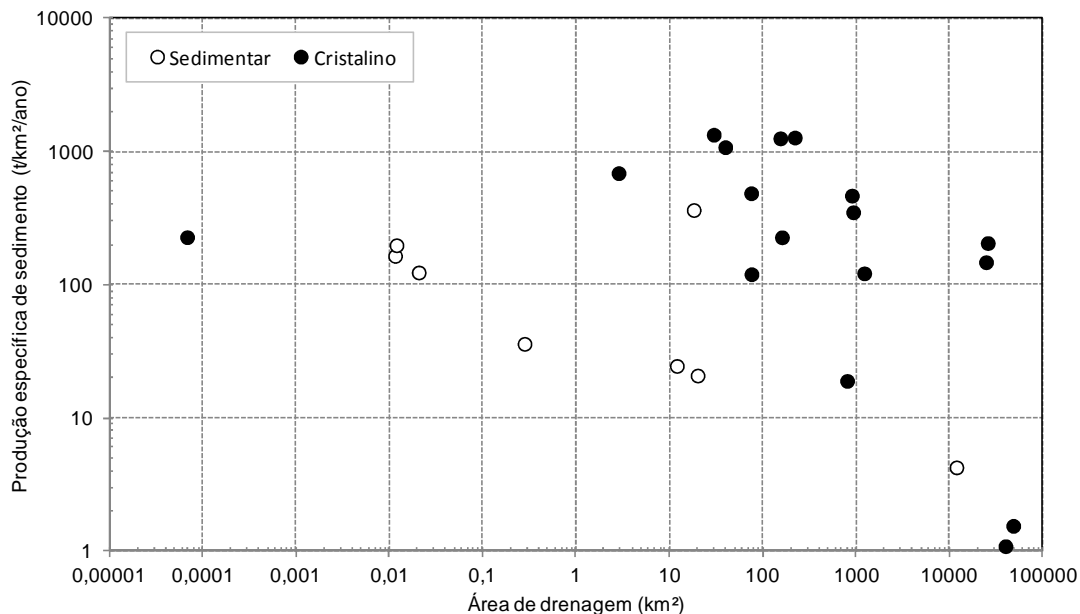
5.4.3 Geologia

De acordo com Schumm *et al.* (1987), a evolução dos canais está relacionada com a evolução da largura, afirmando que a erosão de margens é, inicialmente, a maior fonte de carga de sedimentos para os canais naturais até que esses assumam uma forma mais estável. Para Cavalcante (2012), as margens dos rios do semiárido mesmo atingindo a forma estável possuem baixa coesão, principalmente em terrenos cristalinos, cujos níveis de água podem ser elevados em curto intervalo de tempo, devido à intensidade da precipitação, onde o escoamento hortoniano prevalece. Diante do exposto, pode-se observar na Figura 35 que os valores de produção específica de sedimento são superiores nas bacias inseridas no

embasamento cristalino, com média de $500 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (1,27 superior à média geral), enquanto que a média das bacias inseridas no embasamento sedimentar foi de $117 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (0,31 da média geral).

Em relação à presença de alometria, se forem observados apenas os pontos de Ys do embasamento sedimentar, há uma tendência de decaimento de Ys com o aumento da área de drenagem, porém, ainda há uma mistura dos pontos oriundos das duas composições geológicas (cristalina e sedimentar). Há também que chamar a atenção para o fato de os pontos de Ys decorrentes das bacias sedimentares coincidirem com aqueles medidos pelo método da concentração de sedimentos suspensos (CSS). Portanto, existe bastante semelhança entre as Figuras 35 e 36.

Figura 35 - Produção específica de sedimento distribuída por componente geológica

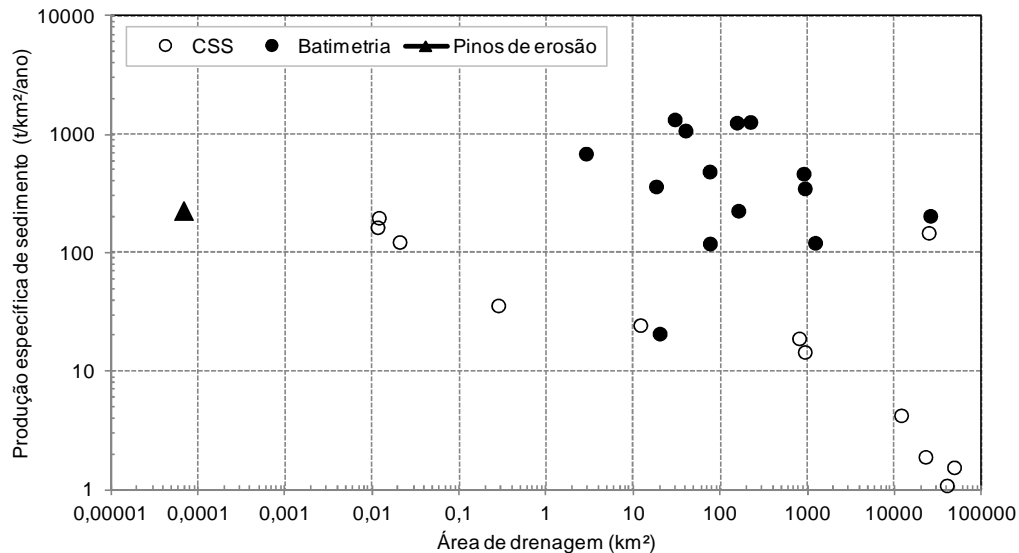


5.4.4 Método de coleta dos dados

Na Figura 36 são mostrados os dados de Ys agrupados pelo método de medição, CSS, batimetria de reservatórios e pinos de erosão. Foster *et al.* (1990) sugerem que investigações hidrosedimentológicas que tem por objetivo avaliar processos recentes, as medidas diretas são de boa aplicabilidade, já para os processos de médio prazo são indicadas as batimetrias de reservatórios, porém, quando as análises compreendem grandes períodos, as investigações paleo-hidrológicas se tornam o método mais adequado.

