

WAGNER LUÍS DA SILVA SOUZA

**PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO CAPIBARIBE PARA ZONA COSTEIRA DA REGIÃO
METROPOLITANA DO RECIFE**

**Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Ciência do Solo da
Universidade Federal Rural de Pernambuco,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Mestre em Ciência do Solo.**

Orientador:

José Ramon Barros Cantalice, D. Sc.

RECIFE

2011

Ficha catalográfica

Setor de processos técnicos da Biblioteca Central - UFRPE

S731p

Souza, Wagner Luís da Silva

Produção de sedimentos da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe para a Zona Costeira da Região Metropolitana do Recife.

Recife / Wagner Luís da Silva Souza – 2011.

136p. : il.

Orientador: José Ramon Barros Cantalice.

Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, departamento de Agronomia, Recife, 2011.

Referências.

1. Barramentos. 2. Sedimento de fundo. 3. Sedimento em suspensão. I. Cantalice, José Ramon Barros, Orientador.

II. Título

CCD 631.45

**PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
CAPIBARIBE PARA ZONA COSTEIRA DA REGIÃO METROPOLITANA DO
RECIFE**

**Dissertação apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Ciência do
Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo**

Aprovada em: 22/02/2011

Pela banca examinadora:

Prof.º Dr.º José Ramon Barros Cantalice

Doutor, orientador PPG-Ciência do solo / UFRPE

Avaliadores:

Prof.º Dr.º Moacyr Cunha Filho

Doutor em Ciência do Solo
(UFRPE)

Prof.º Dr.º Sandro Augusto Bezerra

Doutor em Ciência do Solo
(IFEV)

Prof.º Dr.º Marco Metri Corrêa

Doutor em Ciência do Solo
(UFRPE)

RECIFE – PE

2011

Cada escolha, por menor que seja, é uma forma de semente que lançamos sobre o canteiro que somos. Um dia, tudo o que agora silenciosamente plantamos, ou deixamos plantar em nós, será plantação que poderá ser vista de longe...

(Padre Fábio de Melo)

Ao Meu avô, Antonio Olegário (*in memorian*) e ao meu tio José Luiz (*in memorian*) pelos bons momentos e conselhos que me deram.

DEDICO.

Aos meus pais, Otávio Francisco e Jucilene Olegário, por todo amor incondicional e carinho dedicados a mim.

OFEREÇO.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me conceder e me conduzir por mais uma vitória.

A Meus pais, por entender, segurar minha mão e me orientar, nas várias etapas da vida, além de sempre dedicar a mim um amor inexplicável.

A minhas irmãs, Vanessa, Andresa e Aline, pelos momentos de compreensão durante essa jornada.

A minha avó, Luzia Ester da Silva por ser simplesmente um exemplo de vida.

A minha tia Severina Maria de Souza Silveira (tia Fia) por ser a pessoa maravilhosa que é, e a todos meus tios, tias e primos.

Ao professor José Ramon Barros Cantalice, pela orientação, amizade, apoio, ensinamentos e paciência a mim conferidos e passados durante todos esses anos.

A Camila Dias, por estar ao meu lado nesse momento.

Aos professores do PPGCS, pelo compartilhamento do conhecimento, de fundamental importância para o enriquecimento do saber.

Aos companheiros e amigos do Laboratório de Manejo e Conservação do Solo, pelos momentos de alegria, Cintia Cordeiro, Yuri Jacques, Douglas Monteiro, João Victor, Luiz Antônio, Cícero Gomes, aos Professores Vitor Piscoya, Moacyr Cunha e Sandro Bezerra.

Aos amigos, Guilherme Pessoa, Thales Pantaleão, Márcio Fléquisson, Monaliza Alves, Leidvan, Erika Graciano, Karla Silva, Rayssa Vicentin, enfim, a todos os amigos que fiz no Programa da Pós Graduação em Ciência do Solo da UFRPE.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, por todo conhecimento adquirido e por toda a credibilidade.

Aos funcionários da UFRPE, em especial Maria do Socorro, por todo apoio prestado e ao amigo Josué.

Ao CNPq pela importante ajuda financeira por meio da bolsa de estudos.

FACEPE pelo apoio financeiro ao projeto. Enfim, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para minha formação profissional e a realização deste trabalho.

Meu muito obrigado a todos.

SUMÁRIO

Lista de figuras	vii
Lista de tabelas	x
Introdução geral.....	1
Referências	4
Capítulo I. Produção de sedimento em suspensão e de fundo do Rio Capibaribe que aporta na Zona Costeira da Região Metropolitana do Recife.....	6
Resumo	7
Abstract	8
Revisão bibliográfica.....	9
Objetivos	30
Materiais e métodos	31
Resultados e discussão	50
Conclusões.....	68
Referências	69
Capítulo II. Avaliação de equações de transporte por arraste no Rio Capibaribe.....	84
Resumo	85
Abstract	86
Revisão bibliográfica.....	87
Objetivos	96
Materiais e métodos	97
Resultados e discussão	110
Conclusões.....	115
Referências	116

Conclusões finais.....124

LISTA DE FIGURAS

Capítulo I. *PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO E DE FUNDO DO RIO CAPIBARIBE QUE APORTA NA ZONA COSTEIRA DA REGIÃO METROPOLITANA DO RECIFE*

Figura 01. Formas de transporte de sedimento.....13

Figura 02. Distribuição da concentração na vertical para materiais de tamanhos variados que podem ser encontradas em um curso d'água.....15

Figura 03. Zona de amostragem, medida e não medida, numa vertical de amostragem de sedimento em suspensão.....16

Figura 04. Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe e sua linha d'água principal no mapa do Estado de Pernambuco.....31

Figura 05. Localização das barragens ao longo da Bacia Hidrográfica do rio Capibaribe no Estado de Pernambuco.....32

Figura 06. Distribuição das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....33

Figura 07. Cobertura vegetal da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....35

Figura 08. Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....35

Figura 09. Trecho do Rio Capibaribe (a) e localização da seção de trabalho (b).....37

Figura 10. Contador eletrônico de pulso e hélice do micromolinete.....39

Figura 11. Divisão da seção em segmentos igualmente espaçados.....41

Figura 12. Detalhamento do amostrador DH-48 e sua utilização à vau para a determinação da concentração de sedimento em suspensão (Css) com o uso do DH-48.....41

Figura 13.	Coleta e armazenamento das amostras de sedimento em suspensão realizada durante as campanhas de medição direta.....	43
Figura 14.	Coleta à vau com o amostrador US BLH - 84 (a) e detalhamento do amostrador (b).....	44
Figura 15.	Condicionamento e quantificação do sedimento de fundo coletado pelo amostrador US BLH - 84.....	46
Figura 16.	Amostrador eletromagnético Viatest VSM 200.....	47
Figura 17.	Distribuição média anual das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe referente aos períodos chuvoso e não-chuvoso de 2009 e 2010.....	51
Figura 18.	Seção molhada do Rio Capibaribe durante a campanha de avaliação direta realizadas no ano de 2009 e 2010 durante um evento de alta vazão (a) e baixa vazão (b).....	53
Figura 19.	Curva – chave do Rio Capibaribe obtida através das campanhas de medição direta durante os períodos chuvoso e não-chuvoso dos anos de 2009 e 2010.....	55
Figura 20.	Variação da concentração de sedimento em suspensão com as vazões obtidas no Rio Capibaribe para as campanhas de medição direta entre 2009 e 2010.....	58
Figura 21.	Relação da descarga sólida de sedimento em suspensão com a vazão para as campanhas de medição direta durante os períodos chuvoso e não-chuvoso.....	59
Figura 22.	Relação da descarga sólida de sedimento em suspensão com a precipitação média dos cinco dias antecedentes as campanha de medição direta do sedimento em suspensão na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	60
Figura 23.	Produção de sedimento em suspensão por período e a precipitação média ocorrida em cada período durante as campanhas de medição direta na Bacia Hidrográfica do Rio	

Capibaribe para os períodos chuvoso e não-chuvoso do ano de 2009 e 2010.....61

Capítulo II. AVALIAÇÃO DE EQUAÇÕES DE TRANSPORTE POR ARRASTE NO RIO CAPIBARIBE

Figura 01.	Forças atuantes na partícula.....	90
Figura 02.	Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe e sua linha d'água principal no mapa do Estado de Pernambuco.....	97
Figura 03.	Localização das barragens ao longo da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe no mapa do Estado de Pernambuco.....	98
Figura 04.	Distribuição das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	99
Figura 05.	Cobertura vegetal da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	101
Figura 06.	Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	102
Figura 07.	Trecho do Rio Capibaribe (a) e localização da seção de trabalho (b).....	104
Figura 08.	Contador eletrônico de pulso e hélice do micromolinetete.....	105
Figura 09.	Coleta à vau com o amostrador US BLH - 84 (a) e detalhamento do amostrador (b).....	106
Figura 10.	Condicionamento e quantificação do sedimento de fundo coletado pelo amostrador US BLH – 8.....	107
Figura 11.	Amostrador eletromagnético Viatest VSM 200.....	109
Figura 12.	Distribuição média anual das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe referente aos períodos chuvoso e não-chuvoso de 2010, como também a média histórica.....	110

LISTA DE TABELAS

Capítulo I. PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO E DE FUNDO DO RIO CAPIBARIBE QUE APORTA NA ZONA COSTEIRA DA REGIÃO METROPOLITANA DO RECIFE

Tabela 01.	Carga de sedimento nos maiores rios e a carga total de sedimento total.....	11
Tabela 02.	Resumo dos dados hidrológicos e hidrossedimentológicos das estações de jusante de alguns grandes rios brasileiros.....	14
Tabela 03.	Algumas estimativas para o impacto significativo dos sedimentos retidos pelas barragens nos maiores rios.....	21
Tabela 04.	Predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	34
Tabela 05.	Características físico-hídricas da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	37
Tabela 06.	Posição do molinete na vertical em relação à profundidade.....	39
Tabela 07.	Vazão e profundidade do escoamento do Rio Capibaribe durante as campanhas de medição direta durante os períodos chuvoso e não-chuvoso de 2009 e 2010.....	52
Tabela 08.	Precipitação mensal, Vazão (Q), Concentração de sedimento em suspensão (C _{ss}), Descarga sólida em suspensão (Q _{ss}) e Coeficiente Box das campanhas de medição direta no Rio Capibaribe.....	56
Tabela 09.	Precipitação (mm), Y _{ss} - Produção (t km ⁻² ano ⁻¹) e percentual (%) de sedimento em suspensão nos períodos chuvoso e não-chuvoso do ano de 2009 e 2010 na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	62
Tabela 10.	Valores de vazão - Q (m ³ s ⁻¹); altura do escoamento- h (m); largura da seção de controle – L (m); velocidade média do	

	escoamento – V ($m\ s^{-1}$); descarga sólida de fundo – Q_{sf} ($t\ dia^{-1}$); descarga sólida suspensa ($t\ dia^{-1}$); relação descarga solida de fundo e em suspensão (%) obtidas nas campanhas de medição direta do Rio Capibaribe.....	64
Tabela 11.	Valores de vazão ($m^3\ s^{-1}$), diâmetro médio característico (m) da mistura de sedimento e textura do sedimento de fundo do Rio Capibaribe.....	65
Tabela 12.	Diâmetro característico, coeficiente de uniformidade e coeficiente de curvatura do sedimento de fundo coletado Rio Capibaribe.....	66
Tabela 13.	(Y_{ss}) - Produção de sedimento em suspensão ($t\ km^{-2}\ ano^{-1}$); (Y_{sf}) – Produção de sedimento de fundo ($t\ km^{-2}\ ano^{-1}$); (Y_{ts}) – Produção de sedimento total ($t\ km^{-2}\ ano^{-1}$); (%) Y_{ss} e (%) Y_{sf} - Percentual da contribuição do sedimento em suspensão e de fundo separadamente para a produção de sedimento total da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe realizada para os anos de 2009 e 2010.....	67

Capítulo II. AVALIAÇÃO DE EQUAÇÕES DE TRANSPORTE POR ARRASTE NO RIO CAPIBARIBE

Tabela 01.	Predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	100
Tabela 02.	Características físicas da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	103
Tabela 03.	Posição do molinete na vertical em relação à profundidade.....	105
Tabela 04.	Características hidráulicas do Rio Capibaribe a partir dos dados gerados nas campanhas de medição direta no ano de 2010.....	112

Tabela 05. Descarga sólida de sedimento de fundo por medida direta no rio, estimada por algumas equações de transporte ($t\text{ dia}^{-1}$) e o erro da estimativa da média para o Rio Capibaribe no decorrer das 8 campanhas realizadas durante o ano de 2010.....114

INTRODUÇÃO GERAL

Produção de sedimentos é a quantidade de solo erodido que é removido de uma determinada área de drenagem. A produção de sedimentos representa apenas uma parcela do total de sedimentos produzidos em uma bacia em decorrência dos processos erosivos atuantes. Sendo então, a diferença entre a erosão bruta e a quantidade de material que ficou depositado e não foi removido da bacia de drenagem, (Walling, 1990).

Segundo Minella *et al.* (2006), a magnitude da produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica depende de três processos distintos: i) da intensidade com que o solo é desagregado por ação da precipitação e do escoamento superficial (erosão bruta); ii) dos processo de transferência dos sedimentos da bacia vertente para a calha fluvial e iii) pela propagação na calha fluvial.

Segundo Carvalho (1994), os sedimentos que chegam ao rio têm granulometria variada e terão transporte variado conforme as condições locais e de escoamento. Esta variação é função do tamanho, peso e forma da partícula. Ela pode permanecer em suspensão ou no fundo do rio, saltando do leito para o escoamento, deslizando ou rolando ao longo do leito. As formas de transporte podem ser definidas como:

- Carga sólida de arraste: partículas que rolam ou escorregam longitudinalmente no curso d'água;
- Carga sólida de saltação ou saltante: partículas que saltam ao longo do curso d'água por efeito da correnteza ou devido ao impacto de outras partículas;
- Carga sólida em suspensão: partículas que estão suportadas pelas componentes verticais da velocidade, enquanto são transportadas pelas componentes horizontais destas velocidades.

O transporte de sedimentos envolve uma complexa interação entre as várias variáveis inter-relacionadas. Tem sido prática comum assumir que a taxa de transporte de sedimentos ou a magnitude da concentração de sedimentos pode ser largamente determinada por certas variáveis dominantes, como descarga de água, a velocidade, o gradiente de energia, tensão de

cisalhamento, a rugosidade relativa, o número de Froud, etc. (Simons & Senturk, 1997).

Uma estimativa do volume de sedimento transportado por um rio faz-se necessária na moderna estratégia de gestão dos recursos hídricos. Um maior conhecimento do funcionamento das variações em longo prazo das cargas de sedimento, em uma variedade de rios, é necessário para avaliação das tendências globais da transferência de sedimentos do continente ao oceano, e seu padrão no contexto das mudanças de clima (Walling & Fang, 2003).

Hossain & Rahman 1998, comentam que uma estimativa mais confiável do transporte de sedimentos em rios aluviais ainda é uma questão complexa, e um dos principais problemas enfrentados pelos cientistas é em saber qual das fórmulas de sedimentos disponíveis pode gerar estimativas razoáveis.

As estimativas do transporte de sedimentos são normalmente desenvolvidas a partir de fórmulas ou de relações empíricas desenvolvidas a partir de observações de campo (Wilcock, 2004).

Coiado e Paiva (2008) comentam que diante do grande número de equações e métodos concebidos para estimar a descarga de sedimento nos rios, merece destaque o estudo feito por Einstein, baseado na probabilidade das forças de sustentação, resultando nas equações de Einstein (1942) e Einstein (1950). Até então, eram utilizadas equações do tipo Duboys (1879).

As primeiras tentativas relatadas por Walling & Webb (1996), em gerar estimativas do fluxo total de sedimentos suspensos a partir dos continentes para os oceanos foram geradas por Fournier (1960), que teve como um dos principais problemas enfrentados, a falta de dados em relação aos maiores rios e para as maiores áreas do globo. Em face da escassez de dados Fournier (1960) superestimou a produção de sedimento em suspensão para um valor de 51.1×10^9 t.

O fluxo de sedimentos para o mar é um dos componentes mais importantes no ciclo sedimentológico da terra e também é o principal fator de influência nos processos de interações continente-oceano nas zonas costeiras. Até agora, muitos estudos têm sido realizados nesta área, mas a maioria das pesquisas está relacionada com rios com concentrações de sedimentos relativamente baixas (Jiongxin, 2002).

As atividades humanas como construções de barragens e reservatórios d'água em particular, seriam os principais responsáveis pela redução na transferência de sedimentos do continente para as áreas costeiras (Zhang *et al.*, 2009).

A erosão continental e a posterior transferência dos produtos da erosão (os sedimentos) para os oceanos desempenham um importante papel para o entendimento de muitas atividades de significância global, como a evolução da costa da terra, as mudanças climáticas, a erosão ou a formação do solo, o ciclo biogeoquímico de nutrientes e poluentes, etc. Os dois processos fundamentais do intemperismo químico e físico (mecânico) atuam de forma complementar e resultam em cargas de sedimento suspenso e de fundo nos rios. As quantidades de sedimentos transportadas para os rios são as fontes de entradas mais importantes para os oceanos (Chakrapani, 2005). Ainda segundo Chakrapani (2005), os estuários e as zonas costeiras são grandes receptores de sedimentos, as alterações no suprimento de sedimento nos rios podem causar consideráveis mudanças na formação do litoral. (Chakrapani, 2005).

O estado de Pernambuco apresenta ao longo de seu litoral, trechos vulneráveis a erosão costeira (Gregório *et al.*, 2004). Manso *et al.* (2006) relata que os primeiros registros sobre erosão no litoral de Pernambuco ocorreram com a construção e a ampliação do Porto do Recife no início do século XX, por volta de 1914, que modificaram as condições de equilíbrio das correntes litorâneas.

A formação e expansão da cidade do Recife, capital do Estado de Pernambuco, localizada na região nordeste do Brasil, teve a contribuição do Rio Capibaribe, o qual é o principal curso d'água da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe, que representa o sistema hídrico mais importante desta cidade, (Melo, 2003).

O Rio Capibaribe é um dos principais patrimônios hídricos do Estado de Pernambuco. Esse rio abastece 43 municípios e 3.474.198 habitantes, que residem especialmente na zona urbana da Região Metropolitana de Recife. O Rio Capibaribe nasce entre as cidades de Jataúba e Poção, e escoar por vários

centros urbanos, onde serve para drenar os efluentes industriais e domésticos, (SRH/CPRH, 2002).

REFERÊNCIAS

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia prática. Rio de Janeiro: CPRM. 1994, 374 p.

CHAKRAPANI, G.J. Factors controlling variations in river sediment loads. *Current Science*, v. 88, n. 4, 25 February, 2005.

COIADO, E.M; DE PAIVA, L.E.D. Análise sobre algumas fórmulas para cálculo do transporte de sedimento na camada de leito. In: IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, ABRH. 20p. 2008.

DUBOYS, M.P. The Rhone and the erodible bed rivers. *Annals of bridges and breeches*. vl.18, p.141-195, 1879.

EINSTEIN, H. A. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. Department of Agriculture, Soil Conservation Service. Technical bulletin. nº.1026. 1950. 79p.

FOURNIER, F. *Climat et Erosion*. PUF, Paris. 1960.

GREGÓRIO, M. N.; ARAÚJO, T. C. M.; VALENÇA, L. M. M. Variação sedimentar das praias do Pina e da Boa Viagem, Recife (PE) Brasil. *Tropical Oceanography*. v.31, n.1, p. 39-52, 2004.

HOSSAIN, M. M.; RAHMAN M. L. Sediment transport functions and their evaluation using data from large alluvial rivers of Bangladesh. In: *Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes*. IAHS Publ. n. 249, p.1 – 8, 1998.

JIONGXIN, X. Sediment flux into the sea as influenced by different source areas in the drainage basin: example of the Yellow River, China. *Hydrological Sciences*, v. 47, n.2, April 2002.

MANSO, V.A.V.; COUTINHO, P.N.; GUERRA, N.C.; SOARES JUNIOR, C.F.A. Pernambuco, in: *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. p.179-196, 2006.

MELO, M. O. “A paisagem do rio Capibaribe: um recorte de significados e representações” Tese de Doutorado em Geografia, Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2003.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; RIBEIRO, G. S. Estimativa da umidade antecedente do solo e sua influência na produção de sedimentos. In: VII Encontro nacional de engenharia de sedimentos (VII ENES), Porto Alegre – RS Anais. 2006. 20p.

SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS/CPRH. Sub-Programa de Desenvolvimento Sustentável de Recursos Hídricos para o Semi-Árido Brasileiro – PROÁGUA. Diagnóstico e Estudos Básicos. Pernambuco, 2002. 201 p.

SIMONS, D. B.; SENTURK, F. Sediment transport technology. Colorado State University. Fort Collins, CO. 1997. 897p.

WALLING, D. E.; WEBBE, B. W. erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publication. n. 236, 1996.

WALLING, D. E. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*. v.79, n.3, p.192- 216, 2006.

WALLING, D.E. (1990) Linking the field to the river: sediment delivery from agricultural land. In: *Soil Erosion on Agricultural Land*. Ed.: BOARDMAN, J.;

WALLING, D.E.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global Planetary Change*, 39, pp.111–126. 2003.

WILCOCK, P. R. Sediment transport in the restoration of gravel-bed rivers. In: *World Water & Environmental Resources Congress (2004)*, Salt Lake City, Utah, p.1-11, 2004. (CD-ROM).

ZHANG, Q.; XU, C. Y.; SINGH, V.P. ; YANG, T. Multiscale variability of sediment load and streamflow of the lower Yangtze River basin: Possible causes and implications. In: *Journal of Hydrology*. v. 368, p 96–104, 2009.

CAPÍTULO I

PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO E DE FUNDO DO RIO CAPIBARIBE QUE APORTA NA ZONA COSTEIRA DA REGIÃO METROPOLITANA DO RECIFE

RESUMO

Os sedimentos produzidos nas bacias hidrográficas são transportados pelos rios em direção as zonas costeiras. Muitos pesquisadores, desde a década de 60 tentam estimar a quantidade de sedimentos produzidos no continente e transportados em direção aos oceanos. Muitas atividades antrópicas influenciam nessa capacidade de transporte o que pode acarretar em um acúmulo ou déficit de sedimento nas zonas costeiras, e com isso ocasionando os processos de deposição ou erosão. O Estado de Pernambuco apresenta ao longo do seu litoral trechos susceptível a erosão costeira, onde a costa da Região Metropolitana do Recife (RMR) recebe aporte de sedimento produzindo das bacias hidrográficas dos rios Beberibe, Capibaribe, Jaboatão e Timbó. O presente trabalho teve como objetivo determinar a atual taxa de produção de sedimentos da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Para tal foram realizadas campanhas de medição direta durante o período chuvoso e não-chuvoso dos anos de 2009 e 2010 seguindo a metodologia da amostragem por igual incremento de largura (IIL), utilizando-se o amostrador DH-48 para amostragem do sedimento em suspensão e para amostragem do sedimento de fundo o amostrador o US BLH-84. Observou-se a ocorrência de maiores concentrações de sedimento em suspensão no período chuvoso com um valor equivalente a $594,95 \text{ mg L}^{-1}$ para o ano de 2009 e $1.071,55 \text{ mg L}^{-1}$ para o ano de 2010. A produção de sedimento em suspensão do período chuvoso foram de $3,42 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $3,75 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente, para os anos de 2009 e 2010. Os sedimentos de fundo do Rio Capibaribe tiveram distribuição uniforme ao longo do leito e distribuída de forma bem graduada. A produção de sedimentos total do Rio Capibaribe nos anos de 2009 e 2010 foi baixa, por conta da ação da retenção de sedimentos pelas barragens, geradoras de déficit do fluxo de sedimentos, tanto suspenso quanto de fundo, na Zona Costeira da Região Metropolitana do Recife.

Palavras chaves: Barramentos, erosão costeira, bacia hidrográfica, concentração de sedimento.

ABSTRACT

The sediments produced in watersheds are transported by rivers towards the coastal zones. Many researchers have tried to estimate the amount of sediment produced on the continent and transported toward the ocean since the 60's. Moreover, many anthropogenic activities influence in transport capacity which may result in an accumulation or deficit of sediment in coastal areas. The state of Pernambuco shows along its coastline stretches susceptible to coastal erosion, where the coast of the Metropolitan Region of Recife (RMR) receives delivery of sediment produced in various rivers, such as, Beberibe, Capibaribe, Jaboatão and Timbó. The current study had the aim of determinate the current rate of the sediment yield in Capibaribe watershed. Thereby, collect measurement were carry out during the rainy season and non-rainy years of 2009 and 2010 following the methodology of equal width increment (IIL) sampling through the DH-48 sampler for suspended sediment sampling and for bedload sampling was used the U.S. BLH-84. The occurrence of higher concentrations of suspended sediment was observed during the rainy season with an amount equivalent to 594.95 mg L^{-1} for the years 2009 and $1071.55 \text{ mg L}^{-1}$ to 2010. The suspended sediment yield of the rainy season was $3.42 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and $3.75 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, respectively, for the years 2009 and 2010. The bedload of Capibaribe had uniform distribution a long the bed and distributed well-graded as well. The total sediment yield in Capibaribe watershed in the years 2009 and 2010 was low due to the action of the sediment retention dams, generating a deficit of sediment flux, both suspended and bedload, in the coastal zone in the Metropolitan Region of Recife.

Keywords: Dams, coastal erosion, watershed, sediment concentration.

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1. A produção de sedimentos de uma bacia hidrográfica

A bacia hidrográfica é uma área de captação natural da água de precipitação que faz convergir o escoamento para um único ponto de saída. A bacia hidrográfica compõe-se de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar em um leito único no seu exutório (Tucci, 1997).

Barrella (2001) comenta que uma bacia hidrográfica pode ser definida como um conjunto de terras drenadas por um rio e seus afluentes, formadas nas regiões mais altas do relevo por divisores d'água, onde as águas das chuvas, ou escoam superficialmente formando os riachos e rios, ou infiltram no solo para formação de nascentes e do lençol freático. As águas superficiais que escoam para as partes mais baixas do terreno vão formando os riachos e rios, sendo que as cabeceiras são formadas por riachos que brotam em terrenos íngremes das serras e montanhas e à medida que as águas dos riachos descem, juntam-se a outros riachos, aumentando de volume e formando os primeiros rios, esses pequenos rios continuam seus trajetos recebendo a água de outros tributários, formando rios maiores até desembocar no oceano.

Lima e Zakia (2000) acrescentam ao conceito geomorfológico da bacia hidrográfica, uma abordagem sistêmica. Para esses autores as bacias hidrográficas são sistemas abertos, que recebem energia através de agentes climáticos e perdem energia através do deflúvio, podendo ser descritas em termos de variáveis interdependentes, que oscilam em torno de um padrão, e, desta forma, mesmo quando perturbadas por ações antrópicas, encontram-se em equilíbrio dinâmico. Assim, qualquer modificação no recebimento ou na liberação de energia, ou modificação na forma do sistema, acarretará em uma mudança compensatória que tende a minimizar o efeito da modificação e restaurar o estado de equilíbrio dinâmico.

A produção de sedimento é a carga de sedimentos normalizada para a área da rede de drenagem e é o resultado dos processos de erosão e deposição que ocorre dentro de uma bacia hidrográfica. Assim, a produção de

sedimentos é controlada por aqueles fatores que controlam a erosão e o aporte de sedimento dentro da bacia, incluindo a topografia local, as propriedades do solo, clima, cobertura vegetal, morfologia de captação, características de drenagem e o uso da terra (Walling, 1994; Hovius, 1998).

Segundo Walling & Webb (1983), a produção específica de sedimentos é uma medida do sedimento exportado por unidade de área, por exemplo, em $t\ km^{-2}\ ano^{-1}$. A produção específica de sedimento é dada nas mesmas unidades, e por isso, tem sido relacionada com as taxas de erosão do solo obtidas a partir de estudos de erosão, e de pesquisas sobre como a produção específica de sedimentos é influenciada pelo clima, relevo, tipo de solo, rede de drenagem, vegetação, e o uso do solo, que levaram a importantes esclarecimentos sobre os efeitos desses fatores controladores do fluxo de sedimentos e na denudação pela ação da erosão continental.

Ainda de acordo com Walling (2003) e Walling (2006), a transferência de sedimentos do continente para o mar pelos rios é uma componente chave para o sistema de erosão global e fornece uma medida geral da taxa de erosão continental. Com a ameaça das mudanças globais, muitos pesquisadores têm avaliado as alterações no escoamento e no transporte de sedimentos pelos rios, e observaram diminuição global no transporte sedimentos nos rios nos últimos anos.

Walling (2003); Walling (2005) e Walling (2006) realizando extensos trabalhos para avaliar as mudanças anuais no escoamento e no transporte de sedimento, em estações de medições localizadas à jusante de 142 rios no mundo constataram que em relação ao escoamento houve um aumento em 8,5 % dos rios, um decréscimo em 22,5 % e mantiveram-se estáveis 69% dos 142 rios avaliados. Quanto ao transporte de sedimentos esses autores constaram que em 2,8 % dos rios houve um aumento, 47,9 % redução, e 49,3 % mantiveram sua estabilidade anual em relação ao transporte de sedimentos.

Bogen & Ottesen (2008), comparando o transporte anual de sedimentos nos 20 maiores rios da Terra, comenta que não existe uma relação direta entre o volume da carga de sedimento e o tamanho das bacias hidrográficas (Tabela 1). No entanto, é indicado que um pequeno número de rios fornece em grande parte o fluxo total de sedimentos para os oceanos. A soma da carga de

sedimentos produzida pelos 20 rios fornece quase a metade da carga de sedimento global de $13.500 \times 10^6 \text{ t ano}^{-1}$ estimada por Milliman e Meade (1983). Pain (2004) comentou as atuais estimativas globais da carga de sedimento propostas ao longo das duas últimas décadas, e constatou que todas estão na faixa de $13.500 - 22.000 \times 10^6 \text{ t ano}^{-1}$.

Tabela 1 – Carga de sedimento nos maiores rios e a carga total de sedimento total.

Rios	Área (x 10^3 km^2)	Carga de sedimento (x 10^6 t ano^{-1})
Amazonas	7.180	363
Mississipi	3.221	230
Paraná	890	90
Colorado	629	135
Congo	3.822	65
Nigéria	430	40
Nilo	2.881	178
Yangtze	1.980	486
Rio amarelo	745	1.600
Indus	960	100
Ganges / Bhramaputra	1.480	1.670
Mekong	783	150
Irrawaddy	431	170
Flux to arctic Ocean By major Rivers Excluding Calvin		340
Soma		5.650
Total (global)		13.500

Fonte: Bogen & Ottesen, 2008.

1.1.2. Fluxo de sedimento suspenso

O transporte de sedimentos particularmente em rios é importante para o ciclo geoquímico global, Ludwig *et al.*, (1996) e, Segundo Wang e Dittrich (1999) e Wang e Wu (2001), esse é um processo complexo devido às propriedades do sedimento (densidade, forma, velocidade de queda, coesivo e não coesivo, uniformidade, arredondamento, etc.) e dos parâmetros hidráulicos do escoamento.

