

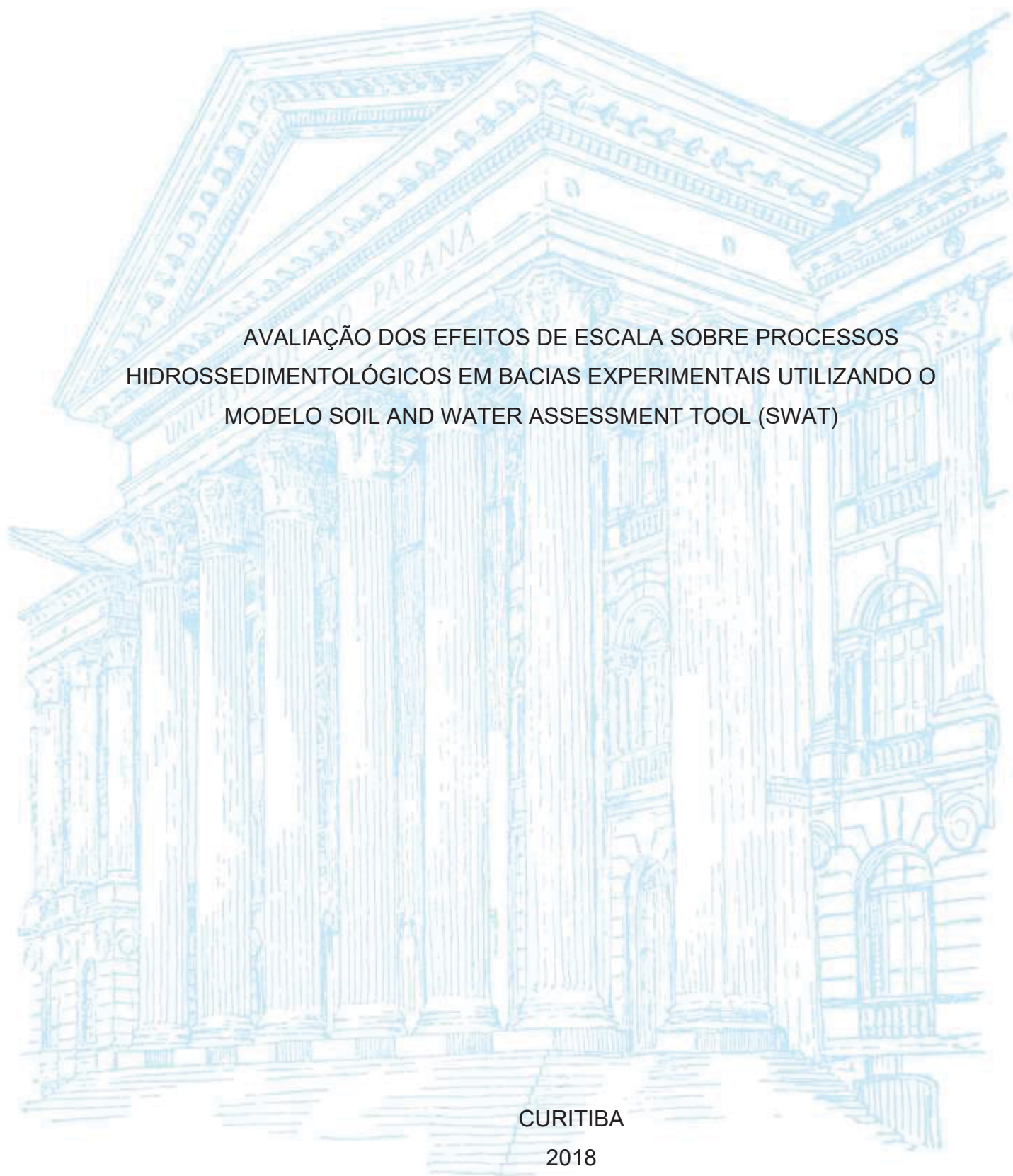
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ISABELA RAQUEL RAMOS IENSEN

AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DE ESCALA SOBRE PROCESSOS
HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS EM BACIAS EXPERIMENTAIS UTILIZANDO O
MODELO SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL (SWAT)

CURITIBA

2018



ISABELA RAQUEL RAMOS IENSEN

AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DE ESCALA SOBRE PROCESSOS
HIDROSEDIMENTOLÓGICOS EM BACIAS EXPERIMENTAIS UTILIZANDO O
MODELO SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL (SWAT)

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de mestre em Geografia, no
curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de
Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

CURITIBA

2018

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

I22a

Iensen, Isabela Raquel Ramos

Avaliação dos efeitos de escala sobre processos hidrossedimentológicos em bacias experimentais utilizando o modelo Soil and Water Assessment Tool (SWAT) [recurso eletrônico] / Isabela Raquel Ramos Iensen. – Curitiba, 2018.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2018.

Orientador: Irani dos Santos.

1. Bacias (Geologia). 2. Bacias hidrográficas. 3. Erosão I. Universidade Federal do Paraná. II. Santos, Irani dos. III. Título.

CDD: 551.483

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928

TERMO DE APROVAÇÃO



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA

TERMO DE APROVAÇÃO

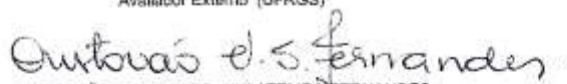
Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **ISABELA RAQUEL RAMOS IENSEN** intitulada: **AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DE ESCALA SOBRE PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS EM BACIAS EXPERIMENTAIS UTILIZANDO O MODELO SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL (SWAT)**, após terem inquirido a autora e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua Aprovação no rito de defesa. A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo Colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 20 de Fevereiro de 2018.


IRANI DOS SANTOS

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

NILZA MARIA DOS REIS CASTRO
Avaliador Externo (UFRGS)


CRISTOVÃO VICENTE SCAPULATO FERNANDES
Avaliador Externo (UFPR)

Obs: O professor Nilza Maria dos Reis Castro participou por vídeo - conferência.


Alexandra Ap. Gama Tratch
Matrícula UFPR 202983



OBS: este documento é válido por 90 (noventa) dias a contar da data.

Aos meus pais, Sonia e Paulo, dedico.

AGRADECIMENTOS

Essa dissertação vem sendo construída há anos. Cinco anos de geografia, quatro em iniciação científica, dois anos de mestrado, vários eventos/congressos/simpósios, bancas, campos, discussões, reflexões... tudo isso me preparou para essa dissertação. E neste caminho tantas pessoas influenciaram direta ou indiretamente as ideias aqui apresentadas. Espero que todos sintam-se imensamente agradecidos pela importante contribuição que deram para minha formação.

Agradeço a minha família pelo apoio e amor incondicional. Expando o agradecimento a todos das famílias Ramos, Iensen, Lyznyk e Falavinha.

Agradeço especialmente ao meu orientador Professor Irani dos Santos por tantas horas de dedicação, pela confiança, pelo incentivo e por me dar a oportunidade de aprender com você. Tenho grande admiração pelo seu trabalho.

Ao Ciro pelo companheirismo, carinho e estímulo. Agradeço ainda a todos da família Monteiro e Baer que me apoiam e me acolhem de maneira tão bonita.

Aos meus amigos, de quem eu sempre tenho incentivo. Em especial agradeço a Mayara, Isabel, Bruna e Amanda que compartilham comigo diariamente as alegrias e decepções da pós-graduação.

A toda equipe do Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG/UFPR) pelos esforços dedicados em campo e no laboratório. Tem sido muito gratificante fazer parte deste grupo.

Também agradeço aos professores que avaliaram este trabalho. A professora Nilza Maria dos Reis Castro e professora Nádia Bernardi Bonumá, ao professor Cristovão Vicente Scapulatempo Fernandes e professor Marcelo Renato Lamour. Apreendi com suas contribuições e suas sugestões enriqueceram essa dissertação.

A CAPES pela oferta da bolsa. A FINEP e CNPq pelo financiamento dos projetos de pesquisa que subsidiaram esta pesquisa. Esta dissertação e os resultados aqui apresentados só foram possíveis pelo investimento em pós-graduação e pelo financiamento de projetos voltados para o monitoramento e modelagem de processos hidrossedimentológicos. Que este fomento sempre progrida!

prazer
da pura percepção
os sentidos
sejam a crítica
da razão

(Paulo Leminski. *Distraídos venceremos*, 1987)

RESUMO

Os processos hidrossedimentológicos possuem heterogeneidade espacial e variabilidade temporal. O entendimento do ciclo hidrossedimentológico em bacias hidrográficas é condicionado pelas condições físicas da bacia, pelos ciclos de matéria e energia e pelas escalas de tempo e espaço analisadas. A área de contribuição tem sido utilizada para explicar a ocorrência e/ou dominância de determinados processos hidrossedimentológicos, visto que alguns processos dependem de uma área de contribuição mínima para que ocorram, além do que a área é uma variável síntese que embute as características físicas das bacias. O fenômeno da heterogeneidade das repostas hidrossedimentológicas com a escala da bacia é denominado efeito de escala. A pesquisa do efeito de escala sobre os processos hidrossedimentológicos é relevante pois possibilita inferir sobre a representatividade de um processo hidrossedimentológico em detrimento de outros, a diversidade deste processo no tempo e espaço e a transferência/conectividade com áreas elementares. Estas informações são especialmente relevantes em bacias experimentais menores que 300 km², em que são observadas lacunas na disponibilidade de monitoramento contínuo. Este trabalho teve por objetivo avaliar o efeito de escala sobre os processos de geração de escoamento e produção de sedimento em bacias experimentais embutidas com áreas variando entre 0,1 a 117 km², localizadas em Rio Negrinho (SC), através de calibração espacial e sub-diária do modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). Para tanto, o trabalho foi executado em três etapas: a identificação dos efeitos de escala sobre a vazão e descarga sólida específicas utilizando dados monitorados de quatro bacias experimentais; a simulação deste comportamento monitorado através de calibração espacial do modelo SWAT; e por fim, a avaliação dos efeitos de escala de forma distribuída para as ottobacias. Os resultados demonstraram cada processo de geração de escoamento (superficial (E_{sup}), subsuperficial (E_{subsup}) e subterrâneo (E_{sub})) manifestou de forma singular os efeitos de escala. A tendência observada demonstrou que o E_{sup} específico aumenta com o aumento da área, enquanto o E_{subsup} específico diminui com o aumento da área de contribuição, pouca variabilidade foi identificada para o E_{sub} específico. Observou-se ainda que as estradas não pavimentadas tiveram grande influência sobre a produção de sedimento e vazão, sobretudo durante a ascensão do hidrograma. Analisando os dados monitorados identificou-se que até a escala de 0,18 km² a produção específica de sedimentos ($Prod_{sed}$) aumenta com o aumento da área de contribuição, denotando predomínio de processos de erosão. As áreas de contribuição maiores que 0,18 km² apresentaram diminuição da $Prod_{sed}$ com o aumento da área, sugerindo a dominância de processos de deposição e transporte. A calibração espacial com o modelo SWAT utilizou uma abordagem multi-site, multivariável e multicritério e demonstrou que o modelo conseguiu reproduzir aceitavelmente as condições hidrossedimentológicas das bacias monitoradas. Destacou-se ainda a importância em avaliar a faixa de incerteza dos resultados sedimentológicos, considerando a natureza variável da relação entre descarga sólida e a vazão. Na avaliação distribuída dos efeitos de escala para as ottobacias todos os processos avaliados (E_{sup} , E_{subsup} , E_{sub} e $Prod_{sed}$) demonstraram grande heterogeneidade em bacias de menor dimensão e o afunilamento das tendências em torno de um valor médio com o aumento da área de contribuição. A utilização do modelo SWAT possibilitou ainda avaliar que as estradas produzem maior parte do E_{sup} e $Prod_{sed}$ específicos. No E_{subsup} específico a mata nativa e o reflorestamento foram os usos que mais produziram este tipo de escoamento. A agricultura e a pastagem apareceram como os usos que mais contribuem para o E_{sub} específico.

Palavras-chave: Efeito de escala. Hidrossedimentologia. SWAT. Sub-diário. Bacias experimentais. Vazão. Monitoramento. Modelagem.

ABSTRACT

Hydrosedimentological processes have spatial heterogeneity and temporal variability. The understanding of the hydrosedimentological cycle in watersheds is conditioned by the physical conditions of the watershed, by the cycles of matter and energy and by the time and space scales analyzed. The contribution area has been used to explain the occurrence and/or dominance of certain hydrosedimentological processes since some processes depend on a minimum contribution area to occur, and the area is a synthesis variable that incorporates the physical characteristics of basins. The phenomenon of the heterogeneity of the hydrosedimentological responses with the basin scale is denominated the scale effect. The research of the scale effect on the hydrosedimentological processes is relevant because it allows inferring the representativeness of a hydrosedimentological process, the diversity of this process in time and space and the transference/connectivity with elementary areas. This theme is especially relevant in experimental watersheds smaller than 300 km², where gaps in the availability of continuous monitoring are observed. The objective of this study was to evaluate the scale effect on the runoff generation and sediment yield processes in embedded basins with areas ranging from 0.1 to 117 km², located in Rio Negrinho (SC), through spatial and sub-daily calibration of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) hydrological model. The study was carried out in three steps: the identification of scale effects on specific runoff and solid discharge using monitored data from four experimental basins; the simulation of this monitored behavior through spatial calibration of the SWAT model; and finally, the evaluation of the scale effects in a distributed way for the ottobasins. The results showed that each flow generation process (surface (E_{sup}), subsurface (E_{subsup}) and groundwater (E_{sub})) manifested uniquely the scale effects. The specific E_{sup} increases with the increasing area, while specific E_{subsup} decreases with increasing contribution area, little variability was identified for specific E_{sub} . It was also observed that unpaved roads had a great influence on sediment yield and runoff, especially during the rise of the hydrograph. Analyzing the monitored data, it was found until 0.18 km² the specific sediment yield ($Prod_{sed}$) increases with the increase of the contribution area, indicating a predominance of erosion processes. Contribution areas greater than 0.18 km² showed a decrease in $Prod_{sed}$ as the area increased, suggesting the dominance of deposition and transport processes. Spatial calibration with the SWAT model used a multi-site, multi-variable and multi-criteria approach and demonstrated that the model was able to acceptably reproduce the hydrosedimentological conditions of the monitored watersheds. The importance of evaluating the uncertainty range of sedimentological results was also highlighted, considering the variable nature of the relation between solid discharge and runoff. The distributed evaluation of the scale effects for the ottobasins all the evaluated processes (E_{sup} , E_{subsup} , E_{sub} , and $Prod_{sed}$) showed great heterogeneity in smaller basins and the funneling of tendencies around an average value with the increase of the contribution area. The use of the SWAT model also made it possible to assess that roads produce most of the specific E_{sup} and $Prod_{sed}$. In the specific E_{subsup} , native forest and reforestation were the uses that most produced this type of flow. Agriculture and pasture have emerged as the main contributors to the specific E_{sub} .

Keywords: Scale effect. Hydrosedimentology. SWAT. Sub-daily. Experimental watershed. Runoff. Monitoring. Modeling.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – PUBLICAÇÕES ABORDANDO EFEITO DE ESCALA NAS PRINCIPAIS REVISTAS DAS GEOCIÊNCIAS.....	19
FIGURA 2 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA INTERAÇÃO ENTRE TEORIA, MONITORAMENTO E MODELAGEM	27
FIGURA 3 – INFILTRAÇÃO EM CAMPO X INFILTRAÇÃO PELO MÉTODO DE GREEN & AMPT.....	32
FIGURA 4 - FLUXOGRAMA ESQUEMÁTICO DO MODELO SWAT PARA SIMULAÇÃO SUB-DIÁRIA	35
FIGURA 5 – FLUXOGRAMA ESQUEMÁTICO DA SIMULAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA SUB-DIÁRIA	37
FIGURA 6 – PROCESSOS HIDROLÓGICOS OCORRENTES EM UMA AMPLA ESCALA ESPAÇO-TEMPORAL	47
FIGURA 7 – CORRELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS (FTSS) E DIFERENTES VARIÁVEIS HIDROAMBIENTAIS PARA AS PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO MUNDO	52
FIGURA 8 – RELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTOS E A ÁREA DA BACIA EM DIFERENTES ESTUDOS	54
FIGURA 9 – RELAÇÃO ENTRE DECLIVIDADE CRÍTICA E ÁREA DE DRENAGEM PARA DESENVOLVIMENTO DE VOÇOROCAS	55
FIGURA 10 – PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTO E PROCESSOS EROSIVOS PREDOMINANTES ASSOCIADOS A ÁREA DE BACIA	56
FIGURA 11 – RELAÇÃO ENTRE A TAXA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E A ÁREA DA BACIA.....	57
FIGURA 12 – MODELO CONCEITUAL DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS ASSOCIADA A DIFERENTES ESCALAS ESPACIAIS E FONTES DE CONTRIBUIÇÃO E DE DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTO	58
FIGURA 13 – LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS ESTUDADAS	60
FIGURA 14 – CLIMOGRAMA DAS BACIAS COM BASE EM DADOS MONITORADOS NO PERÍODO 2011-2016	61
FIGURA 15 – MODELO DIGITAL DO TERRENO DAS BACIAS ANALISADAS	62
FIGURA 16 – ESPACIALIZAÇÃO DOS DIFERENTES USOS DA TERRA NAS BACIAS ESTUDADAS	63
FIGURA 17 – ESPACIALIZAÇÃO DAS ESTRADAS NAS BACIAS ESTUDADAS	63
FIGURA 18 – PRODUÇÃO DE ÁGUA E SEDIMENTOS EM ESTRADAS NÃO PAVIMENTADAS NA BACIA DO RIO SACI	65
FIGURA 19 – LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS, FLUVIOMÉTRICAS, SEDIMENTOMÉTRICAS E METEOROLÓGICA.	66
FIGURA 20 – DISPONIBILIDADE DE DADOS METEOROLÓGICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS.....	67
FIGURA 21 – DISPONIBILIDADE DE DADOS PLUVIOMÉTRICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS.....	68
FIGURA 22 – CURVAS DUPLO-ACUMULATIVA DE VAZÕES DAS ESTAÇÕES CONSIDERADAS .	70
FIGURA 23 – DISPONIBILIDADE DE DADOS FLUVIOMÉTRICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS.....	70
FIGURA 24 – DISPONIBILIDADE DE DADOS SEDIMENTOMÉTRICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS.....	71
FIGURA 25 – ESQUEMA GRÁFICO DA CONSTRUÇÃO DO AMOSTRADOR DO TIPO INTEGRADOR, EXTRAÍDO DE POLETO E MERTEN (2006), E O MESMO INSTALADO EM CAMPO NA ESTAÇÃO SACI	72
FIGURA 26 – PROCEDIMENTO DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO PARA A BACIA DO RIO FEIO	73
FIGURA 27 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DO PONTO SACI (0,1 km ²)	73
FIGURA 28 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DO PONTO V5 (0,18 km ²)	74
FIGURA 29 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DA BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²)	74
FIGURA 30 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DA BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²)	74
FIGURA 31 – DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHOS DAS SUB-BACIAS E FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DOS TAMANHOS.....	79

FIGURA 32 – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA POR ESPESSURA DO SOLO E CATEGORIA PEDOLÓGICA.....	81
FIGURA 33 – GRANULOMETRIA UTILIZADA PARA CARACTERIZAR OS SOLOS COM ALTO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA NAS CAMADAS SUPERFICIAIS.....	81
FIGURA 34 - GRANULOMETRIA UTILIZADA PARA CARACTERIZAR OS SOLOS ARGILOSOS	81
FIGURA 35 – ASSOCIAÇÃO DOS ATRIBUTOS GEOMORFOLÓGICOS COM A ESPESSURA DO SOLO OBSERVADA EM CAMPO	82
FIGURA 36 – MODELO PARA ESTIMATIVA DA ESPESSURA DO SOLO HIDROLÓGICO	83
FIGURA 37 – ESPACIALIZAÇÃO DAS ESPESSURAS DE SOLO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS	84
FIGURA 38 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL CALCULADA COM O ETO CALCULATOR	86
FIGURA 39 – VAZÕES ESPECÍFICAS PARA AS BACIAS ANALISADAS	89
FIGURA 40 – PRODUÇÃO DE ÁGUA E SEDIMENTOS EM ESTRADAS NÃO PAVIMENTADAS NA BACIA DO RIO FEIO	90
FIGURA 41 – CURVA DE PERMANÊNCIA DAS VAZÕES ESPECÍFICAS DAS BACIAS MONITORADAS.....	91
FIGURA 42 – COEFICIENTE DE ESCOAMENTO DAS BACIAS MONITORADAS E COMPARAÇÃO COM OS RESULTADOS ME GIRARDI ET AL., (2011).....	92
FIGURA 43 – SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA A BACIA DO RIO SACI (0,1 km ²)	93
FIGURA 44 – SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA O PONTO V5 (0,18 km ²).....	93
FIGURA 45 - SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA A BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²).....	93
FIGURA 46 – SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²).....	94
FIGURA 47 – VAZÃO ESPECÍFICA DE CADA PROCESSO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO	95
FIGURA 48 – EXEMPLO DE ANÁLISE DE INCERTEZA APLICADO A VAZÃO 10,82 L.s ⁻¹ NO PONTO SACI (0,1 km ²).....	97
FIGURA 49 – CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA O PONTO SACI (0,10 km ²).....	98
FIGURA 50 – CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA O PONTO V5 (0,18 km ²).....	98
FIGURA 51 – CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA A BACIA RIO FEIO (2,5 km ²).....	99
FIGURA 52 - CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA A BACIA RIO CORREDEIRAS (117 km ²).....	99
FIGURA 53 – DESCARGA SÓLIDA ESPECÍFICA PARA AS BACIAS ANALISADAS.....	100
FIGURA 54 – PICO DE SEDIMENTO E VAZÃO NA BACIA DO RIO FEIO	100
FIGURA 55 – CURVA DE PERMANÊNCIA DA VAZÃO SÓLIDA ESPECÍFICA PARA AS BACIAS MONITORADAS.....	101
FIGURA 56 – PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTO PARA AS BACIAS ANALISADAS	102
FIGURA 57 – MODELO CONCEITUAL ADAPTADO DE DE VENTE E POESEN (2005) ASSOCIANDO A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTO COM A ÁREA DAS BACIAS ANALISADAS NESTE ESTUDO.....	103
FIGURA 58 – RELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTOS E A ÁREA ADICIONANDO AS BACIAS AQUI ANALISADAS AO ESTUDO DE OWENS E SLAYMAKER (1992)	104
FIGURA 59 – RELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTOS E A ÁREA ADICIONANDO AS BACIAS AQUI ANALISADAS AO ESTUDO DE VANMAERCKE ET AL., (2011)	104
FIGURA 60 – REPRESENTATIVIDADE OBSERVADA E SIMULADA DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO	109
FIGURA 61 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O PONTO SACI (0,1 km ²)	110
FIGURA 62 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O PONTO V5 (0,18 km ²)	110
FIGURA 63 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O RIO FEIO (2,5 km ²).....	110
FIGURA 64 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O RIO CORREDEIRAS (117 km ²).....	111
FIGURA 65 – CURVAS DE PERMANÊNCIA DAS VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA AS BACIAS A) PONTO SACI (0,1 km ²); B) PONTO V5 (0,18 km ²); C) BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²); D) BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²).	111
FIGURA 66 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NO PONTO SACI (0,1 km ²)	114
FIGURA 67 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NO PONTO V5 (0,18 km ²)	114