Na Figura 36, se observa uma tendência de decaimento da Y_s com o aumento da área de drenagem para os dados medidos pelo método da CSS, porém, quando se analisa todos os dados, não há uma tendência alométrica clara.

Figura 36 - Produção específica de sedimento distribuída por método de medição



Um dos grandes desafios das investigações sedimentológicas é obter um banco de dados consistente de séries longas de concentração de sedimentos suspensos (Mano *et al.*, 2008). Walling e Fang (2003) relatam que encontraram bastante dificuldade em adquirir uma série histórica confiável de CSS numa tentativa de mapear a tendência global da carga de CSS para os principais rios do mundo. Francke, López-Tarazón e Schröder (2008) destacam que o monitoramento de CSS geralmente envolve bastante mão de obra tanto na fase de campo como em laboratório, devido a este fato, muitas das séries de CSS são limitadas a uma simples investigação ou são de caráter intermitente. Os dados de CSS desta pesquisa comprovam o exposto acima, muito dos dados foram restritos a uma única investigação (1 a 2 anos), não tendo continuidade no monitoramento. Por isso, a importância dos grupos de pesquisa que trabalham com monitoramento contínuo, pois permitem investigações hidro sedimentológicas mais representativas na escala temporal e espacial.

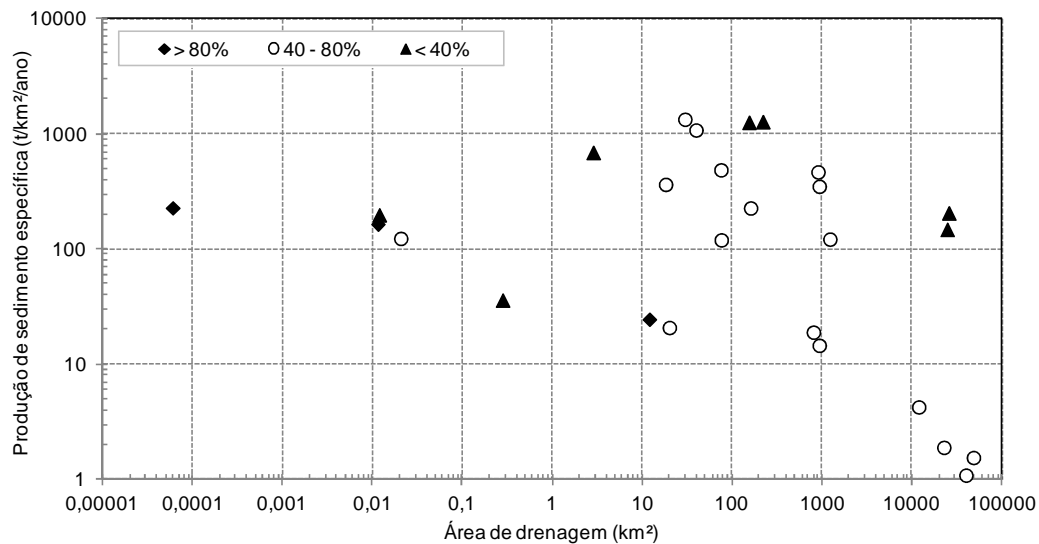
A batimetria de reservatórios é outra técnica usada com bastante frequência na estimativa da Y_s de bacias hidrográficas (MORRIS; FAN, 1997). São muitos os estudos que já fizeram o uso de batimetrias para estimar a Y_s , com destaques para Lal *et al.* (1997) na Índia, Wasson (1994) na Austrália, Takahashi e Nakagawa (1997) no Japão, de Araújo (2003) no semiárido brasileiro. As batimetrias permitem a quantificação da Y_s para períodos longos

com bem menos esforço, no entanto, o volume inicial do reservatório e o ano da sua construção são essenciais no cálculo da Y_s . Porém, grande parte dos micros ($< 1 \text{ hm}^3$) e pequenos reservatórios ($1 - 10 \text{ hm}^3$) da BRJ, não possuem informações sobre o volume inicial de armazenamento, isso dificultou muito a análise, visto que, mesmo com os dados batimétricos, não se podia estimar a Y_s .

5.4.5 Estado de conservação das sub-bacias

A Figura 37 apresenta os dados de Y_s agrupados em função do estado de conservação das sub-bacias hidrográficas. A média de Y_s para as sub-bacias com cobertura vegetal acima de 80% foi de $139 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Para as sub-bacias com percentual de cobertura entre 40-80% apresentaram média de Y_s igual a $279 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, enquanto que as sub-bacias com percentual de cobertura inferior a 40% apresentaram uma média de Y_s igual a $545 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Verifica-se, portanto, a importância da cobertura vegetal como fator de controle da erosão e transporte de sedimentos.