O princípio básico do transporte de sedimento refere-se à competência do fluxo de retirar as partículas do estado de inércia e mantê-las em movimento por um dado período de tempo. Isso remete ao conceito de velocidade crítica, sendo essa o limite de magnitude do fluxo que garante o deslocamento dessas partículas (Whitehouse *et al.*, 2000; Nichols, 1999; Sousby, 1997). A movimentação do sedimento depende da velocidade do fluxo, que deve ser capaz de vencer a resistência ao cisalhamento do grão, assim como das propriedades do sedimento, tais como tamanho do grão, composição e grau de arredondamento (Lopes *et al.*, 2003; Suguio, 2003).

O sedimento pode ser transportado até a jusante como carga de fundo (que se movem ao longo do leito do rio, saltitando ou deslizando) e como carga suspensa (quando o sedimento é suspenso pelo fluxo e pela turbulência do escoamento) (Fig. 01). Geralmente a contribuição da carga de fundo é bastante discutida, Mead *et al.*, (1990), relatam que essa contribuição é tão pouca que pode chegar a 1 % da produção anual de sedimento, enquanto que a carga de sedimento em suspensão pode chegar a 70 % dessa produção. Por outro lado Yang (1996) comenta que a contribuição dessa carga de fundo é cerca de 5 – 25 % da carga em suspensão.

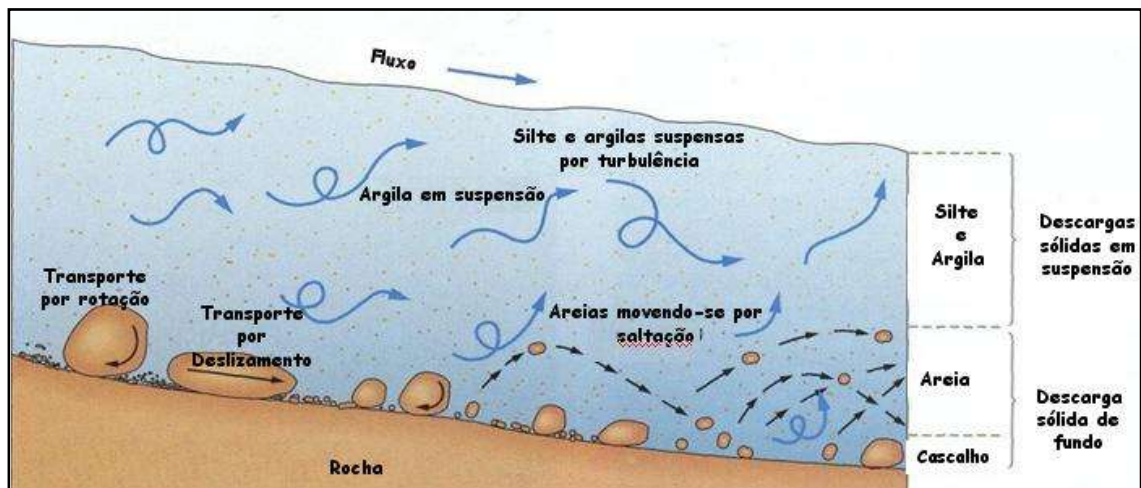


Figura 01- Formas de transporte de sedimento. Fonte: Google/imagens – modificada.

A carga sólida em suspensão compreende as partículas de granulometria reduzida (silte e argila) que por serem pequenas se conservam em suspensão pela turbulência do fluxo. Ward & Trimble (1995), afirmam que a carga em suspensão pode representar mais de 90 % do material total transportado. As partículas de granulometria maior, como as areias e cascalhos, são transportadas rolando, deslizando ou saltando ao longo do leito dos rios.

De acordo Lajczak & Jansson (1993), o conhecimento das variações sazonais da produção de sedimento em suspensão fornece importantes informações sobre os impactos ambientais na produção de sedimento. Esses impactos podem ser fortemente afetados pela ação humana tanto reduzindo ou aumentando a carga de sedimento em suspensão nos rios. Ainda segundo Lajczak & Jansson (1993), o uso mais adequado do solo, reflorestamento, especialmente como resultados dos reservatórios, reduzem a quantidade de sedimento em suspensão nos rios, por outro lado, atividades como desmatamento, queimadas, mau uso do solo, obras reguladas nos rios etc., ocasionam um aumento na produção de sedimento em suspensão.

O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios é formado por uma mistura de sedimentos provenientes de diferentes fontes, cuja identificação permite avaliar as implicações das práticas conservacionistas sobre a erosão hídrica. Além disso, a identificação das fontes de sedimentos é importante para

possibilitar a validação de modelos matemáticos distribuídos de produção de sedimentos (Walling *et al.*, 2003).

Estudo desenvolvido por Lima *et al.*, (2006), no sentido de estimar o fluxo de sedimentos em suspensão no exutório de grandes bacias brasileiras, apresentou resultados para a descarga sólida em suspensão médias que variaram de um valor mínimo de $1,83 \times 10^6 \text{ t ano}^{-1}$ para o rio São Francisco a um máximo de $810 \times 10^6 \text{ t ano}^{-1}$ para o rio Amazonas. Pertinente a concentração média de sedimentos em suspensão, o mesmo estudo mostrou resultados entre um valor mínimo de $8,84 \text{ mg L}^{-1}$ para o rio Tocantins e um máximo de $386,25 \text{ mg L}^{-1}$ para o rio Doce. A tabela 2 apresenta um resumo dos principais valores encontrados por (Lima *et al.*, 2006).

Tabela 02 – Resumo dos dados hidrológicos e hidrossedimentológicos das estações de jusante de alguns grandes rios brasileiros, 2006.

Estação	Código	Rio	A.Dren. (km ²)	Q (m ³ /s)	Q.esp. (L.s ⁻¹ .km ⁻²)	Qss (t.ano ⁻¹)	Qss.esp. (t.km ⁻² .ano ⁻¹)	Css (mg.L ⁻¹)
Obidos*	11400000	Amazonas	4.800.000	172.000,0	35,8	$810,00 \times 10^6$	168,8	149,33
Luzilândia	34879500	Parnaíba	300.000	694,8	2,3	$6,06 \times 10^6$	20,2	276,59
Porto Guaiará	64843000	Paraná	802.150	9.381,2	11,7	$8,28 \times 10^6$	10,3	27,97
Estreito do Iguaçú - novo	65986000	Iguaçu	63.236	1.767,9	28,0	$2,23 \times 10^6$	35,3	40,00
Porto Esperança**	66960008	Paraguai	363.500	2.150,0	5,9	$7,33 \times 10^6$	20,2	108,11
Uruguaiana	77150000	Uruguai	163.547	4.687,8	28,7	$3,59 \times 10^6$	22,0	24,31
Colatina	56994500	Doce	75.800	921,0	12,2	$11,22 \times 10^6$	148,0	386,25
Campos – Ponte Municipal	58974000	Paraíba do Sul	55.500	791,4	14,3	$4,35 \times 10^6$	78,8	174,47
Própria***	49705000	São Francisco	623.500	2.119,5	3,4	$1,83 \times 10^6$	2,9	27,38
Tucuruí****	29700000	Tocantins	742.300	10.981,0	14,8	$3,06 \times 10^6$	4,1	8,84
TOTAL			7.989.533	205.494,6	25,7	$857,95 \times 10^6$	101,1	124,67

A.Dren.: área de drenagem; Q: vazão média; Qss: descarga sólida em suspensão média; Qss esp.: descarga sólida em suspensão específica média; Css: concentração média de sedimentos em suspensão.

* Guyot *et al.*, (2005); ** Carvalho *et al.*, (2005); *** Lima (2001); **** Lima *et al.*, 2003.

Zabaleta *et al.*, (2007) mostraram a variabilidade na produção de sedimentos em suspensão em uma bacia hidrográfica de evento para evento, e associaram esta variação a diferentes caminhos em proporção aos fatores físicos e antropogênicos que controlam a produção e o transporte de sedimentos que interagem em cada evento.

A distribuição vertical (Fig.02) do tamanho de partículas de sedimento suspenso pode variar entre rios e entre seções transversais de um mesmo rio, porém, como regra geral as partículas mais finas são distribuídas uniformemente ao longo da vertical, e as partículas mais grossas estão concentradas junto ao fundo do rio (Carvalho, 1994).

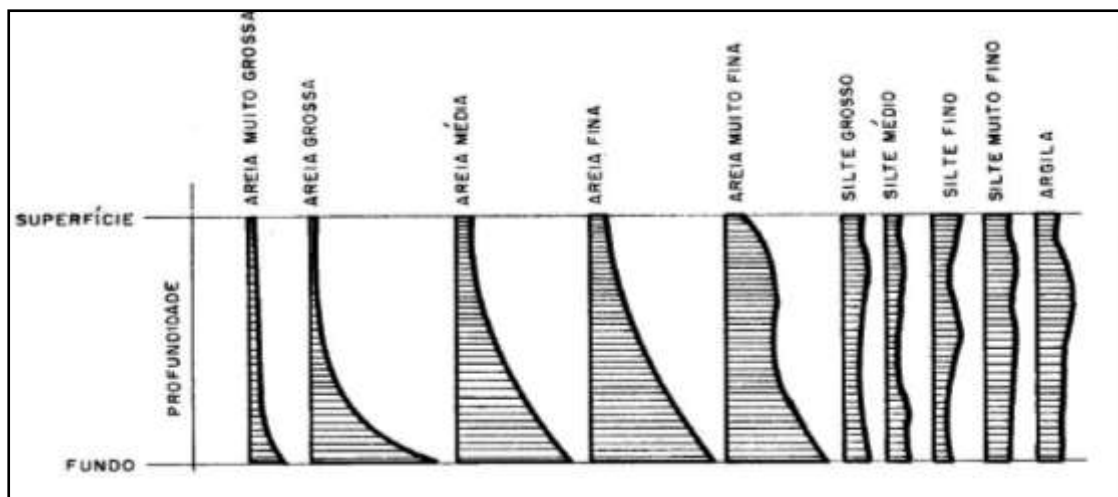


Figura 02 – Distribuição da concentração na vertical para materiais de tamanhos variados que podem ser encontradas em um curso d'água. Fonte: Carvalho (1994).

Além da distribuição do tamanho das partículas, os sedimentos também são classificados como coesivos e não coesivos. Segundo Berlamont *et al.*, (1993), os sedimentos coesivos são uma mistura de argila, silte, areia e matéria orgânica, nos quais as forças que atuam sobre essas partículas são significantes e fazem com que crie uma atração entre uma partícula e a outra e com essa atração elas se prendem umas as outras. Os sedimentos não coesivos (as areias) são aquelas nas quais as forças de atração que prendem as partículas umas nas outras não são significantes, pois não criam uma atração entre as partículas.

Santos *et al.*, (2001), salientaram 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

1.1.3. Fluxo do sedimento de fundo

Ward & Trimble (2004) definem como sedimento de fundo, os sedimentos transportados junto e ao longo de um leito de um canal por uma combinação de deslizamento, rolamento e saltação que contribui para a construção de dunas e bancos de areia no canal principal.

Segundo Parker e Toro-Escobar (2002) quando um canal é composto por sedimento não coesivo, mas heterogêneo quanto ao tamanho, o sedimento de diâmetro maior é mais facilmente arrastado devido a sua maior exposição às forças de elevação e de arraste, enquanto o sedimento arenoso de tamanho menor é mais difícil de entrar em movimento, devido ao efeito de sombreamento das partículas menores pelas maiores, o que acarreta em menor exposição à força de arraste. Portanto, um curso de água deve mover metade de sua carga anual de cascalho com sedimento de granulometria maior e, a outra metade da carga é de sedimento mais fino, mas com a mesma taxa. Isso desafia a teoria tradicional de transporte seletivo, que afirma que a magnitude da carga de fundo é diretamente proporcional às forças de deslocamento (Marion & Weiric, 2003).

O transporte de sedimento de fundo depende de muitas variáveis embora, seja predominantemente em função da capacidade de transporte do fluxo. As muitas variáveis envolvidas no transporte do sedimento de fundo podem dificultar a sua medição. Os erros são normalmente associados com os equipamentos de amostragem, bem como as extremas variações espaciais e temporais na taxa de transporte (Knighton, 1998).

Fontes de suprimentos de sedimentos locais e remotas interagem com a seqüência de fluxos criando uma variabilidade temporal e espacial no transporte de uma seção transversal, em outras palavras, o sedimento estará disponível em diferentes instantes e em diferentes locais durante um evento. Quando o fluxo aumenta, novas fontes são acessadas, por exemplo, canais com altas dunas tem pouco sedimento mobilizado no seu topo, enquanto em canais largos, lâminas rasas podem mobilizar o sedimento rapidamente (Sear, 2002).

O movimento do sedimento de fundo ao longo de barreiras, ondulações, dunas, e as variações no suprimento, além da limitação da eficiência da amostragem de fundo dos sedimentos de tamanhos diferentes, tornam a amostragem da carga de fundo de difícil precisão (Gordon *et al.*, 2004; Chorley *et al.*, 1985).

Segundo Wren & Kunhle (2008) existem basicamente três tipos de amostradores que possibilitam medir a descarga sólida do leito: aqueles que compreendem estruturas construídas sobre o leito com a finalidade de capturar os sedimentos durante o transporte desses; amostradores portáteis; amostradores considerados não invasivos. Entre esses amostradores considera-se que as estruturas de captura de sedimentos como o mais eficiente para medições de descarga sólida, porém de instalação cuidadosa e de custos elevados. Determinações não invasivas ainda não permitem a obtenção de leituras confiáveis para serem utilizadas, enquanto que o uso de amostradores portáteis apresenta como vantagens o baixo custo e facilidade de uso. Por outro lado, esse método envolve um considerável esforço de campo devido à elevada variabilidade espaço-temporal do fluxo de sedimentos.

Equipamentos de amostragem do tipo portátil têm sido construídos para medir sedimentos com granulometria variável entre 1 a 300 mm e normalmente são do tipo amostrador de rede, panela ou de diferença de pressões (Hubbel, 1964). No caso dos amostradores que compreendem as estruturas construídas sobre o leito e os amostradores portáteis, durante a captura dos sedimentos, causam um aumento da resistência ao escoamento e com isso promovem uma redução da velocidade do mesmo (redução da tensão cisalhante do escoamento), e conseqüentemente ocorre uma redução na taxa de transporte de sedimentos na proximidade do amostrador (Wren & Kunhle, 2008). No caso dos amostradores que utilizam a diferença de pressão essa condição é prevista para eliminar a redução da velocidade da água e conseqüentemente de possíveis variações que possam vir a causar a descarga sólida do leito. Os amostradores com diferencial de pressão foram construídos de forma a criar um gradiente de pressão (maior pressão na entrada e menor na saída), e com isso garantir uma eficiência hidráulica (relação entre a velocidade do escoamento na posição de captura dos sedimentos sobre a velocidade do

escoamento local) adequada de forma a não interferir no fluxo de sedimentos que se encontra em movimento no leito (Merten, 2008).

O amostrador BLH-84 foi testado e aprovado pela Federal Interagency Sedimentation Project – FISP como um amostrador padrão para determinação da descarga sólida do leito de sedimentos que variam entre 1 a 38 mm e, apresenta uma eficiência de amostragem (relação entre a quantidade de sedimentos que é amostrada sobre a quantidade de sedimentos que é transportada) considerada adequada podendo esta eficiência variar entre 100 a 140% (Merten *et al.*, 2008).

1.2. Fluxo de sedimentos do continente para o oceano

A transferência de sedimentos dos continentes para os oceanos pelos rios é a forma chave de transferência de material no planeta terra (Walling, 2006), com estimativa realizada por Syvitski *et al.*, (2003) de 95 % do total de sedimento que aporta nos oceanos, ficando o restante com a erosão eólica, transporte por gelo glacial e a erosão das faces costeiras.

O fluxo de sedimentos para o mar tem sido tema de grande preocupação mundial nos últimos anos. A variação no fluxo de sedimentos em sistemas fluviais causados por mudanças naturais e antrópicas nas bacias de drenagem tem consideráveis implicações ambientais para os deltas e para as feições costeiras. Dessa maneira, se tem concluído que as atividades humanas e as mudanças climáticas são os fatores mais importantes a influenciar o fluxo de sedimentos dos rios e dos sistemas aluviais (Syvitski *et al.*, 2003; Syvitski *et al.*, 2005; Walling, 2006) e a interceptação de sedimento pelas barragens é a principal causa de declínio do fluxo de sedimento para os oceanos (Vörösmarty *et al.*, 2003).

As primeiras tentativas relatadas por Walling & Webb (1996), em gerar estimativas do fluxo total de sedimentos suspensos a partir dos continentes para os oceanos foram geradas por Fournier (1960), que teve como um dos principais problemas enfrentados, a falta de dados em relação aos maiores rios e para as maiores áreas do globo. Em face da escassez de dados Fournier

(1960) superestimou a produção de sedimento em suspensão para um valor de 51.1×10^9 t.

Como inicialmente enfatizado por Fournier (1960), os dados da produção de sedimentos dos rios do mundo fornece um meio valioso de estudar o sistema de erosão no continente. O aumento acentuado na disponibilidade de dados que tem ocorrido nos últimos anos, agora oferece uma base válida para estimar o fluxo anual de sedimentos em suspensão da terra para os oceanos e estabelece as principais características da variação global da produção de sedimentos na superfície do globo. No âmbito, existe agora uma análise mais detalhada dos dados disponíveis e dos padrões envolvidos, a fim de estabelecer os maiores controles sobre a magnitude e variabilidade espacial da produção de sedimentos (Walling & Webb, 1996).

O fluxo de sedimentos dos rios para os oceanos é influenciado por um conjunto de fatores que determinam o suprimento de sedimento das áreas de vertente mais alta para os sistemas fluviais, e o transporte e deposição nos canais aluviais. Assim, é razoável supor que qualquer mudança na dinâmica da produção e na dispersão dentro de uma bacia hidrográfica irá desencadear uma mudança correspondente no exutório das bacias (Milliman & Meade, 1983; Hay, 1994; Milliman, 2001; Syvitski & Milliman, 2007).

1.3. Influência das barragens na retenção de sedimentos

A discussão sobre o impacto de barragens é preocupação internacional, pelo World Commission on Dams - WCD, (2000); Vörösmarty *et al.*, (2003), e também, Medeiros (2003); e Souza & Knoppers (2003), da Engenharia de sedimentos no Brasil.

Os cinco países com a maior concentração de Barragens no mundo totalizam cerca de 80 % das grandes barragens, sendo a China, que antes de 1949 possuía apenas 22 grandes barragens, possui hoje sozinha quase a metade das grandes barragens do mundo, a se considerar as 22 mil barragens estimadas pelo World Commission on Dam (WCD). Os Estados Unidos possuem atualmente mais de 6.390 grandes barragens, a Índia mais de 4.000,

o Japão e Espanha entre 1.000 e 1.200 grandes barragens cada uma (WCD, 2000).

Segundo o Comitê Brasileiro de Grandes Barragens, tem-se cadastrado cerca de 370 grandes barragens Brasileiras, onde cerca de 180 destas têm com função principal o uso para Irrigação, 155 barragens para a geração hidrelétrica e 35 cuja função é para demais usos, como perenização de rios, acumulação, regularização e controle de cheias.

Estimativas do impacto da construção de barragens no fluxo sedimento estão disponíveis para vários rios, e os exemplos das maiores reduções na carga de sedimento estão na Tabela 03. Em muitos casos a redução da carga de sedimento chega a ser superior a 75 %. O Rio Nilo, fornece um clássico exemplo de como as barragens interferiram na produção de sedimentos para o Mar Mediterrâneo, no período pré-barramento, a carga de sedimento era de 100 Mt ano⁻¹, e após a construções das barragens passou a ser efetivamente nula (Walling, 2006).

Tabela 03. Algumas estimativas para o impacto significativo dos sedimentos retidos pelas barragens nos maiores rios.

Rios	País	Redução na carga de sedimento (%)
Nilo	Egito	100
Orange	Africa do Sul	81
Volta	Gana	92
Indus	Paquistão	76
Don	Rússia	64
Krishna	Índia	75
Ebro	Espanha	92
Kizil Irmak	Turkya	98
Colorado	USA	100
Rio Grande	USA	96

Baseado nos dados de Vörösmarty *et al.*, (2003).

Vörösmarty *et al.*, (2003), estimam que mais de 40 % do fluxo global de sedimentos transportado pelos rios, atualmente é interceptado por grandes reservatórios, que são os que tem capacidade máxima de armazenamento $\geq 0,5 \text{ km}^3$. Os sedimentos retidos pelas barragens exercem o principal impacto sobre o fluxo de sedimentos dos continentes para os oceanos. A magnitude desses impactos varia de continente para o continente, em resposta à distribuição espacial da capacidade de armazenamento dos reservatórios e da carga de sedimentos dos rios barrados. A china destaca-se com a região onde as barragens exercem o maior impacto no fluxo de sedimentos pela retenção de sedimentos, seguida pelos Estados Unidos, restante da Ásia, Europa, África e America do Sul.

Walling (2006), a partir da reunião de trabalhos e de análises de dados de séries históricas, evidencia os impactos humanos que afetam a transferência de sedimentos continente-oceano, destacando como uma das principais intervenções os reservatórios construídos em canais fluviais, responsáveis pela redução no transporte de carga de sedimentos dos grandes rios do mundo. Ainda Walling (2006) ressalta o caso do rio São Francisco – Brasil, que após a construção da barragem de Sobradinho em 1978 houve uma redução de 80 % na produção anual de sedimento de $11,0 \text{ Mt ano}^{-1}$ para $2,0 \text{ Mt ano}^{-1}$.

Conforme exposto por Coelho (2008), um rio de características naturais possui uma dinâmica hidrológica própria que resulta em uma morfologia peculiar. Qualquer modificação sofrida por este rio, a exemplo da construção de uma barragem, resulta em uma mudança significativa no seu regime hidrológico, sobretudo, em seu segmento a jusante. A magnitude do impacto da barragem depende de uma série de características e aspectos, sendo pontuados os mais comuns, a partir dos estudos de Coelho (2007); Miranda (2001); Brandt (2000); Müller (1995) e Cunha (1995).

Brandt (2000) chama atenção para dois efeitos relacionados às mudanças no regime hidrológico do rio, a jusante das barragens. O primeiro diz respeito ao fluxo de água (efeitos semelhantes aos padrões de liberação) e o segundo ao fluxo de sedimento, ambos interagindo de acordo com a particularidade de cada represa, determinando, por sua vez, mudanças nos processos morfológicos do canal após a barragem.

As barragens e seus reservatórios alteram a carga anual e a pulsação natural do aporte fluvial de água e matéria à zona costeira. Os impactos destas alterações à zona costeira dependem da interação entre inúmeros fatores, tal como o gerenciamento operacional das barragens em função da demanda dos seus serviços à sociedade (energia, irrigação, controle de cheias), do potencial de retenção e transformação de matéria em função da idade e do tempo de residência das águas dos reservatórios, como também da recarga de água e matéria entre o trecho jusante das barragens à costa (Vörösmarty *et al.*, 2003).

Ao acumular água durante a estação chuvosa, estas represas alteram, expressivamente, a vazão normal do rio e de seus tributários ocorrendo à liberação em grande escala da água represada (aumento da vazão), esta lavará a calha do rio e transportará o material já depositado (Lima *et al.*, 2001).

Segundo Santos (2010), a formação de um reservatório para a construção de uma barragem implica na modificação nas condições naturais dos cursos dos rios, gerando assim uma redução na velocidade da corrente e conseqüentemente na capacidade de transporte de sedimentos pelo rio, favorecendo sua deposição nos reservatórios, que aos poucos vão perdendo sua capacidade de armazenar água, devido ao depósito de sedimentos que vem junto com as águas do rio.

A retenção de sedimentos no reservatório, tanto a areia quanto o sedimento fino (silte, argila e outros colóides), rompe o equilíbrio sedimentológico e ambiental da bacia hidrográfica com reflexos, por vezes dramáticos, na região estuarina e costeira aonde, finalmente, ela vem a desaguar (Bandeira, 2005; Bandeira, 2008). Com isso, a preocupação com os efeitos físicos decorrentes da construção das barragens a jusante de canais fluviais é praticamente recente. Entretanto, o grande número de construções de reservatórios nas últimas décadas despertou a atenção de pesquisadores, que contribuíram substancialmente com novos estudos dos efeitos dessas obras, (Petts & Gurnell, 2005).

1.4. Suprimento de sedimentos as praias

As plataformas continentais são influenciadas pelas descargas fluviais e altamente produtivas, devido principalmente a disponibilidade de nutrientes. Por outro lado, estas plataformas são vulneráveis e altamente influenciadas pela introdução de materiais de origem continental produzido ou não pela atividade humana. A descarga continental é responsável por carregar sedimentos finos para as regiões costeiras. De acordo com as condições dinâmicas e os padrões de dispersão e deposição destes sedimentos, características morfológicas podem ser criadas ao longo destas regiões sendo modificadas em uma larga escala de variabilidade espacial e temporal (Wright e Friedrichs, 2006).

De acordo com Wright e Nittrouer (1995) os sedimentos de origem fluvial são disperso nas zonas costeiras dos oceanos por uma variedade de processos ao longo de uma ampla escala temporal e espacial. Desde o momento que eles saem da desembocadura do rio até se tornarem parte de um registro geológico. Os sedimentos derivados normalmente de sistemas fluviais sofrem vários ciclos de transporte, deposição e reentrada em movimento. A natureza e a intensidade dos processos que dominam esses estágios de dispersão de sedimentos são dependentes de fatores como as taxas de descargas de líquida e de sedimentos do sistema fluvial.

As praias, em geral são ambientes altamente dinâmicos, e estão constantemente sofrendo alterações morfológicas resultantes de variações no regime energético incidente (clima de ondas), na variação do nível d'água (eventos de tempestade), e desequilíbrios no suprimento sedimentar local (Short, 1999; Klein, 2004).

As praias constituem sistemas dinâmicos, onde elementos básicos como ventos, água e areia interagem, resultando em processos hidrodinâmicos e complexos deposicionais (Brown & Mclachlan, 1990), e compreendem uma porção de área (supra e médio litoral) e outra subaquática que inclui a zona de arrebenção e se estende até a base orbital das ondas (Wright & Short, 1983).

Essas alterações morfológicas fazem com que cada segmento de litoral adquira um equilíbrio dinâmico, onde processos que ocorrem em intervalos

curtos de tempo, geralmente em escalas locais, alteram o balanço momentâneo do transporte da areia pelo sistema fluvial (Addad, 1997).

Podemos citar como contribuinte para a aceleração dessas alterações, as atividades agrícolas não conservacionistas, construção de estradas sem um sistema eficiente de amortecimento das correntes de drenagem produzidas, construção de barragens, pontes, retificações e canalizações, atividades de extração de areia e mineração na calha, todos esses fatores contribuem para a deposição de sedimentos não previstos em condições naturais, podendo alterar a direção e as profundidades do escoamento, criar campos de velocidades bi e tridimensionais e provocar focos de erosão e/ou deposição localizados ou distribuídos ao longo do rio (Silva & Wilson Júnior, 2005).

1.5. Erosão costeira

A redução no suprimento de sedimentos dos rios para as zonas costeiras e seu conseqüente impacto sobre o ambiente costeiro, tornou-se um tema global nos últimos anos (Syvitski *et al.*, 2005). Isso ocorre porque a população do mundo está cada vez mais se dirigindo para as áreas costeiras com cerca de 60 % (3,6 bilhão) da população do mundo vivendo dentro dos 60 km das costas oceânicas (UNESCO, 1998).

As linhas de costa no mundo sofreram e continuam a sofrer processos de erosão, em grande parte resultante de conflitos entre ações naturais e atividades antrópicas. A erosão costeira é um problema que vem sendo observado em diferentes costas do mundo, considerando-se atualmente um fenômeno global. Os estudos realizados pela União Geográfica Internacional (UGI), demonstram que 70 % das costas sedimentares do mundo estão passando por erosão, enquanto 10 % estão em progradação e 20% estão estáveis. Cerca de 40 % dos estudos sobre erosão na costa brasileira são referentes às praias arenosas, 20 % das precedidas por escarpas sedimentares, 15 % associadas às desembocaduras de rios e estuários, 15 % as desembocaduras de pequenos canais e 10 % referente as praias em progradação (Muehe, 2006).

As atividades humanas e construções de barragens e de reservatórios d'água em particular, seriam os principais responsáveis pela redução na transferência de sedimentos do continente para as áreas costeiras (Zhang *et al.*, 2009). Walling e Fang (2003) constataram que a construção de reservatórios é o fator que mais exerce influência no fluxo de sedimentos do continente para o oceano.

A erosão costeira no Nordeste está associada a dois fenômenos com escalas temporais distintas. No curto prazo, a erosão é controlada pelas variações no balanço (acúmulo e retirada) de sedimentos na costa. A retirada de sedimentos depende principalmente do regime de ondas, mas também contribuem para isso a diminuição do volume trazido ao litoral pelos rios e a perda de sedimentos das praias para as dunas costeiras pela ação dos ventos. No longo prazo, a erosão costeira é controlada pelas variações históricas do nível do mar (Lacerda *et al.*, 2010).

Ainda segundo Lacerda *et al.*,(2010) as desembocaduras de rios no mar estão entre as áreas mais afetadas, no curto prazo, por alterações do balanço de sedimentos, composto pela descarga de materiais trazidos pelo rio e, por outro lado, pela ação erosiva de correntes marinhas, marés e ondas. Essa mobilidade natural da foz dos rios é afetada diretamente por alterações de origem humana nas bacias fluviais, como a construção de barragens, e é potencializada, hoje, pelas mudanças climáticas globais. No longo prazo, as alterações devidas às mudanças do nível do mar devem ser preponderantes e podem afetar a região costeira como um todo.

Dias (1993), comenta que um efeito de grande relevância induzido pelas barragens é o da eliminação ou amortização das cheias. Sabe-se que a maior parte das areias é transportada para a zona estuarina e para a plataforma interna no período das cheias. Quanto maior a cheia, maior será o volume de sedimentos transportados para o litoral. Eliminando ou diminuindo a ocorrência das cheias e dos picos de cheia, as barragens inibem ou minimizam o transporte de sedimento para a plataforma e, conseqüentemente, a alimentação do litoral. Assim, pode considerar-se que as barragens constituem um dos fatores inibitórios de alimentação sedimentar do litoral de maior importância.

Ainda segundo Dias (1993), existe correlação positiva entre a construção de barragens (que apenas atingiu amplitude relevante neste século), e o suprimento de sedimentos (areias) ao litoral, e com isso, ocasionando conseqüente erosão costeira e recuo da linha da costa.

1.6. Erosão no Litoral Pernambucano

Manso *et al.*, (2006) relata que os primeiros registros sobre erosão no litoral de Pernambuco ocorreram com a construção e a ampliação do Porto do Recife no início do século XX, por volta de 1914, que modificaram as condições de equilíbrio das correntes litorâneas. Tal fato, muito possivelmente pela retirada (dragagem) e mobilização de sedimentos da área, aumentou a quantidade de energia disponível à mobilização e remobilização de sedimentos na região litorânea junto ao Porto do Recife.