FIGURA 68 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NA BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²).....	115
FIGURA 69 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NA BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²)	115
FIGURA 70 – CURVA DE PERMANÊNCIA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA AS BACIAS MONITORADAS	116
FIGURA 71 – CURVA DE PERMANÊNCIA DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL PARA AS BACIAS MONITORADAS.....	116
FIGURA 72 – CURVA DE PERMANÊNCIA DO ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO PARA AS BACIAS MONITORADAS.....	117
FIGURA 73 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA O PONTO SACI (0,1 km ²) .	117
FIGURA 74 - SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA O PONTO V5 (0,18 km ²)	118
FIGURA 75 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA A BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²)	118
FIGURA 76 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²).....	118
FIGURA 77 – CURVAS DE PERMANÊNCIA E FAIXA DE INCERTEZA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTO OBSERVADO E SIMULADO PARA AS BACIAS A) PONTO SACI (0,1 km ²); B) PONTO V5 (0,18 km ²); C) BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²); D) BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²).....	119
FIGURA 78 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²) UTILIZANDO UM PROJETO COM MENOR FRAGMENTAÇÃO EM SUB-BACIAS	121
FIGURA 79 – CURVA DE PERMANÊNCIA E FAIXA DE INCERTEZA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTO OBSERVADO E SIMULADO PARA AS BACIAS DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²) UTILIZANDO UM PROJETO COM MENOR FRAGMENTAÇÃO EM SUB-BACIAS	121
FIGURA 80 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA A BACIA DO RIO SACI (0,1 km ²).....	123
FIGURA 81 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA O PONTO V5 (0,18 km ²).....	124
FIGURA 82 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA A BACIA DO RIO FEIO (2,5 km ²).....	124
FIGURA 83 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²).....	125
FIGURA 84 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO TOTAL ESPECÍFICO SIMULADO ..	126
FIGURA 85 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO SUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO	127
FIGURA 86 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO	129
FIGURA 87 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ESPECÍFICO SIMULADO	129
FIGURA 88 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO TOTAL ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA.....	131
FIGURA 89 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA	132
FIGURA 90 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA	133
FIGURA 91 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA	133
FIGURA 92 – EFEITO DE ESCALA SOBRE A DESCARGA SÓLIDA ESPECÍFICA SIMULADA	134
FIGURA 93 – EFEITO DE ESCALA SOBRE A EROSIÃO TOTAL ESPECÍFICA.....	135
FIGURA 94 – EFEITO DE ESCALA SOBRE A TAXA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS	136
FIGURA 95 – ADAPTAÇÃO DA FIGURA DE WALLING (1983) COM A RELAÇÃO ENTRE A TAXA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E A ÁREA DA BACIA	136
FIGURA 96 – VARIABILIDADE NA PRODUÇÃO DE SEDIMENTO SIMULADA COM O USO DA TERRA	137

LISTA DA TABELAS

TABELA 1 – ESTATÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS COM BASE EM DADOS MONITORADOS NO PERÍODO 2011-2016	61
TABELA 2 – DISTRIBUIÇÃO DE USOS E OCUPAÇÃO DA TERRA (%) PARA AS BACIAS ANALISADAS	62
TABELA 3 – PERÍODOS E QUANTIDADE DE SEDIMENTOS ACUMULADOS NO AMOSTRADOR..	72
TABELA 4 – USOS DA TERRA MAPEADOS E INSERIDOS NO MODELO SWAT	79
TABELA 5 – REPRESENTATIVIDADE DE CADA ESPESSURA DO SOLO NA ÁREA DA BACIA DO RIO CORREDEIRAS	84
TABELA 6 – REPRESENTATIVIDADE (%) DE CADA PROCESSO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SOBRE A VAZÃO TOTAL	94
TABELA 7 – TRANSPORTE E CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS E ALTURA DE EROSÃO PARA AS BACIAS MONITORADAS	105
TABELA 8 – PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO SWAT PARA SIMULAÇÃO HIDROSSEDIMENTOLÓGICA ESPACIALMENTE CONSISTENTE.....	107
TABELA 9 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ESTATÍSTICAS DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES HIDROLÓGICAS UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES OBJETIVO.....	112
TABELA 10 – EFICIÊNCIA ESTATÍSTICA DA SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO	113
TABELA 11 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ESTATÍSTICAS DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES OBJETIVO	120
TABELA 12 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ESTATÍSTICAS DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES OBJETIVO PARA AS BACIAS DO RIO CORREDEIRAS (117 km ²) UTILIZANDO UM PROJETO COM MENOR FRAGMENTAÇÃO EM SUB-BACIAS	122

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	JUSTIFICATIVA.....	18
3	OBJETIVOS.....	22
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	23
4.1	CICLO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO	23
4.2	MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA	25
4.3	SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL (SWAT).....	29
4.4	VALIDAÇÃO ESPACIAL	40
4.5	EFEITO DE ESCALA	42
4.5.1	Efeito de escala sobre processos hidrológicos	46
4.5.2	Efeito de escala sobre processos sedimentológicos.....	51
5	MATERIAIS E MÉTODOS	60
5.1	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	60
5.2	MONITORAMENTO E SÉRIES HIDROSSEDIMENTOLÓGICAS E METEOROLÓGICAS	66
5.2.1	Meteorológica	67
5.2.2	Pluviométrica	68
5.2.3	Fluviométrica.....	69
5.2.4	Sedimentométrica	71
5.3	SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO.....	76
5.4	APLICAÇÃO DO MODELO SWAT	77
5.4.1	Modelo digital do terreno	78
5.4.2	Delimitação de sub-bacias	78
5.4.3	Uso e cobertura da terra	79
5.4.4	Caracterização físico-hídrica dos solos	80
5.4.5	Definição de HRUs	85
5.4.6	Dados tabulares.....	85
5.5	AVALIAÇÃO DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES	87

6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	89
6.1	EFEITO DE ESCALA SOBRE DADOS MONITORADOS	89
6.1.1	Efeito de escala sobre processos hidrológicos em bacias monitoradas	89
6.1.2	Efeito de escala sobre processos sedimentológicos em bacias monitoradas	95
6.2	EFEITO DE ESCALA NOS PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS SIMULADOS COM O SWAT	105
6.2.1	Avaliação espacial da simulação	105
6.2.2	Efeitos de escala sobre os processos hidrossedimentológicos em ottobacias	125
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	138
8	RECOMENDAÇÕES E ETAPAS FUTURAS	142
	REFERÊNCIAS	143

1 INTRODUÇÃO

Os processos hidrossedimentológicos possuem grande heterogeneidade espacial e variabilidade temporal (Walling, 1983), o entendimento do ciclo hidrossedimentológico em bacias hidrográficas envolve uma análise integrada do sistema, em que este é condicionado pelas condições físicas da bacia, pelos ciclos de matéria e energia e pelas escalas de tempo e espaço analisadas.

A dinâmica hidrossedimentológica depende de fatores como: relevo, clima, cobertura vegetal, manejo e uso da terra, natureza do substrato geológico e classificação e características pedológicas (Carvalho, 2008). Associados a estes fatores físicos e antrópicos a área da bacia tem sido outra variável utilizada para explicar a ocorrência e/ou dominância de determinados processos hidrossedimentológicos, isto pois determinados processos dependem de uma área de contribuição mínima para que ocorram, e além disto, a área é uma variável síntese que embute as características físicas das bacias analisadas (Vanmaercke *et al.*, 2011; de Vente *et al.*, 2013; de Vente e Poesen, 2005).

Diversas pesquisas identificaram a influência da área de contribuição da bacia sobre a produção específica de sedimentos e vazão específica (Bloschl e Sivapalan, 1995; Kirkby, 2001; Wood *et al.*, 1988; Lane *et al.*, 1997; Joel *et al.*, 2002; Cerdan *et al.*, 2004). O fenômeno da heterogeneidade das repostas hidrológicas e sedimentológicas com a escala da bacia é denominado efeito de escala. A depender da escala analisada diferentes processos tendem a dominar ou serem generalizados em cada nível. Isso decorre em função de que um processo em determinada escala se desenvolve a partir da interação com outros processos e outras diversas variáveis que atuam controlando o sistema.

Em muitas áreas da ciência é factível estimar o comportamento de um fenômeno em escalas maiores – representações em escalas maiores caracterizam com melhor detalhe menores áreas (pequenas bacias) – a partir de uma amostra obtida em macroescala. Todavia, em hidrologia nem sempre a amostragem obtida em menor escala – representações em menores escalas retratam maiores extensões de área (grandes bacias) – reflete adequadamente as especificidades do comportamento hidrológico de pequenas bacias (Mendiondo e Tucci, 1997a). O conhecimento de um processo numa determinada escala, não implica necessariamente o entendimento desse processo quando avaliado sob outras escalas (Tucci, 1998; Poesen e Hooke,

1997; de Vente e Poesen, 2005). Isto porque as respostas hidrossedimentológicas nem sempre são resultado da soma das partes, ou seja, a resposta verificada no exutório da bacia não é definida pela agregação das demais respostas a montante (Cerdan *et al.*, 2004). Wood *et al.*, (1988) citam que conforme a escala espacial diminui a bacia tende a atenuar os complexos padrões locais. A diminuição da escala implica na incorporação de heterogeneidades das áreas, até certo limite em que todas as áreas produzirão respostas quase idênticas.

A pesquisa do efeito de escala sobre os processos hidrossedimentológicos possibilita inferir sobre tendências de conectividade hidrossedimentológica do sistema, identificando regiões de produção de sedimentos e regiões de transporte ou deposição de material erodido, regiões em que predominam processos em superfície e no canal e regiões de dominância dos processos em solo e rocha. Cerdan *et al.*, (2010) apresentam que 70% da erosão verificada em toda a Europa ocorre em apenas 15% da sua área, com isto, estes autores apontam a importância de serem identificados padrões das tendências hidrológicas e sedimentológicas associadas a conectividade hidrossedimentológica do sistema hídrico.

Para compreender a dinâmica hidrossedimentológica Peeters *et al.*, (2008) enfatizam a importância crucial do monitoramento e modelagem dos processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaciais e resoluções temporais. Goodrich e Woolhiser (1991) citam que entre áreas de 0,01 e 500 km² existem relevantes lacunas no entendimento espaço-temporal e monitoramento detalhado e baseado em processos. O monitoramento sistemático e contínuo de processos hidrossedimentológicos associado a utilização de modelagem em bacias inseridas neste hiato descrito por Goodrich e Woolhiser (1991) são de grande relevância para a ciência hidrossedimentológica.

Pretende-se com esta pesquisa contribuir com o entendimento do comportamento de vazões em bacias embutidas e menores que 117 km², com a parametrização e calibração espacial do modelo SWAT (multi-site, multivariável e multicritério), com as simulações em escala de tempo sub-diária e com o entendimento de processos hidrossedimentológicos em sua ocorrência na natureza. Pela complexidade do tema e pela natureza empírica da hidrossedimentologia, enfatiza-se aqui a importância de as pesquisas discutirem mais de processos e menos de eficiência na calibração de modelos. É importante considerar a qualidade das simulações com modelagem matemática a luz de novas perspectivas.

2 JUSTIFICATIVA

Por que estudar efeito de escala?

Diversos estudos constataram a ocorrência de efeitos de escala sobre o comportamento hidrossedimentológico em bacias hidrográficas (Minshall, 1960; Amorocho, 1961; Walling, 1983; Klemes, 1983; Wood *et al.*, 1988; Lane *et al.*, 1997; Mendiando e Tucci, 1997a, b, c; Joel *et al.*, 2002; Cerdan *et al.*, 2004; Muleta *et al.*, 2007; Cerdan *et al.*, 2016). Nestes estudos a área de contribuição apresentou importante correlação com a dinâmica hidrológica e sedimentológica da bacia, determinando que a depender da área, diferentes conjuntos de processos físicos ora dominem e ora sejam minimizados em cada escala.

Mendiando e Tucci (1997a) citam que o estudo de escalas para a hidrologia tem muito a contribuir no sentido de compreender como os processos e variáveis são representados em escalas diferentes e como estabelecer funções de transferência entre elas. Entendendo assim, a representatividade de um processo hidrossedimentológico em detrimento de outros processos, a diversidade deste processo no tempo e espaço e a transferência/ conectividade dos processos em áreas elementares.

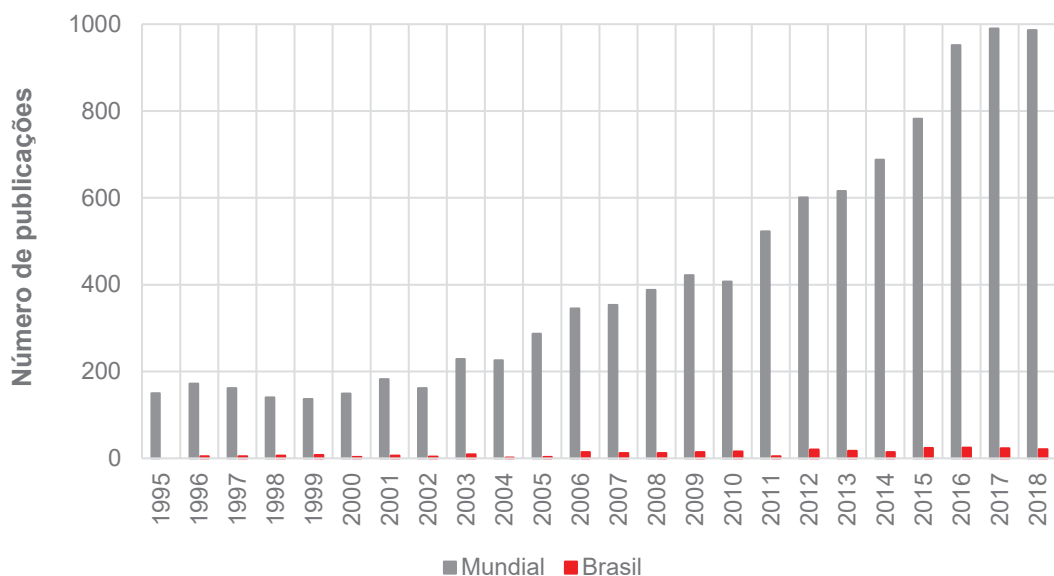
A heterogeneidade regional e local dos efeitos de escala observados variam em natureza, magnitude e intensidade entre as mais diversas regiões analisadas e entre as diferentes metodologias experimentais utilizadas (Klemes, 1983; Wood *et al.*, 1988; Lane *et al.*, 1997; Joel *et al.*, 2002; Cerdan *et al.*, 2004; Muleta *et al.*, 2007; Cerdan *et al.*, 2016). Neste sentido, é importante que sejam desenvolvidas novas pesquisas utilizando diferentes abordagens, aplicadas a distintas áreas de estudo, empregando novas metodologias e analisando os mais diversos processos hidrossedimentológicos.

Tucci (2002) e IAHS (2018) mencionam que as pesquisas sobre os efeitos de escala representam um dos grandes desafios do conhecimento hidrológico atual. Mendiando e Tucci (1997a, 1997b, 1997c) enfatizam a relevância em se estudar efeitos de escala, especificamente no Brasil. Desde a publicação destes trabalhos, no cenário nacional, poucas pesquisas foram desenvolvidas tratando desta temática.

Entre as principais revistas nacionais e internacionais vinculadas a plataforma Elsevier, o tema efeito de escala tem sido crescente nas ciências ambientais, porém ainda muito incipiente no Brasil (FIGURA 1). Foram identificadas 12.000 publicações

abordando o tema efeito de escala desde 1995. O Brasil corresponde a 3% das publicações no tema. Aqui salienta-se o potencial de ampliação em pesquisas sobre efeito de escala no Brasil, sobretudo considerando a importância das pequenas e médias bacias para as condições de qualidade e quantidade de água nas bacias hidrográficas e a diversidade de condições hídricas do Brasil no cenário internacional.

FIGURA 1 – PUBLICAÇÕES ABORDANDO EFEITO DE ESCALA NAS PRINCIPAIS REVISTAS DAS GEOCIÊNCIAS



FONTE: Elsevier (2018)

Por que estes processos?

Os processos hidrológicos abordados nesta pesquisa foram selecionados pois, em geral, os estudos do efeito de escala analisam apenas os processos sedimentológicos (p.ex.: Fleming, 1969; Walling, 1983; Dendy e Bolton, 1976; Milliman e Meade, 1983; Owens e Slaymaker, 1992; Lim *et al.*, 2005). Poucas são as pesquisas analisando experimentalmente os efeitos de escala sobre os processos hidrológicos (p.ex.: Cerdan *et al.*, 2004; Joel *et al.*, 2002; Yair e Raz-Yassif, 2004).

Além dos escassos estudos tratando experimentalmente os efeitos de escala sobre os processos hidrológicos, estes não consideram a desagregação dos diferentes processos de geração de escoamento nas bacias (escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo). Os trabalhos citados consideram somente a vazão total no exutório da bacia, sem a análise da participação relativa dos diferentes tipos de escoamento associados a avaliação dos efeitos de escala. É importante entender a

singularidade que cada processo de geração de escoamento manifesta os efeitos de escala.

A pesquisa do efeito de escala sobre os processos hidrossedimentológicos é necessária para o entendimento sistêmico da bacia hidrográfica, possibilitando inferir sobre tendências de conectividade hidrossedimentológica do sistema, identificando regiões de produção de sedimentos e regiões de transporte ou deposição de material erodido, regiões em que predominam processos em superfície e no canal e regiões de dominância dos processos em solo e rocha. Além disto, os resultados dos efeitos de escala sobre os processos sedimentológicos permitem compreender melhor a dinâmica de degradação e aggradação de sedimentos nas bacias, caracterizando a dinâmica sedimentológica e a evolução morfológica da bacia e do canal (de Vente *et al.*, 2007).

Por que estas bacias?

A utilização de séries hidrossedimentológicas extensas e consistidas no Brasil enfrenta uma expressiva limitação considerando que a grande maioria das informações hidrológicas são monitoradas em bacias de grandes extensões ($<300\text{km}^2$), em decorrência do aproveitamento hidrelétrico (Tucci, 2008). O entendimento sobre o comportamento estocástico dos processos hidrossedimentológicos nas diferentes escalas de tempo e espaço depende diretamente do monitoramento intensivo e sistemático de bacias experimentais. E neste sentido, observam-se lacunas espaços-temporais na disponibilidade de informações hidrológicas e no conhecimento e monitoramento hidrossedimentológico em bacias experimentais em escala de detalhe.

As bacias avaliadas no presente estudo se inserem neste hiato de compreensão hidrossedimentológica escalar que existem para bacias menores que 300 km^2 . Serão tratados quatro pontos de monitoramento em três bacias hidrográficas embutidas variando de $0,1$ a 117 km^2 . Estas bacias com estas composições de áreas têm implicações importantes para a simulação dos efeitos de escala de forma distribuída.

Nestas bacias o monitoramento de variáveis hidrossedimentológicas vêm sendo realizado desde 2008 (Santos, 2009), com consistência das séries de dados monitorados, levantamento de dados primário das características físico-hídricas do solo (granulometria, condutividade hidráulica saturada, tensão de cisalhamento, entre

outros), a manipulação e tratamento de dados secundários, além de diversas análises laboratoriais que compõem um banco de dados local. Com isto, as bacias selecionadas dispõem de um detalhamento quanto aos dados espaciais e séries com alta resolução temporal (frequência de 10 minutos). O monitoramento destas bacias é feito pelo Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG/UFPR).

Por que o modelo SWAT?

Beven (2001) cita que a modelagem é imprescindível na pesquisa hidrológica considerando-se que não é possível medir todas as variáveis em escalas temporais e espaciais. Neste sentido, os modelos hidrológicos distribuídos espacializam a dinamicidade hidrossedimentológica e possibilitam a avaliação do efeito global da heterogeneidade espacial e variabilidade temporal dos processos (Bathurst e O'Connell, 1992; Cerdan *et al.*, 2010).

Para modelagem hidrológica distribuída foi utilizado o modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). O modelo foi escolhido pelas variáveis e processos físicos simulados e pela adequabilidade do modelo em simular a heterogeneidade espacial das bacias e a variabilidade temporal dos processos.

3 OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho é avaliar o efeito de escala sobre os processos de geração de escoamento e produção de sedimento em bacias experimentais localizadas no município de Rio Negrinho, SC, através de calibração espacial e sub-diária do modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT).

Os objetivos específicos são:

- Avaliar os efeitos de escala sobre os processos hidrossedimentológicos utilizando dados monitorados;
- Simular o comportamento hidrossedimentológico das bacias experimentais através de calibração espacial do SWAT;
- Avaliar os efeitos de escala de forma distribuída para as ottobacias.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 CICLO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO

O ciclo hidrossedimentológico refere-se à integração dos processos hidrológicos tais como: interceptação, infiltração, evapotranspiração, escoamento superficial, subsuperficial, subterrâneo e armazenamento de água no solo, estes associados aos processos sedimentológicos de desagregação, transporte, sedimentação, deposição e consolidação das partículas (Carvalho, 2008; Tucci, 1998). O ciclo sedimentológico tem sua ocorrência diretamente correlacionada ao ciclo hidrológico.