Figura 37 - Produção de sedimento específica distribuída por estado de conservação das sub-bacias



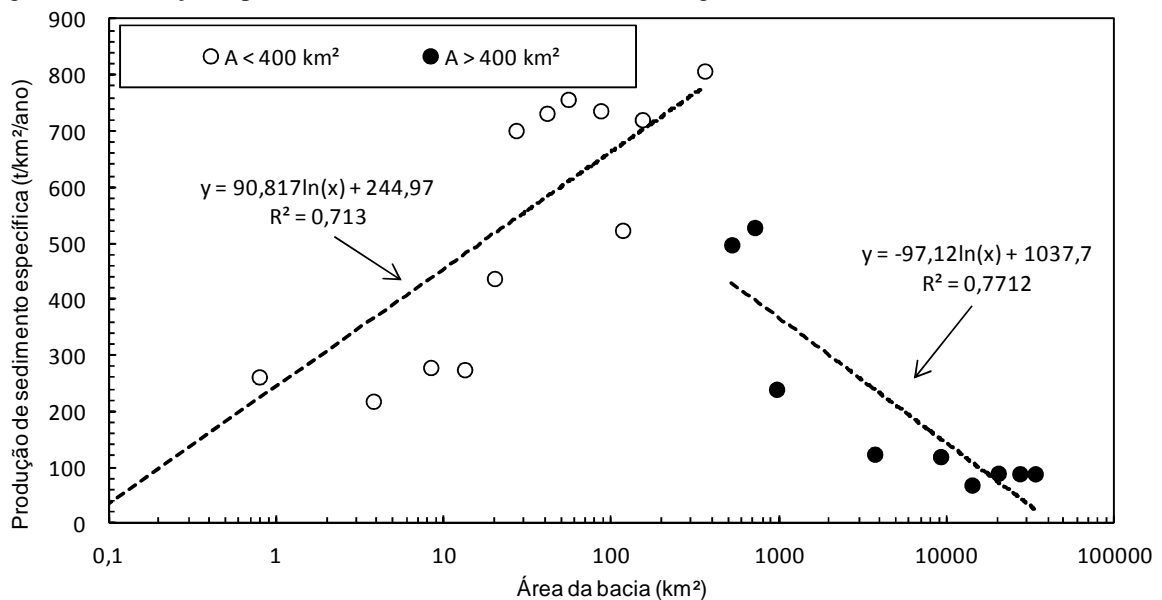
As faixas vegetadas são importantes barreiras na retenção de sedimentos, diminuindo a conectividade encosta/rio, reduzindo, portanto, a Y_s de uma bacia. Fasching e Bauder (2001) mostraram que faixas vegetadas reduziram em até 68% a concentração de sedimentos em lotes semiáridos dos Estados Unidos. López-Vicente *et al.* (2011) afirmam que as respostas hidrosedimentológicas em escala de bacias são bastante influenciadas pelo surgimento da cobertura vegetal. Cabezas *et al.* (2009) afirmam que o padrão hidrológico de

uma bacia pode ser modificada fortemente devido as intervenções antrópicas. Para Puigdefabregas *et al.* (1999), nas regiões semiáridas, ocorre uma relação dinâmica entre áreas de solo exposto e áreas vegetadas, sendo que a geração de escoamento predomina nas primeiras, que tendem a ser produtoras de escoamento superficial, enquanto que as áreas vegetadas funcionam como receptoras. Portanto, as áreas que estão cobertas com vegetação possuem menor tendência de transportar sedimentos e mais sujeitas à quebra de conectividade hidrológica (MEDEIROS *et al.*, 2010; LÓPEZ -VICENTE *et al.*, 2011).

5.4.6 Alometria

Após o tratamento dos dados através da média móvel (ver Jiongxin e Yunxia, 2005) a relação entre Y_s e área de drenagem foi rerepresentada na Figura 38, indicando uma clara tendência de aumento da produção específica de sedimento com o aumento da área de drenagem até o limite de 400 km², com decaimento a partir deste ponto. Esse comportamento é diferente da correlação negativa entre Y_s versus área de drenagem tão abordada pela literatura, como mostrado pelas Figuras 1 e 2.

Figura 38 - Produção específica de sedimento versus área de drenagem baseada na média móvel



Na Figura 38, os pontos com $A > 400$ km² e $A < 400$ km² são representados por diferentes símbolos, e a equação de regressão é dada para cada grupo. As correlações para os dois grupos são altamente significativas; para o grupo com $A > 400$ km², é negativa; mas para o grupo com $A < 400$ km², é positiva. As relações encontradas por este trabalho foram

semelhantes às encontradas por Jiongxin e Yunxia (2005). Os referidos autores, ao estudarem as relações entre Y_s e área de drenagem para o rio Amarelo, encontraram dois grupos, alometria positiva para as escalas inferiores a 2000 km^2 e negativa para as escalas maiores do que 2000 km^2 , a área total da bacia investigada foi 752.400 km^2 . Os autores atribuíram tal comportamento a três fatores: padrão espacial de distribuição do material de superfície; processo de ajuste do sistema geomorfológico na macro escala temporal e espacial e a energia despendida no transporte de sedimentos que é diferente para as diversas escalas.

Church e Slaymaker (1989) encontraram alometria positiva para a relação entre Y_s e área de drenagem na British Columbia, Canadá. Nesta, a Y_s aumenta até as bacias atingirem escalas de 30.000 km^2 , esse comportamento é resultado da remobilização dos sedimentos do quaternário armazenados dentro dos sistemas de vales e canais, de modo que, os rios ainda estão respondendo à última glaciação. O estudo dos referidos autores trouxe profundas implicações para a teoria geomorfológica e para os estudos de erosão.

Yan, Wang e Chen (2011), ao estudarem as relações entre Y_s e área de drenagem na bacia do Rio Yangtze, na China, encontraram uma relação negativa para as sub-bacias fortemente influenciadas pela agricultura, porém, uma relação positiva foi encontrada para as escalas maiores devido à remobilização de sedimento no canal principal, provavelmente entregue pelos tributários.