O estado de Pernambuco apresenta ao longo de seu litoral, trechos vulneráveis a erosão costeira (Gregório *et al.*, 2004). Esse fenômeno pode ser resultado da combinação de diversos fatores. O aporte sedimentar para as praias é deficiente devido à ausência de grandes rios; a plataforma continental é estreita e dificulta o armazenamento de sedimentos para remobilização; os cordões de arenito submersos na plataforma dificultam a remobilização de sedimentos; a ocupação desordenada do ambiente praial imobiliza as dunas e dificulta a reconstrução das praias no período de verão. A contribuição relativa de cada um desses fatores é pouco conhecida. No entanto, sabe-se que a ocupação do ambiente praial por edificações ou outras estruturas dificulta a sedimentação, impedindo a manutenção do equilíbrio sedimentar natural de cada praia (Esteves & Santos 2001).

Conforme Muehe (1996), as modificações nas taxas de aporte e retirada de sedimentos, alterando o balanço sedimentar de um dado trecho do litoral, tendem a causar problemas sérios em áreas urbanizadas, ou nas quais o uso das praias representa uma importante opção de lazer e de atividade econômica, principalmente quando o balanço é negativo, resultando em erosão.

De acordo com o Programa de Gerenciamento Costeiro de Pernambuco (GERCO/CPRH-PE) a Zona Costeira Pernambucana encontra-se agrupada em três setores: NORTE (Goiana, Itamaracá, Igarassu, Abreu e Lima, Paulista, Itapissuma e Itaquitinga), METROPOLITANO (Olinda, Recife, Jaboatão dos Guararapes, São Lourenço da Mata, Camaragibe e Moreno) e SUL (Cabo de Stº. Agostinho, Ipojuca, Sirinhaém, Rio Formoso, Tamandaré, Barreiros e São José da Coroa Grande), (Agência Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos - CPRH, 2006).

A Zona Costeira Pernambucana do Setor Metropolitano com o centro no porto do Recife possui um estuário comum aos dois rios Capibaribe e Beberibe, e está contornado pelos dois maiores estuário da região que são o rio Timbó, ao norte, e o rio Jaboatão, ao sul. Todos os rios são atualmente receptores de grande carga de efluentes domésticos e industriais produzidos pela Região Metropolitana do Recife (RMR). Dessa forma, toda a faixa costeira de praias importantes tanto para os pernambucanos quanto para os turistas, sofre o efeito direto dos lançamentos dos rios causados pelas suas correntes advectivas, de densidade e turbidíticas que são dominantes durante as marés vazantes de sizígia e, pela progressiva dispersão das suas plumas contaminadoras nas águas litorâneas (CPRH, 2001).

1.7. Importância do Rio Capibaribe para a Região Metropolitana do Recife (RMR)

A Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe é de grande importância para a RMR e, em especial, para a cidade do Recife. O rio corre à montante, na RMR, encaixando em falhas o que confere, em alguns trechos, a falsa impressão de retificação. A bacia, nos últimos anos, tem sido muito estudada visando assegurar a eficiência do controle das cheias, manutenção no abastecimento de água para a população, além da viabilização da sua navegabilidade no seu curso inferior. Na parte Norte da RMR, a jusante do bairro da Várzea até a foz, foi executada retificações no intuito de aumentar a velocidade do fluxo na calha, e com isso, impedindo extravasamento das águas durante grandes precipitações (CPRH, 2006).

O rio Capibaribe é responsável pelo abastecimento de várias cidades de Pernambuco, porém, no baixo Capibaribe, a porção do rio que banha o município de Recife, foi classificado como de qualidade “muito poluída” e seu estuário apresentando “alta ação antrópica”, segundo a Agência Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (CPRH, 2006).

Rio Capibaribe ou rio das Capivaras foi de grande importância para a implantação da cultura canavieira no estado de Pernambuco, devido ao seu tipo de solo, o massapé, terra vermelha e fértil, contribuindo para o desenvolvimento do estado, que não se deu apenas do centro para a periferia, mas também dos engenhos para os centros comerciais (Cavalcanti *et al.*, 2009)

Dessa forma, a quantificação da produção de sedimentos da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe que aporta na costa da RMR, por meio de campanhas de medição direta do sedimento em suspensão e de fundo é de premente necessidade aos estudos e projetos de mitigação da erosão costeira.

2. OBJETIVOS

2.1. Geral

Como objetivo geral o presente trabalho tenciona levantar a produção de sedimentos que aportam na Região Metropolitana do Recife (RMR), advinda da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe, que servirá de base para o desenvolvimento na elaboração de cenários da mobilização de sedimentos pela erosão costeira.

2.2. Específicos

1. Monitorar as descargas líquidas nos períodos chuvoso e não-chuvoso através de campanhas de medição direta no Rio Capibaribe;
2. Elaborar a atual curva-chave da seção de avaliação do Rio Capibaribe a partir dos dados de cota e vazão a serem obtidos nas campanhas de medição direta;
3. Determinar a produção de sedimento no exutório da bacia do Rio Capibaribe.
4. Disponibilização de dados da produção de sedimentos para análises referentes à erosão costeira e seu impacto na sociedade.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Tem-se a seguir a descrição metodológica das medições sedimentométricas e da produção de sedimentos da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe determinadas durante os períodos chuvoso e não-chuvoso nos anos de 2009 e 2010.

3.1. Bacia hidrográfica do Rio Capibaribe

3.1.1. Localização

A bacia hidrográfica do Rio Capibaribe está localizada na porção oriental do estado de Pernambuco, estando compreendida entre as latitudes 7° 41" e 8° 18" S e longitude 34° 51" e 36° e 42" W Gr e possui uma área de 7.558 Km² o que equivale a 6,73% da área do estado de Pernambuco. O Rio Capibaribe é dividido em Alto, Médio e Baixo Capibaribe, da nascente à foz, o rio corre pelo Agreste do estado e Zona da Mata, cortando também a Região Metropolitana do Recife, em aproximadamente 250 km de percurso, conforme a apresentado na Figura 04. ao longo desse percurso foram construídas 5 barragens para contenção de cheias, abastecimento e irrigação (Fig. 05).

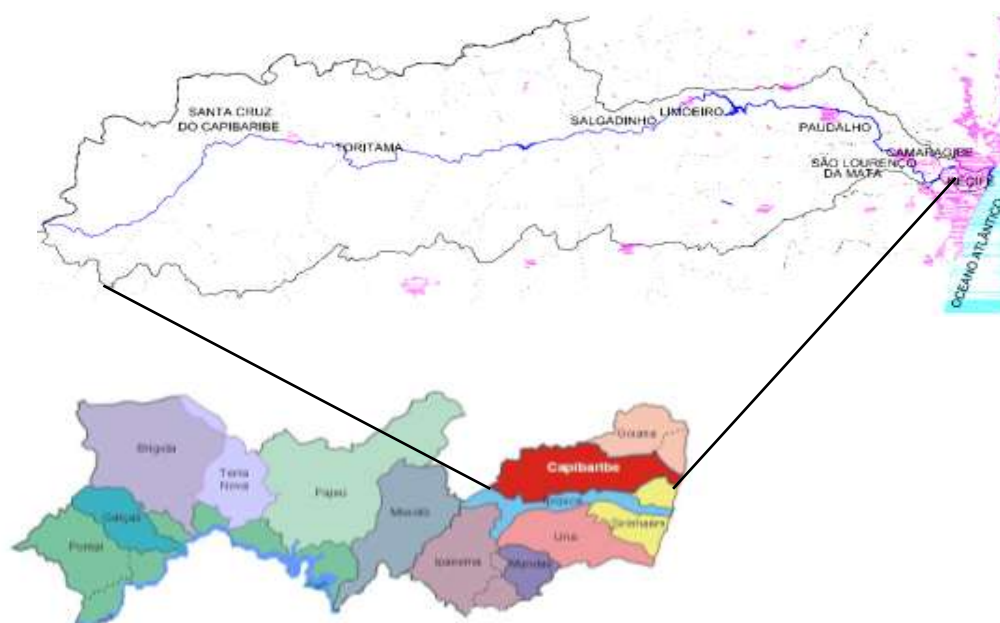


Figura 04 - Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe e sua linha d'água principal no mapa do Estado de Pernambuco. Fonte: ANA, 2010.

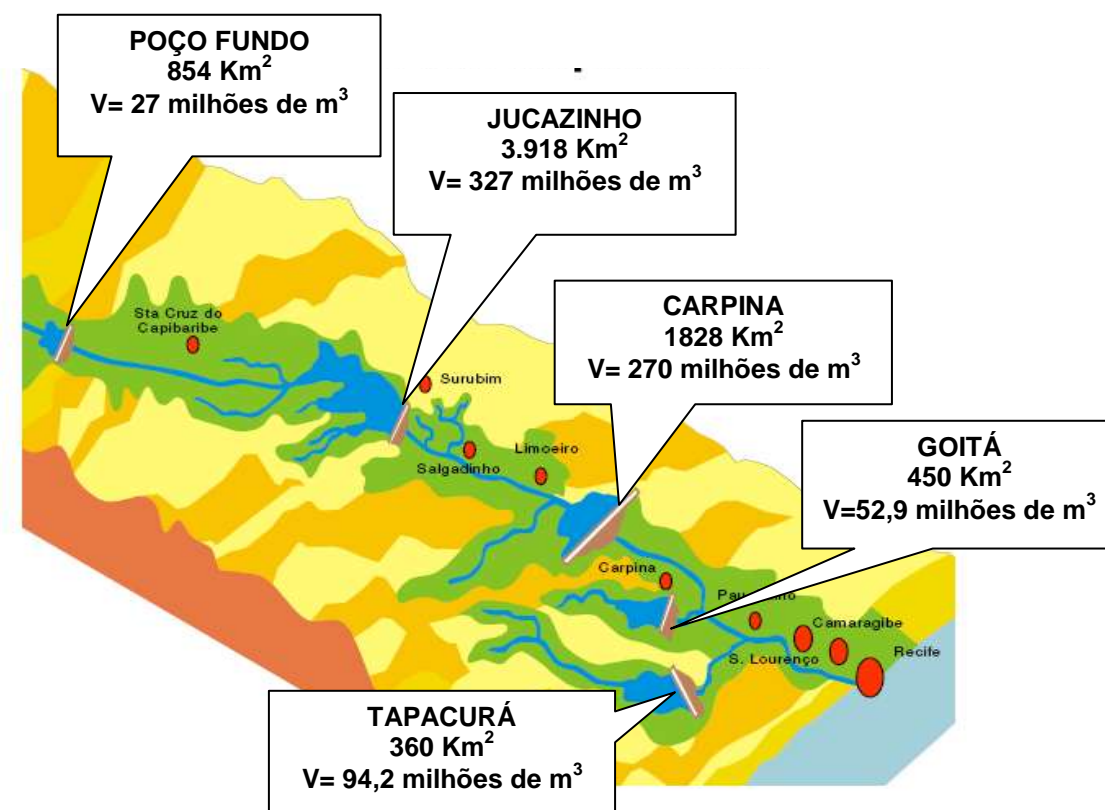


Figura 05 - Localização das barragens ao longo da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe no Estado de Pernambuco. Fonte: ANA, 2010.Modificada.

3.1.2. Aquisição dos dados pluviométricos da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe

A distribuição mensal da precipitação pluviométrica na Bacia hidrográfica do Rio Capibaribe foi obtida através do banco de dados anuais de 7 (sete) postos de monitoramento instalados pelo Laboratório Meteorológico de Pernambuco (LAMEPE) ao longo da Bacia.

3.1.3. Clima

A bacia do Rio Capibaribe compreende duas regiões fisiogeográficas distintas, agreste e zona da mata, de acordo com classificação de Köppen o clima da Região do Agreste enquadra-se no tipo As' denominado clima tropical chuvoso com verão seco, com as maiores precipitações ocorrendo entre Abril e

Julho com pluviosidade média anual de 650 mm a 900 mm, caracterizada por uma distribuição irregular no espaço e no tempo e com temperatura média anual oscilando em torno de 24°C. O Período chuvoso considera os meses de março a julho (março o mês mais chuvoso) concentrando-se nesse tempo cerca de 65 % a 68 % da precipitação anual. O trimestre mais seco vai de setembro a novembro em algumas áreas isoladas, regionalmente conhecidas como brejos de altitude, como é o caso das Serras de Brejo da Madre de Deus e Taquaritinga do Norte, registram-se totais anuais de até 800 mm a 1.000 mm. Na zona da mata, de acordo com a mesma classificação, o clima enquadra-se no tipo Ams' denominado de clima tropical chuvoso, de monção com verão seco, com as maiores precipitações ocorrendo nos meses de maio a julho com pluviosidade anual variando de 1700 mm a 2.500 mm com temperaturas médias anuais superiores à 24°C (SUDENE, 1990).



Figura 06 – Distribuição das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Fonte: ANA, 2010. Modificado.

3.1.4. Solos

Na Tabela 04 tem-se a predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe segundo o Levantamento Exploratório Reconhecimento de Solos para o Estado de Pernambuco, 1973.

Tabela 04. Predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.

Divisão da Bacia do Rio Capibaribe	Municípios mais relevantes dentro da bacia	Solos predominantes**
Alto Capibaribe	Santa Cruz do Capibaribe*; Jataúba; Brejo da Madre de Deus; Belo Jardim; Pesqueira; Sanharó; Santa Taquaritinga do Norte; Poção; Pequeira etc.	Latossolos; Argissolos; Planossolos; Vertissolo; Gleysolos; Luvisso; Neossolo Litólico e Neossolo Regolítico
Médio Capibaribe	Surubim*; Bezerros; Caruaru; Cazinhas; Gravatá; Bom Jardim; Feira nova; Limoeiro; Riacho das almas; Frei Miguelino; Salgadinho; Toritama; Limoeiro etc.	Neossolo Regolítico; Planossolos; Neossolo litólico; Vertissolos e Plintossolos.
Baixo Capibaribe	Carpina*; Glória de Goitá*; Paudalho; Recife; Pombos; Camaragibe; São Lourenço da Mata; Tracunhaém; Vitória de Santo Antão, etc.	Latossolos; Argissolos; Luvisso e Gleissolos.

* Cidades onde estão localizadas as Barragens do Rio Capibaribe;

** Nova classificação pelo Sistema Brasileira de Classificação de Solos (Sibics), 2007 - EMBRAPA.

3.1.5. Vegetação e relevo

Na porção semi-árida da bacia, predomina a vegetação caatinga do tipo hipo e hiperxerófila, com alguns enclaves de mata serrana que constituem pequenos brejos de altitude, como em Taquaritinga do Norte e Brejo da Madre de Deus. Na parte oriental da bacia, encontra-se em menor porção a zona fitogeográfica da Mata, representada pelas sub-zonas úmida e seca já bastante degradadas, coberta parcialmente com cana-de-açúcar e pastagens. A Figura

07 contempla o relevo e vegetação da bacia do Capibaribe, com base em cenas do Land Sat-TM, bandas 7, 4 e 1.

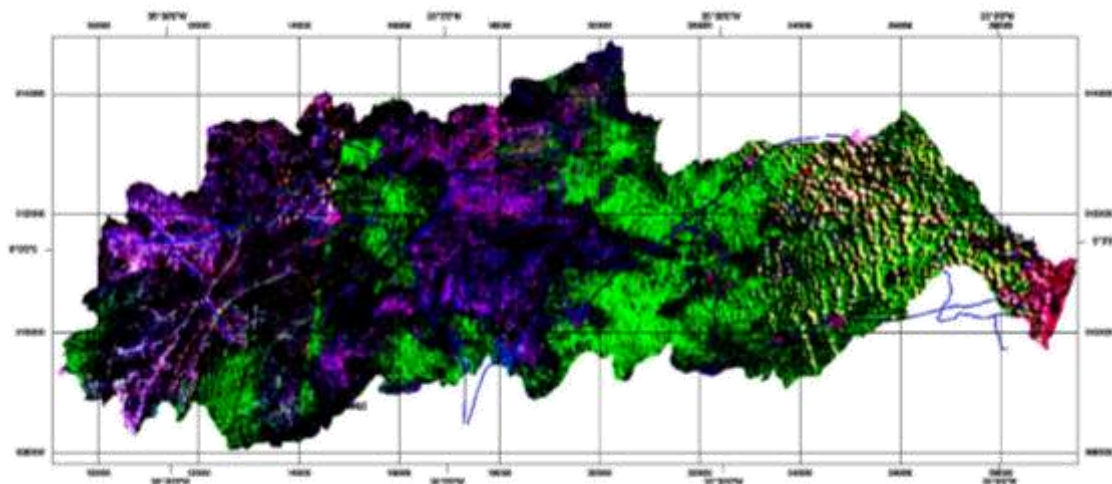


Figura 07 - Cobertura vegetal da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Fonte: ANA, 2010.

O relevo da bacia do Capibaribe não é homogêneo, apresentando-se como montanhoso e forte ondulado nas regiões do extremo oeste, sudoeste e sul; como também ao norte na linha de fronteira com o estado da Paraíba. Nestas áreas destacam-se os centros orográficos da serra de Brejo da Madre de Deus, a sudoeste, com elevações em torno de 1.200 m acima do nível do mar, e a serra de Taquaritinga do Norte, com altitude de 900 m, mais a noroeste do trecho alto da bacia. Na zona central da bacia o relevo é, predominantemente, suave e ondulado, amenizando-se no sentido leste, passando a suave ondulado a plano, na parte litorânea, Fig 08.

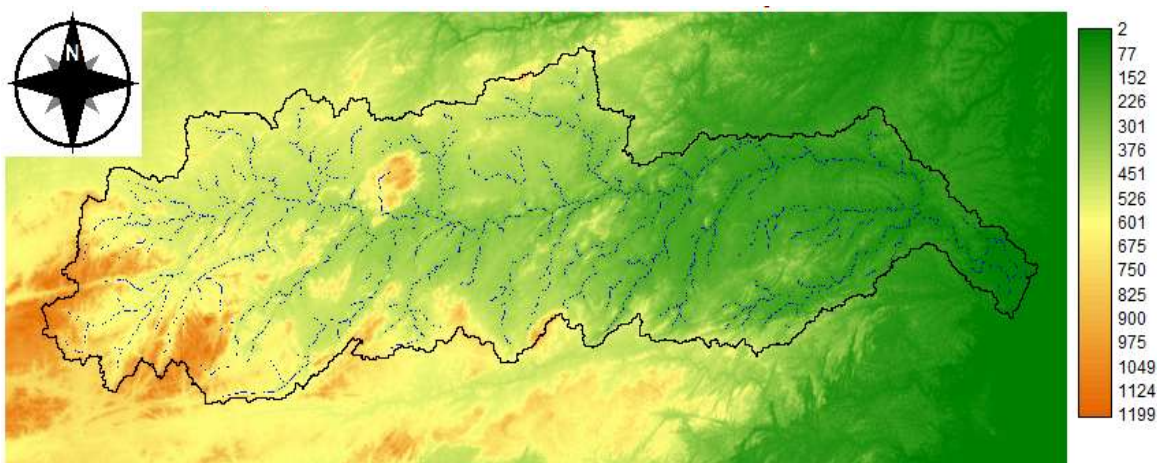


Figura 08 – Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Fonte: ANA, 2010.

3.1.6. Características físico-hídricas da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe

Algumas das características físico-hídricas da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe e sua resposta hidrológica encontram-se na Tabela 05. O coeficiente de forma (K_f) foi determinado pelas respectivas relações abaixo, segundo Ponce, 1989:

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (01)$$

em que: K_f = Coeficiente de forma da Bacia (adimensional); A = área da bacia (km^2); L = Comprimento do curso de água (Km).

O tempo de concentração (T_c) da bacia foi calculado pela equação de Aron and Erborge (1973).

$$T_c = \frac{0,94 \times L^{0,6} \times n^{0,6}}{(i^{0,4} \times S^{0,3})} \quad (02)$$

em que: T_c = Tempo de concentração da bacia (min.); L = Comprimento da linha principal do curso d'água da Bacia Hidrográfica (pés); n = Coeficiente de rugosidade de Manning; i = intensidade da chuva (pol h^{-1}); S = Declive da linha d'água (pés).

A declividade da linha d'água foi calculada pela equação de Simons e Senturk (1977):

$$S = \frac{(h_{\text{Montante}}^2 - h_{\text{Jusante}}^2) + \left(\frac{V_{\text{Montante}}^2 - V_{\text{Jusante}}^2}{2 \times g} \right)}{L} \quad (03)$$

em que: S = Declive da Linha d'água (m m^{-1}); h = Profundidade (m); V = Velocidade do escoamento (m s^{-1}); g = Aceleração da gravidade (m s^{-2}); L = Distância entre as seções (m).

Tabela 05 – Características físico-hídricas da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.

Características	Valores	
Área	7.557,00	Km ²
Comprimento do curso d'água	250,00	Km.
Coeficiente de forma (K_f)	0,12	Adm.
Cota máxima	1.200,00	m
Cota mínima	2,00	m
Declividade da Bacia	0,039	m m ⁻¹
Declividade média da linha d'água	0,0079	m m ⁻¹
Tempo de concentração (T_c)	30,00	h

(Aron & Erborge, 1973)

Obs: para um tempo de concentração de 30 horas, foi utilizada uma intensidade de chuva de 99,50 mm h⁻¹.

3.1.7. Seção de trabalho

O trabalho foi desenvolvido através de campanhas de medição direta da vazão e da descarga sólida, divididas e realizadas considerando-se os períodos chuvoso e não-chuvoso. A seção transversal escolhida no trecho ao longo do Rio Capibaribe foi afastada do exutório da bacia, de modo que o efeito de advecção das marés fosse minimizado ou eliminado nas determinações do transporte sólido, (Araújo *et al.*, 2008). Essa seção localiza-se no município de Paudalho – PE, em um trecho do Rio Capibaribe na comunidade de Mussurepe, sendo a sua localização de 35°05'23,6" W e 07°55'06" S, obtida por um GPS, Figuras 09a e 09b.

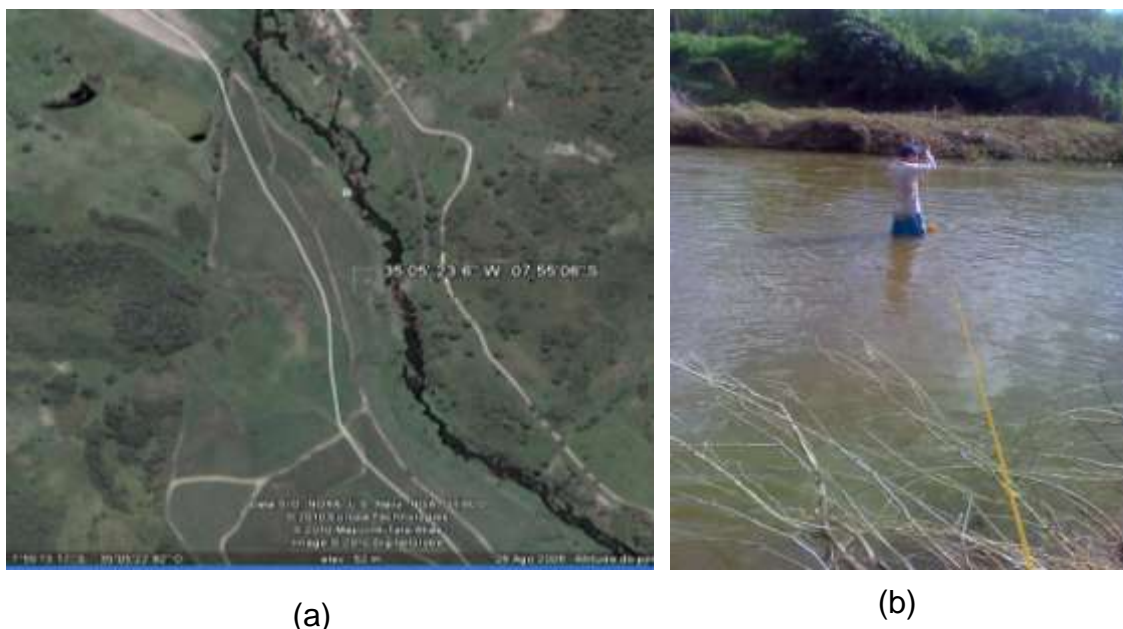


Figura 09 - Trecho do Rio Capibaribe (a) e localização da seção de trabalho (b).

3.2. Determinação da Vazão

A velocidade média do escoamento dada em ($m s^{-1}$), foi determinada por integração do perfil, através de um micromolinete e/ou molinete fluviométrico conforme a caracterização do escoamento. O número de pontos em que o molinete foi posicionado dependeu da profundidade do curso de água. A Tabela 06 fornece a posição na qual o molinete se posiciona em relação à profundidade.

Tabela 06 – Posição do molinete na vertical em relação à profundidade.

Profundidade (m)	Posição
0,15 a 0,60	0,6P
0,60 a 1,20	0,2P e 0,8P
1,20 a 2,0	0,2P; 0,6P e 0,8P
2,0 à 4,0	S*; 0,2P; 0,4P; 0,6P e 0,8P
Acima de 4,0	S; 0,2P; 0,4P; 0,6P; 0,8P e F*

* A posição S (superfície) corresponde à profundidade de 0,10 m, e a posição F (fundo) corresponde àquela determinada pelo comprimento da haste de sustentação do lastro. Fonte: Back, 2006.

O intervalo de tempo para cada contagem do número de rotações da hélice do molinete, necessário para calcular a velocidade média utilizando a equação de calibração do instrumento foi de 20 segundos para cada ponto na vertical. A contagem do número de rotações da hélice foi realizada utilizando um contador eletrônico de pulso da marca hidromec (Figura 10).



Figura 10 – Contador eletrônico de pulso e hélice do micromolinete.

Adotou-se como metodologia para a amostragem a proposta por Edwards & Glysson (1999), com o emprego do método de Iguais Incrementos de Largura (IIL) que consiste na divisão da seção do rio em verticais igualmente

espaçadas e a metodologia preconizada pelo United States Geological Service (USGS- 1973), observando-se os seguintes passos: (1) Divisão do trecho do rio entre 8 à 20 seções para levantamento do perfil de velocidades; (2) Levantamento do perfil de velocidades; (3) Cálculo da velocidade de cada perfil; (4) Determinação da vazão pelo somatório do produto de cada velocidade média pela sua área de influência. A área de influência foi determinada por equivalência de retângulos, onde as arestas foram definidas como sendo a largura vertical e a sua profundidade, e por semelhança de triângulo retângulo para as verticais das margens (primeira e última verticais), ou seja, a vazão será obtida por:

$$Ql = \sum_{i=1}^n Q_i = \sum_{i=1}^n A_i \times V_i \quad (04)$$

em que: Ql: vazão do rio ($m^3 s^{-1}$); Q_i : vazão de cada perfil ($m^3 s^{-1}$); A_i : área de influência de cada vertical (m^2); V_i : velocidade média de cada vertical ($m s^{-1}$).

3.3. Confecção da curva – chave

A partir dos dados obtidos nas campanhas de medição direta referentes à altura do escoamento e de suas respectivas vazões foram desenvolvidas as relações entre cota e vazão do Rio Capibaribe, durante as campanhas diretas realizadas nos períodos de monitoramento no período chuvoso e não – chuvoso.

3.4. Amostragem do sedimento em suspensão

Para a amostragem de sedimento em suspensão foi utilizado o método de Igual Incremento de Largura (IIL), onde princípio básico deste método baseia-se na divisão da área da seção transversal do rio numa série de verticais espaçadas igualmente (Figura 11) conforme mencionado anteriormente.



Figura 11 – Divisão da seção em segmentos igualmente espaçados.

As coletas de amostra do escoamento para a quantificação do transporte de sedimento em suspensão foram realizadas com o emprego de um amostrador de sedimentos (modelo DH-48) (Fig. 12), o mais adequado para as características do escoamento do Rio da Bacia Hidrográfica do Capibaribe. Durante a amostragem, o amostrador de sedimentos (DH-48) foi submergido na seção vertical, com o posicionamento da haste completamente perpendicular a lâmina do escoamento, em um trajeto de velocidade constante de descida e subida. Essas coletas foram realizadas de maneira concomitante ao processo de determinação da vazão.



Figura 12 – Detalhamento do amostrador DH-48 e sua utilização a vau para a determinação da concentração de sedimento em suspensão (C_{ss}) com o uso do DH-48.

A razão ou velocidade de trânsito (velocidade com a qual o equipamento deve percorrer a vertical de amostragem) depende de vários fatores como o tamanho do bico utilizado no amostrador DH-48, volume da amostra a ser coletada, velocidade do escoamento e profundidade amostrada (Wilde & Radke, 1998). A velocidade de trânsito foi calculada a partir do ajuste proposto por Edwards & Glysson, 1999:

$$V_t = V_e \times K \quad (05)$$

em que: V_t = velocidade de trânsito ($m\ s^{-1}$); V_e = velocidade do escoamento ($m.s^{-1}$); K = constante de proporcionalidade (por exemplo: 0,4 para o bico $\frac{1}{4}$ " do amostrador).

Entretanto, durante a amostragem, a informação utilizada não foi à velocidade de trânsito, mas sim o tempo de percurso de ida e volta do amostrador da superfície até próximo ao leito. Esse tempo mínimo de amostragem será dado pela seguinte expressão, Carvalho *et al.*,(2000b); Merten & Poletto (2006).

$$T_{Amostragem} = \frac{2p}{V_t} \quad (06)$$

em que: $T_{amostragem}$ = Representará o tempo mínimo para realização da amostragem em (s); p = Profundidade da vertical de amostragem em (m); V_t = Velocidade de trânsito ($m\ s^{-1}$).

3.4.1. Determinação da concentração do sedimento em suspensão e descarga sólida em suspensão

O volume coletado em cada vertical foi transferido da garrafa do amostrador (Figura 13) para potes plásticos de peso conhecido, previamente limpo e identificado, que foi rigorosamente fechado para evitar perdas de parte do volume durante o transporte ao laboratório de manejo e conservação do solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE. No laboratório

cada pote foi pesado com todo o volume de água e sedimento coletado em uma balança de precisão analítica.



Figura 13 – Coleta e armazenamento das amostras de sedimento em suspensão realizada durante as campanhas de medição direta.

Posteriormente após a pesagem os potes foram devidamente acondicionados no laboratório cobertos e isolados por aproximadamente 2 semanas para o processo de decantação do sedimento em suspensão. Passado o período de repouso, as amostras foram cuidadosamente colocadas em estufa, regulada em 65°C, seguindo a metodologia da evaporação (USGS, 1973) onde permaneciam até evaporar toda a água. Quando secos, contendo apenas os sedimentos, os potes foram então novamente pesados na balança analítica com precisão de 0,0001g. Os valores da concentração de cada vertical que compõe a seção foram determinados pela relação entre a peso do sedimento e o volume da amostra coletada como mostra a expressão:

$$C_{ss} = \frac{P_{sed}}{V_{amostra}} \quad (07)$$

em que: C_{ss} = Concentração de sedimento na vertical amostrada (mg L^{-1}); P_{sed} = Peso do sedimento (mg); $V_{amostra}$ = Volume da amostra (L).

Com os dados da concentração de sedimento suspenso, foi possível calcular-se o Coeficiente Box que define a acurácia da amostragem de sedimento em suspensão realizada nos rios, ou seja, que o material suspenso

amostrado em cada vertical representa a concentração de sedimento suspenso em toda a seção de controle do rio Capibaribe:

$$BC = \frac{\overline{C_{SS}}}{C_{SS}} \quad (08)$$

em que: BC = Coeficiente Box (adimensional); C_{SS} = Concentração de sedimento suspenso de cada vertical (mg L^{-1}) e $\overline{C_{SS}}$ = Concentração média de sedimentos em suspensão (mg L^{-1}) entre todas as verticais amostradas.