Os processos hidrossedimentológicos possuem grande heterogeneidade espacial e variabilidade temporal (Walling, 1983), e suas respostas estão condicionadas as especificidades físicas e antrópicas que compõem a bacia. A dinâmica hidrossedimentológica depende de fatores como: (1) relevo, especialmente o comprimento e declividade das vertentes; (2) clima, sobretudo no que diz respeito a frequência e intensidade dos eventos de precipitação; (3) cobertura vegetal, no que se refere ao tipo vegetacional e densidade do mesmo; (4) manejo e uso da terra, bem como outras intervenções antrópicas; (5) natureza do substrato geológico e (6) tipo e características pedológicas (Carvalho, 2008; Zachar, 1982; Glymph, 1954; Williams, 1989). Associados a estes fatores físicos e antrópicos a área da bacia tem sido outra variável utilizada para explicar a ocorrência e dominância de determinados processos hidrossedimentológicos, isto porque a área é uma variável que embute as características físicas das bacias analisadas (USDA, 1979; Vanmaercke *et al.*, 2011; de Vente *et al.*, 2013; Yan *et al.*, 2011; de Vente e Poesen, 2005).

A precipitação, evapotranspiração, infiltração, escoamento, a desagregação das partículas, o transporte e a deposição do material erodido são importantes variáveis envolvidas no ciclo hidrossedimentológico (Carvalho, 2008; Tucci, 1998). A precipitação aparece como um dos principais *inputs* no ciclo, condicionando-o. A depender da duração, sazonalidade e intensidade dos eventos de chuva ocorrem variações na dinâmica do escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo) e a ocorrência de erosão hídrica.

A erosão pode ser entendida como o processo intemperismo, carreamento e deposição das partículas pela ação da água, vento, gelo, atividades humanas ou

outros agentes naturais (Silva *et al.*, 2003). A erosão hídrica é desencadeada pelo escoamento superficial e pelo impacto das gotas da chuva atingindo a superfície do solo, promovendo o desprendimento das partículas e o carreamento delas. A deposição do material erodido ocorre com a redução da declividade do relevo e da velocidade do escoamento (Reichert e Cabeda, 1992; Oliveira *et al.*, 2005; Santos, 2006). Segundo Pruski (2006) a erosão hídrica é o processo sedimentológico de maior interesse no Brasil por ter ocorrência mais frequente e por causar grandes prejuízos ambientais, sociais e econômicos.

Ao se trabalhar erosão em bacias hidrográficas distinguem-se dois conceitos: erosão total ou erosão bruta (*gross erosion*) e produção de sedimentos (*sediment yield*). A erosão bruta é definida pela quantidade total de sedimentos em uma bacia hidrográfica por todas as formas de erosão (Slattery, 2002; Walling, 1983), todavia nem todo material erodido em uma bacia hidrográfica irá alcançar o seu exutório. Neste sentido, a produção de sedimentos é definida como a quantidade de sedimentos que efetivamente chegam até o ponto de medição, ou exutório da bacia, visto que uma quantidade significativa de material erodido é depositado ao longo das vertentes e nos canais (Walling, 1990). A razão entre a erosão total e a produção de sedimentos que chegam ao exutório da bacia é chamada taxa de transferência de sedimentos (*sediment delivery ratio*).

Em alguns casos, a capacidade de transporte de material não é suficiente o suficiente para verter todo o material que foi desagregado do solo através do exutório da bacia, quando a energia de transporte de sedimento não é expressiva as partículas são movidas a pequenas distâncias e ficam retidas na bacia (Peeters *et al.*, 2008), modificando a produção específica de sedimento – produção de sedimentos por unidade de área – na bacia. Nestes casos, parte do solo erodido poderá ser depositado em depressões, em áreas com vegetação ou planícies, sem alcançar o canal, e parte do material erodido que chega ao canal pode ser depositado nas planícies de inundação e em bancos de areia, não alcançando o exutório da bacia (Carvalho, 2008).

O ciclo hidrossedimentológico atua de forma integrada com outros ciclos de energia e matéria em um amplo intervalo de escalas espaciais e temporais (Mendiondo e Tucci, 1997a), com isto os processos hidrossedimentológicos devem ser entendidos como um fenômeno multiescalar, em que a complexidade dos processos se integram e manifestam-se singularmente nas diferentes escalas.

Peeters *et al.*, (2008) citam a relevância do monitoramento e conhecimento dos processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaciais e temporais para que seja mais bem compreendida as complexas relações entre os processos ocorrentes nas bacias. Wilbanks e Kates (1999) discutem que observar uma única escala geográfica pode levar a má interpretação da causa e efeito de determinadas ocorrências por falta de conhecimento dos processos que operam em escalas a montante ou jusante da escala analisada.

Neste contexto, Benda e Dunne (1997) afirmam que a variabilidade espaço-temporal manifesta nos processos hidrossedimentológicos pode ser melhor entendida a partir da quantificação dos processos através da utilização de modelos hidrológicos.

A modelagem emerge como um método relevante na pesquisa hidrossedimentológica pois permite, através de modelagem distribuída, quantificar e representar a heterogeneidade espacial dos efeitos *on-site* e *off-site* (de Vente *et al.*, 2013). Estes autores definem que os impactos *on-site* referem-se a efeitos sentidos na própria bacia em que ocorre a erosão, estes efeitos são: a perda de solos, diminuição do conteúdo de matéria orgânica e mudanças na estrutura do solo. Estes impactos *on-site* provocam decaimento na produtividade e fertilidade do solo e mudanças na capacidade de armazenamento de água no solo. Os efeitos *off-site* referem-se a efeitos sentidos fora do local onde ocorreu a erosão, os impactos envolvem o aumento do risco de inundações e diminuição da capacidade de reservatórios, por exemplo (Poesen e Hooke, 1997).

4.2 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

A compreensão do ciclo hidrossedimentológico é complexa pois este engloba uma diversidade de variáveis físicas associadas a um ambiente de contínua transformação no espaço e tempo (Santos, 2009). No intuito de simplificar as relações do meio e ser capaz de reproduzi-las em ambiente digital são utilizados modelos matemáticos.

Um modelo é descrito como uma representação simplificada da realidade, definindo um fenômeno dentro de um sistema no qual está inserido, fazendo suposições sobre as respostas e interações de vários componentes, traduzindo tudo em equações/procedimentos o que sintetiza e auxilia no entendimento dos processos. Um modelo é um sistema de equações composto por variáveis e parâmetros que

devem se calibrados segundo os dados observados em campo, simulando assim os mais diversos processos hidrossedimentológicos. (Rennó e Soares, 2000; Rennó, 2003; Pullar e Springer, 2000).

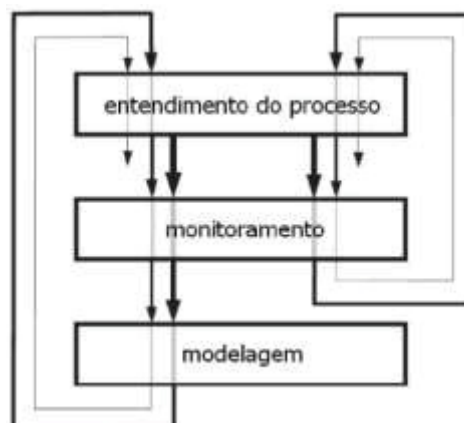
Beven (2001) cita que a modelagem é imprescindível na pesquisa hidrológica considerando que não é possível medir todas as variáveis do ciclo hidrológico em escalas temporais e espaciais adequadas que representem a totalidade do sistema da bacia hidrográfica, sobretudo em bacias de grande escala, ou seja, pequena extensão. Nestas bacias dispõe-se de pontuais medições espaciais e curtas séries temporais.

A aplicação de modelagem hidrossedimentológica no Brasil enfrenta uma expressiva limitação considerando que a grande maioria das informações hidrológicas no Brasil são monitoradas em bacias de grandes extensões, em decorrência do aproveitamento hidrelétrico (Tucci, 2008), havendo lacunas espaços-temporais na disponibilidade de informações hidrológicas e no conhecimento e monitoramento hidrossedimentológico em bacias experimentais na escala de detalhe (Amore *et al.*, 2004). Os processos hidrossedimentológicos que ocorrem em bacias de pequena e média extensão, no Brasil, ainda não são bem monitorados e compreendidos, limitando o entendimento da conectividade hidrológica entre as bacias hidrográficas e a aplicabilidade dos estudos de regionalização de vazões (Tucci, 2002).

A utilização de modelos tem sido a alternativa mais explorada no intuito de preencher as lacunas acima citadas (Melo Neto, 2013). Entretanto, a utilização de modelagem na adequada reprodução das repostas hidrossedimentológicas das bacias requer um entendimento detalhado dos processos e mecanismos que atuam no sistema a ser representado, evitando a equifinalidade, em que várias combinações de parâmetros podem levar a simulações semelhantes ao comportamento natural dos volumes escoados no exutório (Beven, 1989, 2001; Grayson e Blöschl, 2000), sem necessariamente reproduzir o comportamento real da bacia.

Neste sentido se enquadra o diagrama de Grayson e Blöschl (2000) (FIGURA 2). A teoria é formulada começando a se estudar um processo, o entendimento do processo vai progressivamente melhorando a partir do monitoramento, o monitoramento e entendimento do processo levam a conceituação permitindo formular um modelo. O modelo então possibilita um melhor entendimento dos processos e demanda novas medições, gerando assim uma cadeia de aproximações sucessivas (Santos, 2009).

FIGURA 2 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA INTERAÇÃO ENTRE TEORIA, MONITORAMENTO E MODELAGEM



FONTE: Grayson e Bloschl (2000).

Segundo Rennó (2003) os modelos podem ser classificados quanto à representação espacial (concentrado ou distribuído), quanto às variáveis utilizadas (estocástico ou determinístico), quanto o tipo de relação entre essas variáveis (conceitual ou empírico) e quanto a representação dos dados (discretos ou contínuos). A escolha dos modelos envolve a avaliação de quais processos são representados, qual a escala espacial e temporal de aplicação e qual a fidedignidade dos resultados produzidos com base na solução analítica empregada pelo modelo (Aksoy e Kavvas, 2005).

Os modelos concentrados ou distribuídos são distinguidos pela forma com que representam a heterogeneidade espacial da área na qual será aplicado. Os modelos distribuídos consideram a heterogeneidade das propriedades físicas (p.ex. tipos de solo, uso da terra, cobertura vegetal e relevo) e climáticas (chuva e outras variáveis atmosféricas) da bacia, prevendo a dinamicidade hidrossedimentológica e possibilitando a avaliação do efeito global da heterogeneidade espacial dos componentes do ciclo hidrossedimentológico (Buarque, 2015). A compreensão e espacialização da heterogeneidade espacial e temporal dos processos são consideradas como uma grande vantagem da utilização da modelagem distribuída (Bathurst e O'Connell, 1992).

Diversas são as formulações teóricas que intentam modelar e quantificar o escoamento em bacias hidrográficas. Dentre as diversas formulações, Rawls *et al.*, (1993) destacam três modelos principais: modelos empíricos de infiltração, modelos empíricos de excesso de chuva e modelos de infiltração com aproximação física. Santos (2015) aponta que o modelo de Horton (1933) trabalha com a capacidade de

infiltração, de forma que a água que não infiltra passa a ser escoamento superficial, já o modelo Curva Número (*Soil Conservation Service*, 1972) utiliza a capacidade de armazenamento a partir da abstração inicial. Santos (2015) afirma também que o método Green & Ampt (Green e Ampt, 1911) se destaca por ser um modelo de infiltração com aproximação física. Este método assume que o perfil do solo é homogêneo e que a distribuição de umidade ocorre de maneira uniforme, de modo que proporciona uma frente saturada bem definida que se propaga para baixo, no solo seco (Carvalho Neto, 2011).

No que se refere a compreensão da dinâmica sedimentológica das bacias é necessário o monitoramento com alta frequência de leituras de unidades nefelométricas de turbidez (NTU) com turbidímetro, considerando que 40 a 80% do volume anual de sedimentos suspensos ocorrem dentro de 2% do tempo (Mano *et al.*, 2006). Pelo custo deste tipo de monitoramento são limitadas as bacias de pequena e até mesmo de média extensão espacial que possuem monitoramento de turbidez.

Entre as equações de predição de erosão mais bem consolidadas no meio acadêmico que permite a modelagem de processos sedimentológicos cita-se a USLE – Equação Universal de Perdas de Solo (Wischmeier e Smith, 1978) e equações derivadas dela como: a MUSLE – Equação Universal de Perdas de Solo Modificada (Williams, 1975) e a RUSLE – Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (Renard *et al.*, 1997). Apesar da ampla aplicabilidade da USLE em diversas pesquisas, de Vente *et al.*, (2013) apontam que este modelo é adequado para predizer a perda de solos em vertentes, porém não considera a deposição e resuspensão de sedimentos, estas limitações devem ser consideradas nos resultados. Além da USLE existem também outros modelos de predição de erosão como é o caso do modelo apresentado por Brandt (1990) que quantifica a erosão por precipitação (*efeito splash*). A modelagem distribuída vem sendo amplamente utilizada para estimar a erosão total e a produção de sedimentos em bacias de diferentes escalas e condições físicas (Merrit *et al.*, 2003; Williams e Berndt, 1972, 1977; Dickinson e Collins, 1998).

Diversos modelos sedimentológicos têm sido incorporados aos modelos hidrológicos. Kirkby (2001) afirma que a hidrologia é a chave para uma boa compreensão sobre os processos erosivos. Deste modo, a associação dos modelos hidrológicos ao estudo do sedimento permitiu que os mesmos pudessem simular diversas fases do ciclo hidrossedimentológico de forma conjunta, assim, em um mesmo modelo são simulados os processos erosivos, a transferência do sedimento

até a rede de drenagem e o transporte do material pela rede de drenagem até o exutório da bacia (Merri^t *et al.*, 2003; Krysanova *et al.*, 1998).

Bergstrom e Graham (1998) afirmam que a maioria dos modelos hidrológicos trabalham conceitualmente de forma similar, porém utilizam diferentes parâmetros para descrever os processos simulados. Deste modo, a mesma estrutura do modelo pode ser aplicada a uma grande variedade de bacias, desde que os parâmetros trabalhados no modelo sejam representativos das condições da área de estudo.

4.3 SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL (SWAT)

O modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT), foi desenvolvido em 1996 nos Estados Unidos pelo *United States Department of Agriculture* (USDA), *Texas A&M University* e outras agências federais norte-americanas (Arnold *et al.*, 1998; Neitsch *et al.*, 2005). O modelo SWAT se destaca por ser um modelo matemático de parâmetros semi-distribuídos e contínuos que simula diversos processos do ciclo hidrossedimentológico permitindo quantificar o escoamento superficial, subsuperficial, subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade da água em bacias hidrográficas de diversas escalas e com diversas especificidades nas condições ambientais e de manejo ao longo do tempo (Srinivasan e Arnold, 1994; Faramarzi *et al.*, 2008; Neitsch *et al.*, 2005; Arnold *et al.*, 2014).

O modelo SWAT é um modelo híbrido que associa equações empíricas com base física. A base física do modelo requer informações sobre clima, tipos e propriedades do solo, relevo, vegetação e uso e ocupação da terra. Ainda, o SWAT é um modelo semi-distribuído, deste modo, é considerada a variação espacial das características físicas das bacias a partir da compartimentação da bacia hidrográfica em sub-bacias menores, estas, por sua vez, são subdivididas em unidades de resposta hidrológica (HRU – **H**ydrologic **R**esponse **U**nit), que são combinações únicas das variáveis tipo de solo, uso da terra e declividade. O modelo é também computacionalmente eficiente, sendo possível simular longas séries de dados em bacias com grande heterogeneidade espacial.

A fase de superfície do ciclo hidrológico no modelo *Soil and Water Assessment Tool* é calculada por:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw})$$

Equação 1

Em que: SW_t é a umidade final do solo, SW_0 é a umidade inicial do solo (mm), t é o tempo (dias), R_{day} é a precipitação (mm), Q_{surf} é o escoamento superficial (mm), E_a é a evapotranspiração (mm), w_{seep} é a percolação (mm), Q_{gw} é o escoamento de retorno (mm), e i é o intervalo de tempo (dias).

O modelo SWAT calcula a quantidade de água, sedimentos, nutrientes e pesticidas para cada unidade de resposta hidrológica (HRU). Os resultados das HRUs são acumulados no exutório de cada sub-bacia. Dando sequência ao fluxo as sub-bacias a jusante vão acumulando as informações vindas das sub-bacias a montante até chegar no exutório da bacia (Neitsch *et al.*, 2005).

Desde a criação do SWAT nos anos 1990, o modelo passou por diversas revisões e vem implementando diversas melhorias e adaptações (Van Griensven e Bauwens, 2003, 2005; Jeong *et al.*, 2010, Eckhardt *et al.*, 2002; Krysanova *et al.*, 1998, 2005). Dentre as diversas adaptações ocorridas no modelo foi implementado o uso do método de infiltração Green & Ampt (Green e Ampt, 1911) para simulação sub-diária de vazão e também o uso do método de propagação de Muskingum (Brakensiek, 1967; Overton, 1966).

O aumento do escoamento superficial tende a deixar o hidrograma mais rápido com picos de curta duração (Chang, 2007). Deste modo, Jeong *et al.*, (2010) citam que, sobretudo ao trabalhar com bacias de pequena extensão, é fundamental que os modelos hidrológicos tenham a capacidade de simulação de eventos rápidos e intensos de chuva para reproduzir adequadamente os processos hidrológicos em curtos intervalos de tempo. Para tanto, Jeong *et al.*, (2010) adicionaram algoritmos ao SWAT viabilizando a simulação de vazão em base sub-diária.

Com isto o modelo passou a dispor de dois métodos distintos para estimar o escoamento superficial: o método Curva-Número (*Soil Conservation Service*, 1972) e o método por excesso de chuva Green & Ampt (Green e Ampt, 1911). O método Curva-Número é um modelo empírico baseado em mais de vinte anos de estudos envolvendo relações chuva-vazão em pequenas bacias agrícolas com várias composições de uso da terra e tipos de solo nos Estados Unidos. O método Curva-Número é utilizado para simulação de vazão em base diária. Já o método Green & Ampt é um modelo fisicamente baseado desenvolvido para prever a infiltração assumindo o excesso de água na superfície em todos os momentos (Green e Ampt,

1911). O método de Green & Ampt é aplicado para simulação de vazão em base sub-diária.

O escoamento superficial utilizando o método Curva-Número é dado por:

$$Q_{\text{superficial}} = \frac{(R_{\text{dia}} - I_a)^2}{(R_{\text{dia}} - I_a + S)}$$

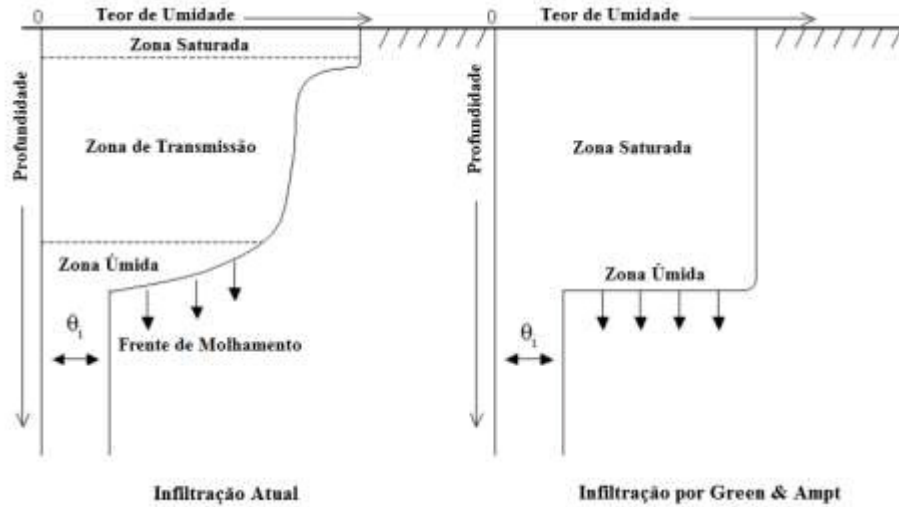
Equação 2

Em que: $Q_{\text{superficial}}$ é o escoamento superficial acumulado, ou excesso de chuva (mm), R_{dia} é a precipitação total no dia (mm), I_a é a abstração inicial (armazenamento no terreno, interceptação e infiltração de água no solo antes de iniciar o escoamento superficial) (mm), e S é o parâmetro de retenção (mm). Mais detalhes sobre os cálculos realizados pelo método Curva-Número podem ser obtidos em Neitsch *et al.*, (2005).

Embora o método Curva-Número seja amplamente utilizado, seu uso em simulações contínuas é controverso porque este método estima o escoamento direto usando relações empíricas entre o total da chuva e as propriedades da bacia, sem considerar a intensidade e duração dos eventos de precipitação (Garen e Moore 2005; King *et al.*, 1999). Em pesquisa, King *et al.* (1999) sugerem que o método Green & Ampt proporciona vantagens em relação ao método CN por utilizar valores fisicamente medidos e por considerar a intensidade e duração dos eventos de chuva, possibilitando assim proporcionar uma melhor estimativa em bacias de rápida resposta.

A equação de Green & Ampt assume que o perfil do solo é homogêneo e a umidade antecedente é uniformemente distribuída no perfil. Conforme a água infiltra no solo, o modelo assume que o solo acima da frente de molhamento está completamente saturado e que há uma quebra acentuada na umidade na frente de molhamento. A FIGURA 3 ilustra a diferença entre a distribuição da umidade com a profundidade concebida no método Green & Ampt e o que ocorre na realidade.

FIGURA 3 – INFILTRAÇÃO EM CAMPO X INFILTRAÇÃO PELO MÉTODO DE GREEN & AMPT



FONTE: Adaptado de Neitsch *et al.*, 2009.

O método de Green & Ampt parte do pressuposto que o solo a zona úmida tem umidade constante e que a pressão da água no solo na frente de molhamento é constante independentemente do tempo e posição da frente de molhamento. Apesar da situação ser impossível na prática, este método simplifica a equação de fluxo e torna possível sua solução analítica (Prevedello e Armindo, 2015; Libardi, 2005).