De acordo com Church e Slaymaker (1989), o modelo convencional, no qual a Y_s diminui com o aumento da área de drenagem, foi derivado principalmente a partir de regiões intensamente cultivadas, na qual a superfície foi altamente alterada e fortemente exposta à erosão, de modo tal que, a quantidade de sedimentos é comparativamente ilimitada em relação às bacias de jusante. Nas bacias de pequena escala e com forte influência antrópica, os processos locais suplantam a influência dos processos naturais que são percebidos apenas nas maiores escalas. Walling e Webb (1996) relatam que os dados de Y_s provindos de bacias superiores a 100 km^2 são representativos de uma região, visto que, as anomalias locais já foram absorvidas pela escala. Desse modo, a alometria positiva encontrada por este estudo não pode ser interpretada como anomalia local, visto que a Y_s aumentou até a escala espacial de 400 km^2 .

5.5 Teria a Alometria positiva encontrada para a BRJ alguma relação com a Depressão Sertaneja?

Dos trabalhos que encontraram alometria positiva até aqui discutidos, todos explicaram o fenômeno geomorfológicamente, onde as unidades de paisagens estão ainda em processo de ajuste, ou seja, a superfície ainda está em processo de remodelamento. Porém, todas essas regiões são glaciais, com zonas de degelo. Desse modo, salvo melhor juízo, a alometria positiva encontrada por esta pesquisa mostra pela primeira vez uma região não glacial com esse comportamento.

Em termos geomorfológicos, a Depressão Sertaneja é a unidade geológica predominante da BRJ. De acordo com Castro e Jatobá (2004), essa unidade geomorfológica ainda possui processos ativos de erosão lateral das vertentes, porém, mais discreto do que na fase paleoclimática, denominada de Tropical Severo. O escoamento superficial hortoniano, geralmente de elevada magnitude, aliado à cobertura vegetal, muitas vezes aberta e xerófila, contribui para que haja uma continuação da erosão, ou seja, os processos de aplainamento da superfície da Depressão Sertaneja ainda estão ativos. Os sedimentos mais grosseiros extraídos a partir da ação dos processos de degradação lateral das vertentes são inicialmente depositados no sopé das elevações (inselbergues e maciços residuais). Outra parte desses sedimentos, a fração mais fina, chegará, mais cedo ou mais tarde, à calha dos rios principais. Para os autores supra citados, os depósitos aluviais encontrados nos terraços fluviais no interior da Depressão Sertaneja testemunham esse fato.

Na Depressão Sertaneja, os processos denudacionais suplantam os agradacionais, formando vastas superfícies erosivas (Ab'Saber, 1969). Para Jatobá e Lins (2003), a erosão dos interflúvios prevalece sobre a dos talwegues fluviais, com o passar do tempo há um desmonte desses interflúvios, por consequência, o rebaixamento, assim vão surgindo mais superfícies de aplainamento próximo às margens dos rios. Para Cavalcante (2012), as margens dos rios do semiárido, mesmo atingindo a forma estável, possuem baixa coesão, principalmente em terrenos cristalinos, cujos níveis da água podem ser elevados em curto intervalo de tempo, formando fortes enxurradas.

A relação entre Ys e área de drenagem da Figura 38 pode estar refletindo o fato de a Depressão Sertaneja, unidade geomorfológica principal da BRJ, estar ainda em estágio de ajustamento, ou seja, um processo que se iniciou no Cenozoico e que ainda não está em equilíbrio. As bacias com área inferior a 400 km² possuem material ilimitado para ser transportado, esse material seria originado dos processos de aplainamento da Depressão

Sertaneja, nestas faixas de escalas os rios possuem calhas menos desenvolvidas e maiores declividades (zonas de cabeceira), o que restringe as áreas de deposição, de tal modo que a capacidade de transporte elevada e o escoamento possuem energia suficiente para transportar elevadas quantidades de sedimento para o exutório. Enquanto isso, nos rios de bacias superiores a 400 km², a Ys torna-se dominada pelos processos de transporte e deposição. Com o aumento da escala, os vales dos rios se tornam mais desenvolvidos, com superfícies planas mais pronunciadas, onde o sedimento fluvial tem maior oportunidade de ser depositado, dando início à alometria negativa.

Diante do exposto acima, recomenda-se que outros estudos, especialmente estudos geomorfológicos, sejam realizados a fim de investigar a questão da alometria positiva da BRJ com mais detalhes. Por exemplo, verificar as faixas em que estão os exutórios das bacias com área de drenagem de até 400 km² e analisar se estão na transição encosta/áreas planas. Outro ponto importante é investigar a distribuição e erodibilidade do material de superfície componente dos embasamentos cristalino e sedimentar. Recomenda-se ainda avaliar a influência dos reservatórios superficiais por meio da análise das áreas limite a partir da qual são construídos reservatórios de médio porte, os quais são considerados eficientes na retenção de sedimentos.

6 CONCLUSÕES

A partir do monitoramento, organização e análise dos dados sedimentológicos da BRJ procedidos por esta pesquisa, pode se concluir:

- (i) A calibração do turbidímetro por meio da resuspensão de sedimentos se mostrou uma alternativa plausível para as condições semiáridas. A melhoria da escala temporal no monitoramento sedimentológico através das medidas de turbidez permitiu uma análise preliminar mais representativa da dinâmica da CSS na área experimental de Aiuaba;
- (ii) A produção específica de sedimento média da BRJ foi de $347 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, mínimo de $1,1 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e máximo de $1.340 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$;
- (iii) Os atributos erosividade, geologia e cobertura vegetal, quando analisados separadamente, não induziram a nenhuma relação clara entre a produção específica de sedimento e a área de drenagem. Porém, as bacias com cobertura vegetal acima de 80% tiveram uma média de produção de sedimentos de $139 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, enquanto aquelas com cobertura inferior a 40% obtiveram média de $545 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, evidenciando a importância da vegetação na redução da desagregação do solo e transporte de sedimentos.
- (iv) O presente estudo indicou que a relação entre produção específica de sedimento e área de drenagem do Rio Jaguaribe não segue o padrão regular estabelecido pelos dados de muitos rios do mundo. A Ys apresentou alometria positiva até áreas de 400 km^2 . Para as áreas de drenagem superiores a 400 km^2 , a alometria foi negativa. Salvo melhor juízo, a alometria positiva encontrada por este trabalho é inédita para regiões não glaciais.
- (v) A alometria positiva encontrada por esta pesquisa pode ser um indicativo de que a Depressão Sertaneja, unidade geomorfológica principal da BRJ, ainda está em fase de ajustamento, ou seja, os processos de erosão responsáveis pelo aplainamento da superfície estariam contribuindo para o aumento da produção de sedimento até uma determinada faixa de escala. A partir da área (400 km^2) na qual se inicia o decaimento da produção de sedimento, os processos de deposição dos sedimentos passam a ser dominantes sobre os processos de produção e transporte.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro**. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n 19, 1969. 38p.
- AB SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. **Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar**. Boletim Paranaense de Geografia n.4/5, p. 94-110, 1961.
- AB'SABER, A. N. **Os Domínios de Natureza no Brasil – potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.
- ABRIL, B.; KNIGHT, D.W. Stabilising the Paute River in Ecuador. **Proceedings of the ICE-Civil Engineering**, v. 156, n. 1, p. 32-38, 2004.
- ACHITE, M.; OUILLOON, S. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). **Journal of Hydrology**, v. 343, p.187– 202, 2007.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Portal hidroweb da ANA. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=4100>. Acesso em: 20 de jul. 2012.
- ALEXANDROV, Y. COHEN, H.; LARONNE, J. B.; REID, I. Suspended sediment load, bed load, and dissolved load yields from a semiarid drainage basin: a 15-year study. **Water Resources Research**, v. 45, 2009.
- BARTLEY, R.; HAWDON, A.; POST, D. A.; ROTH, C. H. A Sediment Budget for a Grazed Semi-Arid Catchment in the Burdekin basin, Australia. **Geomorphology**, n. 87, p. 302-321, 2007.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo**. 2. ed . São Paulo: Ícone, Brasil, 1990.
- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.1. Florianópolis: Ed. UFSC. 1994.
- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.3. Florianópolis: ed. UFSC. 2003.
- BOIX-FAYOS, C.; MARTÍNEZ-MENA, M.; ARNAU-ROSALÉN, E.; CALVO-CASES, A.; CASTILLO, V.; ALBALADEJO, J. Measuring soil erosion by field plots: understanding the sources of variation. **Earth-Sciences Reviews**, v. 78, p. 267-285, 2006.
- BORMANN, H.; PINTER, N.; ELFERT, S. Hydrological signatures of flood trends on German rivers: Flood frequencies, flood heights and specific stages. **Journal of hydrology**, 404, 50-66, 2011.
- BRUNE, G. M. Trap efficiency of reservoirs. **Trans. Am. Geophys. Union**, 34, 407–418, 1953.

CABEZAS, A.; COMÍM, F.A.; BEGUERÍA, S.; TRABUCCHI, M. Hydrologic and landscape changes in the Middle Ebro River (NE Spain): implications for restoration and management. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 2, p. 273–284, 2009.

CALLOW, J. N.; SMETTEM, K. R. J. The effect of farm dams and constructed banks on hydrologic connectivity and runoff estimation in agricultural landscapes. **Environment modeling & software**, v. 24, p. 959-968, 2009.

CANTÓN, Y.; DOMINGO, F.; SOLÉ-BENET, A.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. **Journal of Hydrology**, v. 252, p. 64-84, 2001.

CARVALHO, N. de O.; DE AQUINO, R. F.; RIBEIRO, J. I. O.; SANTOS, S. de S.; OLIVEIRA, M. Q.; FONSECA, L. L.; ARAÚJO, L. A.; GENZ, F. Descarga sólida do leito de um rio por medições diretas: estudo de caso. In: XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2005, João Pessoa, PB. **Anais...** João Pessoa, 2005. 7p.

CARVALHO, N. O. (1994). **Hidrossedimentologia prática**. CPRM, Rio de Janeiro.

CARVALHO, N. O.; JÚNIOR, N. P. F.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. (2000). **Guia de práticas sedimentométricas**. ANEEL, Brasília-DF, 154p.

CARVALHO, N.O. **Hidrossedimentologia Prática**. 2. ed. revisão atualizada e ampliada. Rio de Janeiro: Interciência, 2008.

CASTRO, C.; JATOBÁ, L. LITOSFERA – **Minerais, Rochas, Relevo**. Editora Universitária da UFPE, 2004. 110p.

CAVALCANTE, A. A. **Aspectos da produção de sedimentos e seus efeitos na gestão dos recursos hídricos no Baixo vale do Rio Jaguaribe-CE**. 2001. 145 f. Dissertação (Mestrado acadêmico em Geografia) Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2001.

CAVALCANTE, A. A. **Morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: o Rio Jaguaribe a jusante da barragem do Castanhão-CE-Brasil**. 2012. 228 f. Tese (Doutorado em Geografia) Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.

CAVALCANTE, A. A.; CUNHA, S. B. Alterações Hidrossedimentológicas à jusante do Açude Castanhão no Ceará – Brasil: algumas considerações. **Anais do VII Encontro de Engenharia de Sedimentos**. Campo Grande-MS. 2008.