A descarga sólida em suspensão foi determinada pelo somatório do produto entre a concentração de sedimento em suspensão (C_{SS}) e a respectiva descarga líquida (QI) de cada vertical, na forma da expressão:

$$Q_{SS} = \sum (C_{SS_i} \times QI_i) \times 0,0864 \quad (09)$$

em que: Q_{SS} = Descarga sólida em suspensão (t dia^{-1}); C_{SS} = Concentração de sedimento em suspensão da vertical (mg L^{-1}); QI = Descarga líquida da respectiva vertical ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).

3.4.2. Confecção da curva – chave de sedimento em suspensão

A relação entre os valores de vazão ou descarga líquida (QI) e os valores de descarga sólida suspensa (Q_{SS}) por evento amostrado, chamada de curva-chave de sedimento em suspensão foi obtida através da relação dessas duas variáveis utilizando os valores referentes às campanhas no Rio Capibaribe.

Foi ajustada uma curva chave de função exponencial como recomendado por Pavanelli e Pagliarani (2002), sendo esse modelo mais comumente usado de acordo com Asselma (2000) e cujos parâmetros para ajuste foram à dispersão visual dos pontos e um coeficiente de determinação de do mínimo 0,6 conforme adotado por Lima *et al.*, (2005).

3.5. Amostragem do sedimento de fundo

Para a amostragem de sedimentos de carga de fundo foi utilizado o amostrador US BLH-84 (Figura 14a e 14b), que apresenta um estrutura metálica com largura de amostragem de 0,076 m, sendo este equipamento projetado para coletar de sedimentos que variam de um tamanho entre 1 a 38 mm de diâmetro (Diplas *et al.*, 2008).

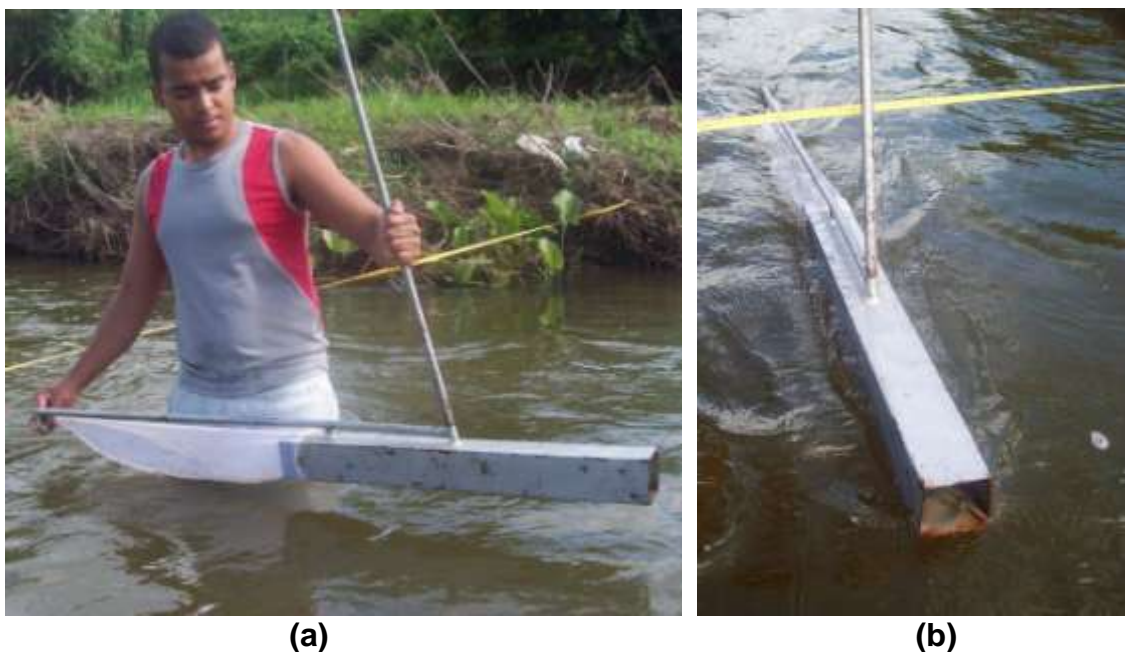


Figura 14 – Coleta a vau com o amostrador US BLH-84 (a) e detalhamento do amostrador (b).

As amostragens seguiram-se nas mesmas verticais onde se realizaram as amostragens de sedimento em suspensão; portanto, seguiram-se as verticais determinadas pelo método de iguais incrementos de largura (IIL). Isto leva a possibilidade em se obter a eficiência amostral, que segundo Merten *et al.*, (2008), é a relação entre a quantidade de sedimento amostrada e a quantidade de sedimento transportada. O tempo de coleta para cada vertical foi de 30 s. Após as coletas, as amostras foram condicionadas em potes plásticos e levadas ao laboratório de Manejo e Conservação do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco para análise (Figura 15).



Figura 15 – Condicionamento e quantificação do sedimento de fundo coletado pelo amostrador BLH-84.

3.5.1. Cálculo da descarga sólida de fundo

Os valores quantitativos ou valores da descarga sólida de fundo foram determinados através da equação estabelecida por Gray, 2005:

$$Q_{sf} = \sum_i^n \frac{m_{ss}}{w \times t} \quad (10)$$

Em que: Q_{sf} = descarga sólida de fundo ($t \text{ dia}^{-1}$); m_{ss} = massa seca do sedimento (g); w = diâmetro do bocal (m); t = tempo de amostragem (s). Sendo $w = 0,076 \text{ mm}$ e $t = 20 \text{ s}$.

3.5.2. Determinação do diâmetro característico do sedimento de fundo

As amostras de fundo obtidas com o uso do amostrador US BLH – 84, durante as campanhas de medição direta realizada no rio Capibaribe, foram quantificadas e posteriormente utilizadas para a determinação do diâmetro característico do sedimento do rio Capibaribe. No Laboratório de Manejo e Conservação do Solo – UFRPE, as amostras foram colocadas em estufa a 105°C até perder completamente a umidade, posteriormente foram retiradas e

pesadas sub-amostras de 100g e submetidas ao peneiramento a seco. O peneiramento a seco foi realizado em 12 classes de tamanho utilizando-se um agitador eletromagnético, fabricante Via Teste, equipado com um conjunto de peneiras com os seguintes diâmetros de abertura de malha: 3,35; 1,70; 0,850; 0,600; 0,425; 0,300; 0,212; 0,150; 0,106; 0,075; 0,053 mm e uma fechada, a uma intensidade de 90 vibrações por segundo durante 10 minutos, Fig.16.



Figura 16 – Amostrador eletromagnético Viatest VSM 200.

A fração de partículas em cada classe foi obtida dividindo-se a massa de partículas secas em uma determinada classe pela massa total de solo seco da amostra peneirada. Os resultados foram expressos em percentagem. Com a distribuição do tamanho das partículas foi calculado o índice D_{50} , que é um indicador do diâmetro médio de partículas. O D_{50} foi calculado por computador através do programa Curva Expert 1.3 (2005), a partir do fornecimento da massa de partículas sólidas em cada classe de tamanho, em cada amostra.

3.6. Produção de sedimento em suspensão (Y_{ss}), produção de sedimento de fundo (Y_{sf}) e a produção de sedimento total (Y_t)

A produção de sedimento em suspensão que representa todo o sedimento em suspensão que foi entregue pela Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe em relação, respectivamente, aos períodos chuvoso e não-chuvoso foi obtida pelas seguintes equações:

$$Y_{ss}' = \frac{Q_{ss}.150}{A} \quad (11)$$

$$Y_{ss}'' = \frac{Q_{ss}.210}{A} \quad (12)$$

$$Y_{sst} = Y_{ss}' + Y_{ss}'' \quad (13)$$

em que: Y_{sst} = Produção de sedimento em suspensão total ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$); 150 = número de dias do período chuvoso; 210 = número de dias do período não-chuvoso; A = Área da bacia (km^2 ou ha); Q_{sf} = Descarga sólida de sedimento em suspensão ($t \text{ dia}^{-1}$) para o período chuvoso; Q_{sf}'' = Descarga sólida de sedimento em suspensão ($t \text{ dia}^{-1}$) para o período não-chuvoso.

$$Y_{sf}' = \frac{Q_{sf}.150}{A} \quad (14)$$

$$Y_{sf}'' = \frac{Q_{sf}.210}{A} \quad (15)$$

$$Y_{sft} = Y_{sf}' + Y_{sf}'' \quad (16)$$

em que: Y_{sft} = Produção de sedimento de fundo total ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$); Q_{sf} = Descarga sólida de fundo ($t \text{ dia}^{-1}$) para o período chuvoso; Q_{sf}'' = Descarga sólida de fundo ($t \text{ dia}^{-1}$) para o período não-chuvoso. A = Área da bacia (km^2 ou ha).

A produção de sedimento total (Y_t) foi obtida pelo somatório da produção de sedimento em suspensão total (Y_{sst}) e de fundo total (Y_{sft}) pela seguinte expressão:

$$Y_t = Y_{sft} + Y_{sst} \quad (17)$$

em que: Y_t = Produção de sedimento total ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$); Y_{sft} = Produção de sedimento fundo ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$); Y_{sst} = Produção de sedimento em suspensão total ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As campanhas de medições diretas realizadas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe compreenderam o período de julho de 2009 à outubro de 2010, sendo o período chuvoso de abril à agosto e a época não-chuvosa de setembro à março, quando o rio apresenta níveis de vazão alto e baixo, respectivamente.

4.1. Rio Capibaribe

4.1.1. Precipitação na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe

A precipitação média referente aos períodos chuvosos e secos do ano de 2009 e 2010, como também as respectivas médias históricas mensais estão apresentadas na Figura 17. O mês que apresentou os maiores valores de precipitação foi o mês de junho de 2010, com uma precipitação de 369,09 mm, ficando cima da média histórica de 151,43 mm no respectivo mês. Essa superação da média histórica, segundo a SRHE/PE (2010), ocorreu uniformemente dentro da bacia para o mês de junho. Essas chuvas ocorridas em boa parte na bacia hidrográfica situada na Região da Zona da Mata e Litoral, é originada pela penetração de sistemas frontais e, devido a sua proximidade com o oceano Atlântico Sul, por distúrbios de leste e sistemas de brisas (Aragão, 1989).

Segundo Melo & Seluchi (2010), o aquecimento das águas superficiais na região do Atlântico Tropical Sul e a proximidade de um sistema frontal sobre áreas oceânicas contribuíram para os episódios de chuvas intensas no leste do Nordeste, especialmente as chuvas ocorridas em Alagoas e Pernambuco, durante o mês de junho. Os totais em alguns lugares do estado de Pernambuco excederam a média histórica em até 300 mm.

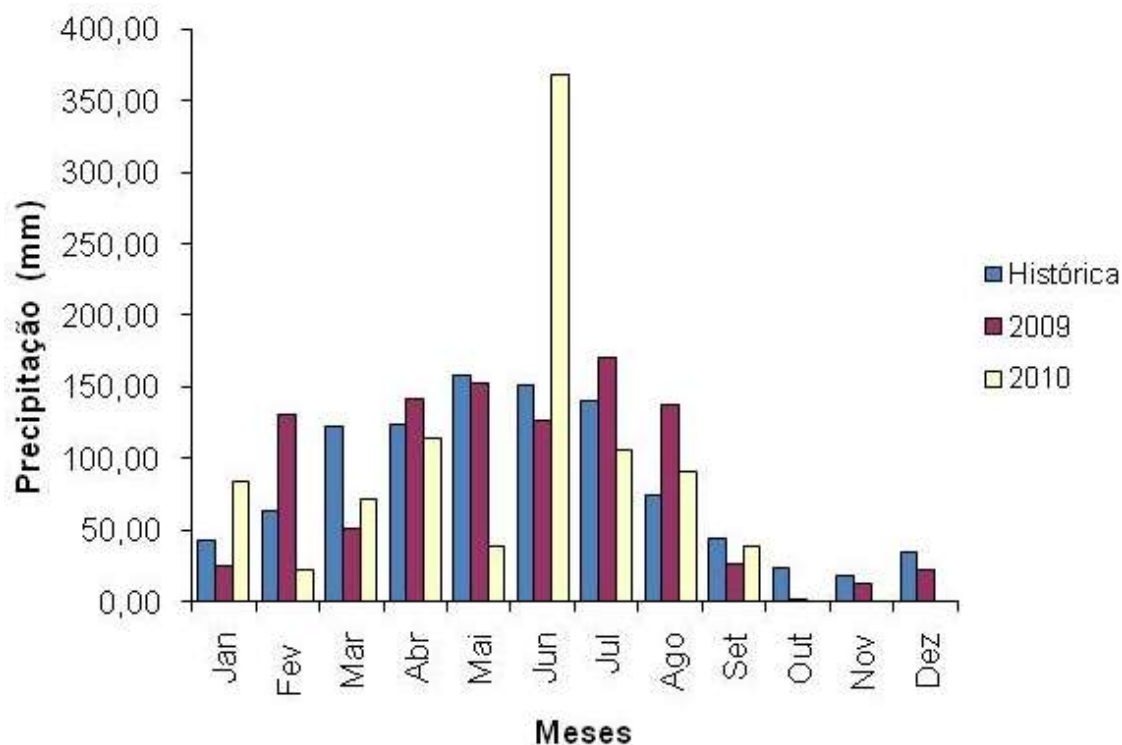


Figura 17. Distribuição média anual das chuvas na bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe referente aos períodos chuvosos e não-chuvosos de 2009 e 2010, como também a média histórica. Fonte: LAMEPE, 2010.

4.1.2. Curva-chave de vazão do Rio Capibaribe

Os valores de vazão obtidos por determinação direta, através das velocidades média do escoamento e o valor médio das profundidades da lâmina de escoamento durante 4 campanhas de avaliação do Rio Capibaribe no ano de 2009 e para as 8 campanhas realizadas no ano de 2010, são apresentados na Tabela 07, juntamente com os valores de altura do escoamento para cada evento amostrado. Onde se constata que os níveis de vazão variaram entre 0,19 a 11,60 m³ s⁻¹, e as alturas das lâminas do escoamento variaram de 0,36 a 1,16 m.

Tabela 07. Vazão e profundidade do escoamento do Rio Capibaribe durante as campanhas de medição direta durante os períodos chuvoso e não-chuvoso de 2009 e 2010.

CAMPANHA	Altura do escoamento (m)	Vazão (m³ s⁻¹)
16.07.2009	0,63	2,89
07.08.2009	1,16	11,60
01.11.2009	0,42	0,35
12.11.2009	0,37	0,25
24.02.2010	0,39	0,29
16.03.2010	0,36	0,43
27.04.2010	0,92	5,35
10.06.2010	0,50	0,55
07.07.2010	0,59	3,44
12.07.2010	0,66	2,50
29.07.2011	0,69	2,17
01.10.2010	0,49	0,19

Na Figura 18 encontra-se a representação gráfica da seção molhada do Rio Capibaribe durante as 4 campanhas de avaliação direta realizadas nos anos de 2009 e 8 campanhas de avaliação direta realizada no ano de 2010. A Figura 18a, representa a seção molhada do rio durante o evento de vazão alta no dia 07.08.2009, com uma largura máxima de 30,0 m e uma profundidade média de

1,13 m, passando por esta seção uma vazão média de $11,60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Já a Figura 18b tem-se a mesma seção do rio, porém em um evento de vazão baixa ocorrida no dia 01.10.2010, apresentando uma largura mínima de 17 m e uma profundidade média de 0,50 m, passando por esta seção uma vazão média de $0,19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

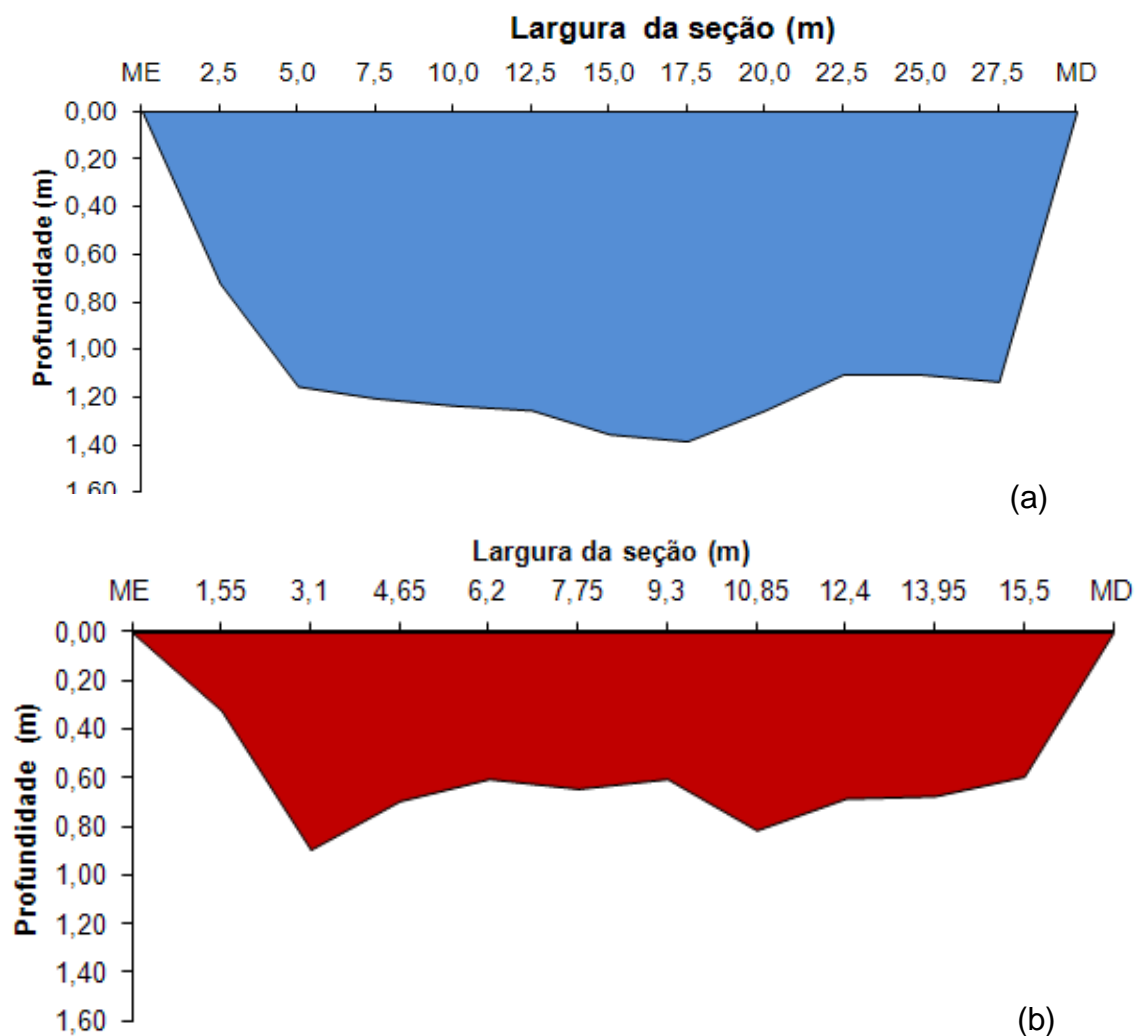


Figura 18. Seção molhada do Rio Capibaribe durante a campanha de avaliação direta realizadas no ano de 2009 e 2010 durante um evento de alta vazão (a) e baixa vazão (b).

Na Figura 19 temos a representação da curva-chave de vazão determinada a partir de todas as campanhas realizadas no Rio Capibaribe (Fig.3) perfazendo respectivamente um total de 12 campanhas. A relação cota x vazão produziu entre estas duas variáveis analisadas, no modelo de potência, um coeficiente de determinação de aproximadamente 0,85 para o Rio Capibaribe. Essa relação permite obter-se a vazão só com a leitura da altura do rio, pelo menos dentro da amplitude de vazão observada nesse levantamento. Barbosa *et al.*, (2009) trabalhando conseguiu obter um coeficiente de determinação de 0,98 para a relação cota x vazão, realizando trabalhos no Rio Manoel Alves-TO com 14 campanhas.

Apesar do resultado satisfatório no coeficiente de determinação, na elaboração da curva – chave do Rio Capibaribe, durante as 12 campanhas realizadas, Chow *et al.*, (1998) ressalta que as curvas precisam ser checadas periodicamente, devido às diferenças que podem ocorrer em relação a alguns fatores como a deposição de sedimentos, que para uma mesma cota pode fornecer vazões diferentes. Também se deve ficar atento ao fato da curva chave estar intimamente ligada às características hidráulicas da seção de controle, e que qualquer mudança dessas características pode ocorrer uma variação da expressão matemática.

No mesmo sentido, Porto *et al.*, (2001) alega que alterações na geometria da seção ou na declividade do rio geradas por erosões ou assoreamento ao longo do tempo causam mudanças na velocidade do escoamento e nas relações entre área, raio hidráulico e profundidade, afetando a relação cota-descarga para a determinação das curvas-chaves.

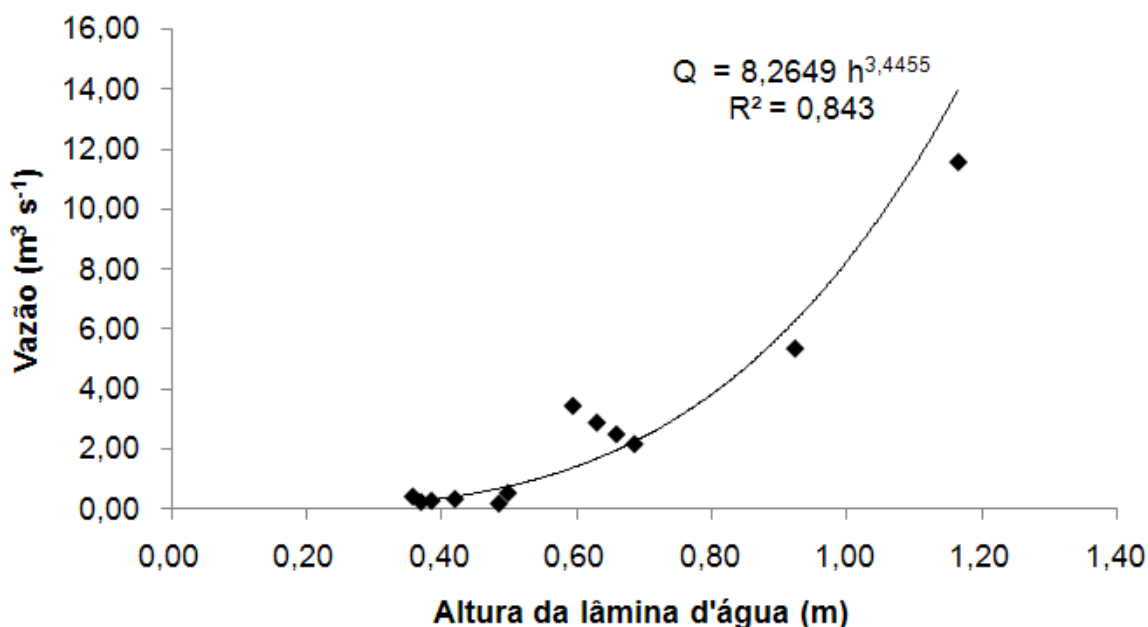


Figura 19. Curva – chave do Rio Capibaribe obtida através das campanhas de medição direta durante os períodos chuvoso e não-chuvoso dos anos de 2009 e 2010.

4.1.3. Variáveis sedimentométricas do Rio Capibaribe

4.1.3.1. Concentração de sedimento em suspensão (C_{ss}) e descarga sólida de sedimento em suspensão (Q_{ss}) do Rio Capibaribe durante os anos de 2009 e 2010.

Na Tabela 08 constam os valores da concentração de sedimento em suspensão (C_{ss}) e da descarga sólida suspensa (Q_{ss}) com as respectivas vazões líquidas, e ainda o coeficiente Box das amostragens realizadas durante as campanhas de medição diretas do rio Capibaribe para os períodos de 2009 e 2010.

Constata-se que no ano de 2009 a menor concentração ocorreu no período chuvoso na campanha realizada no dia 07.08.2009, com um valor de $185,23 \text{ mg L}^{-1}$ para uma vazão de $11,60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, considerada a maior das vazões ocorridas no decorrer das 12 (doze) campanhas realizadas de medição direta no Rio Capibaribe, no mesmo período chuvoso, também ocorreu a maior concentração de sedimento em suspensão durante a campanha realizada no dia 16.07.2010, com um valor de $594,95 \text{ mg L}^{-1}$ para uma vazão de $2,89 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

¹. Esse comportamento, da baixa concentração de sedimento em suspensão no período da alta vazão, pode ser explicado pelo efeito que as águas das chuvas exercem na diluição da concentração do sedimento em suspensão conforme comentado por Moreira (2008), e principalmente pela presença das barragens em cascatas que existem ao longo do Rio Capibaribe, que podem ocasionar uma depleção do fornecimento no fluxo de sedimento no período de alta vazão.

Os valores da concentração de sedimento em suspensão (C_{ss}) das campanhas ocorridas nos anos de 2009 e 2010 variaram entre 185,23 mg L⁻¹ e 1.071,55 mg L⁻¹, com um valor médio de 561,94 mg L⁻¹. O valor médio encontrado no Rio Capibaribe para a concentração de sedimento em suspensão, apresentou valores superiores aos encontrados em alguns rios brasileiros por Lima *et al.*, (2003) no Rio Tocantins com uma concentração de 8,84 mg L⁻¹; Lima *et al.*, (2001) no Rio São Francisco com um valor de 27,38 mg L⁻¹; Guyot *et al.*, (2005) que trabalhando no Rio Amazonas encontrou uma concentração de 149,33 mg L⁻¹ e Carvalho *et al.*, (2005) no Rio Paraguai, uma concentração de 108,11 mg L⁻¹.

Tabela 08 – Precipitação (mensal), Vazão, Concentração de sedimento em suspensão (C_{ss}), Descarga sólida suspensa (Q_{ss}) e Coeficiente Box das campanhas de medição direta no rio Capibaribe.

Evento	Precipitação (mm)	Vazão (m ³ s ⁻¹)	C _{ss} (mg L ⁻¹)	Q _{ss} (t dia ⁻¹)	Varição Box
16.07.2009	170,00	2,89	594,95	174,69	0,99- 1,50
07.08.2009	136,83	11,60	185,23	169,64	0,79 - 1,50
01.11.2009	12,67	0,35	372,21	11,90	0,85 – 1,32
12.12.2009	21,46	0,25	352,61	10,50	0,72 – 1,30
24.02.2010	22,63	0,29	363,10	9,48	0,68 - 1,20
16.03.2010	71,63	0,45	649,47	16,26	0,84 - 1,20
27.04.2010	113,91	5,35	1.071,55	501,46	0,90 - 1,10
10.06.2010	369,09	0,44	586,20	23,15	0,87 - 1,30
07.07.2010	106,00	3,44	460,10	132,86	0,97 - 1,43
12.07.2010	106,00	2,50	382,27	83,24	0,92 - 1,50
29.07.2010	106,00	2,17	899,72	224,69	0,67 - 1,37
01.10.2010	14,50	0,19	825,85	12,91	0,85 - 1,29
Média		2,49	561,95	142,22	

Ainda na análise da Tabela 08, para o período chuvoso e não-chuvoso do ano de 2010, constata-se que a maior concentração de sedimento em suspensão (C_{ss}) ocorreu no período chuvoso (27.04.2010) com um valor correspondendo a $1.071,55 \text{ mg L}^{-1}$ para uma vazão de $5,31 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, e a menor concentração ocorreu no período não chuvoso (24.02.2010) com um valor de $363,10 \text{ mg L}^{-1}$ para uma vazão de $0,29 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. As amostras individuais de cada vertical por evento amostrado apresentaram valores de coeficiente Box satisfatórios, quando o ideal é estar entre 0,9 a 1,2 e aceitáveis entre 0,67 a 1,5 (Gray, 2005).

Ainda na tabela 08, observa-se que os valores da descarga sólida de sedimento em suspensão (Q_{SS}) variaram entre $9,48 \text{ t dia}^{-1}$ para uma vazão de $0,29 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e 501 t dia^{-1} para uma vazão de $5,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ sendo esta a segunda maior vazão durante as 12 campanhas realizadas nos períodos chuvosos e não chuvosos do Rio Capibaribe nos anos de 2009 e 2010.

A Figura 20 representa a variação da concentração do sedimento em suspensão em função dos níveis de vazão, onde pode-se constatar o baixo valor no coeficiente de determinação ($R^2 = 0,1491$) durante as 12 campanhas realizadas. O baixo valor no coeficiente de determinação da concentração de sedimento em suspensão encontrado para o Rio Capibaribe, deve-se provavelmente à construção das barragens em cascatas ao longo da seção longitudinal do Rio Capibaribe, alterando a dinâmica do transporte do sedimento suspenso e, também do sedimento de fundo, retendo sedimento nos períodos de vazão baixa e, assim, reduzindo o fluxo de sedimento em suspensão, ou liberando muito sedimento suspenso, por ocasião da abertura de comportas na época das chuvas.

Medeiros, et al. (2007) também encontrou um baixo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,16$) para a concentração de sedimento no Baixo Rio São Francisco, que como se sabe, conta com diversas barragens.

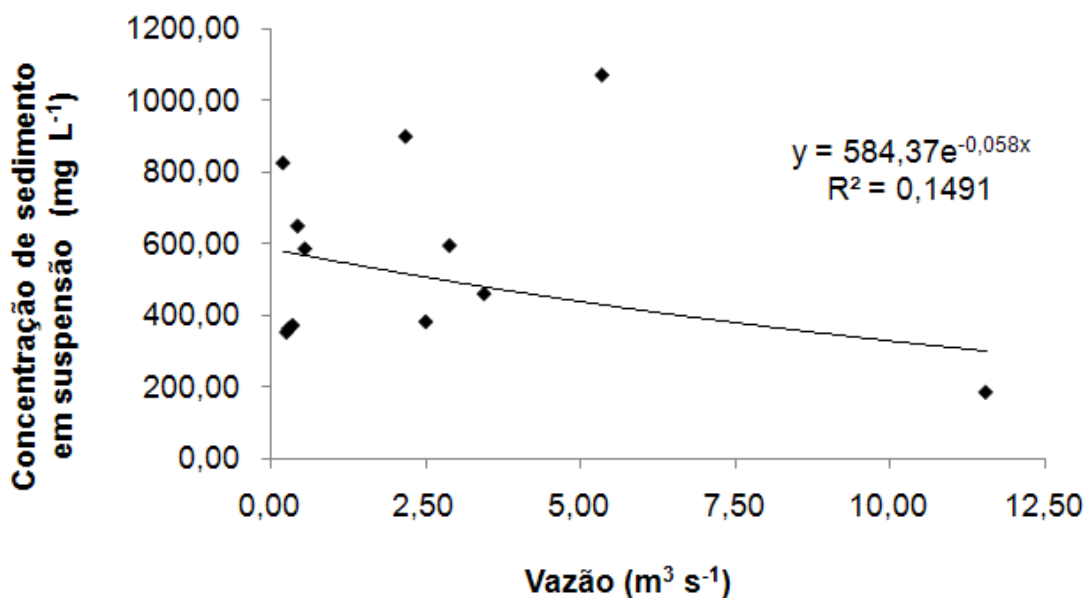


Figura 20 – Variação da concentração de sedimento em suspensão com as vazões obtidas no rio Capibaribe para as campanhas de medição direta entre 2009 e 2010.