A simulação sub-diária com o SWAT implica na utilização do método Green & Ampt para calcular o escoamento superficial. Em sequência são apresentadas as implementações no SWAT para simulação sub-diária, conforme descrito em Neitsch *et al.*, (2009) e Jeong *et al.*, (2010).

A taxa de infiltração pelo método Green & Ampt é expressa por:

$$f_{inf,t} = K_e \cdot \left(1 + \frac{\Psi_{wf} \cdot \Delta\theta_v}{F_{inf,t}} \right)$$

Equação 3

Em que: $f(inf,t)$ é a taxa de infiltração no tempo t (mm.h^{-1}), K_e é a condutividade hidráulica efetiva, em que o impacto da cobertura da terra é incorporado (Nearing *et al.*, 1996), Ψ_{wf} é a frente de molhamento matricial potencial (mm), $\Delta\theta$ é a mudança no conteúdo de umidade e $F(inf,t)$ é a infiltração cumulativa (mm).

Quando ocorre um evento de precipitação a Equação 4 é resolvida iterativamente até se obter a infiltração cumulativa. Uma vez calculada a infiltração cumulativa é substituída na Equação 3 e a taxa de infiltração é determinada.

A infiltração cumulativa por intervalo de tempo é calculada no SWAT por:

$$F_{inf,t} = F_{inf,t-1} + R_{\Delta t}$$

Equação 4

Em que: $F_{inf,t}$ é a infiltração cumulativa num intervalo de tempo (mm), $F_{inf,t-1}$ é a infiltração cumulativa no intervalo de tempo anterior (mm) e $R_{\Delta t}$ é a quantidade de chuva que precipitou durante o intervalo de tempo analisado (mm).

A taxa de infiltração definida na Equação 3 é uma função do volume infiltrado, que por sua vez é função da taxa de infiltração no intervalo de tempo anterior. Para evitar erros numéricos em longos intervalos de tempo f_{inf} é substituído por $\frac{dF_{inf,t}}{dt}$ na Equação 4 e integrado para obter:

$$F_{inf,t} = F_{inf,t-1} + K_e \cdot \Delta t + \Psi_{wf} \cdot \Delta \theta_v \cdot \ln \left[\frac{F_{inf,t} + \Psi_{wf} \cdot \Delta \theta_v}{F_{inf,t-1} + \Psi_{wf} \cdot \Delta \theta_v} \right]$$

Equação 5

A condutividade hidráulica efetiva (K_e) é aproximadamente equivalente à metade da condutividade hidráulica saturada do solo K_{sat} (Bouwer, 1969). Nearing *et al.*, (1996) desenvolveram uma equação para calcular a condutividade hidráulica efetiva como uma função da condutividade hidráulica saturada e curva número. A equação para calcular a condutividade hidráulica efetiva é dada por:

$$K_e = \frac{56,82 \cdot K_{sat}^{0,286}}{1 + 0,051 \cdot e^{(0,062 \cdot CN)}} - 2$$

Equação 6

Em que: K_e é a condutividade hidráulica efetiva (mm.h^{-1}), K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada (mm.h^{-1}) e CN é a curva número.

O potencial mátrico da frente de molhamento (Ψ_{wf}) é calculado em função da porosidade e percentual de areia e de argila (Rawls e Brakensiek, 1985):

$$\Psi_{wf} = 10 \cdot \exp \left[6,5309 - 7,32561 \cdot \phi_{solo} + 0,001583 \cdot m_c^2 + 3,809479 \cdot \phi_{solo}^2 + 0,000344 \cdot m_s \cdot m_c - 0,049837 \cdot m_s \cdot \phi_{solo} + 0,001608 \cdot m_s^2 \cdot \phi_{solo}^2 + 0,001602 \cdot m_c^2 \cdot \phi_{solo}^2 - 0,0000136 \cdot m_s^2 \cdot m_c - 0,003479 \cdot m_c^2 \cdot \phi_{solo} - 0,000799 \cdot m_s^2 \cdot \phi_{solo} \right]$$

Equação 7

Em que: ϕ_{solo} é a porosidade do solo (mm.mm^{-1}), m_c é o percentual de argila e m_s é o percentual de areia.

A variação na umidade volumétrica através da zona de molhamento é calculada no começo de cada dia com:

$$\Delta\theta_v = \left(1 - \frac{SW}{FC}\right) * (0.95 * \phi_{solo})$$

Equação 8

Em que: $\Delta\theta_v$ é a variação na umidade volumétrica através da frente de molhamento (mm.mm^{-1}), SW é conteúdo de água no solo ao longo de todo o perfil, excluindo a quantidade de água mantida no ponto de murcha (mm), FC é a quantidade de água no perfil do solo na capacidade de campo (mm) e ϕ_{solo} é a porosidade do solo (mm.mm^{-1}).

Para cada intervalo de tempo o SWAT calcula a quantidade de água entrando no solo. Se a taxa de infiltração for maior do que a intensidade do evento de precipitação, não é calculado o excesso de precipitação e toda chuva que ocorre neste intervalo de tempo é infiltrada. Se a intensidade do evento exceder a taxa de infiltração, pressupõe-se que a precipitação em excesso seja escoada (King *et al.*, 1999).

O escoamento superficial gerado para cada intervalo de tempo é propagado utilizando o método adimensional de hidrograma unitário (UH). A escolha deste método definirá se a resposta hidrológica a um pulso de entrada (p.ex.: excesso de precipitação) será distribuída em um formato triangular ou em formato de distribuição gama. A distribuição gama foi implementada na versão SWAT2005 para suavizar o escoamento superficial e melhor reproduzir os eventos de chuva de curta duração e alta intensidade, possibilitando assim simular de forma mais fidedigna as propriedades hidrológicas nas bacias, sobretudo na simulação sub-diária (Jeong *et al.*, 2010). O hidrograma unitário distribuído pela função gama é definida por Aron e White (1982):

$$q_{uh} = \left(\frac{t}{t_p}\right)^\alpha \cdot e^{\left(\left(1 - \left(\frac{t}{t_p}\right)\right)^\alpha\right)}$$

Equação 9

Em que: q_{uh} é a taxa de fluxo unitário no tempo t , t_p é o tempo até o pico de vazão desde o início do escoamento superficial direto e α é um fator de forma adimensional (maior que zero). O tempo para o pico de vazão baseia-se no método SCS de unidade de hidrograma em que 37,5% do volume total é atribuído ao lado ascendente do hidrograma (Jeong *et al.*, 2010).

No SWAT o escoamento é propagado através do canal de drenagem utilizado o método de propagação por armazenamento variável (Williams, 1969), porém foi adicionada a opção de se utilizar o método de propagação de Muskingum (Overton,

1966). Ambos os métodos são variações do modelo de onda cinemática que prediz eventos de curta duração melhor que os modelos de reservatório não linear que são utilizados em alguns modelos hidrológicos (Xiong e Melching, 2005).

A FIGURA 4 apresenta o fluxograma esquemático dos processos do modelo SWAT para simulação sub-diária.

FIGURA 4 - FLUXOGRAMA ESQUEMÁTICO DO MODELO SWAT PARA SIMULAÇÃO SUB-DIÁRIA



FONTE: Adaptado de Jeong *et al.*, (2010)

Conforme apresentado na FIGURA 4 o escoamento superficial, a propagação no canal e o armazenamento em lagos e reservatórios são reportados em intervalo de tempo sub-diário, no entanto, o escoamento subsuperficial, subterrâneo e evapotranspiração são calculados em base diária e distribuídos uniformemente para cada intervalo de tempo. Deste modo, o cálculo do escoamento subsuperficial, subterrâneo e evapotranspiração não teve modificações nas simulações sub-diárias.

A água que infiltra no solo pode ter três caminhos: ela pode ser removida do solo através da evaporação, pode percolar para camadas mais profundas no perfil do solo até se tornar recarga do aquífero ou pode se movimentar lateralmente como escoamento subsuperficial. O volume de água drenado contido na zona saturada do solo é calculado por:

$$Q_{lat} = 0.024 * \left(\frac{2 * SW_{ly,excess} * K_{sat} * slp}{\phi_d * L_{hill}} \right)$$

Equação 10

Em que: Q_{lat} é o escoamento subsuperficial (mm.dia⁻¹), $SW_{ly,excess}$ é o volume de água armazenado na zona saturada da vertente por unidade de área (mm), K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada (mm.h⁻¹), slp é a declividade (equivalente a tan(α vertente), ϕ_d é a porosidade drenável do solo (mm.mm⁻¹) e L_{hill} é o comprimento da vertente (m).

No que se refere ao balanço para calcular o escoamento subterrâneo que contribui com a vazão do canal o cálculo é dado por:

$$Q_{gw} = \frac{8000 * K_{sat}}{L_{gw}^2} * h_{wtbl}$$

Equação 11

Em que: Q_{gw} é o escoamento subterrâneo, ou escoamento de base, que entra no canal principal em um dia i (mm), K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada do aquífero (mm.h⁻¹), L_{gw} é a distância do divisor de águas ou da sub-bacia que divide o sistema subterrâneo (m) e h_{wtbl} é a altura do nível freático (m).

O modelo SWAT tem apresentado bons resultados em inúmeros trabalhos em diferentes localidades e para diversas aplicações (Arnold *et al.*, 1998; lensen *et al.*, 2014; lensen *et al.*, 2015; Taveira, 2016; Santos *et al.*, 2010; Bonumá, 2011; Baldissera, 2005; Schultz *et al.*, 2010; Uzeika *et al.*, 2012). Todavia, ainda são poucas as aplicações utilizando a simulação sub-diária com o modelo SWAT (Gassman *et al.*, 2014; Tasdighi e Arabi, 2014). Uma das razões que justificam a escassa aplicação das simulações sub-diárias é a falta de monitoramento em alta resolução temporal. Embora sejam poucos os resultados hidrológicos em base sub-diária o modelo SWAT apresentou bons resultados nas pesquisas que fizeram uso das simulações com esta resolução temporal (Di Luzio e Arnold, 2004; King *et al.*, 1999; Kannan *et al.*, 2007; Jayakrishnan, 2001; Maharjan *et al.*, 2013; Yang *et al.*, 2016; Jeong *et al.*, 2011)

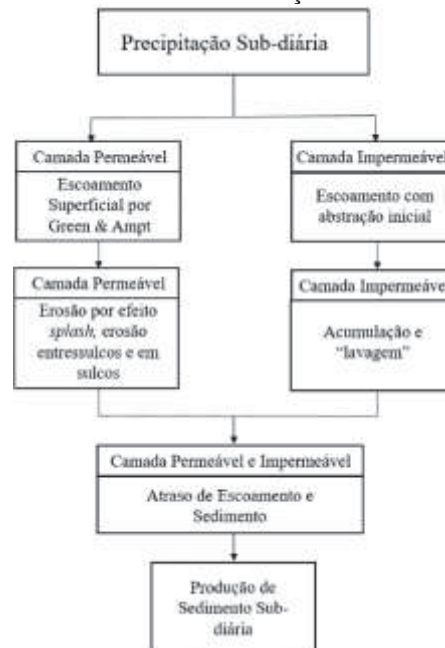
Assim como feito na simulação de escoamento para intervalo de tempo sub-diário, os desenvolvedores do SWAT também implementaram adaptações para a simulação sedimentológica em base sub-diária com o modelo, adaptações estas que envolvem a integração de algoritmos para estimar erosão por efeito *splash*, erosão por escoamento superficial e transporte e propagação de sedimento no canal. Jeong *et al.*, (2011) citam que estas adaptações são fundamentais para a modelagem em

bacias de pequenas dimensões ou bacias urbanizadas, estas por característica apresentam respostas hidrossedimentológicas mais rápidas que o intervalo de tempo diário.

A simulação diária de erosão e produção de sedimento com o modelo SWAT é estimada utilizando a Equação Universal de Perda de Solos Modificada – MUSLE (Williams, 1975). Todavia, Jeong *et al.*, (2011) citam que a MUSLE é um método empírico aplicado para estimar os processos erosivos médios a longo prazo em bacias hidrográficas rurais. Geralmente este método não é viável para simulações contínuas com intervalo de tempo curto, como horário ou sub-diário.

A simulação sedimentológica com o SWAT em intervalo sub-diário fragmenta os cálculos realizados pelo modelo em: camada permeável e camada impermeável. Nas camadas permeáveis são feitos cálculos de processos erosivos do solo, como a erosão por efeito *splash*, enquanto nas camadas impermeáveis são aplicadas rotinas de acumulação e lavagem de sedimentos. Na sequência são apresentadas as adaptações propostas por Jeong *et al.*, (2011) para simulação sedimentológica sub-diária com o modelo SWAT. A FIGURA 5 apresenta o fluxograma de simulação sedimentológica em base sub-diária no SWAT.

FIGURA 5 – FLUXOGRAMA ESQUEMÁTICO DA SIMULAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA SUB-DIÁRIA



FONTE: Adaptado de Jeong *et al.*, 2011

A erosão por efeito *splash* ou erosão por precipitação é um mecanismo relevante para eventos de precipitação de curta duração e alta intensidade. O impacto

da gota da chuva deixa uma alta energia cinética na superfície solo, suscitando a desagregação de partículas em um curto intervalo de tempo. Baseando neste princípio, o modelo de erosão por efeito *splash* apresentado por Brandt (1990) tem sido utilizado para modelagem deste tipo de mecanismo erosivo. A equação que define a desagregação de partículas do solo pela energia cinética disponível definido por Brandt (1990) é dada por:

$$D_R = k * KE * e^{-\varphi * h}$$

Equação 12

Em que: D_R é a desagregação pelo impacto da gota da chuva ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), k é um índice de desagregação do solo (g.J^{-1}), KE é a energia cinética total da chuva (J.m^{-2}), φ é um expoente que varia de 0,9 a 3,1 com um valor representativo de 2,0 para uma grande variedade de condições do solo (Torri *et al.*, 1987) e h é a altura do escoamento superficial (mm).

A energia cinética total da chuva é dividida em dois cálculos: a gota que cai direto na superfície do solo (KE_{direta}) e a drenagem foliar (KE_{foliar}) que refere-se a gota que é interceptada no dossel da vegetação, mas que não é evaporada e que cai na superfície. A energia cinética da chuva por drenagem foliar, segundo método de Brandt (1990), é dada por:

$$KE_{\text{foliar}} = 15,8H_p^{0,5} - 5,87$$

Equação 13

Em que: KE_{foliar} é a energia cinética da drenagem foliar ($\text{J.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$), que é sempre igual ou maior que zero, H_p é a altura efetiva do dossel da planta (m).

A energia cinética da gota que cai diretamente no solo é estimada por Wischmeier e Smith (1978), que utiliza a taxa de erosividade da Equação Universal de Perda de Solos (USLE):

$$Ke_{\text{direta}} = 11,87 + 8,73 \log_{10} R_i$$

Equação 14

Em que: Ke_{direta} é a energia cinética da gota que cai diretamente no solo ($\text{J.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$), e R_i é a intensidade da chuva (mm.h^{-1}). A energia cinética total da precipitação efetiva é a soma da Equação 13 multiplicada pelo volume de chuva da drenagem foliar e da Equação 14 multiplicada pelo volume de chuva que caiu diretamente no solo.

Em conjunto com a erosão por precipitação, um modelo de erosão por escoamento superficial também foi inserido no modelo SWAT para simulação sub-diária de erosão. A taxa de erosão por escoamento superficial é associada com a

tensão de cisalhamento média da seção transversal do canal, o manejo da terra e a erodibilidade do solo:

$$D_F = 11.02\alpha K_f C_f \tau^\beta$$

Equação 15

Em que: D_F é a taxa de erosão por escoamento superficial ($\text{kg.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$), K_f é o fator de erodibilidade, C_f é o fator de manejo da terra, conforme (Wischmeier, 1975), α e β são parâmetros calibráveis (α variando de 0,5 a 2,0 dependendo da suscetibilidade a erosão em sulcos, e β é 1,5 pelo *default*, mas pode ser aumentado até 3,0) e τ é a tensão de cisalhamento média do canal (N.m^{-2}), este definido pela Equação 16:

$$\tau = \gamma_{\text{água}} * h * S_f$$

Equação 16

Em que: γ é a massa específica da água, h é altura do escoamento superficial e S_f é a energia da vertente.

Em áreas impermeáveis, como estradas compactadas e terrenos urbanos pavimentados, as partículas de sedimento são acumuladas durante períodos secos e transportada durante os eventos de chuva. A acumulação de sedimentos é função do tempo, fluxo de veículos e varredura de resíduos (Neitsch *et al.*, 2005). O algoritmo de acumulação e lavagem de sedimentos existente no SWAT e utilizado nas simulações diárias faz uso da equação de Michaelis-Menton (Ammon, 1978). Para simulação sub-diária a equação de primeira ordem de Huber (Huber *et al.*, 1988) foi modificada e inserida no modelo.

Para propagação de sedimento no canal o SWAT opera com a equação de Bagnold (1977), esta determina a propagação de sedimentos no canal em função da energia do canal. Todavia, Richardson *et al.*, (2001) sugerem que o modelo de Bagnold funciona bem em grandes rios, com larguras maiores que 50 metros, no entanto, a performance desse modelo para rios pequenos e médios é menos confiável. Deste modo, dois novos modelos foram implementados no modelo SWAT para propagar sedimento em pequenos e médios canais: o modelo de Yang (1996) e o modelo de Brownlie (1982). Richardson *et al.*, (2001) citam ainda que o modelo de Yang tem melhores resultados em pequenos canais que possuem partículas mais grosseiras no leito, enquanto o modelo de Brownlie possui melhor performance em canais intermediários e pequenos com diferentes tamanhos de partícula.

Os resultados de Jeong *et al.*, (2011) mostram que estas adaptações nos algoritmos do SWAT para reprodução dos processos erosivos e produção de sedimentos em base sub-diária apresentaram melhorias para a simulação dos eventos. Existem poucos trabalhos utilizando simulação sedimentológica em base sub-diária com o SWAT (Jeong *et al.*, 2011; Jeong, 2010).

4.4 VALIDAÇÃO ESPACIAL

Nas últimas décadas diversos modelos vêm sendo desenvolvidos, variando em termos de aplicações e complexidade. Bergstrom e Graham (1998) citam que os modelos, em princípio, são estruturados de forma que conceitualmente possam representar os processos de micro ou macro escala trabalhando com parâmetros gerais. Desta forma, Klemes (1985) enfatiza a necessidade de os modelos serem geograficamente transferíveis e validados no mundo real como pré-requisitos gerais dos modelos hidrológicos.

Os modelos hidrológicos distribuídos são estruturados de forma que permitam a representação das variações espaciais nas características da bacia. Para tanto, o número de parâmetros e variáveis em um modelo distribuído é, em princípio, duas ou três vezes maior do que seria para um modelo concentrado da mesma área (Refsgaard, 1997). Neste sentido, ao utilizar um modelo distribuído é crucial adotar rigorosos procedimentos de parametrização, calibração e validação do modelo (Moussa *et al.*, 2007; Beven, 1989; 1996).

Um procedimento de validação dos resultados simulados pelos modelos distribuídos trata-se da validação espacial dos resultados. A validação espacial de um modelo hidrológico refere-se a aplicação repetida do modelo em diferentes pontos inseridos em uma mesma bacia hidrográfica utilizando o mesmo conjunto global de parâmetros (Motovilov *et al.*, 1999), produzindo assim um teste da consistência interna dos resultados produzidos nas sub-bacias discretizadas (Andersen *et al.*, 2001).

Desta forma, alguns autores sugerem que idealmente a validade dos resultados produzidos por um modelo hidrológico distribuído se dê através da aplicação do modelo sob uma abordagem multi-*site* – analisando múltiplos locais – (Andersen *et al.*, 2001; Motovilov *et al.*, 1999; Cao *et al.*, 2006), multivariável – analisando diferentes processos hidrológicos – (Grayson *et al.*, 1992; Bergstrom *et al.*, 2002) e com multi-critérios – testado por diferentes funções objetivo – (Zhang, *et al.*, 2008). Isto porque os modelos estão sujeitos a equifinalidade, em que um grande

número de parametrizações alternativas pode produzir resultados aceitáveis, sem que necessariamente reproduzam as condições reais da bacia hidrográfica (Beven, 1993; 1996; 2001).

O uso de um método integrado multivariável, multi-*site* e multi-critérios durante a calibração e validação do modelo permite melhorar os resultados produzidos (Cao *et al.*, 2006), resultando em parametrizações mais realistas dos processos hidrológicos e reduzindo os erros da equifinalidade. Andersen *et al.*, (2001) afirmam ainda que a calibração multi-*site* produz melhores resultados, pois aproveita ao máximo a natureza distribuída dos modelos.

Moussa *et al.*, (2007) mencionam que o número de parâmetros a serem calibrados deve ser mantido tão baixo quanto possível, o que facilita o processo de calibração, tornando os resultados mais robusto e garantindo maior credibilidade nas simulações do modelo, já que o modelo não está sobre-parametrizado (Beven, 1996). Esta premissa é interessante, pois mostra que os modelos distribuídos podem ser tão parcimoniosos quanto os modelos concentrados (Refsgaard, 1997).

Em geral, os autores que trabalham com a validação espacial (Andersen *et al.*, 2001; Moussa *et al.*, 2007; Cao *et al.*, 2006) a realizam em três etapas: 1) calibração de parâmetros que envolvem dados fisicamente medidos em campo (p.ex. condutividade hidráulica saturada e granulometria); 2) calibração dos demais parâmetros de base empírica (p.ex. coeficiente curva-número) e; 3) replicação dos valores da calibração em outros pontos de controle com outros dados hidrológicos e validação interna da parametrização do modelo, gerando uma calibração multi-*site*. Os critérios para avaliar a performance dos resultados produzidos pelo modelo incluem: análise do balanço hídrico geral, aplicação de testes estatísticos (p.ex. coeficiente de eficiência) e análise de hidrogramas (Andersen *et al.*, 2001).

Destaca-se aqui a importância da obtenção ampliada de dados fisicamente medidos em campo (Motovilov *et al.*, 1999). A obtenção de dados em campo com experimentos constitui um marco na hidrologia, considerando que a essência da ciência física é a experimentação (National Research Council, 1991). Neste sentido, Gottschalk e Askew, (1987) afirmam ainda que uma das maiores limitações para o desenvolvimento da hidrologia teórica é a disponibilidade e obtenção de dados em campo para identificar e verificar novas teorias. Apesar da experimentação ser complexa e desafiadora, os resultados possibilitariam uma melhor formulação e

parametrização dos processos hidrossedimentológicos nos modelos (Motovilov *et al.*, 1999).