CHEN, E.; MACKAY, D. S. Effects of distribution-based parameter aggregation on a spatially distributed nonpoint source pollution model. **Journal of Hydrology**, v. 295, p. 211-224, 2004.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. McGRAWHILL International Editions: Civil Engineering Series, Singapura, 1988, 572 p.

CHURCH, M.; HAM, D.; HASSAN, M.; SLAYMAKER, H. O. Fluvial clastic sediment yield in Canada: scaled analysis. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 36, n. 8, p. 1267– 1280, 1999.

CHURCH, M.; SLAYMAKER, O. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. **Nature**, n. 337, p. 452-454, 1989.

COSTA, R. C.; ARAÚJO, F. S.; LIMA-VERDE, L. W. Flora and life-form spectrum in an area of deciduous thorn woodland (caatinga) in northeastern, Brazil. **Journal of Arid Environment**, v. 68, p. 237-247, 2007.

CREUTZFELDT, B.N.A. **Remote sensing based characterisation of land cover and terrain properties for hydrological modelling in the semi-arid Northeast of Brazil**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geoecologia, Universidade de Potsdam, Alemanha, 2006.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. *In*: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (orgs.) Geomorfologia exercícios técnicas e aplicações. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. p. 157-189.

DE ARAÚJO, J. C. **SESAM report**. Potsdam, n. 2, 20p. 2012.

DE ARAÚJO, J. C.; FERNANDES, L.; MACHADO JÚNIOR, J. C.; LIMA OLIVEIRA, M. R.; CUNHA SOUSA, T. (2003) *Sedimentation of reservoirs in semiarid Brazil*. Org. por Gaiser, T.; Krol, M. S.; Frischkorn, H. & De Araújo. Berlin: Springer- Verlag, p. 205–216.

DE 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 - Journal des Sciences Hydrologiques**, v. 51, n. 1, 2006.

DE ARAÚJO, J. C. Assoreamento em reservatórios do semiárido: modelagem e validação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, 2003.

DE ARAÚJO, J.C.; KNIGHT, D.W. A review of the measurement of sediment yield in different scales. **R. Esc. Minas**, v. 58, n. 3, p. 257-265, 2005.

DE ARAÚJO, J.C.; PIEDRA, J.I.G. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. **Hydrological Processes**. 23, 1169-1178, 2009.

DE VENTE, J.; POESEN, J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. **Earth-Science Reviews**, n. 71, p. 95–125, 2005.

DE VENTE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G. The application of semi- quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. **Journal of Hydrology**, n. 305, p. 63–86, 2005.

DE VENTE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; ROMPAEY, A.V.; GOVERS, G. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. **Global and Planetary Change**, 2007.

DEDKOV, A. P. The relationship between sediment yield and drainage basin area. *In*: GOLOSOV, V., BELYAEV, V., Walling, D.E. (Eds.), *Sediment Transfer through the Fluvial System*. **IAHS Publication**, vol. 288, p. 197-204, 2004.

EINSELE, G.; HINDERER, M. Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins, *Geol. Rundsch.* **86**, 288–310, 1997.

FARIAS, T. R. L. **Produção de sedimentos em bacias hidrográficas sob diferentes contextos geoambientais: medida e modelagem.** Dissertação de mestrado, Engenharia Civil, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2008.

FASCHING, R. A.; BAUDER, J. W. Evaluation of agricultural sediment load reductions using vegetative filter strips of cool season grasses. *Water Environ. Res.*, v. 73, n. 5, p. 590 – 596, 2001.

FIGUEIREDO, J. V. de. **Início da geração de escoamento superficial em uma bacia semiárida em Caatinga preservada.** 2011. 84 f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. Mestrado em Engenharia Agrícola. Fortaleza, 2011.

FOSTER, I. D. L.; DEARING, J. A.; GREW, R.; OREND, K. The sedimentary database: an appraisal of lake and reservoir sediment based studies of sediment yield. **IAHS Publication**, n. 189, p. 19, 1990.

FRANCKE, T.; LÓPEZ-TARAZÓN, J.A.; SCHRÖDER, B. Estimation of suspended sediment concentration and yield using linear models, random forests and quantile regression forests. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 4892-4904, 2008.

FUNCEME (2012) Fundação Cearense de Meteorologia - Série pluviométrica dos postos da Bacia do Rio Jaguaribe (1978-2011). Disponível em <http://www.funcceme.br/DEPAM/index.htm>. Acesso em: 21 mar 2012.

GARCÍA, M. H. **Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice.** Reston, VA: American Society of Civil Engineers, ASCE Manual of Practice 110. 2008.

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

GÜNTNER, A.; KROL, M.; De ARAÚJO, J.C.; BRONSTERT, A. Simple water balance modeling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region. **Hydrological Sciences Journal**, v. 49, n. 5, p. 901-918, 2004.

HINDERER, M.; SCHÄUBLE, H. Controlling factors of sediment yield. A quantitative examination on different geozones with GIS and EDP. *Geophysical Research Abstracts*, n. 5, p. 10483, 2003.

JATOBÁ, L.; LINS, R. C. **Introdução à Geomorfologia.** 4. ed. revista e ampliada, Recife: Bagaço, 2003. 166p.

JIONGXIN, X.; YUNXIA, Y. Scale effects on specific sediment yield in the Yellow River basin and geomorphological explanations. **Journal of Hydrology**, v. 307, p. 219-232, 2005.

LAL, V. B.; BANERJI, S.; NARAYANAN, J. Sediment yield in relation to drainage basin characteristics in some Indian river valley projects. **IAHS Publication**, n. 122, p. 93-97, 1997.