Na Figura 21, é apresentada a curva-chave de sedimentos do Rio Capibaribe obtida com os dados entre 2009 e 2010, com um bom ajuste exponencial contatando-se uma ampla faixa de vazão, compreendendo valores desde baixa vazão ($0,19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e valores de alta vazão ($11,60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), com isso obteve-se uma ampla variação entre os valores mínimos e máximos de vazões, garantindo representatividade dessa curva-chave de sedimentos.

Essa representatividade baseia-se na variação entre os valores mínimos e máximos de vazões, pois segundo Merten *et al.*, (2006) e Carvalho (2008), a faixa de variações de vazões é necessária para obtenção de curvas-chaves com boas determinações, ao afirmarem que quanto maior o número de pontos medidos e a variação entre os valores alcançados entre mínimos e máximos, maior será a representatividade da curva-chave. Uma grande quantidade de estudos relata a importância da amostragem durante o período chuvoso para garantir uma melhor representatividade da amostragem e otimização dos trabalhos como descrito por Paiva *et al.*, (2001); Ramos *et al.*, (1991); Bronsdon e Naden (2000); Lenzi e Marchi (2000); Smit *et al.*, (2004);

Jansson (1995); Pavanelli e Pagliarani (2002); Sun *et al.*, (2001); Old *et al.*, (2003); Picouet *et al.*, (2001).

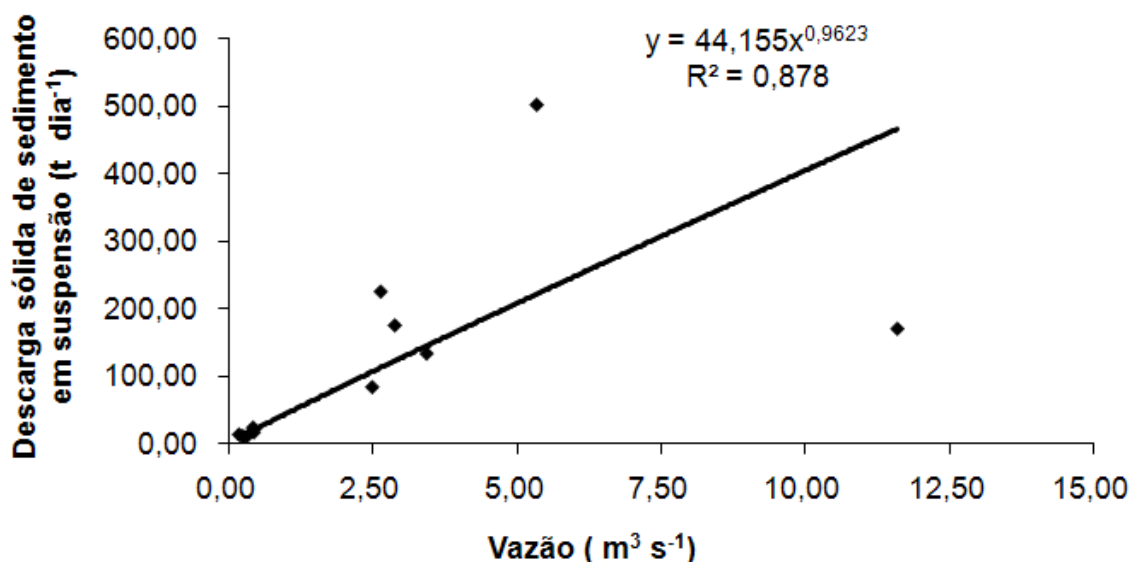


Figura 21 – Relação da descarga sólida de sedimento em suspensão com a vazão para as campanhas de medição direta durante os períodos chuvoso e não-chuvoso.

Na Figura 22 constam os valores da precipitação média por dia na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe, referente ao período de 5 dias anteriores as amostragens de sedimento da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe e, os valores da descarga sólida de sedimento suspenso obtidas nas amostragens em ($t dia^{-1}$). Pode-se observar que a descarga sólida de sedimento suspenso (Q_{ss}) atingiu um valor máximo de $501,46 t dia^{-1}$ no dia 27.04.2010, para uma precipitação média em toda a bacia de aproximadamente $36,5 mm dia^{-1}$. Em outra campanha realizada no dia 07.07.2010, houve uma precipitação semelhante equivalente a $36,3 mm.dia^{-1}$, porém a descarga sólida foi menor com $132,86 t dia^{-1}$, constatando-se que no Rio Capibaribe as maiores precipitações nem sempre transportam as maiores quantidades de sedimento suspenso, atestando a descontinuidade no fluxo de sedimentos provocados pelos barramentos sucessivos, e o conseqüente déficit de sedimentos no sistema fluvio-estuarino e nas feições costeiras da bacia na Região Metropolitana do Recife.

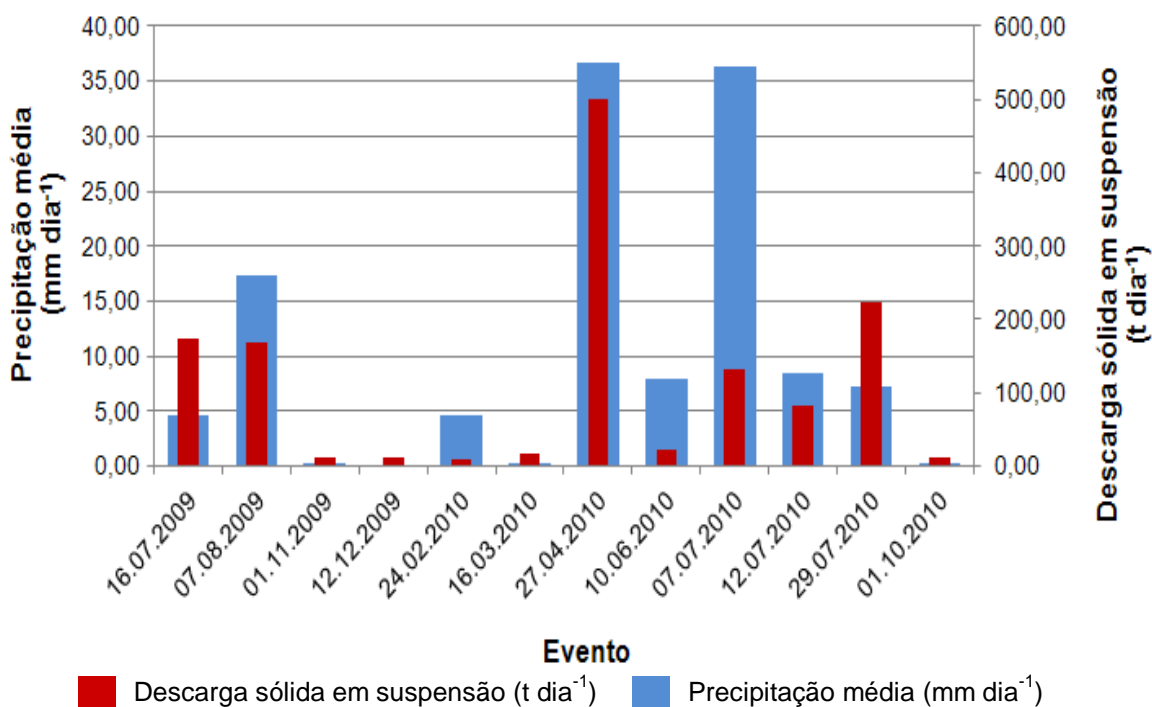


Figura 22 – Relação da descarga sólida de sedimento em suspensão com a precipitação média dos cinco dias antecedentes as campanha de medição direta de sedimento suspenso na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.

4.1.3.2. Produção de sedimento em suspensão (Y_{ss}) do Rio Capibaribe, por período, para a Zona Costeira da Região Metropolitana do Recife.

Na Figura 23 temos a produção de sedimento em suspensão por período na bacia hidrográfica do Rio Capibaribe no período chuvoso e não chuvoso nos anos de 2009 e 2010.

A fração da produção de sedimento em suspensão no ano de 2009 originada no período não-chuvoso foi de 6,10 % (Tabela 10) correspondendo a $0,22 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para uma precipitação média de 15,30 mm, já no período chuvoso do mesmo ano, foram produzidas $3,42 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para uma precipitação média no período de 145,53 mm. Quando analisamos o ano de 2010, tem-se fração da produção de sedimento em suspensão no período não-chuvoso de 0,45 % (tabela 10) a qual corresponde a $0,45 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para uma precipitação média na bacia de 56,26 mm para o mesmo período. No

período chuvoso do ano de 2010, constata-se uma produção de $3,75 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ com uma precipitação média $143,77 \text{ mm}$.

O maior valor correspondente a maior fração da produção de sedimento em suspensão foi constatado no período chuvoso do ano de 2010 correspondendo a $3,75 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ esse valor é considerado baixo de acordo com a World Meteorological Organization - WWO (2003) e Carvalho *et al.* (2000b), o que deve-se a presença de barragens em cascata ao longo do Rio Capibaribe, reduzindo o fluxo de sedimentos ao exutório da bacia na Região Metropolitana do Recife. Constatou-se em um relatório realizado Jiao *et al.*, (2003), sobre o efeito na liberação de sedimentos antes e depois da construção de barragens em 4 rios da china, que as barragens retiveram de 23,0 a 53 % do sedimento produzido e, Medeiros (2007) trabalhando na zona costeira do Rio São Francisco encontrou uma redução de 90 % na produção de sedimento suspenso após as construções das barragens no Baixo São Francisco.

O valor de $3,75 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para a produção de sedimento em suspensão no Rio Capibaribe, também é considerado baixo, frente a produção de sedimento suspenso em algumas bacias hidrográficas brasileiras em trabalhos realizados por Lima *et al.*, (2006).

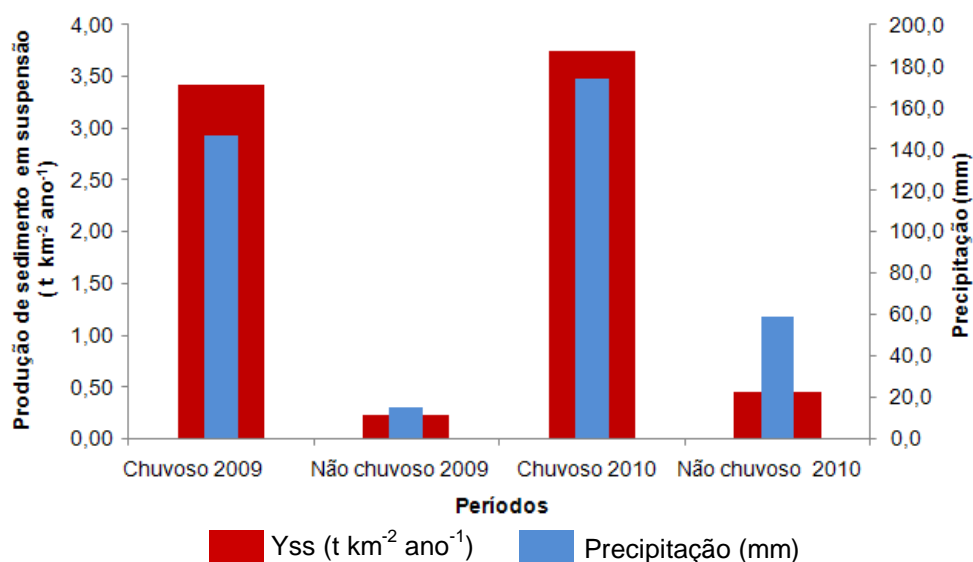


Figura 23 – Produção de sedimento em suspensão por período e a precipitação média ocorrida em cada período durante as campanhas de medição direta na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe para os períodos chuvosos e não-chuvosos do ano de 2009 e 2010.

Na Tabela 09, observa-se que durante o período chuvoso de 2009 e 2010, a produção de sedimento suspenso na bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe correspondeu a um valor superior a 93,7 e 89,30% respectivamente, esse comportamento está de acordo com o descrito por Merten e Poletto (2006), onde cerca de 90% de todo sedimento transportado em uma bacia hidrográfica por carga de suspensão, dá-se no período chuvoso, e conforme Ward e Trimble (1995) que afirmam que a carga em suspensão pode representar mais de 90% do material total transportado.

Tabela 09 – Precipitação (mm), Y_{ss} - Produção ($t\ km^{-2}\ ano^{-1}$) e percentual (%) de sedimento em suspensão nos períodos chuvoso e não-chuvoso do ano de 2009 e 2010 na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.

Períodos	Precipitação (mm)	Y_{ss} ($t\ km^{-2}\ ano^{-1}$)	Y_{ss} (%)
Chuvoso 2009	145,53	3,42	93,90
Não-chuvoso 2009	38,36	0,22	6,10
Chuvoso 2010	143,77	3,75	89,30
Não-Chuvoso 2010	43,58	0,45	10,70

4.1.3.3. Descarga sólida de fundo (Q_{sf}) do Rio Capibaribe para Zona Costeira da Região Metropolitana do Recife

Na Tabela 10 constam os valores de algumas das características hidráulicas e a descarga sólida de fundo do Rio Capibaribe nos períodos chuvoso e não chuvoso de 2009 e 2010, coletada por campanhas de medição direta com o amostrador US BLH - 84.

Observa-se que a os níveis de vazão no ano de 2009 variaram de 0,25 a $11,60\ m^3\ s^{-1}$, vazões estas, responsáveis por uma variação na descarga sólida

de sedimento de fundo de 0,20 para 3,41 t dia⁻¹ para o período não-chuvoso (Setembro-Março) e chuvoso (Abril-Agosto) respectivamente. Para os mesmos períodos no ano de 2010, constata-se uma variação na vazão de 0,19 a 5,35 m s⁻¹, sendo estas variações responsáveis por uma descarga sólida de fundo variando de 0,18 a 9,77 t dia⁻¹. Weigan (2009) que trabalhando na Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe-CE caracterizado por apresentar reservatórios em cascata também encontrou valores baixos com uma média de 10,38 t dia⁻¹ para uma vazão de 1,19m³ s⁻¹.

Ainda na análise da Tabela 10, a relação entre a descarga sólida de fundo e a descarga sólida suspensa durante as 12 campanhas realizadas no Rio Capibaribe apresentou um valor médio de 5,87 % para os períodos chuvosos e não-chuvosos de 2009 e 2010. Estes valores estão em concordância com Yang (1996), para quem o transporte da carga de sedimento de fundo de um rio é cerca de 5-25 % da carga em suspensão.

Os valores da relação entre a Qsf e a Qss entre 0,12 e 27 % com valor médio de 5,87 %, sendo que só em um evento ocorreu um valor mais elevado. Estes valores demonstram a baixa quantidade de sedimento de fundo que é transportado pelo Rio Capibaribe em relação ao sedimento suspenso, o que constata a existência de déficit do sedimento aluvial na zona costeira da Região Metropolitana do Recife, sedimento esse, formador das praias e outras feições costeiras.

Atribui-se a existência desse déficit do sedimento aluvial, mais uma vez, aos barramentos existentes ao longo da calha do Capibaribe. Barragens exercendo influência na redução da descarga de sedimento de fundo são relatadas por Meade e Mood, (2008) no Rio Mississipi, que constataram decréscimo da descarga de sedimento a partir da construção de barragens, assim como, Verstraeten e Prosser (2008) na Bacia do Rio Murrumbidgee (Austrália) ao constatarem redução de 47 % na descarga de sedimento após a instalação de barramentos no rio.

Tabela 10. Valores de vazão - Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); altura do escoamento- h (m); largura da seção de controle – L (m); velocidade média do escoamento – V (m s^{-1}); descarga sólida de fundo – Qsf (t dia^{-1}); descarga sólida suspensa (t dia^{-1}); relação descarga sólida de fundo e em suspensão (%) obtidas nas campanhas de medição direta do Rio Capibaribe.

Eventos	Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	h (m)	V (m s^{-1})	L (m)	Descarga sólida (t dia^{-1})		(Qsf / Qss) (x 100)
					BLH-84 (Qsf)	Suspensa (Qss)	
16/07/09	2,89	0,63	0,31	20,0	0,22	174,69	0,12
07/08/09	11,60	1,16	0,42	25,0	3,41	169,64	2,01
01/11/09	0,35	0,42	0,20	16,45	0,68	11,90	5,71
12/12/09	0,25	0,37	0,18	15,85	0,20	10,50	1,90
24/02/10	0,29	0,39	0,08	10,00	0,90	9,48	9,44
16/03/10	0,45	0,36	0,25	8,40	0,18	16,26	1,10
27/04/10	5,35	0,92	0,75	13,70	7,76	501,46	1,55
10/06/10	0,55	0,50	0,14	6,60	0,22	23,15	0,93
07/07/10	0,76	0,59	3,44	16,40	9,77	132,86	7,35
12/07/10	0,34	0,66	2,50	16,40	9,46	83,24	11,37
29/07/10	0,25	0,69	2,70	16,35	3,44	224,69	1,53
01/10/10	0,19	0,49	0,03	15,50	3,53	12,91	27,38
Média	1,94	0,60	0,92				5,87

4.1.3.4. Diâmetro característico do sedimento de fundo do Rio Capibaribe.

Na Tabela 11 são apresentados os valores do diâmetro característico do sedimento do Rio Capibaribe. Os diâmetros característicos do sedimento de fundo variaram entre 0,40 a 1,48 mm compreendendo a maior parte a classe textural da areia grossa e em menor parte muito grossa e areia média, segundo a classificação adotada pela American Geophysical Union (AGU); Richard & Timm (2004) que adotam a classificação Americana (1951) e por Lane, *et al.*, (1947), para os níveis de vazões obtidos.

Essa distribuição do material de leito tem sido bastante investigada por diversos autores que procuraram avaliar muitas vezes a sua variação ao longo do curso do Rio. Cangani *et al.* (2008), trabalhando no Rio Alto Paraná constatou que a distribuição do diâmetro médio dos sedimentos transportado nos canais, sofre pouca variação, encontrando valores entre 0, 125 a 0, 250

mm. A United States Waterways Experiment Station (1935) encontrou para o Rio Mississippi, uma variação no Diâmetro médio da Partícula entre 0,2 mm e 0,7 mm.

Tabela 11. Valores de vazão ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), h - altura da lâmina do escoamento (m) e diâmetro médio característico (m) da mistura de sedimento e textura do sedimento de fundo do Rio Capibaribe.

Eventos	Vazão ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	h (m)	D₅₀ (m)	Textura
24.02.2010	0,29	0,39	0,001475	Areia muito grossa
16.03.2010	0,45	0,36	0,001076	Areia muito grossa
27.04.2010	5,35	0,92	0,000401	Areia média
10.06.2010	0,55	0,50	0,000505	Areia média
07.07.2010	0,76	0,59	0,000789	Areia grossa
12.07.2010	0,34	0,66	0,000783	Areia grossa
29.07.2010	0,25	0,69	0,000718	Areia grossa
01.10.2010	0,19	0,49	0,000668	Areia grossa
Média			0,000802	

Através dos valores da distribuição granulométrica do sedimento de fundo do Rio Capibaribe, obteve-se os coeficientes de uniformidade (Cu) e de curvatura (Cc) conforme consta na Tabela 12. O coeficiente de uniformidade do sedimento de fundo apresentou valores inferiores a 5, constatando a uniformidade na distribuição ao longo do leito em 6 campanhas realizadas no decorrer do ano de 2010. Em apenas duas campanhas ocorridas nos dias 24.02.2010 e 16.03.2010, os sedimentos apresentaram valores de coeficiente de uniformidade entre 5 e 15, o que constata-se que a distribuição de seus tamanhos ao longo do leito foram parcialmente uniformes.

No entanto, para o coeficiente de curvatura (Cc) todos os valores se estabeleceram entre um e três, sendo denominados de sedimentos bem graduados, expressando uma distribuição do tamanho de partículas proporcional, de forma que os espaços deixados pelas partículas maiores sejam ocupados pelas menores.

Tabela 12. D_x - diâmetro característico (m), C_u - coeficiente de uniformidade (adimensional) e C_c - coeficiente de curvatura (adimensional) do sedimento de fundo coletado Rio Capibaribe.

Eventos	D_{10} (m)	D_{30} (m)	D_{50} (m)	D_{60} (m)	C_u	C_c
24.02.2010	0,00028	0,00081	0,0015	0,0018	6,702	1,295
16.03.2010	0,00024	0,00062	0,0011	0,0014	5,649	1,154
27.04.2010	0,00018	0,00030	0,0004	0,0005	2,536	1,025
10.06.2010	0,00024	0,00039	0,0005	0,0006	2,576	1,053
07.07.2010	0,00049	0,00066	0,0008	0,0009	1,776	1,019
12.07.2010	0,00046	0,00064	0,0008	0,0009	1,876	1,014
29.07.2010	0,00047	0,00062	0,0007	0,0008	1,645	1,081
01.10.2010	0,00035	0,00054	0,0007	0,0007	2,101	1,161

4.1.3.5. Produção total de sedimentos (Y_t)

Na tabela 13, constam os valores da produção total de sedimento da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe realizada nos períodos chuvoso e não-chuvoso de dos anos de 2009 e 2010. A produção de sedimento na Bacia Hidrográfica em estudo apresentou um valor para o ano de 2009 obtido por campanhas de medição direta foi na ordem de $3,68 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, e para o ano de 2010 essa produção foi de $4,40 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em consonância com a World Meteorological Organization - WWO (2003) e Carvalho *et al.*, (2000b), essa produção é considerada baixa.

Observa-se também, que a produção de sedimento total da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe no ano de 2009 correspondeu a um percentual de 97,9 % correspondendo ao sedimento transportado em suspensão e 2,1 % correspondendo ao sedimento transportado pelo leito. Para o ano de 2010, a produção total na bacia correspondeu a 96,2 % do material transportado em suspensão e 3,8 % ao sedimento de fundo.

Portanto, a produção de sedimento na forma de sedimento arenoso da bacia do Capibaribe, constituinte e formador das praias é muito baixa,

apontando na confirmação da hipótese do déficit de sedimento que aporta na costa da cidade do Recife.

Na china, por exemplo, trabalhos realizados por Luan et al. (2010) constatou uma redução de $22,3 \times 10^6$ t ano⁻¹ que corresponde a $244,3$ t km⁻² ano⁻¹ em 1978, para $4,07 \times 10^6$ t ano⁻¹ correspondendo a $44,6$ t km⁻² ano⁻¹ em 1993 com a construção de 484 reservatórios na Bacia de Chabagou.

Em relação à produção total de sedimentos em algumas bacias nacionais, a partir da reunião de trabalhos e de uma série de dados realizada por Latrubesse *et al.*, (2005), a produção do Rio Capibaribe ocorrida no ano de 2009 e 2010, também é baixa.

As barragens construídas no Rio Capibaribe modificaram as descargas sólidas de fundo e suspensa, pois retiveram grande parte dos sedimentos produzidos que seriam transportados para a região costeira, confirmando um déficit de suprimento de sedimentos ao litoral da região metropolitana do Recife, que dessa forma, ocasiona erosão nas praias e, assim, recuo da linha da costa, conforme comentado por Dias (1993).

Tabela 13 – (Y_{ss}) - Produção de sedimento em suspensão (t km⁻² ano⁻¹); (Y_{sf}) – Produção de sedimento de fundo (t km⁻² ano⁻¹); (Y_{ts}) – Produção de sedimento de total (t km⁻² ano⁻¹); (% Y_{ss}) e (% Y_{sf}) - Percentual da contribuição do sedimento em suspensão e de fundo separadamente para a produção de sedimento total da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe realizada para os anos de 2009 e 2010.

Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe	Y_{ss}	Y_{sf} (t km ² ano ⁻¹)	Y_{st}	Y_{ss} (%)	Y_{sf} (%)
Ano de 2009	3,64	0,04	3,68	98,8	1,2
Ano de 2010	4,20	0,20	4,40	95,5	4,5

5. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos, conclui-se:

1. Durante o período chuvoso do ano de 2009 e do ano de 2010, observou-se a ocorrência de maiores concentrações de sedimento suspenso com um valor equivalente a $594,95 \text{ mg L}^{-1}$ para o ano de 2009 e $1.071,55 \text{ mg L}^{-1}$ para o ano de 2010.
2. Todas as amostragens de sedimento em suspensão apresentaram acuracidade satisfatórias.
3. A concentração de sedimento em suspensão em função da vazão apresentou um baixo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,1491$)
4. As maiores descargas sólidas de sedimento em suspensão ocorreram no período chuvoso dos anos de 2009 e 2010.
5. A curva chave de sedimento em suspensão apresentou um bom coeficiente de determinação ($R^2 = 0,878$), mesmo com a existência dos barramentos ao longo do rio Capibaribe.
6. As maiores produções de sedimento em suspensão ocorreram nos anos de 2009 e 2010 no período chuvoso com valores respectivamente de $3,42 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $3,75 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.
7. Constatou-se a ocorrência de um déficit no fluxo de sedimento de fundo na zona costeira da Região Metropolitana do Recife, através da baixa relação do transporte ocorrida entre o sedimento de fundo e o suspenso.
8. O sedimento de fundo do rio Capibaribe apresentou distribuição uniforme ao longo do leito com seus tamanhos distribuídos de forma bem graduada.

9. A baixa produção de sedimento total do Capibaribe, que aporta à Região Metropolitana do Recife deve-se a existência dos barramentos existentes ao longo do curso do rio.

REFERÊNCIAS

ADDAD, J. Alterações fluviais e erosão costeira. Revista brasileira de recursos hídricos (RBRH), v.2, p.21-44, 1997.

AGÊNCIA ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HIDRÍCOS (CPRH). Diagnóstico do Meio Físico e Biótico e Mapa do Uso e Ocupação do Solo do Núcleo Metropolitano do Litoral de Pernambuco. Recife: CPRH/GERCO, 2006.

AGÊNCIA ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HIDRÍCOS (CPRH). Diagnóstico Socioambiental do Litoral Norte de Pernambuco. Recife: CPRH/GERCO, 2001

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). Boletim de Monitoramento dos Reservatórios do Rio Capibaribe / Agência Nacional de Usos Múltiplos. Brasília. V.(1). p 1-27. jul.2010.

AMERICAN GEOPHYSICAL UNION (AGU). In: CARVALHO, N. O.; JÚNIOR, N. P.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. F. E. W. Guia de Práticas sedimentométricas. ANEEL, Brasília – DF, 154p. 2000.

ARAGÃO, J.O.R. Sistemas de tempo que influenciam o clima no Nordeste. In: Tecnologias para a Agropecuária do Semi-Árido Nordestino, Módulo I - Clima do Semi-Árido, Ciências Agrárias nos trópicos brasileiros. ABEAS. Ministério da Educação. p.17-24. 1989.

ARAÚJO, A. M.; COSTA, M.B.S.F. ; MACÊDO, E.C. ; CANTALICE, J. R. B. Formas de fundo em águas costeiras e estudos de ondas e correntes locais. In: VII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos - VIII ENES, 2008, Campo Grande / MS. Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos - VIII ENES. Porto Alegre : ABRH, 2008.

ARON, G; EGBORGE, E. Apractical feasibility study flood peak abatement in urban areas.1973. In: MecGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. United States. Applied Hydrology, McGraww- Hill, p. 56, 1988.

ASSELMAN, M.E.M. Fitting and interpretation of sediment rating curves. Journal of hydrology, n.234, p.228-248, 2000.

BACK, A. J. Medidas de vazão com molinete hidrométrico e coleta de sedimentos em suspensão. Boletim técnico. n.130. EPAGRI, Florianópolis - SC. 2006. 58p.

BANDEIRA, J.V. O Impacto Ambiental de Barramentos em Bacias Hidrográficas sobre a Disponibilidade de Sedimentos e a Estabilidade Morfológica em sua Foz: O Caso da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Anais XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa, Nov. 2005. CD-ROM.

BANDEIRA, J.V.; SALIM, L.H.; CALISTO A., O.E. Long-term Morphological Impacts of Dams Constructed in the São Francisco River Basin, on the Coastline of Sergipe State – Brazil, In: VII Conferência Internacional em Engenharia Costeira e Portuária em Países em Desenvolvimento (COPEDEC VII), Dubai-Emirados Árabes Unidos. 2008.

BARBOSA, G. S.; IOST. C.; SCHIESSL, A.; FEITOSA. T. B.; Determinação da Curva-Chave da Vazão do Rio Manoel Alves Grande, Goiatins-To, p.5, 2009.

BARRELLA W. As relações entre as matas ciliares os rios e os peixes. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO; H.F. (Ed.) Matas ciliares: Conservação e recuperação, 2001.

BERLAMONT, J.; OCKENDEN, M.; TOORMAN, E.; WINTERWERP, J. A. Caracterização das propriedades sedimentar. Engenharia Costeira, p.110-128, 1993.

BOGEN, J.; OTTESEN, R.T. Global geochemical mapping and sediment-associated flux of major world rivers. In: Slagstad, Geology for Society, Geological Survey of Norway Special Publication. v.11, p.83–92, 2008.

BRANDT, S. A. Classification of Geomorphological effects downstream of dams
CATENA, v. 40, n.4, p.375-401, 2000.

BRONSDON, R.K.; NADEM, P.S. Suspend sediment in the Rivers Tweed and Teviot. The Science of the Total Environment, p. 95-113, 2000.

BROWN, A.C.; MCLACHLAN, A. Ecology of Sandy Shores. Amsterdam, Elsevier, p.327, 1990.

CANGANI, M. T.; POLEGATTO, J. C.; ROCHA, P. C. Análise granulométrica de sedimentos de fundo nos canais de planície fluvial do Rio Alto Paraná. In: Fórum Ambiental da Alta Paulista. v.5, p.23-28, 2008.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia prática. Rio de Janeiro-RJ. 2008, 599p.

CARVALHO, N.O.; IDE, C.N.; VAL, L.A.A.; RONDON, M.A.C.; BARBEDO, A.G.A.; CYBIS, L.F.A. Riscos devido à degradação e agradação de solos na bacia do alto Paraguai. In: Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos - João Pessoa-PB. ABRH, 2005. CD-Rom.

CARVALHO, N. O.; JÚNIOR, N. P.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. F. E. W. Guia de Práticas sedimentométricas. ANEEL, Brasília – DF, 154p. 2000.

Guia de Avaliação de Assoreamento de Reservatórios da ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica, Brasília, DF, 2000.

CARVALHO, N. O.; FILIZOLA N. P. J.; COUTINHO, P. M. S.; LIMA, J. E. F. W. Determinação da produção de sedimentos. Em: Guia de Avaliação de Assoreamento de Reservatórios. ANEEL, Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas. 25 – 56p. 2000b.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia prática. Rio de Janeiro: CPRM. 1994, 374 p.

CAVALCANTI, D. M. et al. Medição da descarga sólida em suspensão Da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. In: IX Jornada de Ensino Pesquisa e Extensão-UFRPE. 2009. 6p.

CHORLEY, R.J.; SCHUMM, S.A; SUGDEN, D.E. Geomorphology. Routledge, p.605, 1985.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D.R; MAYS, L. M. MecGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. United States. Applied Hydrology, McGraww- Hill, p.565, 1998.