Beven *et al.*, (1988) mencionam ainda que esse tipo de esforço com a ampliação de experimentos e dados em campo e uma rigorosa calibração e validação espacial dos resultados levará a uma simulação melhorada com os modelos permitindo extrapolar/interpolare os resultados para bacia não monitoradas, baseando-se na combinação de maior compreensão física dos processos com melhorias nas técnicas de modelagem.

4.5 EFEITO DE ESCALA

A heterogeneidade dos processos hidrossedimentológicos ocorre sobre as mais diversas escalas espaciais e temporais, desde os processos em microporos do solo até o ciclo global de água e energia, do efeito *splash* da chuva que dura frações de segundo até mudanças seculares no balanço hídrico resultado das oscilações climáticas (Skoien *et al.*, 2003). Neste contexto, o entendimento do ciclo hidrossedimentológico em bacias hidrográficas envolve uma análise integrada do sistema, em que este é condicionado pelas condições físicas da bacia, pelos ciclos de matéria e energia e também pelas escalas de tempo e espaço analisadas.

A escala para a geografia é um artifício analítico entendido como a extensão da organização dos fenômenos a partir da sua significância, isto é, da extensão que lhe dá sentido, observação e mensuração (Castro, 2015). Todavia, Klemes (1983) ressalta que para a pesquisa escalar em hidrossedimentologia a escala não deve ser vista de maneira puramente quantitativa (ampliação ou redução do objeto). Na natureza, as escalas dos objetos não são arbitrárias, mas surgem como uma função da característica do objeto associada ao equilíbrio entre as forças que interagem com ele (Mendiondo e Tucci, 1997a).

Deste modo, diferentes conjuntos de processos físicos dominam em cada escala. Isso decorre em função de que um elemento em um determinado nível de escala surge a partir de uma interação de um grande número de elementos em um nível acima. Sendo assim, a depender da escala existem diferentes processos hidrossedimentológicos que tendem a dominar sobre os demais em função das especificidades das variáveis que atuam sobre o sistema. O fenômeno da heterogeneidade das repostas hidrológicas e sedimentológicas com a escala da bacia

é denominado efeito de escala. Cerdan *et al.*, (2004) afirmam que não há um único efeito de escala, cada estudo apresenta-o de uma forma. Deste modo, o efeito de escala é específico para cada bacia estudada.

As pesquisas visando esclarecer a influência da escala, sobretudo da escala espacial, no estudo das respostas hidrossedimentológicas em bacias hidrográficas e sua importância na modelagem evoluíram nos anos 1960 (Minshall, 1960; Amorocho, 1961; Walling, 1983; Klemes, 1983; Wood *et al.*, 1988; Lane *et al.*, 1997; Joel *et al.*, 2002; Cerdan *et al.*, 2004; Muleta *et al.*, 2007; Cerdan *et al.*, 2016). Estes estudos buscaram de forma mais integrada e holística explicar a dominância e ocorrência de determinados processos hidrossedimentológicos nas diferentes escalas.

Os resultados apresentam que a área da bacia pode ser uma importante variável explicativa do ciclo hidrossedimentológico. Alguns autores considerando ainda a área como o fator mais importante para explicar a produção específica de sedimentos na bacia (Vanmaercke *et al.*, 2011). A área na pesquisa de efeito de escala é a variável que incorpora as características dos demais componentes físicos da bacia para justificar a dinâmica hidrossedimentológica (Lane *et al.*, 1997). Assim, a área associada as demais variáveis físicas possibilita identificar regiões de produção de sedimentos e regiões de transporte ou deposição de material erodido, regiões de produção de água e regiões em que predomina a infiltração.

Os resultados obtidos nos diversos estudos (Klemes, 1983; Wood *et al.*, 1988; Lane *et al.*, 1997; Joel *et al.*, 2002; Cerdan *et al.*, 2004; Muleta *et al.*, 2007; Cerdan *et al.*, 2016) mostra que a natureza, a magnitude e a intensidade dos efeitos de escala variam significativamente entre as diversas regiões analisadas e entre as diferentes metodologias experimentais utilizadas. Na literatura são apresentadas tanto tendências a alometria – medida ou estudo do crescimento ou decrescimento – negativa como a alometria positiva ao relacionar a variável área à produção de água e/ou sedimentos (Milliman e Meade, 1983; Lim, 2005).

A pesquisa do efeito de escala sobre a dinâmica hidrossedimentológica enfrenta alguns desafios teóricos. Bloschl e Sivapalan (1995) apontaram alguns dos desafios, entre eles: (1) a heterogeneidade espacial do meio, (2) como determinados processos ora tendem a dominar e ora tendem a ser generalizados, (3) de que forma ocorre a integração destes processos, (4) a incerteza sobre quais parâmetros e processos são medidos nas diferentes escalas (escala de processo, escala de observação ou escala de modelagem), (5) o empirismo dos modelos que tentam

reproduzir os processos, (6) as limitações quanto a extrapolação de resultados (*downscaling* ou *upscaling*), e (7) a escassez de dados nas mais diversas escalas espaciais e temporais. Complementarmente, Klemes (1983) cita ainda que o conceito de escala está vinculado também a compreensão sensorial e percepção do pesquisador, deste modo é difícil alinhar nas pesquisas os mesmos conceitos para caracterizar diferentes escalas (escala pontual, escala experimental, escala de campo e escala de bacia). O que torna limitada as comparações quantitativas dos resultados dos efeitos de escala nas diferentes bacias.

Visando superar uma parte da complexidade envolvida na pesquisa escalar hidrossedimentológica, dois conceitos são chave no entendimento dos processos: as unidades de resposta hidrológicas, ou hidrótopos, e a conectividade hidrossedimentológica. Cammeraat (2002) afirma que diferentes ambientes são explicados pela configuração espacial das unidades de reposta hidrológica e a conexão delas com o sistema hídrico. Assim, Sivapalan e Kalma (1995) citam que a primeira etapa para superar a complexidade das relações entre os processos é determinar regiões em que a representação dos processos não seja influenciada pela complexidade da heterogeneidade local. Assim vários conceitos são aplicados visando compreender estas unidades de paisagem de reposta homogênea: área elementar representativa (REA) (Wood *et al.*, 1988), unidades de resposta hidrológica (Bracken e Croke, 2007) ou hidrótopos (Becker, 2005). Diversos modelos utilizam deste princípio de áreas com combinação similar de clima, relevo, solo e vegetação para determinar o comportamento hidrossedimentológico individual de cada unidade, a exemplo do modelo SWAT que fragmenta as sub-bacias em unidades de resposta hidrológica (HRU) e calcula o balanço hidrossedimentológico para cada unidade (Arnold *et al.*, 1998).

Uma vez reconhecidas as unidades de resposta hidrológica e definidas as características de tendência hidrossedimentológica similar, uma pequena parte da complexidade que compõe o sistema é superada. Todavia, nem sempre as unidades de resposta hidrológica apresentam conectividade com outras áreas ou processos hidrológicos, neste sentido o conceito de conectividade hidrológica e sedimentológica ganha relevância para compor a continuidade dos processos (Santos, 2009). Assim, a etapa sequencial após a identificação dos hidrótopos seria encontrar as funções de transferência de matéria e energia para as escalas vizinhas. Ao ampliar a escala, ou

seja, ver com mais detalhes uma menor área espacial, mais processos e variáveis se integram e maiores heterogeneidades espaciais são manifestadas.

Seyfried e Wilcox (1995) apontaram que a heterogeneidade espacial dos processos hidrossedimentológicos que ocorrem nas bacias podem ser compreendidas de três formas: pelo estabelecimento teórico das relações entre as unidades da paisagem, pelo monitoramento e modelagem dos padrões espaciais e pelo mapeamento dos processos. O estabelecimento teórico das relações entre as unidades da paisagem se dá a partir do entendimento das variáveis que determinam ou limitam a conectividade hidrológica e sedimentológica (Bracken e Croke, 2007) e dos processos associados. O monitoramento e modelagem também são importantes artifícios na síntese da heterogeneidade espacial, pois os modelos permitem representar de maneira integrada os diversos processos com as variáveis físicas da bacia (Bloschl, 1999) e a conectividade hidrossedimentológica entre eles. Bloschl e Sivapalan (1995) citam que o uso de modelos hidrológicos na pesquisa do efeito de escala pode ser preditivo (obtendo uma resposta específica de um objeto específico) ou investigativo, aprofundando a compreensão sobre processos hidrológicos. Os resultados obtidos com modelagem permitem ainda espacializar e mapear os processos.

Bloschl (1999) sugere que a pesquisa escalar não deve tentar capturar todas as interações possíveis no sistema, mas os resultados das pesquisas devem priorizar modelar e entender os processos dominantes que controlam as respostas hidrossedimentológicas nas diferentes escalas. Neste sentido, Jensen e Mantoglou (1991) afirmam que o conceito mais básico para descrever o efeito de escala nos processos é entender o comportamento médio do sistema. Compreendendo os processos predominantes em cada escala e a conectividade, ou desconectividade (Fryirs *et al.*, 2007), dos fluxos do sistema.

Como tendência geral da pesquisa do efeito de escala sobre processos hidrossedimentológicos diversos estudos (Mayor *et al.*, 2011; Cammeraat, 2004; Yair e Raz-Yassif, 2004; Parsons *et al.*, 2006) apresentaram a diminuição na vazão específica com o aumento da área de contribuição. Enfatiza-se ainda que estes estudos abordam pequenas parcelas espaciais. A redistribuição do escoamento e o aumento de perdas por transmissividade no canal aparecem como os principais processos que explicam a diminuição do escoamento com o aumento da área, uma

vez que ocorre mais infiltração com o aumento do comprimento das encostas e com canais mais desenvolvidos (Parsons *et al.*, 2006; Goodrich *et al.*, 1997; de Witt, 2001).

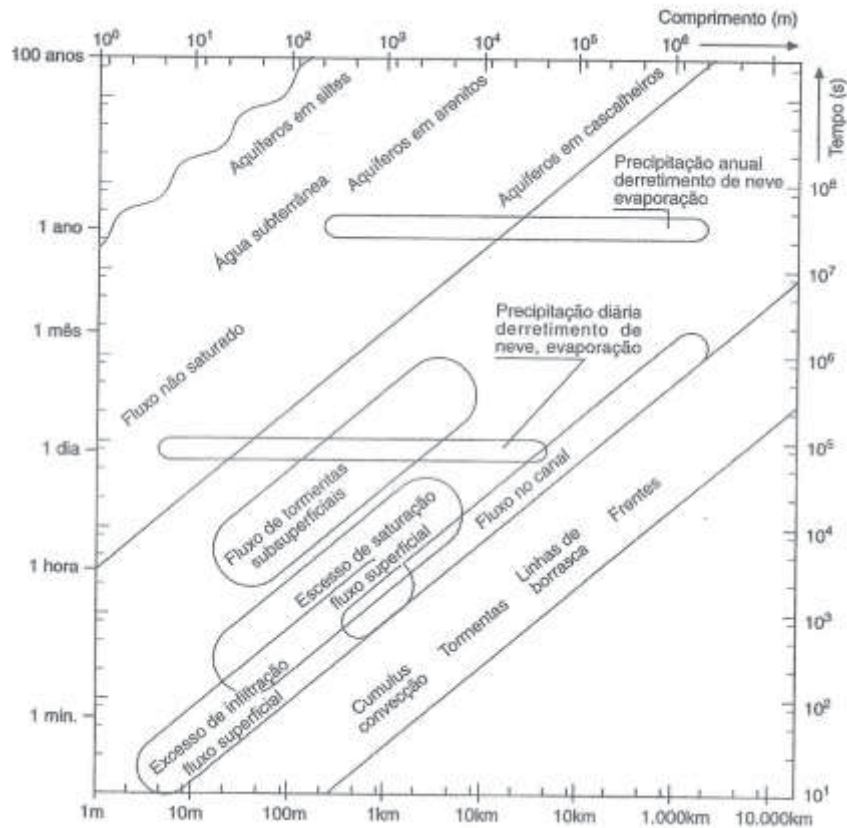
No que se refere a pesquisas sedimentológicas, os resultados apresentam tendências variáveis da produção específica de sedimentos na bacia, podendo ocorrer alometrias negativas ou alometrias positivas (de Vente *et al.*, 2007). A heterogeneidade dos efeitos de escala sobre a produção de sedimento vem sendo atribuída a diversos fatores, sobretudo a dominância de determinados processos erosivos associada as características físicas das bacias analisadas. A diminuição da produção específica de sedimentos com o aumento da área tem relação com a dominância de processos de erosão entressulcos ou em sulcos e ravinas. O aumento da produção específica de sedimentos associada ao aumento da área tem relação com a dominância de processos erosivos nas margens e no canal (de Vente *et al.*, 2007).

No Brasil ainda são poucos os estudos que tratam sobre o efeito de escala sobre os processos hidrossedimentológicos. Nos anos 1990 começaram a aparecer de maneira mais objetiva trabalhos abordando o efeito de escala associado a hidrologia, enfatizando o trabalho dos professores Eduardo M. Mendingo e Carlos Eduardo M. Tucci que redigiram artigos trabalhando teoricamente a questão da escala na hidrologia (Mendingo e Tucci, 1997a, 1997b, 1997c). Atualmente ainda são pontuais grupos de pesquisa que se propõem trabalhar com a questão do efeito de escala sobre os processos hidrossedimentológicos, destacando os trabalhos dos pesquisadores: Castro *et al.*, 1995; Mendingo, 1995; Girardi *et al.*, 2001; Tucci, 2002; Santos *et al.*, 2013; Rodrigues, 2011.

4.5.1 Efeito de escala sobre processos hidrológicos

Os processos hidrológicos manifestam-se em respostas complexas e estocásticas com variação no espaço e no tempo, e que dependem da combinação dos fatores: clima, solo, geologia, vegetação e uso da terra (Becker, 2005; Wood *et al.*, 1988; Tucci, 2002). A FIGURA 6 contextualiza a questão da variabilidade escalar, tanto temporal quanto espacial, sobre a ocorrência dos processos hidroclimáticos. A FIGURA 6 trata do fluxograma de Bloesch e Sivapalan (1995) traduzido em Christofolletti (1999).

FIGURA 6 – PROCESSOS HIDROLÓGICOS OCORRENTES EM UMA AMPLA ESCALA ESPAÇO-TEMPORAL



FONTE: Christofolletti (1999)

Depreende-se a partir da FIGURA 6 que a precipitação, um dos principais *inputs* do ciclo hidrossedimentológico, pode variar de células de convecção de *cumulus* em pequena extensão espacial e curta duração até sistemas frontais de precipitação que podem chegar a milhares de quilômetros de extensão e dias de duração. No que se refere aos processos em superfície Bloschl e Sivapalan (1995) ressaltam que diversos processos hidrológicos manifestam-se com atraso em relação ao momento da precipitação, este atraso aumenta conforme a água passa pela subsuperfície. Neste sentido, os autores apontam que para uma pequena bacia hidrográfica (p.ex. 1 km²), em que o escoamento ocorre por excesso de infiltração (escoamento hortoniano) a resposta é rápida, algo em torno de 30 minutos. Se o escoamento da bacia ocorre por excesso de saturação (escoamento dunniano) a resposta é mais lenta pois a saturação das camadas atrasa a resposta do escoamento. A ocorrência de escoamento subsuperficial é ainda mais lenta com respostas de um dia ou mais para a bacia exemplificada. Escoamentos controlados pelo fluxo

subterrâneo são muito mais amplos em escala de tempo e espaço podendo levar meses a anos de atraso em relação a um *input* da chuva (Dunne, 1978).

A água provinda do evento de precipitação pode ser dividida em duas partes: uma parte contribui com a vazão nos rios como escoamento superficial, a outra parte é infiltrada no solo (Santos, 2009). Deste modo, Horton (1933) considera que o solo atua como uma superfície de separação dos escoamentos. O escoamento é resultado de quatro possíveis caminhos de fluxos: precipitação direta sobre canais, escoamento superficial, escoamento subsuperficial e escoamento subterrâneo (Hornberger *et al.*, 1998).

A predominância de cada tipo de escoamento pode ser melhor compreendida descrevendo a tendência média do sistema (Jensen e Mantoglou, 1991). O hidrograma observado da bacia é um artifício analítico que permite caracterizar a dinâmica média da bacia. Mendiando e Tucci (1997b) enfatizam que o hidrograma possui função integradora de processos em escalas diferentes, capaz de acoplar as propriedades geopedológicas, bióticas, humanas e climáticas que atuam na bacia. A discretização dos diferentes tipos de escoamento através do hidrograma pode ser feito através de filtros numéricos.

Diversos são os métodos que propõem a separação do escoamento (Custódio e Llamas, 1983; Furey e Gupta, 2003; Brodie e Hostetler, 2005). Conforme apresentando por Tucci (2001) a separação dos escoamentos a partir do hidrograma consiste em determinar o início e o fim do escoamento superficial, a inflexão utilizada na determinação do escoamento subsuperficial e a determinação da constante de recessão e esvaziamento do aquífero.

A depender das condições físicas locais diferentes processos hidrológicos tendem a predominar e podem ser identificados a partir da separação do hidrograma. O conhecimento de um processo numa determinada escala, não implica necessariamente o entendimento desse processo quando analisado sob outras escalas (Tucci, 1998; Poesen e Hooke, 1997; de Vente e Poesen, 2005). Isto porque as respostas hidrológicas nem sempre são resultado da soma das partes, ou seja, a resposta hidrológica verificada no exutório da bacia não é definida pela agregação das demais respostas a montante (Cerdan *et al.*, 2004).

Wood *et al.*, (1988) citam que é cientificamente reconhecido que conforme a escala espacial diminui a bacia tende a atenuar os complexos padrões locais de escoamento. A diminuição da escala implica na incorporação de heterogeneidades

das áreas, até que em certo limite em que todas as áreas produzirão respostas quase idênticas. Em bacias hidrográficas de pequena extensão (grande escala) as características de relevo, solo e precipitação são importantes fatores que controlam a produção de água. Já em bacias de pequenas escalas (grande extensão) Amoroch (1961) ressalta que a geração de escoamento se torna de certa forma insensível a intensidade de eventos de chuva e a resposta chuva-vazão se torna predominantemente regida por características de macroescala. Assim, Cerdan *et al.*, (2004) citam que em grandes bacias vários fatores mudam e todos têm pequeno controle sobre um extrato da natureza de diferentes objetos comparáveis. Neste sentido, é importante identificar os padrões espaciais dos processos hidrológicos avaliando se em alguma escala a resposta hidrológica média passa a ser invariante ou que varie lentamente com o aumento da área da bacia (Wood *et al.*, 1988).

Klein (1976), analisando hidrogramas com a diminuição da escala da bacia, sugere que em cerca de 300 km² ocorre uma quebra entre pequenas bacias, com respostas mais rápidas, e grandes bacias, com respostas mais tênues. Esse limite de 300 km², no estudo de Klein (1976) identifica a escala em que a ocorrência de planície de inundação é mais expressiva, atenuando assim o pico do hidrograma.

Diversos estudos (Castro *et al.*, 1999; Cerdan *et al.*, 2004; Joel *et al.*, 2002; Van de Giesen *et al.*, 2000; Stomph *et al.*, 2002; Yair e Raz-Yassif, 2004) apontam a tendência geral de diminuição no escoamento específico – escoamento por unidade de área – associado ao aumento da área. Justifica-se este fato com a redistribuição do escoamento (Puigdefábregas *et al.*, 1998), ao aumento de perdas por transmissividade (de Witt, 2001) e ao aumento da infiltração (Parsons *et al.*, 2006) conforme o rio se encaminha para jusante, predominando assim o escoamento de base.

Mayor *et al.*, (2011) citam que em geral a resposta do escoamento superficial ao efeito de escala varia segundo a forma com que o sistema manifesta os mecanismos de geração de escoamento. Beven *et al.*, (1988) citam que com a diminuição da escala significativa parte do escoamento é infiltrada, não contribuindo como escoamento superficial no exutório das bacias a montante, porém podendo ser representativo em bacias a jusante. Neste sentido, diversos estudos experimentais e de modelagem (Sharma *et al.*, 1987; Binley *et al.*, 1988; Betson, 1964; Dunne e Black, 1970) mostram que o escoamento superficial pode ser produzido apenas em parte de uma bacia hidrográfica.

O mecanismo de geração de escoamento superficial segundo o proposto por Horton (1933), por excesso de infiltração, prevê a ocorrência de escoamento superficial apenas em eventos de grande magnitude em que a capacidade de infiltração do solo seja excedida pela intensidade da chuva. A teoria de infiltração-escoamento de Horton sugere ainda que todas as partes da bacia tenham igual potencial de gerar escoamento superficial (Chorley, 1978).

O mecanismo de geração de escoamento superficial por excesso de saturação propõe que a relação infiltração-escoamento seja expressa em função da intensidade da precipitação, volume de chuva, profundidade e umidade do solo (Seifert e Santos, 2012). Hewlett e Hibbert (1963) sugerem que mesmo em eventos extremos, o volume precipitado irá infiltrar dentro do solo nas partes a montante da bacia, aumentando o teor de umidade no perfil do solo e deslocando-se no sentido de jusante até emergir nas áreas com baixa declividade, próximos aos canais, provocando a saturação do solo.

Sendo assim, a ocorrência de mecanismos de geração de escoamento superficial, tanto por excesso de infiltração como por excesso de saturação, é limitada pela infiltração e redistribuição da água no solo, sobretudo em bacias de cabeceira, fazendo com que somente poucas áreas produzam a maior parte do escoamento que chega ao exutório (Yair e Lavee, 1985; Pilgrim *et al.*, 1988). Deste modo, com o aumento da infiltração e com as perdas por transmissividade no canal, Mayor *et al.*, (2011) afirmam que de escalas maiores para escalas menores a produção de escoamento aumenta, a frequência de escoamento diminui e o escoamento superficial específico – escoamento por unida de área – diminui.