LEÃO, R. A. O. Caracterização fisiográfica e simulação hidrológica em reservatórios da bacia do Jaguaribe-CE. 2010. 133 f. Tese (Doutorado) Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2010.

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

LIMA, A. L. A.; RODAL, M. J. N. Phenology and Wood density of plants growing in the semi-arid region of Northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 74, p. 1363-1373, 2010.

LÓPEZ-TARAZÓN, J.A.; BATALLA, R.J.; VERICAT, D.; FRANCKE, T. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). **Geomorphology**, v. 109, p. 210-221, 2009.

LÓPEZ-BERMÚDEZ, F.; ROMERO-DÍAZ, A.; MARTÍNEZ-FERNADEZ, J.; MARTÍNEZ-FERNADEZ, J. Vegetation and soil erosion under semi-arid Mediterranean climate: a case study from Murcia (Spain). **Geomorphology**, v. 24, p. 51-58, 1998.

LÓPEZ-VICENTE, M.; POESEN, J.; NAVAS, A.; L. GASPAR, L. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. **Catena**, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia**, v. especial, n. 1, 2010.

MALVEIRA, V. T. C; DE ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER, A. Hydrological impact of a high-density reservoir network in the semiarid north-eastern Brazil. **Journal of hydrologic Engineering**, 2011.

MAMEDE, G. L.; ARAUJO, N. A. M.; SCHNEIDER, C. M.; DE ARAUJO, J. C.; HERRMANN, H. J. Overspill avalanching in a dense reservoir network. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, 109, 7191-7195, 2012.

MAMEDE, G.L. **Reservoir sedimentation in dryland catchments: modelling and management**. 2008. Tese de doutorado, Instituto de Geoecologia, Universidade de Potsdam, Alemanha, 2008.

MAMEDE, M.A.; ARAÚJO, F. S. Effects of slash and burn practices on a soil seed bank of caatinga vegetation in Northeastern Brazil. **Journal Arid of environment**, v.72, p. 458-470, 2008.

- MANO, V.; NÉMERY, J.; BELLEUDY, P.; POIREL, A. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 777-792, 2009.
- MEDEIROS, P. H. A. **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas**. 2009. 139 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.
- MEDEIROS, P. H. A.; GUENTNER, A.; FRANKE, T.; MAMEDE, G. L.; ARAÚJO, J. C. Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 55, p. 636-648, 2010.
- MERTEN, G. H.; HOROWITZ, A. J.; MINELLA, J. P. G.; CLARKE, R. T.; RIBEIRO, G. S. Estimativa do fluxo de sedimentos em suspensão utilizando a curva-chave aplicada a vazões mensais e diárias. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2007, São Paulo. **Anais**. São Paulo, 2007.
- MINEAR, J. T.; KONDOLF, G. M. Estimating reservoir sedimentation rates at large spatial and temporal scales: A case study of California. **Water Resources Research**, n. 45, 2009.
- MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; MAGNAGO, P. F. Análise qualitativa e quantitativa da histerese entre vazão e concentração de sedimentos durante eventos hidrológicos. **Rev. brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.12, p.1306-1313, 2011.
- MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; REICHERT, J. M.; CLARK, R. T. Estimating suspended concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. **Hydrological processes**, 22, 1819-1830, 2008.
- MONTENEGRO, A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modelling study. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2705-2723, 2010.
- MONTGOMERY, D. R. Soil Erosion and agricultural sustainability. **PNAS**, v. 104, n. 34, 13268-13272, 2007.
- MORRIS, G. L.; ANNANDALE, G.; HOTCHKISS, R. Reservoir sedimentation. Chapter 12 in: **Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice** (M. H. García, ed.). Reston, VA: American Society of Civil Engineers, ASCE Manual of Practice 110, 2008.
- MORRIS, G.L.; FAN, J. **Reservoir sedimentation handbook: Design and management of dams, reservoirs and watersheds for sustainable use**. McGraw-Hill Educ., New York, 1997.
- MUELLER, E. N.; GÜNTNER, A.; FRANCKE, T.; MAMEDE, G. Modelling sediment export, retention and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED model. **Geoscientific model Development**, 3, 275-291, 2010.

- NAVRATIL, O.; ESTEVES, M.; LEGOUT, C.; GRATIOT, C.; NEMERY, J.; WILLMORE, S.; GRANGEON, T. Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. **Journal of Hydrology**, v. 398, p. 246-259, 2011.
- NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R.; AND KING, K. W. Soil and Water Assessment Tool, Theoretical Documentation, Version 2000, **Published by Texas Water Resources Institute**, TWRI Report TR-191, 2002.
- NELSON, E.J.; BOOTH, D. B. Sediment sources in an urbanizing, mixed land-use watershed. **Journal of Hydrology**, n. 264, p. 51-68, 2002.
- NICHOLS, M. H.; NEARING, M. A.; POLYAKOV, V. O.; STONE, J. J. A sediment budget for a small semiarid watershed in southeastern Arizona, USA. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 137-145, 2013.
- OLIVRY, J. C. Transports solides em suspension au Cameroun. **IAHS Publication**, n. 122, p. 134 – 139, 1977.
- OWENS, P.; SLAYMAKER, O. Late Holocene sediment yields in small alpine and subalpine drainage basins, British Columbia, **IASH Publications** No. 209 1992 pp. 147–154.
- PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; DE ARAÚJO, J. C. Effective root depth of the Caatinga Biome. **Journal of Arid Environments**, 89, 1-4, 2013.
- PUIGDEFABREGAS, J.; SOLE, A.; GUTIERREZ, L.; DEL BARRIO, G.; BOER, M. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. **Earth-Science Reviews**, v.48, n.1-2, p.39-70, 1999.
- REID, I.; LARONNE, J. B. Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. **Water Resources research**, v. 31, n. 3, p. 773–781, 1995.
- RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; McCOOL, D. K.; YODER, D. C. Predicting soil erosion by water – A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE. **Publication ARS, USDA**, Washington, 1993.
- RHOTON, F. E.; EMMERICH, W. E.; NEARING, M. A.; McCHESNEY, D. S.; RITCHIE, J. C. Sediment source identification in a semiarid watershed at soil mapping unit scales . **Catena**, v. 87, p. 172-181, 2011.
- RITCHIE, J. C.; NEARING, M. A.; RHOTON, F. E. Sediment budgets and sources determinations using fallout Cesium-137 in semiarid rangeland watershed, Arizona, USA. **Journal of environmental radioactivity**, v. 100, p. 637-643, 2009.
- RODRIGUES, J. O. **O uso da terra e resposta hidrossedimentológica em pequenas bacias hidrográficas semiáridas**. 128 f. 2009. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola – Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2009.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. S.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. **Hidrometria Aplicada**. LACTEC-Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, Curitiba, 372p, 2001.