COELHO, A. L. N. Geomorfologia Fluvial de Rios Impactados por Barragens. Caminhos de Geografia Uberlândia. v.9, n.26, p.16 – 32, 2008.

COELHO, A. L. N. Alterações hidrogeomorfológicas no Médio-Baixo Rio Doce/ES. 2007. Tese (Doutorado)- Universidade Federal Fluminense UFF - Niterói – Rio de Janeiro. 207p.

COMITÊ BRASILEIRO DE GRANDES BARRAGENS (CBGB). Cadastros de Barragens no Brasil. Disponível em: www.cbdb.org.br. Acessado em: 27 de Novembro de 2010.

COMPANHIA PERNAMBUCANA DE MEIO AMBIENTE (CPRH): Diagnóstico Sócio-Ambiental & ZEEC – Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro do Litoral Sul de Pernambuco. p.91, 1999.

COMPANHIA PERNAMBUCANA DO MEIO AMBIENTE (CPRH). Diagnóstico Sócio-Ambiental: Litoral Norte. Recife: CPRH/GERCO, 2001.

CUNHA, S. B. Impactos das Obras de Engenharia Sobre o Ambiente Biofísico da Bacia do Rio São João (Rio de Janeiro – Brasil). 1995. 378p.

CURVE EXPERT 1.3 for Windows. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (URGS). 2005.

DIAS, A. J. M. Estudo de Avaliação da Situação Ambiental e Proposta de Medidas de Salvaguarda para a Faixa Costeira Portuguesa. *Geologia Costeira*. p.26, 1993.

DIPLAS, P.; KUHNLE, L.; GLYSSON, D.; EDWARDS, T. Sediment transport measurements, in: *Sedimentation Engineering: Process, Measurements, Modeling and practice*. v.(a), p.307 – 309, 2008.

EDWARDS, T.K.; GLYSSON, G.D. Field methods for measurement of fluvial sediment. In: *Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey (USGS)*. 1999.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2007. 412p.

ESTEVES, L. S.; SANTOS, I. R. Impacto econômico da erosão na praia do Hermenegildo (RS), Brasil. *Pesquisas em Geociências*. v.28, n.2, p.393-403, 2001.

FOURNIER, F. *Climat et Erosion*. PUF, Paris. 1960

GORDON, N.D.; FINLAYSON, B.L.; MACMHON, T. A.; GIPPEL, C. J. *Stream Hydrology: an introduction for ecologists*. p.429, 2004.

GRAY, J. R. *Sediment data collection techniques*. U. S. Geological Survey Training Course. 2005, CD-ROM.

GREGÓRIO, M. N.; ARAÚJO, T. C. M.; VALENÇA, L. M. M. Variação sedimentar das praias do Pina e da Boa Viagem, Recife (PE) Brasil. *Tropical Oceanography*. v.31, n.1, p. 39-52, 2004.

GUYOT, J.L.; FILIZOLA, N.P.; LARAQUE, A. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. In: WALLING, D.E.; CHOROWITZ, A.J. *Sediment budgets*. Publication of International Association of Hydrological Sciences- IAHS. v. 291. p.347-354. 2005.

HAY, W.W. Pleistocene-holocene fluxes are not the Earth's norm. In: Material Fluxes on the Surface of the Earth. Studies in geophysics, national academy press, Washington, DC. p.15-27. 1994.

HOVIUS, N. Controls on sediment supply by large rivers. In: Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks. Society of Sedimentary Geology, Special Publication. n.59, p.3-16, 1998.

HUBBELL, D.W. Apparatus and techniques for measuring bedload. U.S. Geological Survey, Reston, Va. 1964.

JIAO, J.; WANG W.; LI, J. Silting land and sediment blocking benefit of check-dams in hilly and gully region on the Loess Plateau. in: Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering. v.19, n.6, p.302 – 306, 2003.

KLEIN, A.H.F. Morphodynamics of Headland Bay Beaches. 2004. Tese (Doutorado) – Universidade do Algarve, Faro, Portugal. 450p.

KNIGHTON, D. Fluvial forms and processes, a new perspective. New York: Oxford University Press Inc. 1998.

LABORATÓRIO METEOROLÓGICO DE PERNAMBUCO (LAMEPE). Disponível em: <http://www.itep.br/LAMEPE.asp>. Acessado: 20 de Outubro de 2010.

LACERDA, D. L.; GODOY, M. D.; MAIA, L. P. Mudanças climáticas globais: Caçando indicadores no Nordeste Brasileiro. Revista Ciência Hoje. V. 272, n.46, p.33-37, 2010.

LAJCZAK, A.; JANSSON, M. B. Suspended Sediment Yield in the Baltic Sea Drainage Basin. Nordic Hydrology. v. 24, p.53-64, 1993.

LANE, E.W. et al. Report of the Subcommittee on Sediment Terminology. Chapter 4, p.169-170, 1947. in: SIMONS, D. B.; SENTURK, F. Sediment transport technology. Colorado State University. Fort Collins, CO. 1997. 897p.

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. ano 6, n.01, p.01-18, 2005.

LENZI, M.A.; MARCHI, L. Suspended sediment load during floods in a small stream of the dolomites. *Catena*, n.39, p.267 – 268, 2000.

LEVANTAMENTO EXPLORATÓRIO - RECONHECIMENTO DE SOLOS DE PERNAMBUCO. Divisão de Pesquisa Pedológica (DNPE). Ministério da Agricultura. Recife-Pe. v.1,1973. 359p.

LIMA, J. E. F. W. Diagnóstico do Fluxo de Sedimentos em Suspensão na Bacia do Rio São Francisco. Embrapa Cerrados; Brasília, DF: ANEEL: ANA, 2001.

LIMA, J. E. F. W.; LOPES, W. T. A.; CARVALHO, N. de O.; SILVA, E. M.; VIEIRA, M. R. Fluxo de sedimentos em suspensão no exutório de grandes bacias hidrográficas em território brasileiro. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre: nov. 2006.

LIMA, J.E.F.W.; SANTOS, P.M.C.; CARVALHO, N.O.; SILVA, E.M. Diagnóstico do fluxo de sedimentos em suspensão na Bacia Araguaia-Tocantins. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados; Brasília, DF: ANA; ANEEL. p.116, 2003.

LIMA, J.E.F.W.; SANTOS, P.M.C.; CARVALHO, N.O.; VIEIRA, N.O.; SILVA, E.M. Suspend sediment fluxes in the large river basins of Brazil. In: VII Congresso Científico da International Association of Hydrological Sciences-IAHS. Foz do Iguaçu, RS. 2005.

LIMA, W.P.; LAZAKIA M.J.B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES; R.R.; Ludwig, W.; Probst, J. L.; Kempe, S. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochem*. v.10, n.1, p.23-41. 1996.

LOPES, A.L.M.; SILVA, C.G.; DIAS, G.T.M. Caracterização Sonográfica das Feições Arenosas de Fundo da Plataforma Continental interna e Média a sul da

Bacia de Campos. In: Anais do 8º Congresso Internacional da Sociedade brasileira de geofísica. 2003.

LUAN, Z.; CHANGXING, S.; HAO Z. Effects of check-dams on sediment storage-release in: Chabagou Watershed. Transactions of the CSAE. v.26, n.2, p.64–69. 2010.

MANSO, V.A.V.; COUTINHO, P.N.; GUERRA, N.C.; SOARES JUNIOR, C.F.A. Pernambuco, in: Erosão e progradação do litoral brasileiro. p.179-196, 2006.

MARION, D.A.; WEIRICH, F. Equal-mobility bed load transport in a small, step-pool channel in the Ouachita Mountains. Geomorphology. v.55, p.139-154, 2003.

MARTINS, M.E; COIADO, E. M. Produção de sedimentos em bacia agrícola cultivada com cana-de-açúcar. In: XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte-BH. 1999.

MEADE R.H.; YUZYK T.R.; DAY T.J. Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada. In: Surface Water Hydrology, The Geology of North America. Geological Society of America: Boulder, CO. p.255–280, 1990.

MEADE, R. H.; MOODY, J. A. Changes in the discharge of sediment through the Missouri- Mississippi river system, 1940-2007. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS. Campo Grande. Anais. 2008.

MEDEIROS, P. R. P. Aporte fluvial, transformação e dispersão da matéria em suspensão e nutrientes no estuário do Rio São Francisco, após a construção da Usina Hidroelétrica do Xingó (AL/SE) 2003. Tese (Doutorado). Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense. 184 p.

MEDEIROS, P. R. P.; KNOPPERS, B. A.; SANTOS JÚNIOR, R. C. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do

Rio São Francisco (SE/AL). *Geochimica Brasiliensis*, v. 21, n.2, p.212- 231, 2007.

MELO, A. B. C.; SELUCHI, M. Boletim de informações climáticas – INFOCLIMA. Ano.17, n.07. 3p. Julho de 2010.

MERTEN, G. H.; POLETO, C. Qualidade dos Sedimentos. Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH. Porto Alegre, RS. 397p, 2006.

MERTEN,G.H.; MINELLA, J. P. G.; CUNHA, R. B.; GOMES, S.T. Avaliação da descarga sólida de leito em rio de montanha com uso do amostrador BLH-48. In: VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimento, 2008.

MILLIMAN, J.D.; MEADE, R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, n.91, p.1-21. 1983

MILLIMAN, J.D. Delivery and fate of fluvial water and sediment to the sea: a marine geologist's view of European rivers. *Sci.Marina*, v. 65, p.121-132. 2001.

MIRANDA, L. E.. A review of guidance and criteria for managing reservoirs and associated riverine environments to benefit fish and fisheries. In: G. Marmulla, editor. *Dams, fish and fisheries: opportunities, challenges and conflict resolution*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization-FAO. Fisheries Technical Paper, p.93-141, 2000.

MUEHE, D. Geomorfologia costeira. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. *Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações*. Rio de Janeiro, RJ. v.345, p.191-238, 1996.

MUEHE, D. Erosion in the brazilian coastal zone: an overview. *Journal of Coastal Research*. n.39, p. 43 – 48, 2006.

MÜLLER, A. C. *Hidrelétricas, meio ambiente e desenvolvimento*. São Paulo: Makron Books, 1995. 412 p.

NICHOLS, G. *Sedimentology & Stratigraphy*. London: Blackwell Publishing. 1999. 355 p.

OLD, G. H; LEEKS, G.J.L.; PACKMAN, J.C.; SMITH, B.P.G.; LEWIS, S. HEWITT, E.J.; HOLMES, A.Y. The impact of a convectional summer rainfall event on river flow and fine sediment transport in a highly urbanized catchment: Bradford, weyst Yorkshire. *The Science of the total environment*. p.495-521. 2003.

PAIN, A. Land-Ocean sediment transfer in Paleotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. In: *Sediment transfer through the fluvial system*. International Association of Hydrological Sciences Publication. n. 288, p.115–124, 2004.

PAIVA, E.M.C.D; PAIVA, J.B.D.; COSTA, M.F.T; SANTOS, F.A. Concentração de sedimentos em suspensão em uma pequena bacia hidrográfica em urbanização. In: *XXI Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental*. Rio de Janeiro-RJ. 2001.

PARKER, G.; TORO-ESCOBAR C.M. Equal mobility of gravel in streams: the remains of the day. *Water Resources Research*. v. 38, n.11, 1264p. 2002.

PAVANELLI, D.; PAGLIARANI, A.; Monotoring water flow, turbidity an suspended sediment load, from an Apennine catchment basin, Italy. *Biosystems Engineering*. v. 83, n.4, p.463-468, 2002.

PETTS, G.E.; GURNELL, A. M. Dams and geomorphology: research progress and future directions. *Geomorphology*. v. 71, p.27–47, 2005.

PICOUET, C.; HINGRAY, B.; OLIVRY, J.C. Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: The Upper Niger river basin. *Journal of Hydrology*. n.250. p.19-39. 2001.

PONCE, V.M. *Engineer Hydrology. Principles and Pratices*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey (1989). 640p.

PORTO, L.L.R.; SILVA, M.R.; ZAHED, F. K. *Medição de Vazão e Curva-chave*. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Departamento de Eng. Hidráulica e Sanitária. São Paulo. 2001. 34p.

RAMOS, C.L.; CURI, F.S.; KOSMINSKY, C. Estudo sedimentológico na Região metropolitana de São Paulo. In: IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos-Rio de Janeiro - RJ. v. 03, p.436-444, 1991.

RICHARDT, K.; TIMM, L.C. Solo planta atmosfera: conceitos e aplicações. Barueri,SP: Manole, 1ªed. Brasileira, cap.3 (19), 2004.478p.

SANTOS, B. P. Estudo Hidrossedimentológico em uma Bacia Experimental no Centro-oeste do Estado do Paraná. Programa Institucional de iniciação científica. Relatório de atividades. 2010. 30p.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M.R.V.B.; BUBA, H.; KISHI, R.T.; MARRONE, E.; LAUTERT, L. F. Medição do transporte de sedimentos. In: Hidrometria aplicada. Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, Curitiba – PR, 2001. 272p.

SEAR, D.A. Bedload transport rates and the stream hydrograph: results from a new type of load cell bedload trap. In: Erosion and Sediment Transport Measurement: Technological and Methodological Advances Workshop, Oslo, NW. 2002.

SHORT, A. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. New York: John Wiley e Sons. 1999.

SILVA, R. C. V.; WILSON JÚNIOR, G. Hidráulica Fluvial. Rio de Janeiro: Instituto Alberto Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. v.2, 256 p, 2005.

SIMONS, D. B.; SENTURK, F. Sediment transport technology. Colorado State University. Fort Collins, CO. 1997. 897p.

SMITH, B.P.G.; NADEN, P.S; LEEKS, G.J.L. WASS, P.D. The influence so storms events on fine sediment transport, erosion and deposition within a reach of the river Swale, Yorkshire-UK. The Science of the Environment. p.451-474, 2004.

SOUSBY, R. Dynamics of marine sands: A manual for practical applications. Thomas Telford. 1997.

SOUZA, W.L.F.; KNOPPERS, B. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geochimica Brasiliensis*, v.17, n.1, p.57-74, 2003.

SUDENE. Dados Pluviométricos mensais do Nordeste. Estação de Pernambuco: Recife. 1990. 363 p.

SUGUIO, K. Geologia Sedimentar. São Paulo. Edgard Blücher LTDA, 2003.

SUN, H.; CORNISH, P. S; DANIELL, T. M. Turbidity – based erosion estimation in a catchment in south Australia. *Journal of Hydrology*. v.252, p.227-238. 2001.

SYVITISKI, J.P.M. ; MILLIMAN, J.D. Geology, geography and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*, v. 115, p.1-19, 2007.

SYVITSKI, J.P.M.; PECKHAM, S.D.; THIERRY, R.; HILBERMAN, M. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*. 162, p. 5–24, 2003.

SYVITSKI, J.P.M.; VÖRÖSMARTY, C.J.; KETTNER, A.J.; GREEN, P.; Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, v.308, p.376– 380, 2005.

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. v.4, 1997.

UNITED NATIONS EDUCATIONAL, SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANIZATION (UNESCO). Coasts and small islands home for two-thirds of world population. 1998. Disponível em: www.unesco.org. acessado em: 06.11.2010.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). Techniques of Water Resources Investigations. Whashington, 1973.

VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology*, n. 40, p.123–144, 2001.

VOROSMARTY, C.J.; MEYBECK, M.; FEKETE, B.; SHARMA, K., GREENA, P.; SYVITSKI, J.P.M. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, v. 39, p.169–190, 2003.

VÖRÖSMARTY, C.J.; MEYBECK, M.; FEKETE, B. E SHARMA, K. In: Human Impact on Erosion and Sedimentation. Proc. Of the Rabat Symposium. International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publication. n.245, p.261-273, 1997.

WALLING, D. E.; WEBB, B. W. Patterns of sediment yield. In: Background to Palaeohydrology. Chichester, UK. p.69-100. 1983.

WALLING, D. E.; WEBB, B. W. erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publication. n. 236, 1996.

WALLING, D. E. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*. v.79, n.3, p.192- 216, 2006.

WALLING, D. E., Recent changes in the suspended sediment transport modulus of the world's rivers: the impact of environmental Change. the 3rd. Steering Committee Meeting, 28-30 April, Vienna, Austria, 2005.

WALLING, D. E.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment transport modulus of the world rivers. *Global Planet. Change*, v.39, p.111-126, 2003.

WALLING, D.E. Measuring sediment yield from a river basin. In: Soil Erosion Research Methods. Soil and Water Conservation Society. v.11, p.39-80, 1994.

WANG, Z. Y.; DITTRICH, A. Effect of particle's shape on incipient motion of sediment. *International Journal of Sediment Research*, n.14, p.179-186,1991.

WANG, Z. Y.; WU, Y. S. Sediment-removing capacity and river motion dynamics. *International Journal of Sediment Research*, n.16, p.105- 115, 2001.

WARD, A. D.; TRIMBLE, S. W. *Environmental hydrology*. New York: Lewis Publishers.1995. 475p.

WARD, A.D.; TRIMBLE S.W. *Environmental hydrology*, New York: Lewis Publishers. 2004.

WEIGAND, M. C. Proposta metodológica para estimativa da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas: estudo de caso alto Jaguaribe, CE. 2009. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará. 110 p.

WHITEHOUSE, R.; SOUSBY, R.; ROBETS, W.; NITCHENER, H. *Dynamics of Estuarine Muds: A manual for practical applications*. Tomas Telford. 2000.

WILDE, F. D.; RADKE, D.B. Field Measurements in: *National Field Manual for collection of Water – Quality Data*. U.S. Geological Survey Techniques the Water Resouce Investigations, Book 9, chap A4, p.7-99. 1998.

WORLD COMISSION ON DAMPS (WCD). *Damps and Development: a new framework for decision-making*. Planet Press, USA. 2000. 399p.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. *Manual on sediment management and measurement*. Operational Hydrology Report, n.47. Ed. Xiaoqing, Yang. Geneva, Switzerland. 2003.

WREN, D.G.; KUHNLE, R.A. Measurements of coupled fluid and sediment motion over mobile sand dunes in a laboratory flume *International Journal of Sediment Research*. v.23, n.4, p. 329-337, 2008.

WRIGHT, I. D.; NITTROUER, C. A. Dispersal of river sediments in coastal seas: six contrasting cases. *Estuaries*. v.18, p.494-508, 1995.

WRIGHT, L. D.; FRIEDRICH, C. T. Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report. *Continental Shelf Research*. v. 26, p.2092-2107, 2006.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: *Handbook of Coastal Process and Erosion*. p. 35-66. 1983.

YANG, T. C. *Sediment transport theory and practice*. New York. McGraw-Hill companies. 1996. 395p.

ZABALETA, A.; MARTÍNEZ, M.; URIARTE, J. A.; ANTIGÜEDAD, I. "Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchment of the Basque Country". *Catena*. (2007). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science>>. Acesso em: 22 de setembro de 2010.

ZHANG, Q.; XU, C. Y.; SINGH, V.P. ; YANG, T. Multiscale variability of sediment load and streamflow of the lower Yangtze River basin: Possible causes and implications. In: *Journal of Hydrology*. v. 368, p 96–104, 2009.

CAPÍTULO II

AVALIAÇÃO DE EQUAÇÕES DE TRANSPORTE POR ARRASTE NO RIO CAPIBARIBE

RESUMO

O movimento de sedimentos ao longo do leito de um rio é um dos mais desafiadores problemas para aqueles que tentam explicá-lo, tanto pela dificuldade de sua coleta, como pela difícil definição de quando as partículas iniciam o movimento. Desse modo, o objetivo deste trabalho foi avaliar a estimativa do transporte de fundo do Rio Capibaribe por meio da aplicação de 8 equações de arraste. Dessa forma foram realizadas campanhas de medição direta durante o período chuvoso e não-chuvoso do ano de 2010 seguindo a metodologia da amostragem por igual incremento de largura (IIL), para a determinação da descarga sólida de fundo com o uso do amostrador US BLH-84. O regime de escoamento do Rio Capibaribe compreendeu a faixa de turbulento fluvial a torrencial. O diâmetro médio do sedimento (D_{50}) variou de 0,44 a 1,48 mm, não seguindo a variação das mudanças de vazões devido aos efeitos do barramento. As equações que apresentaram as melhores estimativas para descarga sólida de fundo foi a equação de Duboy e Kalinske com subestimativa de 97 % e, a pior estimativa foi realizada pela equação de Schoklitsch com superestimativa média de 10.978,90 % da carga de fundo do rio Capibaribe. A existência das Barragens ao longo do rio Capibaribe influenciou o mau desempenho das equações testadas.

Palavras Chaves: Equações de arraste, transporte de sedimentos, rios barrados.

ABSTRACT

The movement of sediment along the bed of a river is one of the most challenging troubles for those that are willing to explain, mainly due to the difficulty of sampling, as the difficult definition when the particles begin moving. Thus, the aim of this work was to assess the estimate of bedload transport in Capibaribe river by application of eight equations drag. Therefore, direct collects were carried out during the rainy season and non-rainy season of 2010 following the methodology of equal width increment (IIL) sampling for determining the bedload discharge through U.S. BLH-sampler 84. The river flow regime Capibaribe understood the range of the turbulent river until torrents. The mean diameter of sediment (D50) ranged from 0.44 to 1.48 mm, following no change in water discharge due to the effects of the dam. The equations that showed the best estimates for bedload discharge were the equation of Duboy and Kalinske with underestimation of 97 %. Nevertheless, the worst estimate was showed by Schoklitsch equation with an overestimation average of 10978.90% of bedload discharge in Capibaribe river. The existence of the dams along the river Capibaribe influenced the poor performance of the equations applied.

Keywords: drag equations, sediment transport, rivers dams.

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1. Movimento incipiente de partículas

A previsão inicial do movimento das partículas é um problema fundamental e um dos principais na sedimentologia e na geomorfologia. As predições de transporte de sedimentos são necessárias para que se possam conhecer as rotas do sedimento através das redes de drenagens dos rios (Cui & Parker, 2005; Cui *et al.*, 2006; Wiele *et al.*, 2007), os modelos de incisão nos rios e fundo pedregoso (Sklar & Dietrich, 2004; Lamb *et al.*, 2007), a funcionalidade e habitat dos rios (Rosgen, 1996; Buffington *et al.*, 2004) e mitigar o fluxo debris iniciado a partir do fundo dos canais (Papa, *et al.*, 2004).

O movimento de sedimentos ao longo do leito de um rio tem sido um dos mais perplexos e desafiadores problemas para aqueles que tentam explicar esse movimento. Nas últimas décadas, devido à rápida expansão da atividade e desenvolvimento na área de bacias hidrográficas, a importância deste problema foi gravemente percebida (Papanicolau *et al.*, 2002).

Segundo Simons & Senturk (1997), o início do movimento é difícil de definir-se. Esta dificuldade é consequência de um fenômeno que é aleatório no tempo e no espaço. Quando a tensão de cisalhamento esta perto de seu valor crítico é possível observar algumas partículas movendo-se no fundo do canal. A história do movimento de uma partícula envolve longos períodos. Na verdade, é difícil concluir em que momento as partículas entram em movimento.

Krame (1965) definiu três tipos de movimento de partículas no leito: (1) movimento fraco: apenas algumas partículas estão se movendo no leito. As partículas chegam a se mover até um centímetro quadrado e podem ser contadas. (2) movimento médio: as partículas de diâmetro médio começam movimentar-se e esse movimento não é de caráter local, mas o leito continua a ser plano. (3) movimento geral: toda a mistura está em movimento, e ocorrendo em todas as partes do leito e por todo tempo.

O movimento incipiente das partículas em escoamentos de superfícies livres ocorre quando os agentes responsáveis pelo movimento (as forças de

arraste) atuantes direta ou indiretamente sobre o leito, são capazes de vencer a resistência das partículas isoladas retirando-as do repouso. As forças de arraste podem ser provenientes da ação das correntes líquidas, das ondas, das marés e dos ventos sobre o corpo d'água (Souza, 2010).

Segundo Ashiq & Doering (2006) o início de movimento do sedimento nos canais naturais ou construídos pelo homem tem uma grande importância no campo da sedimentação, especialmente nas previsões referentes ao transporte de sedimentos. Os sedimentos que estavam parados por certo tempo, logo que iniciam seus movimentos eles começarão a se mover por uma distância e por um tempo indeterminado. A precisa descarga e o tempo de início de movimento é ainda uma determinação subjetiva, por isso, diversos pesquisadores têm diferentes pontos de vista a esse respeito. Alguns autores argumentam que o movimento tem início quando algumas partículas começam a se mover para então, movimentar todas as outras; outros pesquisadores discordam disso e, só consideram o início de movimento quando um número significativo de partículas entra em movimento.

Apesar do amplo conhecimento adquirido a partir de intensas pesquisas sobre o movimento incipiente de sedimentos, ainda não se tem uma solução definitiva para esse problema. A falta de uma visão clara sobre o conceito do movimento incipiente é uma dessas razões. Para muitos, esse movimento incipiente de partículas é apenas um processo determinístico, assim, para Schoklitsch (1934) e Williams (1983) existe um tempo médio de atuação da tensão de cisalhamento junto ao fundo do leito para que as partículas se movam. Em contraste a essa visão determinística, a visão estocástica Einstein (1942), Cheng & Chiew (1998) são as variações turbulentas das tensões de cisalhamento responsáveis pelo deslocamento inicial dos sedimentos, outro parâmetro atribuído a visão estocástica das condições de início de movimento é a variedade do arranjo de empacotamento e das propriedades do sedimento (Papanicolau *et al.*, 2001).

Wu *et al.*, (1998) relatam que a determinação do início de movimento do sedimento de fundo e a taxa de transporte da descarga sólida de fundo é muito importante para a engenharia hidráulica. Após Duboys publicar em sua pesquisa sobre a taxa do transporte de fundo em 1879 e Shields propor em

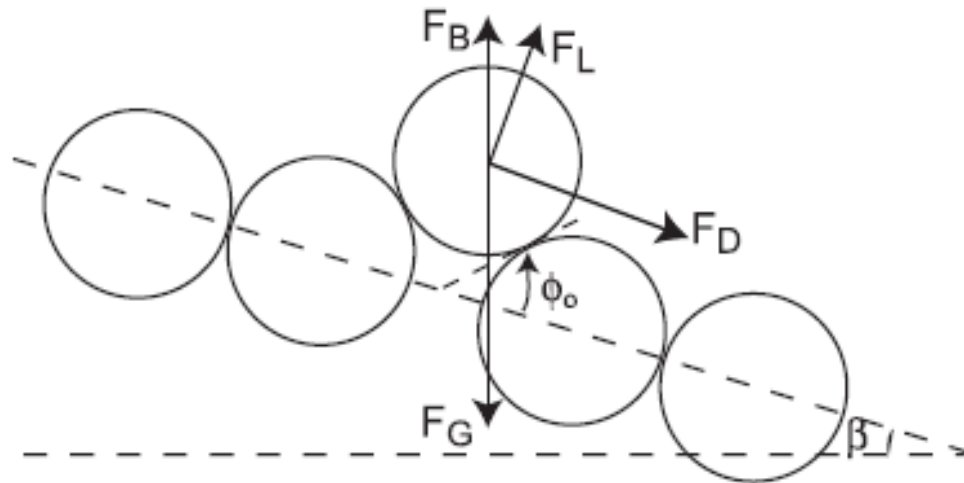
1936 uma curva para a previsão da tensão crítica do cisalhamento do sedimento de fundo ainda no seu estado incipiente, o movimento de sedimento de granulometria uniforme tem sido amplamente estudado e razoavelmente bem entendido. No entanto, para o sedimento não-uniforme, as estimativas do transporte ainda estão longe da adequação. Wu *et al.*, (1998) também comenta em relação ao movimento de uma mistura de sedimentos não-uniformes, que as partículas pesadas são mais fáceis de serem arrastadas e, assim, a taxa de transporte é maior do que a taxa de transporte de sedimento mais uniforme, devido à maior exposição ao fluxo. A situação é inversa para as partículas menores sobre a superfície do leito, por elas estarem mais protegidas pelas partículas maiores. Portanto, é necessário considerar os mecanismos de exposição e esse sombreamento das partículas menores pelas maiores, quando se estuda o transporte de uma mistura de sedimento.

Segundo Vollmer & Kleinhans (2007), as forças atuantes sobre as partículas de leito podem agir sobre fluxos instáveis, e assim, demandando uma maior tensão de cisalhamento para predição de variações temporais espaciais do início de movimento. Ainda segundo Vollmer & Kleinhans (2007) relatam que vários estudos realizados por Coleman, (1967); Einstein, (1950); Zanke, (2003) descreveram analiticamente a atuação dessas forças instáveis sobre a superfície do leito.

Quando a força de arraste é menor que um valor crítico, as partículas de leito de um canal permanecem imóveis. Posteriormente, o leito pode ser considerado rígido. Mas quando a tensão de cisalhamento sobre o leito alcança ou excede o valor crítico, inicia-se então o movimento das partículas. Em geral, a observação do movimento das partículas é difícil por natureza. Os dados mais confiáveis disponíveis têm-se a partir de experimentos de laboratório (Simons & Senturk, 1997).

No fluxo de canais a força de empuxo (F_B), a força elevação (F_L) e a força de arraste (F_D), agem para mobilizar a partícula, enquanto que a força da gravidade (F_G) atua para manter a partícula no local (Fig.1). O movimento inicial da partícula ocorre quando uma dessas forças equilibradas (em um sistema de coordenadas paralelo ao leito) se sobressai. Φ_0 é o ângulo de atrito entre as partículas e β é ângulo de contato com o leito ($S(\text{dec. do canal}) = \tan$

β). Nesse modelo a força de empuxo (F_B) atua no sentido vertical, ao invés de perpendicular à superfície da água como às vezes se supõe (Mizuyama, 1977; Christensen, 1995), com base em discussão de Chiew e Parker (1995), Lamb et al., (2008).



$$F_D + (F_G - F_B) \times \text{sen } \beta = [(F_G - F_B) \times \text{cos } \beta - F_L] \times \text{tan } \Phi$$

Figura 1. Forças atuantes na partícula.

Lopes *et al.*, (2001), relata que um dos problemas dos modelos da capacidade de transporte de sedimentos é conhecer adequadamente o aporte de sedimentos. O principal pressuposto atrás do desenvolvimento de equações de arraste é pressupor que os canais têm uma fonte de sedimento ilimitada.

O transporte de sedimentos envolve uma complexa interação entre muitas variáveis inter-relacionadas. Tem sido prática comum assumir que a taxa de transporte de sedimentos ou a magnitude da concentração de sedimentos pode ser largamente determinada por certas variáveis dominantes, como descarga de água, a velocidade, o gradiente de energia, tensão de cisalhamento, potência do escoamento, potência do escoamento unitária, rugosidade relativa, número de Froude, etc.. (Simons & Senturk, 1997).

Diante do grande número de equações e métodos concebidos para calcular a descarga de sedimento nos rios, merece destaque o estudo feito por Einstein, baseado em considerações estatísticas forças de sustentação, resultando nas equações de Einstein (1942) e Einstein (1950). Até então, eram utilizadas equações do tipo Duboys (1879). (Coiado e Paiva, 2008).