No que se refere ao escoamento subsuperficial da bacia, Santos (2009) ressalta que o entendimento de diferentes mecanismos de geração de escoamento suscitou a constatação da importância do escoamento subsuperficial na vazão. Neste sentido, McDonnell *et al.*, (1999) citam que com o aumento da área da bacia, em que é observado um decréscimo no gradiente topográfico médio das bacias, o escoamento subsuperficial torna-se um dos processos mais importantes na geração do escoamento, sobretudo em locais onde a proporção de áreas planas ao longo dos rios é maior. O escoamento subsuperficial pode contribuir diretamente para o incremento rápido da vazão em canais por caminhos preferenciais de escoamento, como macroporos e *pipes* ou pelo “efeito pistão”, via propagação de transientes (Santos, 2009).

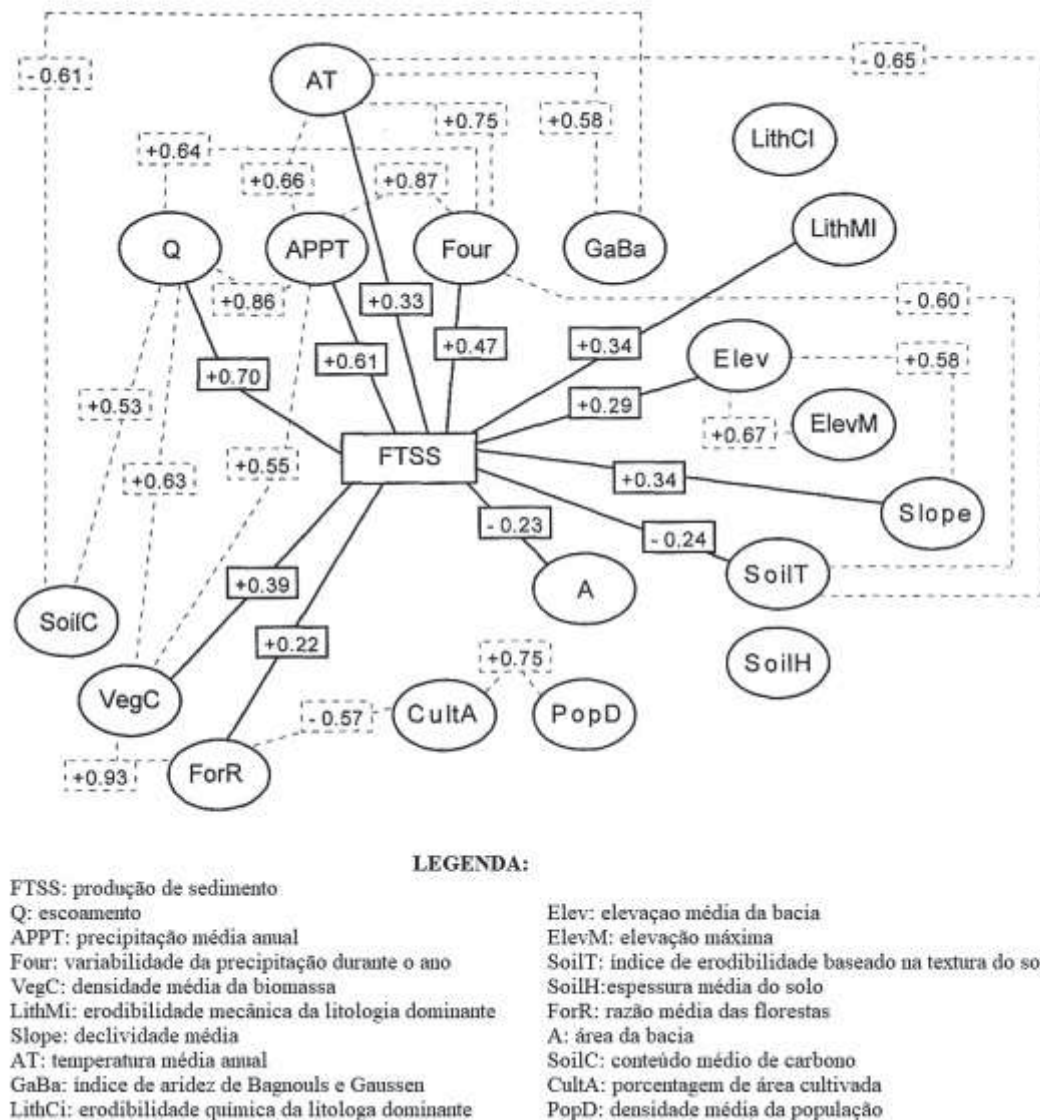
Em geral os estudos sobre o efeito de escala sobre processos hidrológicos não utilizam a desagregação dos tipos de escoamento na bacia. Diversos trabalhos consideram somente a vazão total no exutório da bacia, sem a análise da participação relativa dos diferentes tipos de geração de escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo) associada a avaliação dos efeitos de escala.

Ainda, Mayor *et al.*, (2011) citam que apesar do reconhecimento da importância de trabalhos teóricos sobre os efeitos de escala sobre os processos hidrológicos, poucos trabalhos são quantificados usando dados monitorados. Essa falta de monitoramento compromete o entendimento do comportamento do sistema hídrico gerando lacunas temporais e espaciais que dificultam o gerenciamento dos recursos hídricos (Tucci, 2002). A identificação do efeito de escala sobre os processos hidrológicos em bacias hidrográficas de diferentes extensões possibilitaria transferir informações, através de modelagem distribuída e calibrada espacialmente, de um local para o outro desde que tenham comportamento hidrológico semelhante (hidrótopo). A transferência dessas informações escalares é de grande relevância para o estudo de regionalização das vazões (Tucci, 2002).

4.5.2 Efeito de escala sobre processos sedimentológicos

O ciclo sedimentológico tem sua ocorrência diretamente correlacionada ao ciclo hidrológico. Na FIGURA 7 são apresentadas correlações empíricas entre a produção de sedimento (FTSS) e outras variáveis hidroambientais para as principais 60 bacias hidrográficas no mundo, mostrando a complexidade e interação desse processo em bacias hidrográficas.

FIGURA 7 – CORRELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS (FTSS) E DIFERENTES VARIÁVEIS HIDROAMBIENTAIS PARA AS PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO MUNDO



FONTE: Adaptado de Ludwig e Probst (1992)

Com base no exposto por Ludwig e Probst (1992) apresentados na FIGURA 7 depreende-se que dentre as variáveis hidroambientais analisadas pelos autores, a vazão líquida é a variável que mais se correlaciona com a produção de sedimentos, explicando até 70% da produção de sedimento. Nisso se dá a relevância de estudos que abordem os aspectos hidrológicos e sedimentológicos de maneira associada. A área, no estudo de Ludwig e Probst (1992), apresentou uma correlação negativa com a produção de sedimento.

Os processos erosivos e os fatores que os influenciam variam com a escala em que são estudados. A dinâmica sedimentológica varia em função do relevo (Montgomery e Brandon, 2002), clima (Jansen e Painter, 1974; Syvitski e Milliman,

2007), cobertura vegetal e uso da terra (Walling, 2006), litologia (Woodward, 1995) e características pedológicas. A área em diversas pesquisas é utilizada como variável explicativa da produção de sedimentos por embutir características físicas da bacia a um padrão espacial. Com isto a área da bacia determina, de maneira combinada a outros fatores, a predição da produção de sedimentos em bacias hidrográficas. Conforme apresentado por Vanmaercke *et al.*, (2011) a área da bacia pode ser considerada o fator que mais justifica a produção de sedimentos.

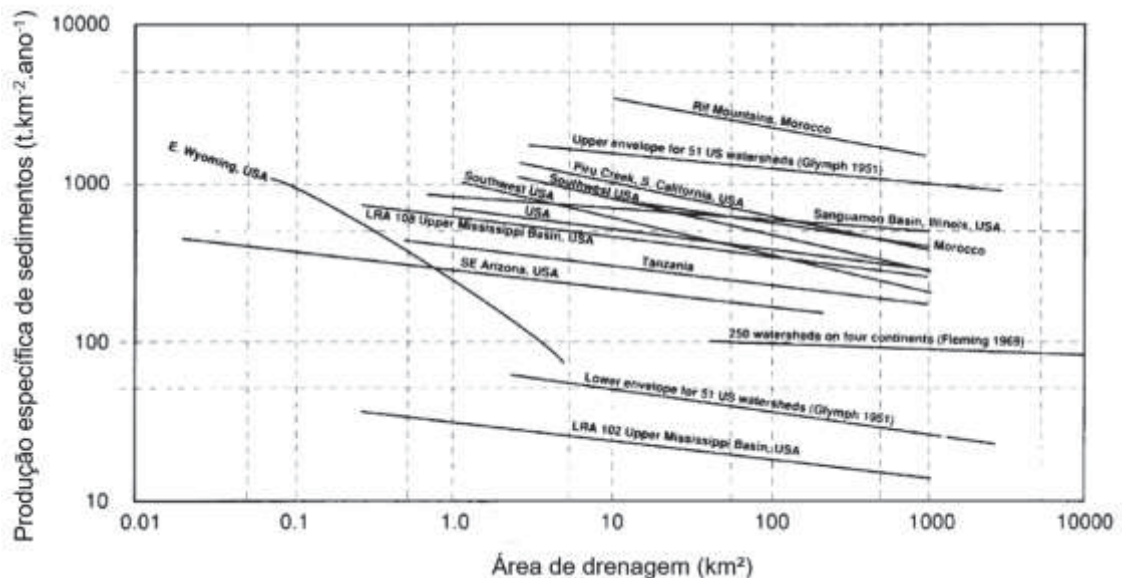
De Vente e Poesen (2005) citam que com o aumento de área de drenagem, um aumento na produção específica de sedimento poderia ocorrer considerando que processos erosivos adicionais (p.ex. movimentos de massa, erosão de margem e erosão em ravinas) contribuíssem com sedimentos. No entanto, na natureza nem sempre esta tendência é observada, verificando-se que a partir de um certo limite da área da bacia os processos de transporte e deposição se tornam dominantes em relação aos processos erosivos que produzem sedimentos, e deste limite em diante a produção de sedimento decresce com o aumento da área (de Vente e Poesen, 2005).

Neste sentido, diversos estudos (Fleming, 1969; Walling, 1983; Dendy e Bolton, 1976; Milliman e Meade, 1983; Owens e Slaymaker, 1992; Lim, 2005) apresentam a tendência geral de haver uma relação negativa – alometria negativa – entre a produção de sedimentos e a área da bacia (FIGURA 8). De acordo com Chorley *et al.*, (1984) esta tendência é explicada por três fatores: (1) a maior inclinação das vertentes em bacias de pequena extensão favorece a produção e mobilização do material erodido até o exutório da bacia; (2) um único evento de precipitação pode cobrir toda a área de uma bacia pequena, mas não necessariamente a totalidade de uma bacia grande, e; (3) com o aumento da área de drenagem da bacia e redução da declividade média, os processos de transporte e deposição se tornam dominantes e o material erodido tende a ficar retido em planícies de inundação, bancos de areia ou aluviões.

A FIGURA 8 sintetiza a relação entre a área de drenagem e a produção específica de sedimentos em diversos trabalhos que analisaram diferentes bacias hidrográficas no mundo. Verifica-se que a produção específica de sedimento em grandes bacias hidrográficas tende a ser menor que em pequenas bacias, considerando que as grandes bacias têm a capacidade de reter efeitos locais de litologia, impactos antrópicos, eventos extremos e gradiente de declividade (Dearing e Jones, 2003). Vanmaercke *et al.*, (2011) citam ainda que a importância de fatores

locais na produção de sedimentos pode ser menor para grandes sistemas hídricos e as condições locais são, portanto, menos propensas a anular as tendências gerais.

FIGURA 8 – RELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTOS E A ÁREA DA BACIA EM DIFERENTES ESTUDOS



FONTE: Adaptado de Owens e Slaymaker (1992)

No entanto, resultados com uma correlação positiva entre produção de sedimentos e área podem ser encontrados (Church e Slaymaker, 1989; Church *et al.*, 1999; Dedkov, 2004; de Vente e Poesen, 2005; Yan *et al.*, 2011; Vanmaercke *et al.*, 2011). Esta condição foi apresentada em bacias em que predominavam processos de erosão das margens dos rios, por exemplo, deste modo, em regiões em que era esperado haver a deposição dos sedimentos, era observada a mobilização expressiva de material. Assim, a erosão em canais e nas margens resulta em um aumento da taxa de transferência de sedimentos com a área em função das limitações no processo de deposição do material.

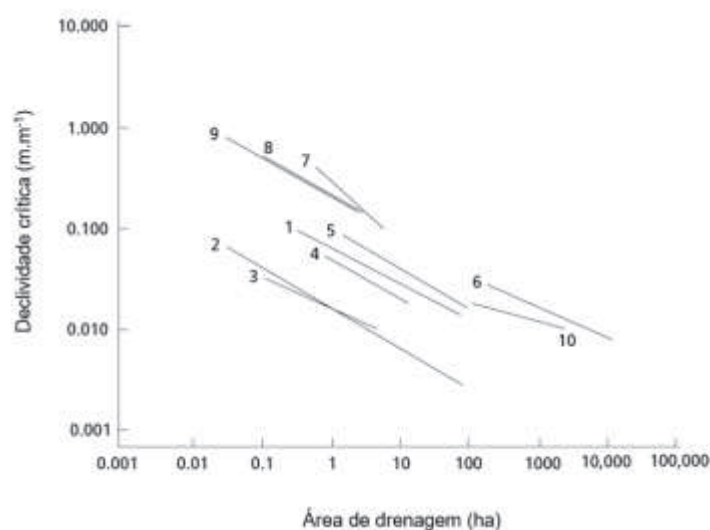
Vanmaercke *et al.*, (2011) e Milliman e Syvitski (1992) mostram que em áreas temperadas e pequenas bacias em ambientes montanhosos geralmente tendem a apresentar correlações negativas entre área e produção específica de sedimentos. Já em ambientes mais costeiros e aplainados tende-se a observar alometria positiva ou nula. Estes resultados enfatizam que o relevo e a deposição de sedimentos em planícies de inundação e planícies costeiras são determinantes nos resultados da taxa de transferência de sedimentos.

Morgan (2005) apresenta que na microescala – para o autor refere-se a extensão que varia entre mm^2 até 1m^2 - a erosão é controlada pela estabilidade dos

agregados do solo. Sendo a umidade do solo, o conteúdo de matéria orgânica e a atividade da fauna no solo fatores que influenciam a agregação das partículas de solo. A quebra e desprendimento dos agregados, em microescala, ocorre em grande parte pelo do impacto da gota da chuva caindo sobre a superfície. Sendo assim, para esta escala espacial, a frequência, magnitude e erosividade dos eventos de precipitação controlam as taxas de desagregação das partículas de solo e as taxas de transferência de sedimentos, ou seja, quanto é produzido e quanto é transportado. Os tipos de solo, declividade e cobertura vegetal usualmente são homogêneas na microescala, não exercendo variabilidade nas respostas sedimentológicas.

Na escala experimental – extensão espacial de 1m^2 até 100m^2 – a erosão é controlada pelos processos que geram escoamento superficial, incluindo as características de infiltração no solo e mudanças na micro topografia e rugosidade da superfície (Morgan, 2005). A distribuição espacial das áreas com cobertura vegetal ou solo exposto determinam os locais e padrões de escoamento e movimento de sedimentos sobre a superfície. Nesta escala, a erosão entressulcos será dominante. Em declividades mais acentuadas e com solos facilmente erodíveis o escoamento deve exceder a condição crítica propiciando a formação de ravinas. A FIGURA 9 associa a declividade crítica com a área da bacia para que ocorra o desenvolvimento de voçorocas ou ravinas em diferentes bacias.

FIGURA 9 – RELAÇÃO ENTRE DECLIVIDADE CRÍTICA E ÁREA DE DRENAGEM PARA DESENVOLVIMENTO DE VOÇOROCAS



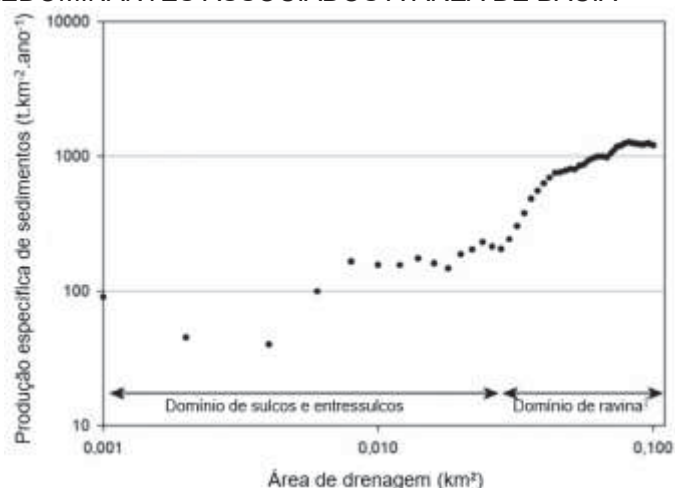
FONTE: Adaptado de Morgan (2005)

Morgan (2005) discorre ainda que na escala de campo – entre 100m^2 e 10.000m^2 – usualmente existe um padrão bem definido do escoamento superficial, com

caminhos preferenciais de escoamento e com áreas em que ocorre erosão entressulcos. A taxa de transferência de sedimentos (*sediment delivery ratio*) em locais em que a erosão entressulcos é dominante varia entre 60 a 80%. Esta ocorrência é resultado de que uma grande fração de sedimentos desprendidos na superfície alcançam o canal ou o exutório da bacia (Parsons *et al.*, 2004, 2006). Além de que em pequenos drenos as respostas hidrossedimentológicas são mais rápidas e percorrem distâncias mais curtas, neste sentido um único evento de chuva pode carrear o material erodido até o exutório da bacia (Walling, 1983; Lane *et al.*, 1997).

Na escala entre 100m² e 10.000 m² a cobertura vegetal e o relevo são processos dominantes, junto com o volume e intensidade de precipitação, controlando a infiltração e escoamento, assim como o desprendimento de partículas do solo (Lane *et al.*, 1995). A FIGURA 10 sugere que até uma área de contribuição de aproximadamente 0,03 km² os processos predominantes são de erosão por sulcos e entressulcos. Até porque o desenvolvimento de ravinas requer a concentração de fluxo e tensão de cisalhamento que ultrapasse certo limiar, isto é encontrado apenas com uma área contributiva significativa que depende da declividade (Vandekerckhove *et al.*, 2000).

FIGURA 10 – PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTO E PROCESSOS EROSIVOS PREDOMINANTES ASSOCIADOS A ÁREA DE BACIA

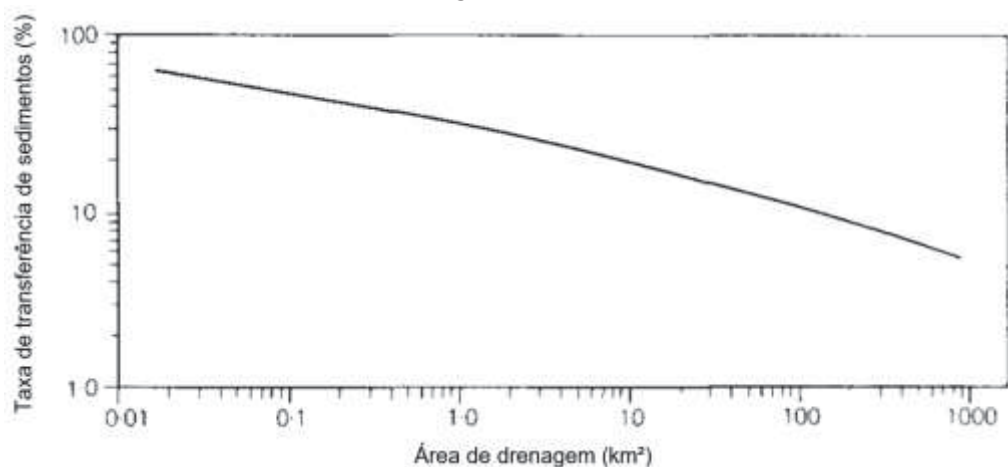


FONTE: Adaptado de Vente e Poesen (2005)

Já na FIGURA 11 é apresentada a tendência da taxa de transferência de sedimentos associada a área. Lane *et al.*, (1997) apontam que em áreas em que a erosão do solo excede a deposição de sedimentos, a taxa de transferência de sedimento é alta, e geralmente está associada a pequenas bacias hidrográficas. Nos

locais em que a deposição excede a erosão do solo ocorre deposição do material erodido e a taxa de transferência de sedimentos vai diminuir com a área de drenagem, geralmente esta condição está associada a grandes bacias hidrográficas que apresentam o desenvolvimento de aluviões e bancos de areia. Desta forma, o estudo do efeito de escala associado aos processos sedimentológicos permite identificar as principais áreas fonte de sedimentos, com alta erosão bruta, e sua conexão com o sistema hídrico e exutório da bacia (de Vente *et al.*, 2008; Fiener *et al.*, 2011).

FIGURA 11 – RELAÇÃO ENTRE A TAXA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E A ÁREA DA BACIA

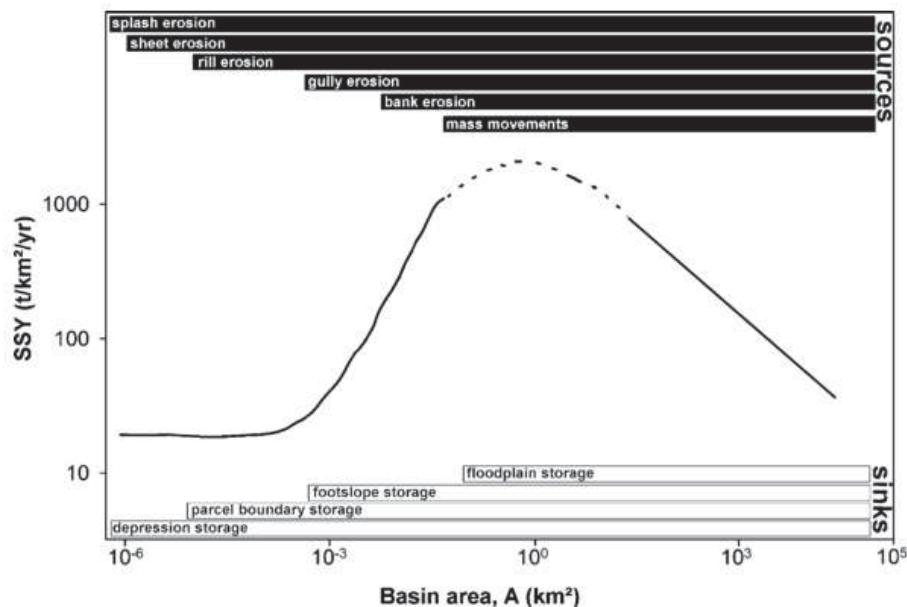


FONTE: Adaptado de Walling (1983)

Osterkamp e Toy (1997) afirmam que em bacias de pequena extensão espacial a produção de sedimento tende a ser controlada pelos limites máximos erosivos, enquanto em bacias de grande extensão espacial a produção de sedimento tende a ser controlada pelos limites de transporte do sedimento.