SANTOS, J. C. N. **Uso de terras agrícolas no semiárido e mensuração da erosão do solo em diferentes escalas espaciais**. 2012. 102 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.

SANTOS, J. C. N.; PALÁCIO, H. A. Q.; ANDRADE, E. M.; MEIRELES, A. C. M.; ARAÚJO NETO, J. R. Runoff and soil and nutrient losses in semiarid uncultivated fields. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 42, n. 3, p. 813-820, 2011.

SCHUMM, S.A.; MOSLEY, M.P.; WEAVER, W.E. **Experimental Fluvial Geomorphology**. Wiley, New York and Chichester, 1987. p.127-191.

SILVA, L. B. S. **Análise de incertezas e avaliação dos fatores influentes no desempenho de modelos de simulação de bacias hidrográficas**. 2010. 241 f. Tese (Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos), Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. **Watershed models**. Editora CRC Press 1.ed. 2006. 653p.

SOUSA, M. J. N.; LIMA, F. A. M.; PAIVA, J. B. Compartimentação topográfica do Estado do Ceará. **Revista ciência agrônômica**, 9, 77-86, 1979.

SRINIVASAN, V.S.; SANTOS, C.A.G.; GALVÃO, C.O. Erosão hídrica do Solo no Semi-árido Brasileiro: A Experiência na Bacia Experimental de Sumé. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, p. 57-73, 2003.

TAKAHASHI, T.; NAKAGAWA, H. Sediment yield in Japanese reservoir basins. Proc. Of the fourth Japan-Chinese (Taipei). **Joint Seminar on natural Hazard mitigation**, p. 3-10, 1997.

VANMAERCKE, M.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; de VENTE, J.; OCAKOGLU, F. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. **Geomorphology**, v. 130, p. 142-161, 2011 .

VANMAERCKE, M.; POESEN, J.; MAETENS, W.; DE VENTE, J.; VERSTRAETEN, G. Sediment yield as a desertification risk indicator. **Science of the Total Environment**, 409, 1715-1725, 2011.

VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. Variability of dry sediment bulk density between and within retention ponds and its impact on calculation of sediment yields. **Earth Surface Proc. Landforms**, n. 26, 375-394, 2001.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Jornal of Hydrology**, v. 65, 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**, 39, 111–126, 2003.

WALLING, R. J.; WEBB, B. W. Erosion and sediment yield: a global overview. **IAHS Publication**, n. 236, 3-19, 1996.

WASSON, R. J. Annual and decadal variation of sediment yield in Australia, and some global comparisons. **IAHS Publication**, n. 224, p. 269-279, 1994.

WIEGAND, M. C. **Proposta metodológica para estimativa da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas: estudo de caso Alto Jaguaribe, Ce.** 2009. 110 f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. Mestrado em Engenharia Agrícola. Fortaleza, 2009.

WILLIAMS, J. R. Sediment routing for agricultural watersheds. AWRA, **Water Resources Bulletin**, 11(5), 965-974, 1975.

WISCHMEIER, W. H., SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning.** Agriculture Handbook, n. 537. USDA, Washington DC, USA, 1978.

WISCHMEIER, W. H., SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses from cropland East of the Rocky Mountains.** USDA, Agriculture Handbook 282, Washington, 1965.

WOOD, P. A. Controls of variation in suspended sediment concentration in the River Rother, West Sussex, England. **Sedimentology**, v. 24, p.437–445, 1977.

WREN, D. G.; BARKDOLL, B. D.; KUHNLE, R. A.; DERROW, R. W. Field Techniques for Suspended-Sediment Measurement. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 126, n. 2, 97-104, 2000.

WRIGHT, S. A.; SCHOELLHAMER, D. H. Trends in the sediment yield of the Sacramento River. **Water Resources**, 2003.

XU, K.; MILLIMAN, J. D. Seasonal variations of sediment discharge from the Yangtze River before and after impoundment of the Three Gorges Dam. **Geomorphology**, 104, 276-283, 2009.

YAN, Y.; WANG, S.; CHEN, J. Spatial patterns of scale effect on specific sediment yield in Yangtze River Basin. **Geomorphology**, 130, 29-39, 2011.

YOUNG, R.A.; ONSTAD, C.A.; BOSCH, D.D.; ANDERSON, W.P. AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. **Journal of Soil and Water Conservation**, 168–173, 1989.

ZHU, T. X.; LUK, S. H.; CAI, Q.G. Tunnel erosion and sediment production in the hilly loess region, North China. **Journal of Hydrology**, v. 257, p. 78-90, 2002.