Dentre os modelos mais notáveis, além do de Einstein (1942) e Einstein (1950) aplicado para descargas sólidas de fundo e suspensa, destacam-se o de Van Rijn (1984) para sedimentos suspensos e o modificado de Einstein, por Colby e Hembree (1955). Atualmente os modelos clássicos de transporte de sedimentos vêm perdendo espaço no tocante a aplicação, à medida que os avanços no entendimento das estruturas turbulentas contribuem para uma melhor descrição do fenômeno (Alamy filho, 2006).

Questões como a quantidade do fluxo contínuo de sedimentos nos rios, ou qual a fórmula de transporte de sedimentos através dos rios é mais confiável e recomendada, ainda são questões-chaves enfrentadas pelos cientistas e engenheiros que estão envolvidos em vários projetos de controle de sedimentos. Estas questões complexas, ainda são um grande problema para os grandes rios aluviais, assim, é desejável saber qual das fórmulas de sedimentos disponíveis apresenta um valor razoável (Hossain & Rahman 1998).

Coiado e Paiva (2008) analisaram catorze das principais equações utilizadas no transporte de sedimentos de fundo, confrontando alguns dos parâmetros medidos numa seção do Rio Atibaia/SP, durante o período de Março de 1993 a Abril de 2000. Considerando nas análises, as tensões médias de cisalhamento do escoamento e as tensões de cisalhamento críticas referentes ao diâmetro representativo de cada equação, e após a análise verificaram que todas apresentam algum tipo de restrição.

1.2. Algumas equações transporte usadas na estimativa do sedimento de fundo

As equações de transporte sólido são expressões que associam os parâmetros hidráulicos do escoamento a parâmetros que caracterizam o material existente no fundo do canal, na sua maioria obtida a partir de dados de laboratório. Estas fórmulas são de difícil uso, visto que são numerosas e sujeitas à precaução em razão da diversidade de condições representadas e dos resultados que fornecem. Três concepções de descarga sólida são identificáveis na estrutura destas expressões, segundo Garcia (1983) e Yang

(1996), sendo função: (1) da atuação da tensão de cisalhamento sobre o leito; (2) do mecanismo de turbulência associado à princípios de probabilidade e (3) das características gerais do escoamento.

Dentre as equações que consideram a descarga sólida com uma função da atuação da tensão de cisalhamento diretamente sobre o leito, destaca-se a equação de DuBoy's (1879). Essa equação considera a quantidade de material transportado como dependente do excesso da tensão de cisalhamento do escoamento exercida sobre o leito, no qual o escoamento se desloca em camadas e os sedimentos deslizam uns sobre os outros. A expressão proposta é a seguinte:

$$q_s = \psi \tau (\tau - \tau_{cr}) \quad (01)$$

onde q_s = Descarga sólida (kg s^{-1}); τ = tensão de cisalhamento do fluxo sobre o leito (N.m^{-2}) e os valores de ψ e τ_{cr} podem ser encontrados através de gráficos (Graf, 1996), a partir dos valores de diâmetro do sedimento (d_{50}) expresso em milímetros.

Souza (2010) comenta que, segundo Duboys, a quantidade de material transportado pelos corpos d'água depende principalmente da declividade e da profundidade do canal. Afirmou ainda que a resistência ao movimento de cada tipo de material depende diretamente do seu peso, isto é, quanto maior for o peso do grão submerso, maior será sua resistência ao movimento.

Shields (1936) apresentou um estudo do movimento incipiente de partículas baseado na tensão de cisalhamento, na forma do conhecido diagrama de Shields. Assim, a equação semi-empírica proposta para o transporte sólido é a seguinte.

$$\frac{q_s \cdot \gamma_s}{q \cdot \gamma \cdot S} = 10 \cdot \frac{\tau - \tau_{cr}}{(\gamma_s - \gamma) \cdot d} \quad (02)$$

onde q_s = Descarga sólida (kg s^{-1}); q = descarga líquida por unidade de largura ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); d = diâmetro da partícula do sedimento, d_{50} (mm); γ e γ_s = peso

específico da água e do sedimento (N m^{-3}); S = declividade do canal (m m^{-1}); τ = tensão de cisalhamento do fluxo sobre o leito (N.m^{-2}) e τ_{cr} pode ser encontrado através de gráfico (Graf, 1996), a partir dos valores de diâmetro do sedimento (d_{50}) expresso em milímetros.

Meyer-Peter & Muller (1948), Baseados na hipótese de que parte da energia que está animando o líquido em movimento é usada para o transporte do material de fundo e a outra parte é usada para o transporte líquido e de que parâmetros semelhantes governam o início do movimento e o transporte de sedimentos, desenvolveram a seguinte expressão:

$$\gamma \frac{(K_s)^{3/2}}{K_r} Rh S = 0,047(\gamma_s - \gamma) d + 0,25\rho^{2/3} q_s^{2/3} \quad (03)$$

$$K_r = \frac{26}{d^{1/6}} \quad (04)$$

$$S_r = \frac{V^2}{K_r^2 R_h^{4/3}} \quad (05)$$

$$S = \frac{V^2}{K_s^2 R_h^{4/3}} \quad (06)$$

onde q_s = Descarga sólida (kg s^{-1}); d = diâmetro da partícula do sedimento, d_{50} (m); γ e γ_s = peso específico da água e do sedimento (N m^{-3}); S = declividade do canal (m m^{-1}); R_h = raio hidráulico (m); ρ = massa específica da água (kg m^{-3}) (k_s/K_r) S = ajuste do declive da perda de energia total, isto é, devido a resistência do sedimento S_r , é responsável pelo movimento do fluxo de leito; V = velocidade média do fluxo (m s^{-1}).

Entre as equações que consideram a descarga sólida como uma função do mecanismo de turbulência e em princípios de probabilidade, a primeira foi desenvolvida por Kalinske's (1947). O autor considera que o movimento dos sedimentos ocorre quando as forças exercidas pelo escoamento atingem um valor crítico. As variações de pressão e a turbulência do escoamento fazem

com que estas forças fluem em torno de um valor médio. Considera, então, o transporte por arraste como uma fração do número, tamanho e velocidade média das partículas em movimento.

$$\frac{q_s}{U^* d} = f \left(\frac{\tau_c}{\tau} \right) \quad (07)$$

onde q_s = Descarga sólida (kg s^{-1}); d = diâmetro da partícula do sedimento, d_{50} (m); U^* = velocidade de cisalhamento (m s^{-1}); τ = tensão de cisalhamento do fluxo sobre o leito (N m^{-2}) e τ_c = tensão crítica de cisalhamento (N m^{-2}).

Outra equação baseada no mecanismo de turbulência é a de Einstein-Brown. Brown (1950) desenvolveu uma equação de transporte de sedimento de fluxo de fundo baseado na equação de Einstein (1942), que segue abaixo:

$$\phi = \frac{q_s}{\gamma_s F \sqrt{g (\gamma_s - \gamma) d^3}} \quad (08)$$

$$\phi = 40 \left(\frac{1}{\psi} \right)^3 \quad (09)$$

$$f = \frac{1}{\psi} = \frac{\tau}{(\gamma_s - \gamma) d} \quad (10)$$

$$F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{g d^3 ((\gamma_s - \gamma) - 1)}} - \sqrt{\frac{36\nu^2}{g d^3 ((\gamma_s - \gamma) - 1)}} \quad (11)$$

onde q_s = Descarga sólida (kg s^{-1}); d = diâmetro da partícula do sedimento, d_{50} (m); τ = tensão de cisalhamento do fluxo sobre o leito (N m^{-2}); ν = viscosidade cinemática da água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); γ , γ_s = peso específico da água e do sedimento (N m^{-3}); g = aceleração da gravidade (m s^{-2}); e, ψ = Parâmetro de intensidade do fluxo.

De acordo com Carvalho (2008), o modelo Einstein & Brown (E&B) evidencia uma alteração realizada por Brown, em 1950, dentro do processo descrito por Einstein, em 1942, no qual este reconhece a ascendência das forças hidrodinâmicas no transporte de sedimento, relacionando o parâmetro adimensional da intensidade de transporte (Φ) com a probabilidade do movimento das partículas.

A equação Schoklitsch (1934), considera a descarga sólida como função das características globais do escoamento (semi-empíricas). O autor desenvolveu uma fórmula baseada nas características macroscópicas do escoamento, cujo valor de descarga sólida é obtido em função das características globais do escoamento, tais como vazão, geometria e declividade do leito. O autor definiu um valor crítico para uma vazão a partir da qual se inicia o movimento dos sedimentos. A equação pode ser expressa da seguinte maneira:

$$q = \frac{0,6 \times d^{\frac{3}{2}}}{S^{\frac{7}{6}}} \quad (12)$$

Usando este valor de descarga crítica, Schoklitsch sugere para o cálculo da descarga sólida por arraste a expressão:

$$q_b = 2500 \times S^{\frac{3}{2}} \times (q - q_c) \quad (13)$$

onde q_s = Descarga sólida (kg s^{-1}); q_c e q = descarga líquida crítica e descarga líquida por unidade de largura ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) d = diâmetro da partícula do sedimento, d_{50} (m); e S = declividade do canal (m m^{-1}).

2. OBJETIVOS

2.1. Geral

Avaliar a adequação de algumas equações de transporte por arraste para as descargas sólidas de sedimento de fundo observadas no do Rio Capibaribe durante as campanhas de medição direta no ano de 2010.

2.2. Específicos

Avaliar a adequação da equação de Duboys (1978), Einstein – Brown, (1950), Kalinske (1947), Meyer-Peter & Muller (1948), Meyer-Petter (1934) Einsten (1942); Shields (1936) e Schoklitsch (1934), para as condições de transporte de fundo e hidráulicas observadas no do Rio Capibaribe durante as campanhas de medição direta no ano de 2010.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Bacia hidrográfica do Rio Capibaribe

3.1.1. Localização

A bacia hidrográfica do Rio Capibaribe está localizada na porção oriental do estado de Pernambuco, estando compreendida entre as latitudes 7° 41" e 8° 18" S e longitude 34° 51" e 36° e 42" W Gr e possui uma área de 7.558 Km² o que equivale a 6,73% da área do estado de Pernambuco. O Rio Capibaribe é dividido em Alto, Médio e Baixo Capibaribe, da nascente à foz, o rio corre pelo Agreste do estado e Zona da Mata, cortando também a Região Metropolitana do Recife, em aproximadamente 250 km de percurso, conforme a apresentado na Figura 02. ao longo desse percurso foram construídas 5 barragens para contenção de cheias, abastecimento e irrigação (Fig. 03).

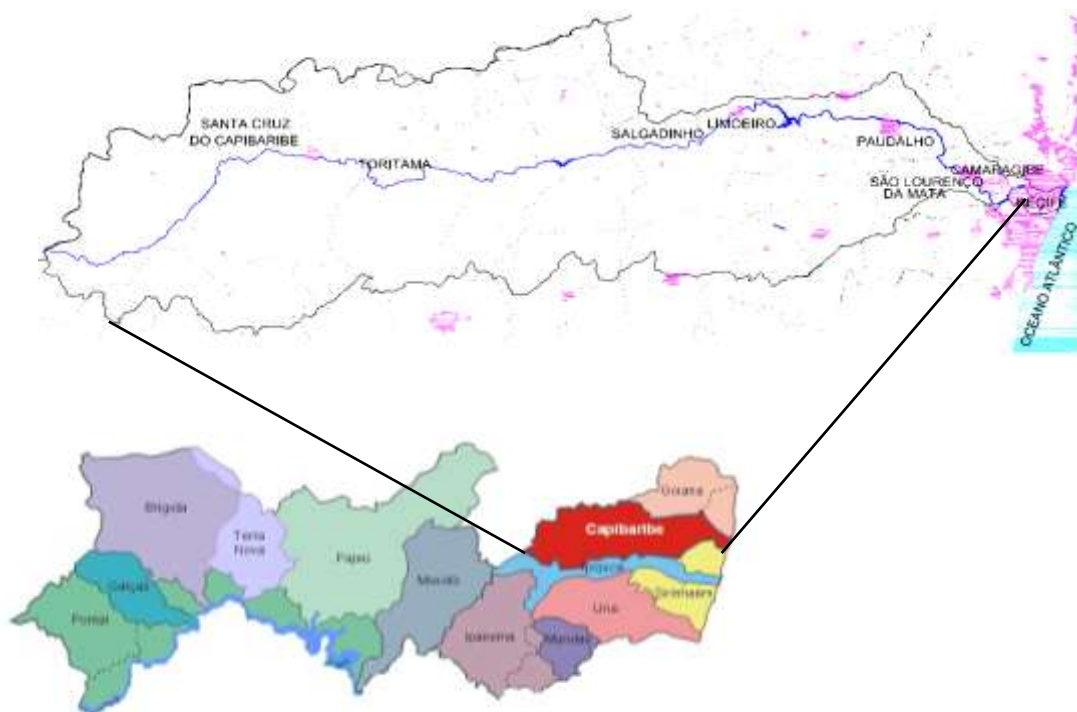


Figura 02 - Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe e sua linha d'água principal no mapa do Estado de Pernambuco. Fonte: ANA, 2010. Modificada.

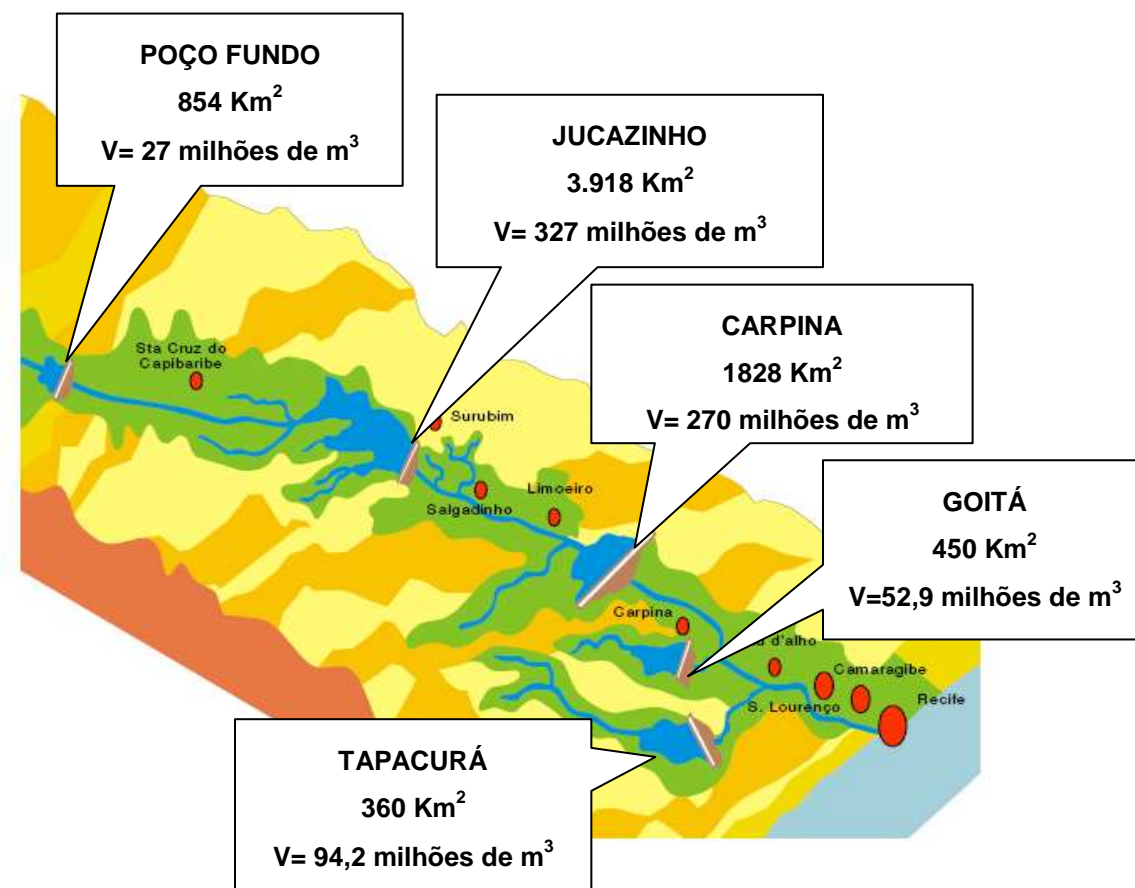


Figura 03 - Localização das barragens ao longo da bacia hidrográfica do rio Capibaribe no Estado de Pernambuco. Fonte: ANA, 2010. Modificada.

3.1.2. Aquisição dos dados pluviométricos da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe

A distribuição mensal da precipitação pluviométrica na Bacia hidrográfica do Rio Capibaribe foi obtida através do banco de dados anuais de 7 (sete) postos de monitoramento instalados pelo Laboratório Meteorológico de Pernambuco (LAMEPE) ao longo da Bacia.

3.1.3. Clima

A bacia do Rio Capibaribe compreende duas regiões fisiogeográficas distintas, agreste e zona da mata, de acordo com classificação de Köppen o clima da Região do Agreste enquadra-se no tipo As' denominado clima tropical

chuvoso com verão seco, com as maiores precipitações ocorrendo entre Abril e Julho com pluviosidade média anual de 650 mm a 900 mm, caracterizada por uma distribuição irregular no espaço e no tempo e com temperatura média anual oscilando em torno de 24°C. O Período chuvoso considera os meses de Março a julho (Março o mês mais chuvoso) concentrando-se nesse tempo cerca de 65% a 68% da precipitação anual. O trimestre mais seco vai de setembro a novembro em algumas áreas isoladas, regionalmente conhecidas como brejos de altitude, como é o caso das Serras de Brejo da Madre de Deus e Taquaritinga do Norte, registram-se totais anuais de até 800 mm a 1.000 mm. Na zona da mata, de acordo com a mesma classificação, o clima enquadra-se no tipo Ams' denominado de clima tropical chuvoso, de monção com verão seco, com as maiores precipitações ocorrendo nos meses de Maio a Julho com pluviosidade média anual variando de 1700 mm à 2.500 mm com temperaturas médias anuais superiores à 24°C (SUDENE, 1990).



Figura 04 – Distribuição das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Fonte: ANA, 2010. Modificada.

3.1.4. Solos

Os solos se apresentam, no geral, muito rasos e com uma grande frequência de afloramentos rochosos, exceto na faixa litorânea. Na Tabela 01 tem-se a predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do

Rio Capibaribe segundo o Levantamento Exploratório Reconhecimento de Solos para o Estado de Pernambuco, 1973.

Tabela 01. Predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.

Divisão da Bacia do Rio Capibaribe	Municípios mais relevantes dentro da bacia	Solos predominantes**
Alto Capibaribe	Santa Cruz do Capibaribe*; Jataúba; Brejo da Madre de Deus; Belo Jardim; Pesqueira; Sanharó; Santa Taquaritinga do Norte; Poção; Pequeira etc.	Latossolos; Argissolos; Planossolos; Vertissolo; Gleysolos; Luvisso; Neossolo Litólico e Neossolo Regolítico
Médio Capibaribe	Surubim*; Bezerros; Caruaru; Cazinhas; Gravatá; Bom Jardim; Feira nova; Limoeiro; Riacho das almas; Frei Miguelino; Salgadinho; Toritama; Limoeiro etc.	Neossolo Regolítico; Planossolos; Neossolo litólico; Vertissolos e Plintossolos.
Baixo Capibaribe	Carpina*; Glória de Goitá*; Paudalho; Recife; Pombos; Camaragibe; São Lourenço da Mata; Tracunhaém; Vitória de Santo Antão, etc.	Latossolos; Argissolos; Luvisolos e Gleissolos.

* Cidades onde estão localizadas as barragens do Rio Capibaribe;

** Nova classificação pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Sibics), 2007 - EMBRAPA.

3.1.5. Vegetação e relevo

Na porção semi-árida da bacia, predomina a vegetação caatinga do tipo hipo e hiperxerófila, com alguns enclaves de mata serrana que constituem pequenos brejos de altitude, como em Taquaritinga do Norte e Brejo da Madre de Deus. Na parte oriental da bacia, encontra-se em menor porção a zona fitogeográfica da Mata, representada pelas sub-zonas úmida e seca já bastante degradadas, coberta parcialmente com cana-de-açúcar e pastagens. A figura 05 contempla o relevo e vegetação da bacia do Capibaribe, com base em cenas do Land Sat-TM, bandas 7, 4 e 1.

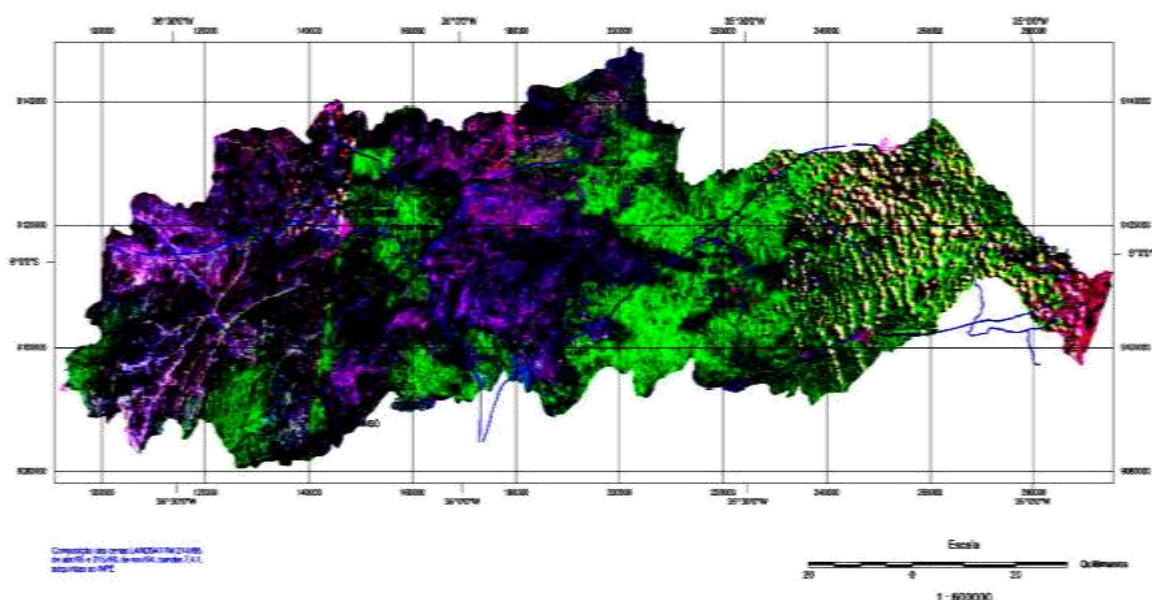


Figura 05 - Cobertura vegetal da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Fonte: ANA, 2010.

O relevo da bacia do Capibaribe não é homogêneo, apresentando-se como montanhoso e forte ondulado nas regiões do extremo oeste, sudoeste e sul; como também ao norte na linha de fronteira com o estado da Paraíba. Nestas áreas destacam-se os centros orográficos da serra de Brejo da Madre de Deus, a sudoeste, com elevações em torno de 1.200 m acima do nível do mar, e a serra de Taquaritinga do Norte, com altitude de 900 m, mais a noroeste do trecho alto da bacia. Na zona central da bacia o relevo é, predominantemente, suave e ondulado, amenizando-se no sentido leste, passando a suave ondulado a plano, na parte litorânea, Fig 06.

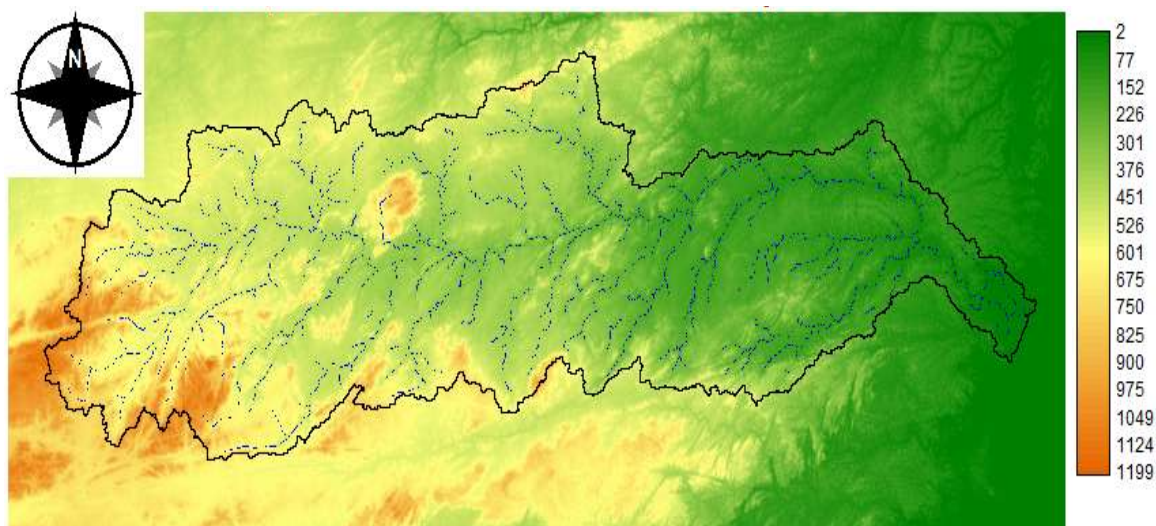


Figura 06 – Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Fonte: ANA, 2010.

3.1.6. Características físico-hídricas da Bacia hidrográfica do Rio Capibaribe

Alguma das características físico – hídrica da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe e sua resposta hidrológica encontram-se na tabela 05. O coeficiente de forma (Kf) foi determinado pelas respectivas relações abaixo, segundo Ponce (1989):

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (14)$$

em que: Kf = Coeficiente de forma da bacia (adimensional); A = área da bacia (km²); L = Comprimento do curso de água (Km).

O tempo de concentração (Tc) da bacia foi calculado pela equação de Aron & Erborge (1973).

$$T_c = \frac{0,94 \times L^{0,6} \times n^{0,6}}{(i^{0,4} \times S^{0,3})} \quad (15)$$

em que: Tc = Tempo de concentração da bacia (min) L = Comprimento da linha principal do curso d'água da Bacia Hidrográfica (pés); n = Coeficiente de

rugosidade de Manning; i = intensidade da chuva (pol h^{-1}); S = Declive da linha d'água (pés).

A declividade da linha d'água foi calculada pela equação proposta por Carvalho et. al. (2000):

$$S = \frac{\left(h_{\text{Montante}}^2 - h_{\text{Jusante}}^2 \right) + \left(\frac{V_{\text{Montante}}^2 - V_{\text{Jusante}}^2}{2 \times g} \right)}{L} \quad (16)$$

em que: S = Declive da linha d'água (m m^{-1}); h = Profundidade (m); V = Velocidade do escoamento (m s^{-1}); g = Aceleração da gravidade (m s^{-2}); L = Distância entre as seções (m).

Tabela 02 –Características físicas da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.

Características	Valores
Área	7.557,00 Km^2
Comprimento do curso d'água	250,00 km
Coeficiente de forma (K_f)	0,12 Adm.
Cota máxima	1.200,00 m
Cota mínima	2,00 m
Declividade da Bacia	0,039 m m^{-1}
Declividade média da linha d'água	0,0079 m m^{-1}
Tempo de concentração (T_c)	30,00 h
(Aron & Erborge , 1973)	

Obs: para um tempo de concentração de 30 horas, foi utilizada uma intensidade de chuva de $99,50 \text{ mm h}^{-1}$.

3.1.7. Seção de trabalho

O trabalho foi desenvolvido através de campanhas de medição direta da vazão e da descarga sólida, divididas e realizadas considerando-se os

períodos chuvoso e não-chuvoso. A seção transversal escolhida no trecho ao longo do Rio Capibaribe foi afastada do exutório da bacia, de modo que o efeito de advecção das marés fosse minimizado ou eliminado nas determinações do transporte sólido (Araújo *et al.*, 2008). Essa seção localiza-se no município de Paudalho – PE, em um trecho do Rio Capibaribe na comunidade de Mussurepe, sendo a sua localização de 35°05'23,6" W e 07°55'06" S, obtida por um GPS, Figuras 07a e 07b.

Figura 07 - Trecho do Rio Capibaribe (a) e localização da seção de trabalho (b).

3.2. Determinação da Vazão

A velocidade média do escoamento dada em ($m s^{-1}$), foi determinada por integração do perfil, através de um micromolinete ou molinete fluviométrico conforme a caracterização do escoamento. O número de pontos em que o molinete foi posicionado dependeu da profundidade do curso de água. A tabela 03 fornece a posição na qual o molinete se posiciona em relação à profundidade.

Tabela 03 – Posição do molinete na vertical em relação à profundidade.

Profundidade (m)	Posição
------------------	---------

0,15 à 0,60	0,6P
0,60 à 1,20	0,2P e 0,8P
1,20 à 2,0	0,2P; 0,6P e 0,8P
2,0 à 4,0	S*; 0,2P; 0,4P; 0,6P e 0,8P
Acima de 4,0	S; 0,2P; 0,4P; 0,6P; 0,8P e F*

* A posição S (superfície) corresponde à profundidade de 0,10 m, e a posição F (fundo) corresponde àquela determinada pelo comprimento da haste de sustentação do lastro. Fonte: Back, 2006.

O intervalo de tempo para cada contagem do número de rotações da hélice do molinete, necessário para calcular a velocidade média utilizando a equação de calibração do instrumento foi de 20 segundos para cada ponto na vertical. A contagem do número de rotações da hélice foi realizada utilizando um contador eletrônico de pulso da marca hidromec (Figura 08).



Figura 08 – Contador eletrônico de pulso e hélice do micromolinete.

Adotou-se como metodologia para a amostragem, a proposta por Edwards & Glysson (1999), com o emprego do método de Iguais Incrementos de Largura (IIL) que consiste na divisão da seção do rio em verticais igualmente espaçadas e a metodologia preconizada pelo United States Geological Service (USGS-1973) que consiste nos seguintes passos: (1)

Divisão do trecho do rio entre 8 à 20 seções para levantamento do perfil de velocidades; (2) Levantamento do perfil de velocidades; (3) Cálculo da velocidade de cada perfil; (4) Determinação da vazão pelo somatório do produto de cada velocidade média pela sua área de influência. A área de influência foi determinada por equivalência de retângulos, onde as arestas foram definidas como sendo a largura vertical e a sua profundidade, e por semelhança de triângulo retângulo para as verticais das margens (primeira e última verticais), ou seja, a vazão será obtida por:

$$Ql = \sum_{i=1}^n Q_i = \sum_{i=1}^n A_i \times V_i \quad (17)$$

em que: Ql: vazão do rio ($m^3 s^{-1}$); Qi: vazão de cada perfil ($m^3 s^{-1}$); Ai: área de influência de cada vertical (m^2); Vi: velocidade média de cada vertical ($m s^{-1}$).

3.3. Amostragem do sedimento de fundo

Para a amostragem de sedimentos de carga de fundo foi utilizado o amostrador US BLH-84 (Figura 09a e 09b), que apresenta um estrutura metálica com largura de amostragem de 0,076 m, sendo este equipamento projetado para coletar de sedimentos que variam de um tamanho entre 1 a 38 mm de diâmetro, Diplas *et al.*, (2008).