De Vente e Poesen (2005) introduziram um modelo conceitual que relaciona a produção de sedimento e área da bacia e quais processos erosivos são dominantes em cada escala (FIGURA 12). Os autores citam que os valores precisos de área ou produção de sedimentos considerados no modelo podem variar para diferentes bacias, porém conceitualmente o modelo pode ser mantido e adaptado para se adequar as condições encontradas nas bacias analisadas. Deste modo, a proposta tem um cunho mais qualitativo que quantitativo.

FIGURA 12 – MODELO CONCEITUAL DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS ASSOCIADA A DIFERENTES ESCALAS ESPACIAIS E FONTES DE CONTRIBUIÇÃO E DE DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTO



FONTE: De Vente e Poesen (2005)

Depreende-se com a FIGURA 12 que em grandes escalas espaciais os processos erosivos são controlados pelo impacto da gota da chuva, erosão entressulcos e em sulcos. Nesta escala a erosão total é relativamente baixa, porém com uma alta taxa de transferência de sedimentos para o canal. Com a redução da escala para áreas maiores nota-se uma maior concentração de fluxo permitindo a formação de ravinas mais bem desenvolvidas. Em escalas espaciais mais amplas pode haver a ocorrência de erosão em margens e movimentos de massa, a depender das condições ambientais locais.

Enfatiza-se ainda que não são todos os processos igualmente importantes em diferentes bacias. Uma bacia com condições favoráveis para a formação de ravinas vai mostrar uma resposta diferente que uma bacia com litologia resistente. A produção de sedimentos pode ser maior ou menor dependendo das condições locais e especialmente do nível de conectividade entre as bacias. Por isso é necessário correlacionar a produção de sedimentos com mais variáveis físicas. As diversas tendências entre produção de sedimento e área podem ser explicadas pela diferença de processos erosivos dominantes e pelos padrões espaciais de uso da terra, litologia e clima (Walling, 1983; Dedkov, 2004; de Vente *et al.*, 2007).

Apesar de haver muitos estudos já desenvolvidos acerca da alometria positiva ou negativa da produção de sedimentos associada a área, Walling e Webb (1996)

reafirmam a validade em continuar sendo explorado este tema nas mais diversas regiões do globo compostas por diferentes ambientes e características físicas. Cerdan *et al.*, (2004) afirmam que uma questão relevante no estudo do efeito de escala em diferentes bacias é avaliar até que ponto a identificação do processo e a parametrização da modelagem sedimentológica realizada para uma escala pode ser extrapolada para uma escala diferente.

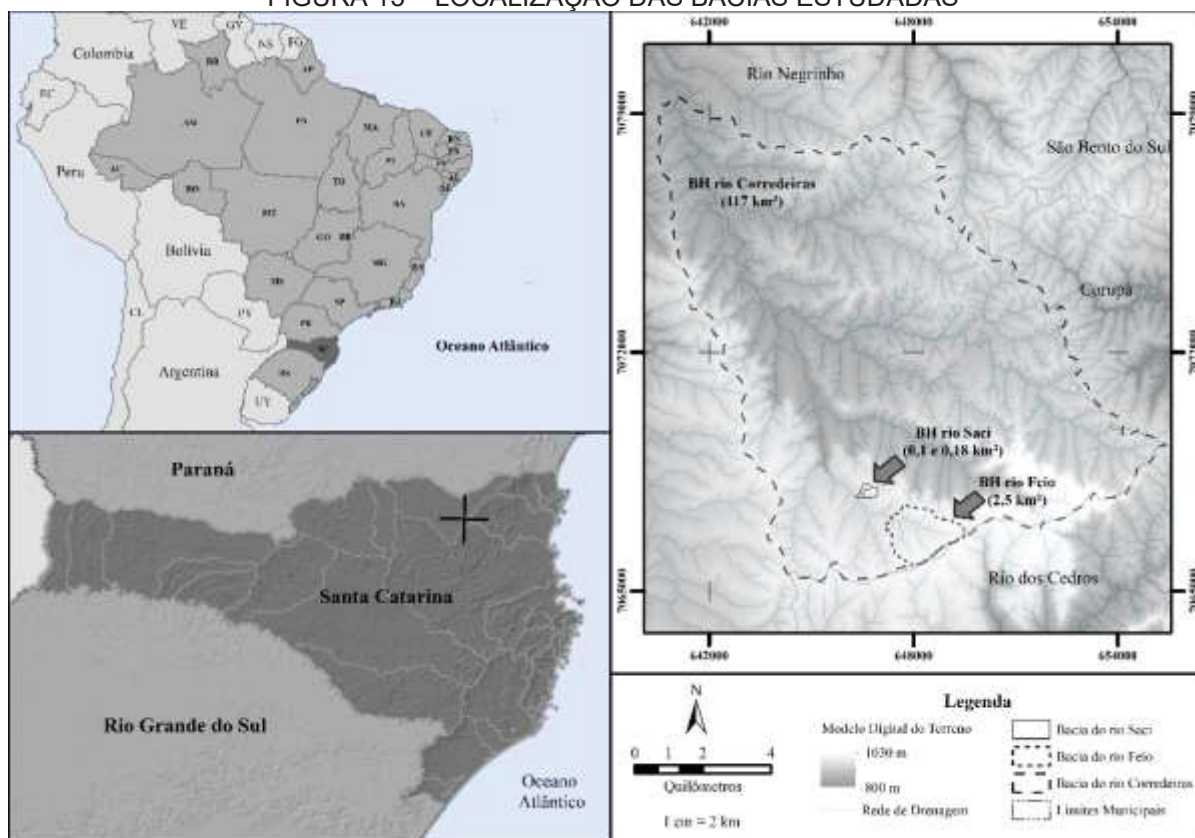
5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção nordeste do Estado de Santa Catarina, no município de Rio Negrinho. As bacias estudadas estão inseridas na bacia hidrográfica do Alto Rio Negro, afluente da margem esquerda do rio Iguaçu.

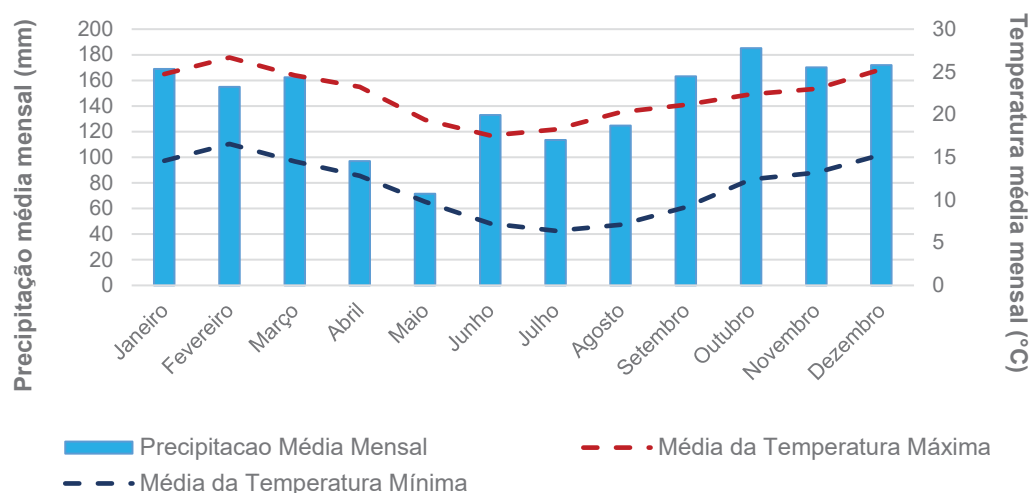
Foram selecionadas três bacias experimentais, em quatro pontos de monitoramento. A bacia do rio Saci, em pontos monitorados com 0,1 e 0,18 km², a bacia do rio Feio com 2,5 km², ambas embutidas na bacia do rio Corredeiras que possui 117 km² (FIGURA 13).

FIGURA 13 – LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS ESTUDADAS



O clima da região, de acordo com EPAGRI/CIRAM (2006), é classificado como Cfb, conforme a classificação de Köppen-Geiger (1954), caracterizado por um clima temperado, umidade bem distribuída ao longo do ano, sem a ocorrência de estações secas e com verão fresco. A temperatura média anual varia de 15,5°C a 17,0°C, em média a precipitação total anual varia de 1.300 a 1.600 mm. O climograma da área de estudo é apresentado na FIGURA 14.

FIGURA 14 – CLIMOGRAMA DAS BACIAS COM BASE EM DADOS MONITORADOS NO PERÍODO 2011-2016



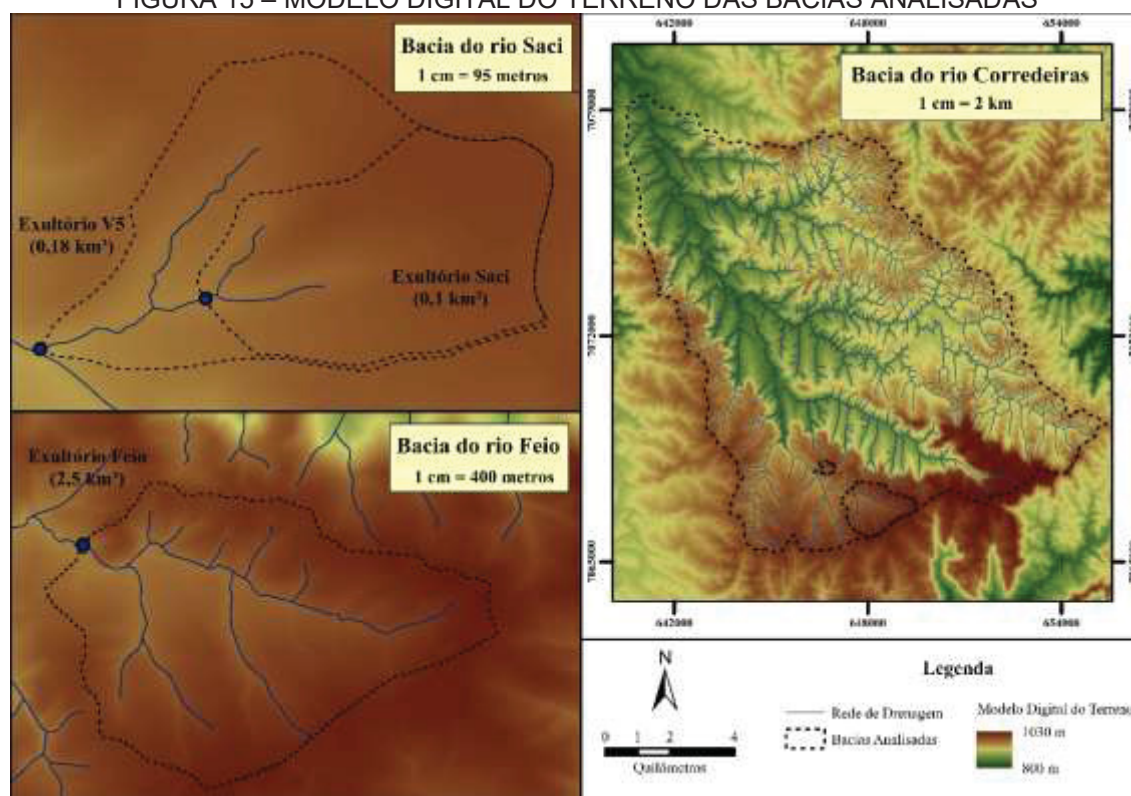
Demais informações climatológicas referentes a área de estudo são apresentadas na TABELA 1.

TABELA 1 – ESTATÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS COM BASE EM DADOS MONITORADOS NO PERÍODO 2011-2016

Meses	Número médio de dias com precipitação	Média diária de radiação solar (MJ.m ⁻²)	Média da temperatura de ponto de orvalho (°C)	Média de velocidade do vento (m.s ⁻¹)
Janeiro	21	15.99	15.73	1.67
Fevereiro	21	14.36	18.90	1.63
Março	19	13.29	16.79	1.70
Abril	14	11.58	15.40	1.43
Maio	17	8.77	12.54	1.50
Junho	18	8.67	10.51	1.43
Julho	17	9.57	9.84	1.47
Agosto	12	12.32	10.66	1.71
Setembro	15	13.62	11.98	1.84
Outubro	20	15.05	14.55	1.84
Novembro	21	15.65	15.01	1.80
Dezembro	23	16.20	17.65	1.69

No que se refere ao relevo a área estudo está inserida no Primeiro Planalto Paranaense e Planalto de Canoinhas, no Estado de Santa Catarina, prevalecendo colinas baixas, em superfície regular e quase plana (Tomporoski e Marchesan, 2016). A amplitude altimétrica da área de estudo varia entre 1.030 a 800 metros acima do nível do mar (FIGURA 15).

FIGURA 15 – MODELO DIGITAL DO TERRENO DAS BACIAS ANALISADAS



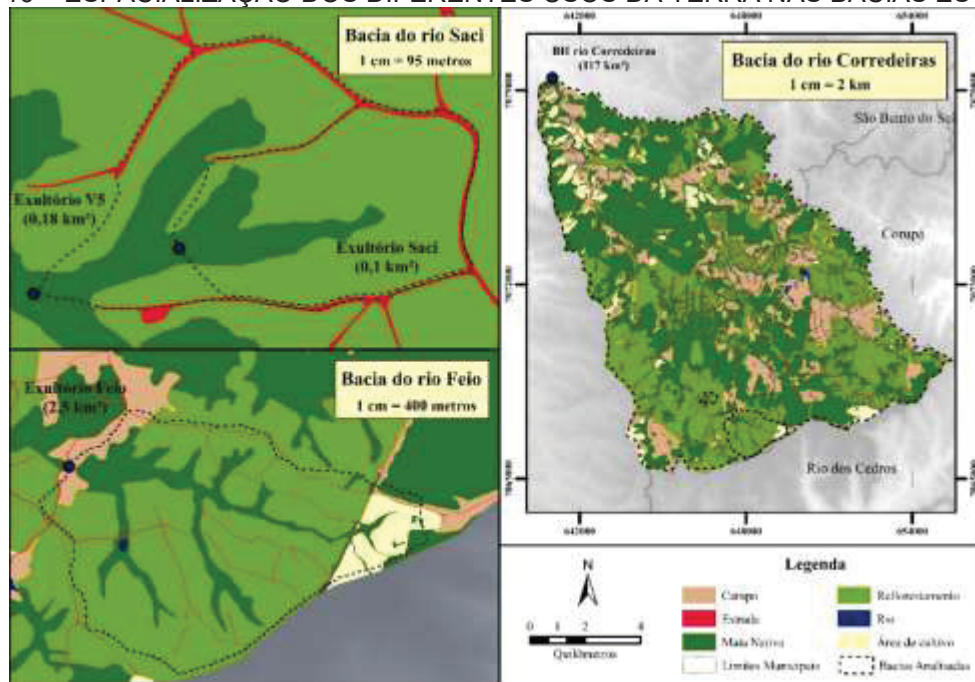
Os solos predominantes são Cambissolos, derivados de rochas sedimentares, possuindo baixa fertilidade e elevados teores de matéria orgânica, pela média e alta relação silte/argila ou pela presença de minerais primários de fácil decomposição (Dalagnol, 2001).

As bacias experimentais estudadas são ocupadas predominantemente por reflorestamento de *Pinus taeda* e por cobertura florestal nativa (mata de araucárias). Em menor representatividade observam-se os usos: água, estrada, agricultura e campo. A TABELA 2 apresenta a distribuição de cada uso nas bacias estudadas enquanto que a FIGURA 16 espacializa cada um dos usos.

TABELA 2 – DISTRIBUIÇÃO DE USOS E OCUPAÇÃO DA TERRA (%) PARA AS BACIAS ANALISADAS

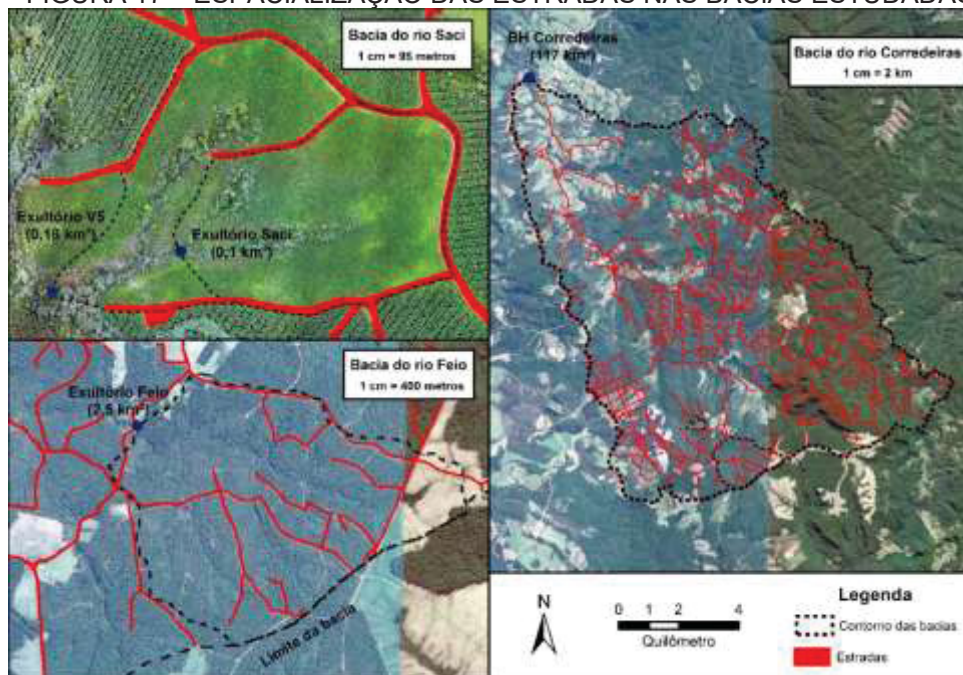
Usos	Bacias			
	Rio Saci		Rio Feio	Rio Corredeiras
	Saci (0,1 km²)	V5 (0,18 km²)	(2,5 km²)	(117 km²)
Água	-	-	0,10	0,50
Estrada	2,20	4,00	1,20	1,40
Agricultura	-	-	3,90	3,50
Campo	-	-	10,10	15,10
Reflorestamento	79,00	71,30	53,40	27,80
Mata Nativa	18,90	24,70	31,30	51,70

FIGURA 16 – ESPACIALIZAÇÃO DOS DIFERENTES USOS DA TERRA NAS BACIAS ESTUDADAS



A FIGURA 17 apresenta de forma destacada somente as estradas mapeadas nas bacias trabalhadas. Esta avaliação é importante para a discussão dos resultados posteriormente.

FIGURA 17 – ESPACIALIZAÇÃO DAS ESTRADAS NAS BACIAS ESTUDADAS



A FIGURA 18 mostra detalhes da produção de água e sedimentos nas estradas não pavimentadas na bacia do rio Saci. Observa-se que as estradas não

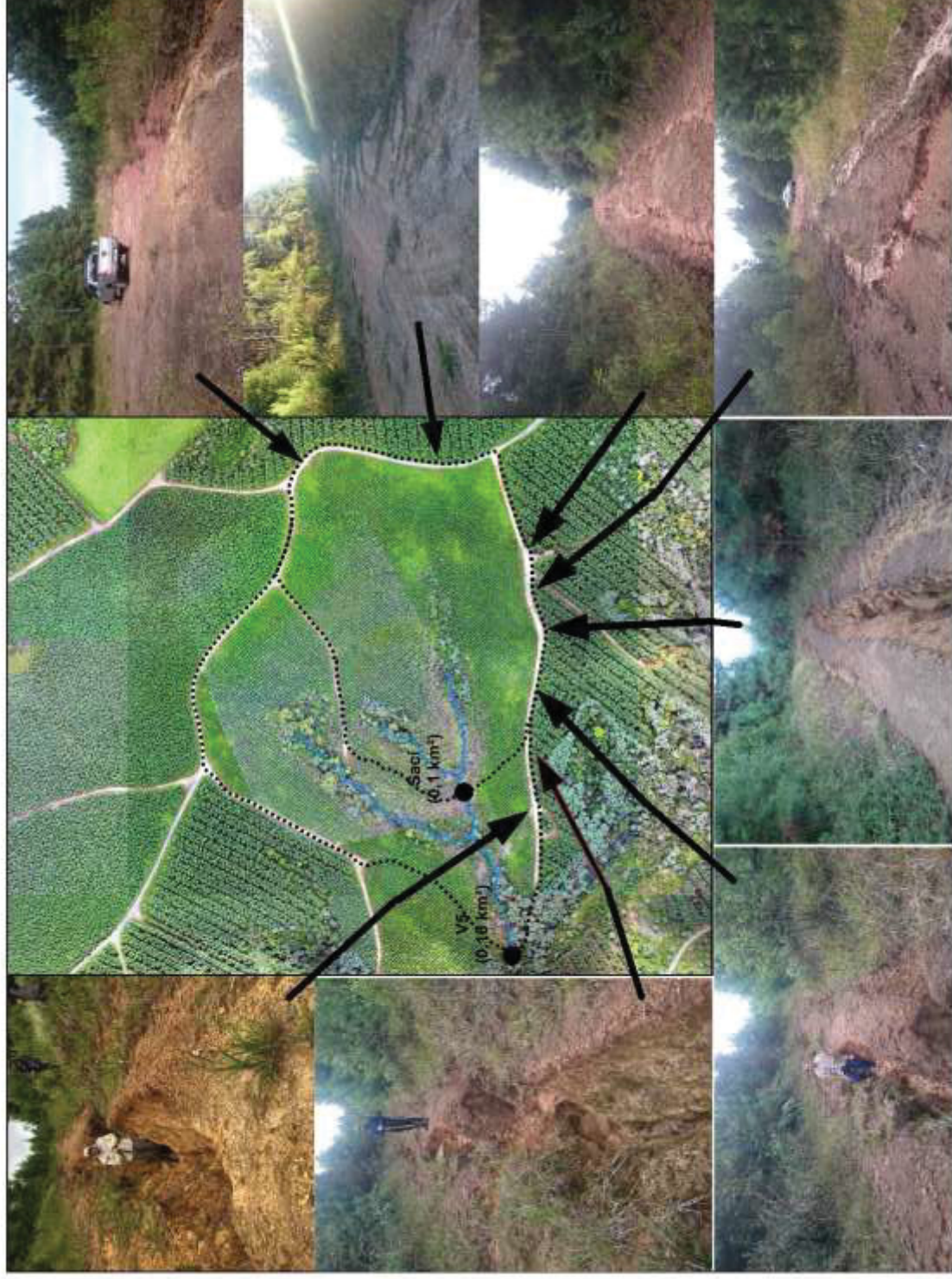
pavimentadas localizadas a montante da bacia (a direita da imagem) não possuem direta conectividade com as bacias, apresentando bom estado de conservação. A estrada localizada na porção meridional da imagem já apresentam direta conexão com o canal e com intensa concentração do fluxo de água propiciando a formação de ravinas que vão se aprofundando conforme se encaminham para jusante da bacia do rio Saci, próximo ao ponto exutório V5. O volume de água e sedimentos só conectam com a bacia do rio Saci no ponto V5 (0,18 km²), sendo o ponto Saci (0,1 km²) não influenciado diretamente por esta dinâmica das estradas não pavimentadas (Schultz, 2017).