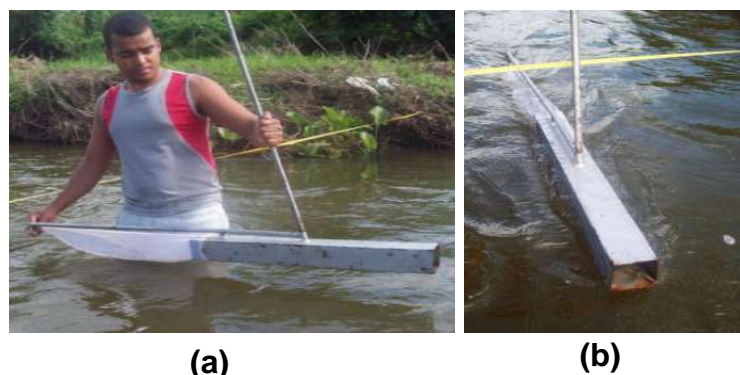


Figura 9 – Coleta a vau com o amostrador US BLH-84 (a) e detalhamento do amostrador (b).

As amostragens seguiram-se nas verticais determinadas pelo método de iguais incrementos de largura (IIL), que se baseia em dividir uma seção em

segmentos igualmente espaçados, conforme descrito anteriormente. Isto leva a possibilidade em se obter a eficiência amostral, que segundo Merten *et al.*, (2008), é a relação entre a quantidade de sedimento amostrada e a quantidade de sedimento transportada. O tempo de coleta para cada vertical foi de 30s. Após as coletas, as amostras foram condicionadas em potes plásticos e levadas ao laboratório de Manejo e Conservação do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco para análise (Figura 10).



Figura 10 – Condicionamento e quantificação do sedimento de fundo coletado pelo amostrador BLH-84.

3.3.1. Cálculo da descarga sólida de fundo

Para a quantificação da descarga sólida de sedimento de fundo ocorrida na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe, computou-se a descarga de fundo do Capibaribe segundo a equação (10) abaixo. Na avaliação da adequação das equações de transporte por arraste, foram aplicadas as equações de Du Boys (1879), Shields (1936), Kalinske (1947), Einstein-Brown (1950); Schoklitsch (1934), Meyer-Peter & Muller (1948), Einstein (1942) Meyer-Petter (1934).

A computação da descarga sólida de fundo observada conforme estabelecida por Gray (2005):

$$Q_{sf} = \sum_i^n \frac{m_{SS}}{w \times t} \quad (18)$$

em que: Q_{sf} = descarga sólida de fundo ($t\ dia^{-1}$); m_{ss} = massa seca do sedimento (g); w = diâmetro do bocal (m); t = tempo de amostragem (s). Sendo $w = 0,076\ m$ e $t = 20\ s$.

A todos os resultados obtidos pelas equações de transporte de sedimentos, foi determinado o erro de estimativa pela expressão:

$$Er = \left[\left(\frac{q_{b(estimado)} - q_{b(medido)}}{q_{b(medido)}} \right) \times 100 \right] \quad (19)$$

Onde: Er = Erro da estimativa (%), q_b = Descarga sólida de fundo ($t\ dia^{-1}$).

3.3.2. Determinação do diâmetro característico do sedimento de fundo

Para a determinação do diâmetro do sedimento do Rio Capibaribe foram coletadas amostras no fundo do rio. Essa coleta foi feita durante as campanhas de medição direta com o amostrador US BLH – 84. No Laboratório de Manejo e Conservação do Solo – UFRPE, as amostras foram colocadas em estufa a $105^{\circ}C$ até perder completamente a umidade, posteriormente foram retiradas e pesadas sub-amostras de 100g e submetidas ao peneiramento a seco. O peneiramento a seco foi realizado em 12 classes de tamanho utilizando-se um agitador eletromagnético, fabricante Via Teste, equipado com um conjunto de peneiras com os seguintes diâmetros de abertura de malha: 3,35; 1,70; 0,850; 0,600; 0,425; 0,300; 0,212; 0,150; 0,106; 0,075; 0,053 mm e uma fechada, a uma intensidade de 90 vibrações por segundo durante 10 minutos, Fig.11.



Figura 11 – Amostrador eletromagnético Viatest VSM 200.

A fração de partículas em cada classe foi obtida dividindo-se a massa de partículas secas em uma determinada classe pela massa total de solo seco da amostra peneirada. Os resultados foram expressos em percentagem. Com a distribuição do tamanho das partículas foi calculado o índice D_{50} , que é um indicador do diâmetro médio de partículas. O D_{50} foi calculado por computador através do programa Curva Expert 1.3 (2005), a partir do fornecimento da massa de partículas sólidas em cada classe de tamanho, em cada amostra.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Precipitação na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe

A precipitação média referente aos períodos chuvoso (abril-agosto) e não-chuvoso (setembro-março) do ano de 2010, como também as respectivas médias históricas mensais estão apresentadas na Figura 12. A maior precipitação ocorrida na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe foi no mês de junho, com um valor de 369,09 mm, superando a média histórica de 143,55 mm para o mesmo mês, essa precipitação superior em relação a média histórica da bacia, foi responsável por uma vazão de $0,55 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ não sendo esta, a maior vazão no decorrer das campanhas entre 2009 e 2010. O controle das comportas das barragens para prevenção de cheias na Região Metropolitana do Recife (RMR) foi provavelmente o responsável pela baixa vazão no período das grandes precipitações ocorridas anteriormente ao dia da campanha de medição direta realizada no rio.

Nesse sentido, Coelho (2008) comenta que é comum a redução do fluxo em barragens/reservatório, que tem como outras finalidades o controle de cheias, de abastecimentos, de sedimentos etc., em decorrência da política de controle da vazão nos vertedouros.

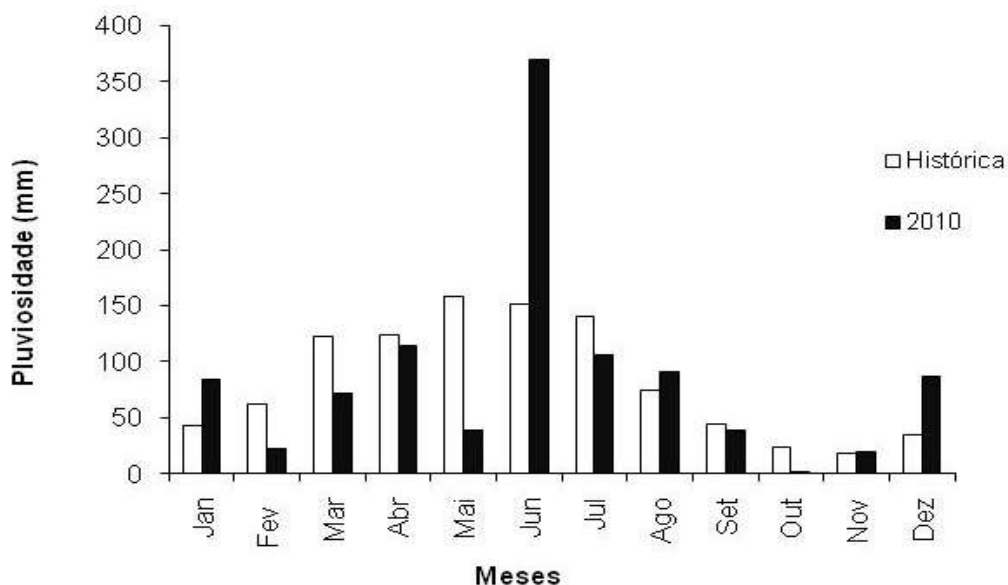


Figura 12. Distribuição média anual das chuvas na bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe referente aos períodos chuvoso e não-chuvoso de 2010, como também a média histórica.

4.2. Características hidráulicas do escoamento do Rio Capibaribe no decorrer das 08 campanhas de medição direta no ano de 2010

As condições hidráulicas médias do escoamento do Rio Capibaribe ocorridas no decorrer das oito campanhas de medição direta no ano de 2010, encontram-se na Tabela 04. Observa-se que no período chuvoso, entre abril e agosto, constataram-se elevações do raio hidráulico, das velocidades e vazões, com conseqüentes reduções da rugosidade hidráulica do Rio Capibaribe. Chow (1994), afirma que na maior parte dos escoamentos o valor de n diminui com o aumento do nível da lâmina de escoamento e da vazão.

Essas alterações hidráulicas esperadas para o período chuvoso refletiram-se na alteração do regime de escoamento que passou de turbulento fluvial para torrencial, com exceção do evento de 27 de abril. Este evento também apresentou vazão de $5,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, bem mais elevada que os demais do período chuvoso com valores entre $0,25$ e $0,76 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Esse comportamento dispare deve estar relacionado com o controle do fluxo pelos barramentos do rio Capibaribe, muito possivelmente, representado a abertura de comportas. Jacobson *et al.*, (2009) e Cisik & Rhoads (2010) relatam que é comum a alteração dos regimes de fluxo, sedimento e qualidade de água. Alterações nas características naturais dos rios referentes às barragens também foram relatadas nos estudos de Coelho (2007); Miranda (2001); Brandt (2000); Müller (1995) e Cunha (1995).

Os valores de diâmetro médio do sedimento (D_{50}) variaram de 0,40 a 1,48 mm, não seguindo as mudanças de regime e vazões, reforçando as alterações provocadas pelas barragens.

Tabela 04. Características hidráulicas do Rio Capibaribe a partir dos dados gerados nas campanhas de medição direta no ano de 2010.

Evento (Data)	L	h	Q	V	Rh	D ₅₀	U*	S	Fr	Re	n	Regime de Escoamento
	(m)	(m)	m ³ s ⁻¹	(m s ⁻¹)	(m)	(mm)	(m s ⁻¹)	(mm)	adm	adm	m ^{-1/3} s	
24.02.2010	10,00	0,37	0,29	0,08	0,34	1,48	0,162	0,0079	0,04	30.708	0,62	Turb. fluvial
16.03.2010	8,40	0,35	0,50	0,25	0,28	1,08	0,148	0,0079	0,15	80.407	0,18	Turb. fluvial
27.04.2010	13,40	0,92	5,35	0,75	0,89	0,40	0,263	0,0079	0,25	698.237	0,13	Turb. fluvial
10.06.2010	6,60	0,49	0,55	0,14	0,38	0,51	0,172	0,0079	0,07	55.769	0,38	Turb. fluvial
07.07.2010	16,40	0,60	0,76	3,44	0,41	0,79	0,178	0,0079	1,72	1.475.402	0,02	Turb. torrencial
12.07.2010	16,40	0,65	0,34	2,50	0,44	0,78	0,186	0,0079	1,20	1.162.441	0,02	Turb. torrencial
29.07.2010	16,35	0,65	0,25	2,70	0,55	0,72	0,207	0,0079	1,16	1.567.414	0,03	Turb. torrencial
01.10.2010	15,50	0,50	0,19	0,03	0,38	0,67	0,172	0,0079	0,01	12.015	1,95	Turb. fluvial

L = Largura da seção; h = altura da lâmina do escoamento; Q = Vazão; Rh= Raio Hidráulico; U* = Velocidade de cisalhamento do escoamento; D₅₀ = Diâmetro médio do sedimento; S = Declividade da linha d'água; Fr = Número de Froude; Re = Número de Reynolds; n = Coeficiente de Manning.

4.3. Avaliação das equações de transporte

Na tabela 05 constata-se a descarga sólida de fundo obtida por medição direta como também, as estimativas obtidas pelas equações de transporte. O maior valor da descarga sólida de fundo obtido por medição direta foi de 9,77 t dia⁻¹, para uma vazão de 0,76 m³ s⁻¹, sendo esta a segunda maior vazão em todas as campanhas realizadas no ano de 2010.

Comportamento diferente constatou-se quando a descarga sólida de fundo, foi estimada usando as equações de Shields (1936), Einstein & Brown (1950) e Schoklitsch (1934) onde, respectivamente os maiores valores das descargas sólida de fundo estimados foram 196,75, 202,82 e 808,59 t dia⁻¹ para uma vazão de 5, 35 m³ s⁻¹, sendo esta considerada a maior vazão no decorrer das campanhas realizadas no Rio Capibaribe. Os valores estimados pelo uso das equações de Duboys (1879) e Kalinske (1947) foram subestimados em relação aos valores obtidos de forma direta.

Também se testou outras equações de transporte para o cálculo da descarga sólida de fundo, porém, algumas características hidráulicas e globais do escoamento não se enquadravam nos parâmetros pré-estabelecidos por algumas delas, como ocorrido na equação de Meyer – Petter & Muller (1948),

Meyer-Petter (1934), Einstein (1942). Scapin *et al.*, (2007), comenta que não se pode simplesmente aplicar um modelo de cálculo qualquer para uma determinada seção, antes é necessário realizar um levantamento em campo por um determinado período, e posteriormente avaliar qual o método que melhor se aplica a cada caso.

No caso das equações abordadas nesse trabalho às características hidráulicas e globais do escoamento dificultaram as suas estimativas de transporte pelas equações citadas, acredita-se que este comportamento deve-se a existência das barragens em cascatas ao longo do Rio Capibaribe, que provavelmente foram responsáveis pelas mudanças no regime hidrológico e sedimentológico do rio, principalmente a jusante. Brandt (2000) também já chamou atenção para barragens exercendo influencia nas mudanças no regime hidrológico a jusante em rios, principalmente em relação ao fluxo de água e ao fluxo de sedimentos ambos interagindo de acordo com a particularidade de cada represa, determinando, por sua vez, mudanças nos processos morfológicos do canal após a barragem.

Quanto aos erros de estimativa da média, a equação de Duboys baseada na tensão de cisalhamento do escoamento apresentou erros de estimativas da média negativos, como também a equação de Kalinske baseada em princípio da turbulência do escoamento e de probabilidade, com isso subestimando os valores da descarga sólida de fundo em relação aos obtidos por medida direta. As demais equações apresentaram em sua maior parte erros de estimativas da média positivos e muito elevados e com isso superestimando os valores em relação aos obtidos através das medidas diretas.

De modo geral, quando comparado os valores da descarga sólida de sedimento de fundo obtida por medição direta com os valores obtidos por estimativas pelo uso de equações de transporte, todos os valores estimados apresentaram erros de estimativas da média muito elevados, com uma subestimação média superior a 95 % para as equações de Duboys e Kalinske e uma superestimação média de 493,27 % para a equação de Shields, 758,55 % para a e Einstein-Brown e 10.978,90 % para a equação de schoklitsch. Pode-se constatar o desequilíbrio que as barragens ocasionam nas

características hidráulicas e globais do escoamento, onde os mesmo grupos de equações apresentaram estimativas diferenciadas, no caso, por exemplo, das equações de Duboys e Shields, as quais baseadas na tensão de cisalhamento apresentaram estimativas diferentes em relação à medição direta, com Duboys subestimando o valor para 96,75 % e a de Shields superestimando para 493,27 % em relação aos valores obtidos por medição direta.

A quantificação do transporte de fundo num rio com as características do Capibaribe não é uma tarefa fácil de ser realizada. Isso se deve, entre outros fatores, aos critérios inerentes às fórmulas e, que nem sempre são adequadas a rios dessa magnitude. Esta tarefa torna-se ainda mais difícil pelo fato do rio Capibaribe encontrar-se regulado por uma série de barramentos, e dessa forma estar sujeito a modificações na sua geometria hidráulica e no regime sedimentológico.

Tabela 05. Descarga sólida de sedimento de fundo por medida direta no rio, estimada por algumas equações de transporte ($t\ dia^{-1}$) e o erro da estimativa da média para o Rio Capibaribe no decorrer das oito campanhas realizadas durante o ano de 2010.

Eventos	Vazão $m^3.s^{-1}$	MEDIDA					
		DIRETA	DUBOYS 1879	KALINSKE 1947	SHIELDS 1936	E & B 1950	SCHOKLITSCH 1934
		q_b ($t\ dia^{-1}$)					
24.02.2010	0,29	0,90	0,0129	0,0310	0,46	1,13	29,36
16.03.2010	0,45	0,18	0,0137	0,0212	0,81	0,89	60,60
27.04.2010	5,35	7,76	0,0800	0,0198	196,75	202,82	808,59
10.06.2010	0,55	0,22	0,0293	0,0139	3,10	5,35	81,48
07.07.2010	0,76	9,77	0,0220	0,0211	6,77	8,43	105,89
12.07.2010	0,34	9,46	0,0227	0,0220	3,38	10,87	42,29
29.07.2010	0,25	3,44	0,0355	0,0280	3,54	24,06	29,81
01.10.2010	0,19	3,53	0,0263	0,0177	1,86	8,35	22,58
		Erro de estimativa da média (%)					
24.02.2010			-98,55	-96,54	-48,54	25,84	3.179,96
16.03.2010			-92,29	-88,08	355,14	402,01	33.928,17
27.04.2010			-98,97	-99,74	2.436,14	2.514,43	10.322,75
10.06.2010			-86,40	-93,56	1.342,53	2.388,25	37.762,86
07.07.2010			-99,77	-99,78	-30,67	-13,69	983,93
12.07.2010			-99,76	-99,77	-64,29	14,84	346,88
29.07.2010			-98,97	-99,18	3,12	600,37	767,61
01.10.2010			-99,25	-99,50	-47,26	136,32	539,03
	Média		-96,75	-97,02	493,27	758,55	10.978,90

E & B – Einstein & Brown.

5. CONCLUSÕES

As maiores precipitações ocorridas na bacia hidrográfica do rio Capibaribe ocorreram no mês de junho, com valores excedendo os 300 mm, e superior a média histórica mensal para alguns locais do Estado de Pernambuco.

Durante as campanhas realizadas no ano de 2010, os regimes do escoamento do rio Capibaribe compreenderam a faixa desde de escoamento turbulento fluvial até a faixa de turbulento torrencial, com Re variando entre 12.015 a 1.567.414 e Fr variando de 0,01 a 1,72.

Constatou-se que no período não-chuvoso, os valores do coeficiente de Manning foram maiores quando comparado com os coeficientes do período chuvoso.

As maiores velocidades de cisalhamento do escoamento permitiram o transporte de sedimentos de diâmetros menores.

As maiores descargas sólida de sedimento de fundo obtida por medição direta ocorreu na segunda maior vazão do Rio Capibaribe com um valor de $9,77 \text{ ton dia}^{-1}$.

As equações que apresentaram as melhores estimativas para descarga sólida de fundo foi a equação de Duboy e Kalinske com estimativas subestimadas superiores a 95 % em relação a descarga sólida de fundo obtida por medição direta. As piores estimativas foram obtidas pelo uso da equação de schoklitsch com uma superestimação média de 10.978,90 % em relação aos dados da descarga sólida de fundo obtido de maneira direta.

As barragens influenciaram nas características hidráulicas e sedimentológicas do escoamento, as quais repercutiram nos valores da descarga sólida de fundos estimados pelo uso das equações de transporte neste trabalho.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). Boletim de monitoramento dos reservatórios do Rio Capibaribe / Agência Nacional de Usos Múltiplos. Brasília. V.(1). p 1-27. jul.2010.

ALAMY FILHO, J.E. Modelação numérica de processos de sedimentação em escoamentos turbulentos e análises em ressuspensão em canais. 2006. Teses de doutorado. Escola de Engenharia de São Carlos. São Carlos-SP. 232p.

ARAGÃO, J.O.R. Sistemas de tempo que influenciam o clima no Nordeste. In: Tecnologias para a Agropecuária do Semi-Árido Nordestino, Módulo I - Clima do Semi-Árido, Ciências Agrárias nos trópicos brasileiros. ABEAS. Ministério da Educação. p.17-24. 1989.

ARAÚJO, A. M.; COSTA, M.B.S.F. ; MACÊDO, E.C. ; CANTALICE, J. R. B. Formas de fundo em águas costeiras e estudos de ondas e correntes locais. In: VII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos - VIII ENES, 2008, Campo Grande / MS. Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos - VIII ENES. Porto Alegre : ABRH, 2008.

ARON, G.; EGBORGE, E. Apractical feasibility study flood peak abatement in urban areas.1973. In: McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. United States. Applied Hydrology, McGraww- Hill, 56 p,1988.

ASHIQ, M.; DOERING, J.C. How incipient motion determination judgment affects different parameters in sediment transport investigation. In: 8 th PROCEEDINGS of the Eighth Federal Interagency Sedimentation Conference Reno, NV, USA, p2-6, 2006.

BACK, A. J. Medidas de vazão com molinete hidrométrico e coleta de sedimentos em suspensão. Boletim técnico. n.130. EPAGRI, Florianópolis - SC. 2006. 58p.

BRANDT, S. A. Classification of Geomorphological effects downstream of dams
CATENA, v. 40, n.4, p.375-401, 2000.

BROWN, C.B. Sediment transportation. Engineering Hydraulics. New York.
1950.

BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY D. R.; GREENBERG, H. M. Basinscale
availability of salmonid spawning gravel as influenced by channel type and
hydraulic roughness in mountain catchments. Canadian Journal of Fisheries
and Aquatic Sciences, (61)11, p.2085–2096, 2004.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia prática. Rio de Janeiro-RJ. 2008,
599p.

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

CHENG, N. & CHIEW, Y. Pickup probability for sediment entrainment. Journal
of Hydraulic Engineering, 124 (2), p. 232–235, 1998.

CHIEW, Y.; PARKER, G. Reply to “Incipient motion on non-horizontal slopes.
Journal of Hydraulic Research, v.33, n.5, p.728–730. 1995.

CHOW, VEN TE; MAIDMENT, D.R; MAYS, L. M. McGraw-Hill series in water
resources and environmental engineering. United States. Applied Hydrology,
McGraww- Hill, p.565, 1988.

CHRISTENSEN, B. A. Discussion of Incipient motion on non-horizontal slopes.
Journal of Hydraulic Research, v.33, n.5, p.725–728, 1995.

COELHO, A. L. N. Alterações hidrogeomorfológicas no Médio-Baixo Rio
Doce/ES. 2007. Tese (Doutorado)- Universidade Federal Fluminense UFF -
Niterói – Rio de Janeiro. 207p.

COLBY, B.R. & HEMBREE, C.H. Computation of Total Sediment Discharge,
Niobrara River near Cody, Nebraska. U.S. Geol. Survey. Water Supply Paper
1357. 1955

COIADO, E.M.; PAIVA, L.E.D. de. Análise sobre algumas fórmulas para cálculo do transporte de sedimento na camada de leito. In: IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, ABRH. 2008. 20p.

COLEMAN, N. L. A theoretical and experimental study of drag and lift forces acting on a sphere resting on a hypothetical streambed, in Proceedings. 12th Congress International Association of Hydraulic Engineering and Research (12th IAHR). Madri. v.3, p.185–192, 1967.

CSIKI, S.; RHOADS, B. L. Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams. *Progress in Physical Geography* 2010 vol. 34 no. 6 755-780

CUI, Y.T.; PARKER, G.; BRAUDRICK, C.; DIETRICH W.E.; CLUER, B. Dam Removal Express Assessment Models (DREAM). Part 1: Model development and validation, *Journal of Hidraulic Research*. 44(3), p.291–307, 2006.

CUI, Y.T.; PARKER, G. Numerical model of sediment pulses and sediment-supply disturbances in mountain rivers. *Journal of Hidraulic Engineering*., v.131, n.8, p.646–656, 2005.

CUNHA, S. B. Impactos das Obras de Engenharia Sobre o Ambiente Biofísico da Bacia do Rio São João (Rio de Janeiro – Brasil). 1995. 378p.

CURVE EXPERT 1.3 for Windows. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (URGS). 2005.

DIPLAS, P.; KUHNLE, L.; GLYSSON, D.; EDWARDS, T. Sediment transport measurements, in: *Sedimentation Engineering: Process, Measurements, Modeling and practice*. v.(a), p.307 – 309, 2008.

DUBOYS, M.P. The Rhone and the erodible bed rivers, *Annals of bridges and breeches*. vl.18, p.141-195, 1879.

EDWARDS, T.K; GLYSSON, G.D. Field methods for measurement of fluvial sediment. In: *Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey (USGS)*. 1999.

EINSTEIN, H.A. Formulas for the transportation of bed load. Transactions, ASCE, vol. 107. 1942.

EINSTEIN, H. A. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. Department of Agriculture, Soil Conservation Service. Technical bulletin. nº.1026. 1950. 79p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2007. 412p.

GARCIA, E.P. Contribuição à previsão da capacidade de transporte em canais de fundo fixo e móvel. 1983. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 108p.

GRAY, J. R. Sediment data collection techniques. U. S. Geological Survey Training Course. Castle Rock and Vancouver, WA. 2005. CD-ROM.

HOSSAIN, M. M.; RAHMAN M. L. Sediment transport functions and their evaluation using data from large alluvial rivers of Bangladesh. In: Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes. IAHS Publ. no. 249, p.1 – 8, 1998.

JACOBSON, R. B.; BLEVINS, D. W.; BITNER, C.; Sediment regime constraints on river restoration - An example from the Lower Missouri River. Geological Society of America. v. 451, p.1-22. 2009.

KALINSKE, A. A. Movement of Sediment as Bed Load In Rivers. Transactions of the American Geophysical Union. v.28, nº 4, 1947.

KRAMER, H. Sand mixture and movement in fluvial models. Trans. ASCE, v.100, p.798-878, 1965.

LAMB, M. P.; HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; PERRON J. T. Formation of amphitheater-headed valleys by waterfall erosion after large-scale slumping on Hawaii. Geol. Soc. Am. Bull., n.119, p.805– 822, 2007.

LAMB, M. P.; DIETRICH, W. E; VENDITTI, J. G. Is the critical Shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope?. *Journal of Geophysical Research*, v.113. 2008. 20p.

LEVANTAMENTO EXPLORATÓRIO - RECONHECIMENTO DE SOLOS DE PERNAMBUCO. Divisão de Pesquisa Pedológica (DNPE). Ministério da Agricultura. Recife-Pe. v.1,1973. 359p.

LOPES, V.L.; OSTERKAMP, W.R.; ESPINOSA, M.B. "Evaluation of selected bedload equations under transport- and supply-limited conditions," In: *Seventh Interagency Sedimentation Conference*, Reno, Nevada, Vol. 1, p.192–198, 2001.

MELO, A. B. C.; SELUCHI, M. Boletim de informações climáticas – INFOCLIMA. Ano.17, n.07, Julho de 2010, 3p.

MERTEN,G.H.; MINELLA, J. P. G.; CUNHA, R. B.; GOMES, S.T. Avaliação da descarga sólida de leito em rio de montanha com uso do amostrador BLH-48. In: *VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimento*. 2008. 14p.

MEYER PETER, E.; MÜLLER, R. Formula for bed-load transport. *Proceeding of International Association for Hydraulic Research*.1948.

MIRANDA, L. E. A review of guidance and criteria for managing reservoirs and associated riverine environments to benefit fish and fisheries. In: G. Marmulla, editor. *Dams, fish and fisheries: opportunities, challenges and conflict resolution*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization-FAO. Fisheries Technical Paper, p.93-141, 2001.

MIZUYAMA, T. Bedload transport in steep channels, Ph.D. dissertation, Kyoto University, Kyoto, Japan. 1977.

MÜLLER, A. C. Hidrelétricas, meio ambiente e desenvolvimento. São Paulo: Makron Books, 1995. 412 p.

PAPA, M.; EGASHIRA, S.; ITOH, T. Critical conditions of bed sediment entrainment due to debris flow, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, p. 469–474, 2004.

PAPANICOLAOU, A. N.; DIPLAS P.; EVAGGELOPOULOS, N.; FOTOPOULOS, S. Stochastic Incipient Motion Criterion for Spheres under Various Bed Packing Conditions. *Journal of Hydraulic Engineering*. p. 369-380. Abril. 2002.

PAPANICOLAOU, A.; DIPLAS, P.; DANCEY, C., AND BALAKRISHNAN, M. Surface roughness effects in near-bed turbulence: Implications to sediment entrainment. *J. Eng. Mech.*, 127 (3), p.211–218, 2001.

PONCE, V.M. *Engineer Hydrology. Principles and Practices*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 1989. 640p.

ROSGEN, D. L. *Applied River Morphology, Wildland Hydrology*, Pagosa Springs, CO. 1996.

SCAPIN, J.; PAIVA, J.B.D; BELING A. F. Avaliação de métodos de cálculo do transporte de sedimentos em um pequeno rio urbano. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos- RBRH*. v.12, n.4, p.05-21, 2007.

SCHOKLITSCH, A. Calculation of bed load transport, *Water and Energy*. 1949.

SHIELDS, A. application of similarity mechanics and turbulence research to bedload movement. *Experimental set. Water, Earth, Mar. Berlin*. N. 26. 1936.

SIMONS, D. B.; SENTURK, F. *Sediment transport technology*. Colorado State University. Fort Collins, CO. 1997.

SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, 40(6), 2004.

SOUZA, A. L. R. de. *Estudo do Movimento Incipiente de Sedimentos Não-Coesivos em Escoamentos com Superfície Livre*. Dissertação (Mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica. p. 143 – 158. 2010.

SUDENE. Dados Pluviométricos mensais do Nordeste. Estação de Pernambuco: Recife. 1990, 363 p.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). Techniques of Water Resources Investigations. Whashington, 1973.

VAN RIJN, L. C. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Amsterdã: Aqua Publications, 1993.

VAN RIJN, L.C. Bed load transport. Part. I. Journal of Hydraulic Engineering, v.110. Out.,1984.

VAN RIJN, L.C. Suspend load transport. Part. II. Journal of Hydraulic Engineering, v.110. nov.,1984.

VOLLMER, S.; KLEINHANS, M.G. Predicting incipient motion, including the effect of turbulent pressure fluctuations in the bed. Water Resources Research, v. 43. p.16. 2007.

WIBERG, P. L.; SMITH, J. D. Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments, Water Resour. Res., 23, p.1471–1480, 1987a.

WIELE, S. M.; WILCOCK, P.R.; GRAMS, P.E. Reach-averaged sediment routing model of a canyon river, Water Resour. Res., 43(2), 2007.

WILLIAMS, G. P. Paleohydrogological methods and some examples from Swedish fluvial environments, I. Cobble and boulder deposits. Geografiska Annaler, 65a, p. 227–243, 1983.

WU, W.; WANG, S.S.T.; JIA, Y. Incipient motion and bed load transport for nonuniform sediment mixtures.1998.13p.

YANG, T. C. Sediment transport theory and practice. New York. McGraw-Hill companies. 1996. 395p.

ZANKE, U. On the influence of turbulence on the initiation of motion, *Int. J. Sediment. Res.*, 18(1), p.1 – 15, 2003.

CONCLUSÕES FINAIS

- Os barramentos sucessivos (barragens em cascatas ao longo do rio Capibaribe) geraram um déficit de sedimentos no sistema fluvio-estuarino, ou seja, do Rio Capibaribe para a zona costeira da Região Metropolitana do Recife.
- Constatou-se uma baixa produção de sedimento suspenso e de fundo nos períodos chuvoso e não chuvoso dos anos de 2010.
- A baixa produção de sedimento da Bacia hidrográfica do Rio Capibaribe deve-se a presença das barragens em cascatas ao longo do rio.
- As barragens influenciaram nas características hidráulicas e sedimentológicas do escoamento, que repercutiram no desempenho das equações de transporte de fundo.
- As equações de Duboy e Kalinske, com estimativas subestimadas superiores a 95% em relação a descarga sólida de fundo obtida por medição direta, foi as que tiveram melhores estimativas em relação as demais.
- A pior estimativa da carga de sedimento de fundo pelo foi pelo uso da equação de schoklitsch com uma superestimação média de 10.978,90 % em relação aos dados da descarga sólida de fundo obtido de maneira direta.