No que se refere a geologia da área de estudo o substrato da região é formado por rochas sedimentares, como folhelhos e arenitos, pertencentes aos grupos Itararé e Guatá, do Supergrupo Tubarão (DNPM, 1986). Segundo Schneider et al., (1974), esta unidade litoestratigráfica compreende pacotes sedimentares formados em diferentes ambientes deposicionais. A parte inferior do grupo é constituída pela Formação Campo do Tenente, a intermediária pela Formação Mafra e a superior pela Formação Rio do Sul.

A Formação Mafra compõe a porção intermediária do Grupo Itararé, sendo majoritariamente constituída por arenitos brancos e amarelo-avermelhados. A deposição desta formação deu-se em condições ambientais marinhas e continentais, com influência glacial. A Formação Rio do Sul é a parte superior do Grupo Itararé, sendo a sua porção basal constituída por espesso pacote de folhelho negro (folhelho Lontras) que representa depósito marinho profundo ou prodeltaico (Castro et al., 1994).

Na bacia experimental do rio Saci, o limite inferior do solo hidrológico é dado pela camada rochosa de folhelhos. Nos vales o perfil do solo se encontra com o arenito.

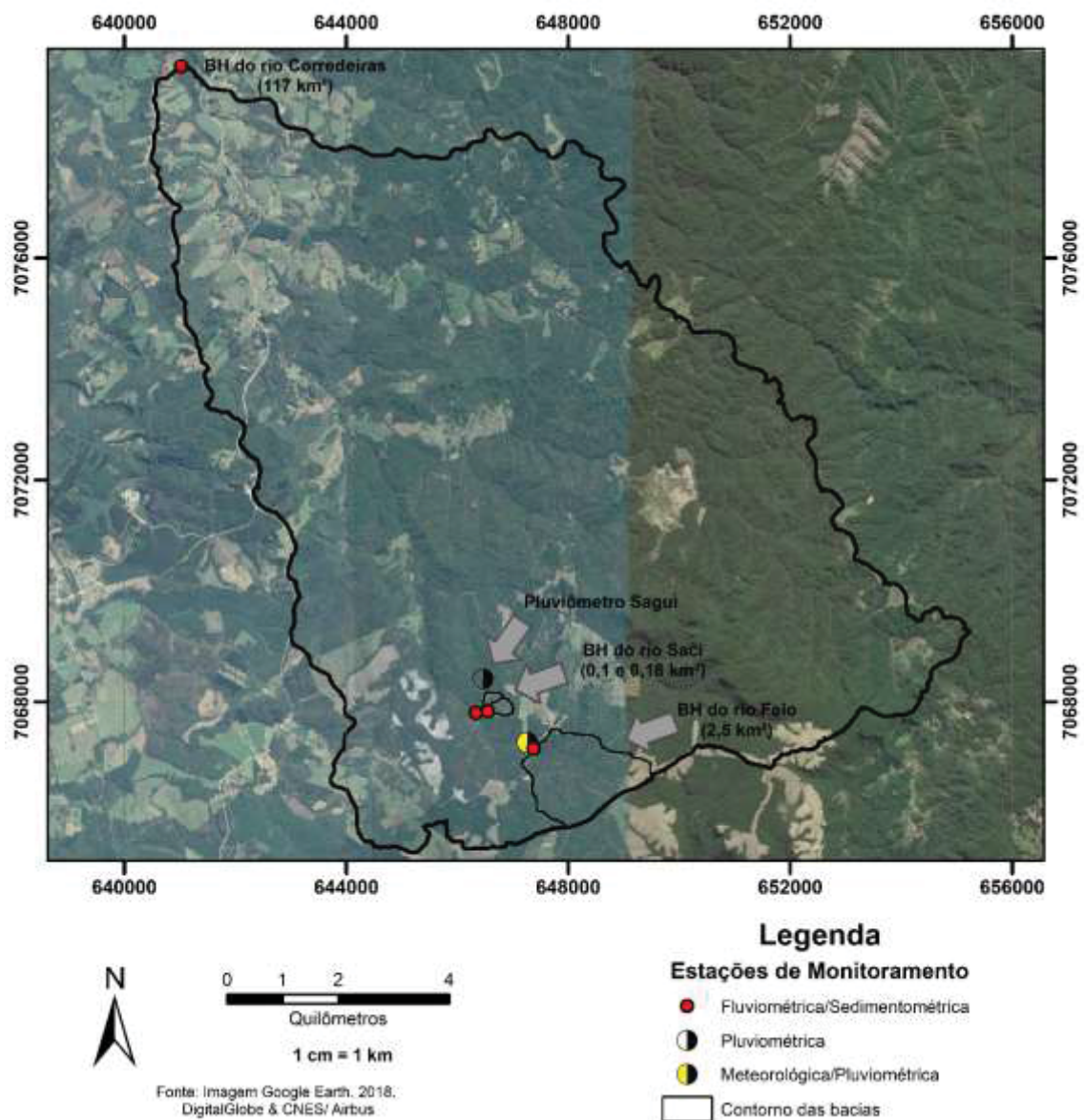
FIGURA 18 – PRODUÇÃO DE ÁGUA E SEDIMENTOS EM ESTRADAS NÃO PAVIMENTADAS NA BACIA DO RIO SACI



5.2 MONITORAMENTO E SÉRIES HIDROSEDIMENTOLÓGICAS E METEOROLÓGICAS

A FIGURA 19 localiza as estações pluviométricas, fluviométricas, sedimentométricas e meteorológica inseridas dentro da bacia do rio Corredeiras. O monitoramento nestas bacias é feito pelo Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG/UFPR).

FIGURA 19 – LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS, FLUVIOMÉTRICAS, SEDIMENTOMÉTRICAS E METEOROLÓGICA.

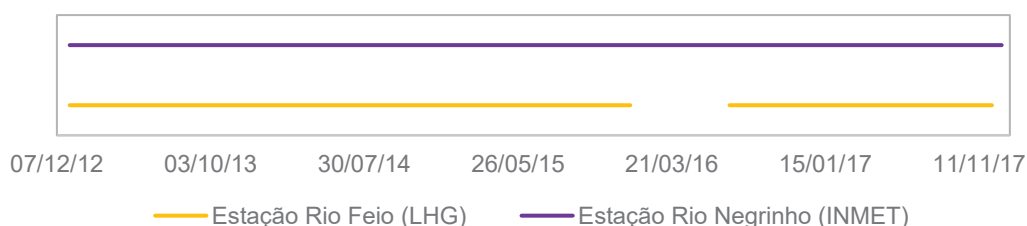


5.2.1 Meteorológica

A série meteorológica estabelecida para este estudo priorizou o uso dos dados meteorológicos do monitoramento próprio feito pelo Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG/UFPR), localizado na FIGURA 19 pelo símbolo amarelo e preto. Em casos de falha no monitoramento desta estação, o período com falha foi preenchido utilizando regressão baseada nos dados meteorológicos da estação automática de Rio Negrinho monitorada pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), que se encontra a aproximadamente 20 quilômetros de distância das bacias estudadas.

A série meteorológica consolidada para este estudo consistiu em dados diários de temperatura mínima, temperatura máxima, umidade relativa do ar, radiação solar incidente e velocidade do vento. A extensão da série meteorológica foi de 01/01/2013 a 25/12/2017, considerando os dois primeiros anos para aquecimento do modelo SWAT. Embora houvesse dados meteorológicos com resolução temporal de 10 em 10 minutos, o modelo SWAT utiliza somente dados meteorológicos em intervalo de tempo diário, desta forma, os dados foram agrupados para atender o padrão de entrada de dados no modelo. A série estabelecida e consistida para este estudo teve 86% de cobertura dada pelos dados da estação meteorológica do rio Feio (monitoramento próprio do LHG) e em 14% da série utilizou-se os dados da estação meteorológica automática de Rio Negrinho (monitoramento do INMET) (FIGURA 20).

FIGURA 20 – DISPONIBILIDADE DE DADOS METEOROLÓGICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS



Os equipamentos que compõem a estação meteorológica do laboratório de Hidrogeomorfologia consistem em: um piranômetro da marca Kipp & Zonen modelo SP Lite; termômetro e higrômetro da marca Young, modelo 41003; barômetro da marca Setra, modelo 278; e anemômetro sônico da marca Climatronics Corporation, modelo 102779.

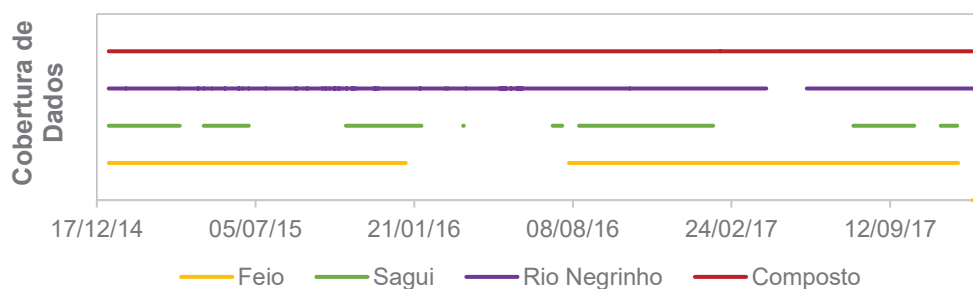
5.2.2 Pluviométrica

Quanto a série pluviométrica, esta foi estabelecida combinando dados de três pluviômetros. Dois pluviômetros (Sagui e Feio) de monitoramento próprio do LHG, e localizados dentro da bacia do rio Corredeiras (FIGURA 19). O monitoramento pluviométrico nas bacias Sagui e Feio é feito com pluviômetro de básculas WaterLOG H-340, com registro automático no intervalo de tempo de 10 minuto e resolução de 0,25 mm. O terceiro pluviômetro utilizado para compor a série é o pluviômetro de Rio Negrinho da estação automática do INMET, localizado a 20 quilômetros de distância da área de estudo.

Considerando a ocorrência de períodos de falhas em alguns dos sensores, priorizou-se a utilização dos dados do pluviômetro Feio na composição da série, pois este possui um sistema de correção da intensidade da chuva. Quando da ausência de dados neste pluviômetro, utilizou-se os dados da estação Sagui. Se as duas estações citadas falharam, utilizou-se os dados da estação automática de Rio Negrinho. A extensão da série pluviométrica também foi de janeiro de 2013 a dezembro de 2017. Os dados das estações Sagui e Feio foram agrupados para resolução temporal horária, considerando que a estação automática de Rio Negrinho só dispunha de dados horários de precipitação.

A FIGURA 21 apresenta a disponibilidade de dados de cada estação pluviométrica. A série pluviométrica utilizada teve 80% de cobertura dada pelos dados do pluviômetro do rio Feio, 3% da série utilizou os dados do pluviômetro do Sagui e 17% da série foi preenchido com os dados da estação automática de Rio Negrinho. A linha denominada “composto” refere-se a série pluviométrica utilizada que foi gerada a partir da combinação destes critérios.

FIGURA 21 – DISPONIBILIDADE DE DADOS PLUVIOMÉTRICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS



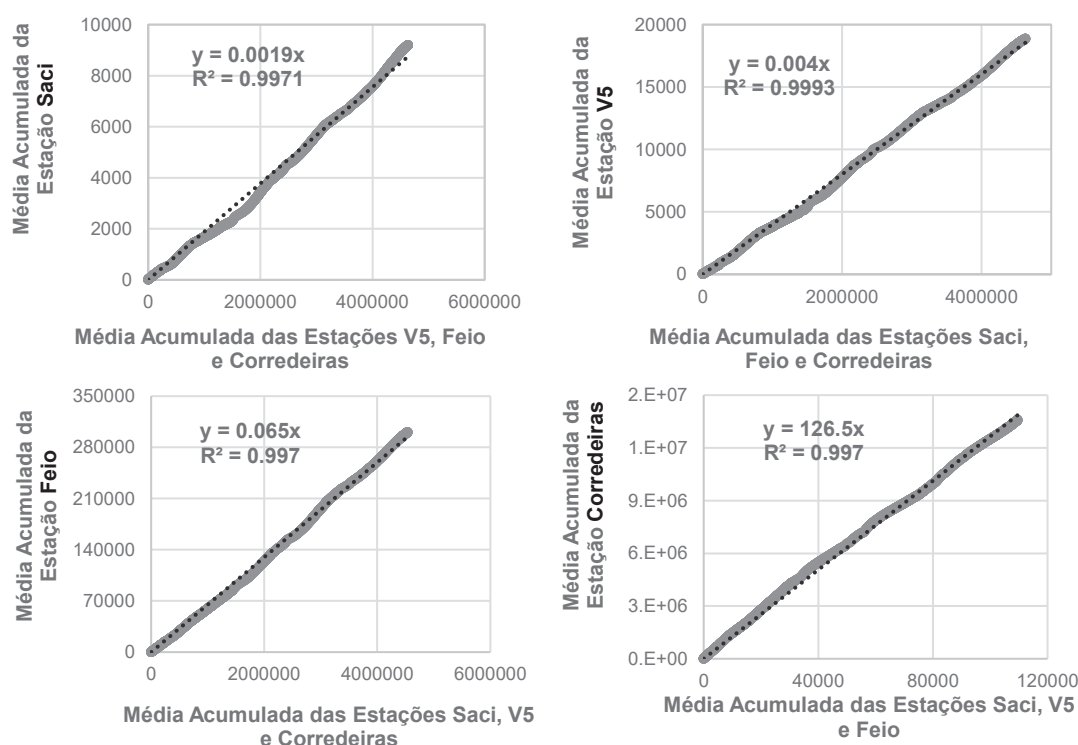
5.2.3 Fluviométrica

Quanto as séries fluviométricas, os dados monitorados consistem em séries de nível com intervalo de tempo de 10 em 10 minutos. O monitoramento das cotas foi realizado com sensores diferenciais de pressão. Esses sensores foram ligados em sistemas de *datalogger* registrando automaticamente os dados com frequência de 10 minutos. Ainda, foram realizadas leituras de régua para consistir as leituras automáticas das cotas.

A determinação das vazões líquidas para os pontos Saci (0,1 km²) e V5 (0,18 km²) foi determinada por uma estrutura composta de vertedor triangular de 90°. Para a bacia do rio Feio (2,5 km²) foi utilizado equações hidráulicas de uma estrutura de bueiro. A bacia do rio Corredeiras (117 km²) teve a vazão determinada por curva chave, considerando a relação cota x vazão. Apesar de dispor de resolução temporal de 10 em 10 minutos, os dados fluviométricos foram agrupados para séries horárias.

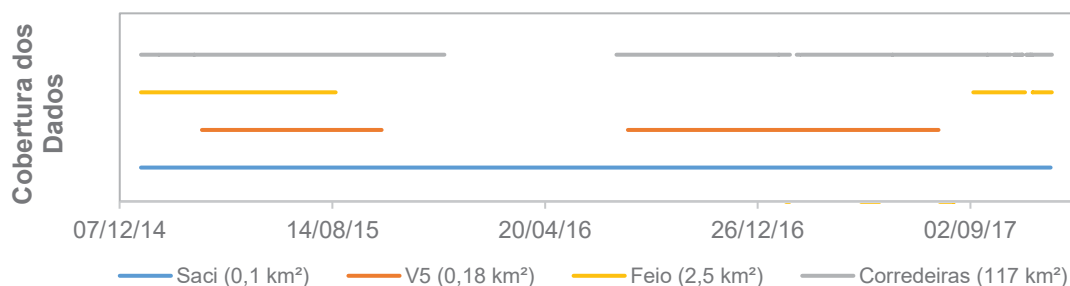
Na FIGURA 22 são apresentadas as curvas duplo-acumulativa de vazão para os quatro pontos monitorados nesta pesquisa (Saci, V5, Feio e Corredeiras). As curvas duplo-acumulativas são uma forma de consistir os dados, detectando eventuais alterações na série de dados hidrológicos. Em casos de erros sistemáticos a curva duplo-acumulativa apresentará mudança na declividade. A mudança na declividade indica que é provável que tenha havido alguma alteração na curva de descarga (p.ex.: mudanças no zero da régua ou construção de obras a jusante) (Santos *et al.*, 2001).

FIGURA 22 – CURVAS DUPLO-ACUMULATIVA DE VAZÕES DAS ESTAÇÕES CONSIDERADAS



Na FIGURA 23 é apresentada a cobertura de dados fluviométricos de cada estação. O período comum de vazões, em que os quatro pontos de monitoramento estavam funcionando simultaneamente, consistiu em cinco meses de dados, entre 13/03/2015 e 17/08/2015. Este curto período de dados em comum em todas as bacias está relacionado com a complexidade de manutenção e operação dos equipamentos, obstáculo este inerente em pesquisas experimentais.

FIGURA 23 – DISPONIBILIDADE DE DADOS FLUVIOMÉTRICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS



O ponto de monitoramento Saci (0,1 km²) teve série fluviométrica contínua em 99% do período considerado para este estudo (01/01/2015 a 25/12/2017). O ponto V5 (0,18 km²) apresentou dados em 53% deste mesmo período. A bacia do rio Feio (2,5

km²) apresentou dados em 29% da série. E a bacia do rio Corredeiras teve dados fluviométricos disponíveis em 78% da série.

5.2.4 Sedimentométrica

Quanto às séries sedimentométricas, os dados disponíveis apresentam séries sub-diárias de turbidez com frequência de 10 minutos. O monitoramento da turbidez é feito com turbidímetros da marca FTS modelo DTS-12. Esse turbidímetro possui um sistema mecânico automático de limpeza da superfície de emissão e recepção do sinal.

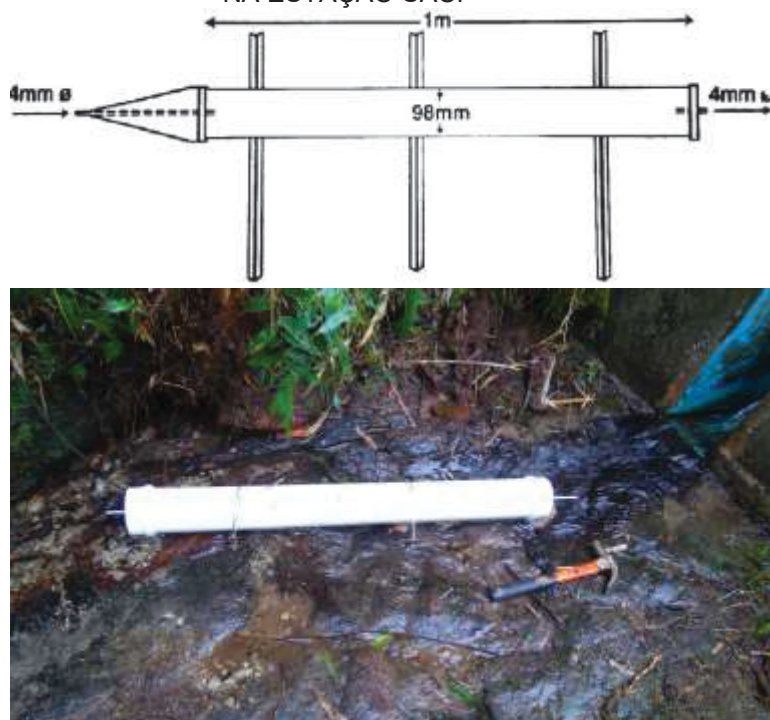
O monitoramento de turbidez apresentou maiores falhas em relação ao demais monitoramentos. A FIGURA 24 apresenta a cobertura de dados de cada estação. A estação Saci (0,1 km²) apresentou dados de turbidez em 14% da série. O ponto de monitoramento V5 (0,18 km²) teve dados monitorados de turbidez em 15% da série. O ponto Feio (2,5 km²) teve 10% de cobertura na série. A bacia do rio Corredeiras (117 km²) apresentou dados de turbidez em 4% da série. Considerando os extensos períodos de falha no monitoramento da turbidez optou-se por gerar as séries sedimentológicas através de curva de descarga sólida.

FIGURA 24 – DISPONIBILIDADE DE DADOS SEDIMENTOMÉTRICOS PARA AS ESTAÇÕES CONSIDERADAS



Para gerar as séries sedimentológicas utilizando as curvas de descarga sólida foram feitas as curvas de calibração dos turbidímetros para as bacias monitoradas. Para a calibração do turbidímetro, em todos os pontos de monitoramento foram coletados sedimentos em suspensão com amostrador de acumulação no tempo (FIGURA 25). Este tipo de amostrador acumula o material referente ao período de amostragem sendo que a amostra representa um comportamento médio.

FIGURA 25 – ESQUEMA GRÁFICO DA CONSTRUÇÃO DO AMOSTRADOR DO TIPO INTEGRADOR, EXTRAÍDO DE POLETO E MERTEN (2006), E O MESMO INSTALADO EM CAMPO NA ESTAÇÃO SACI



FONTE: Schultz (2017)

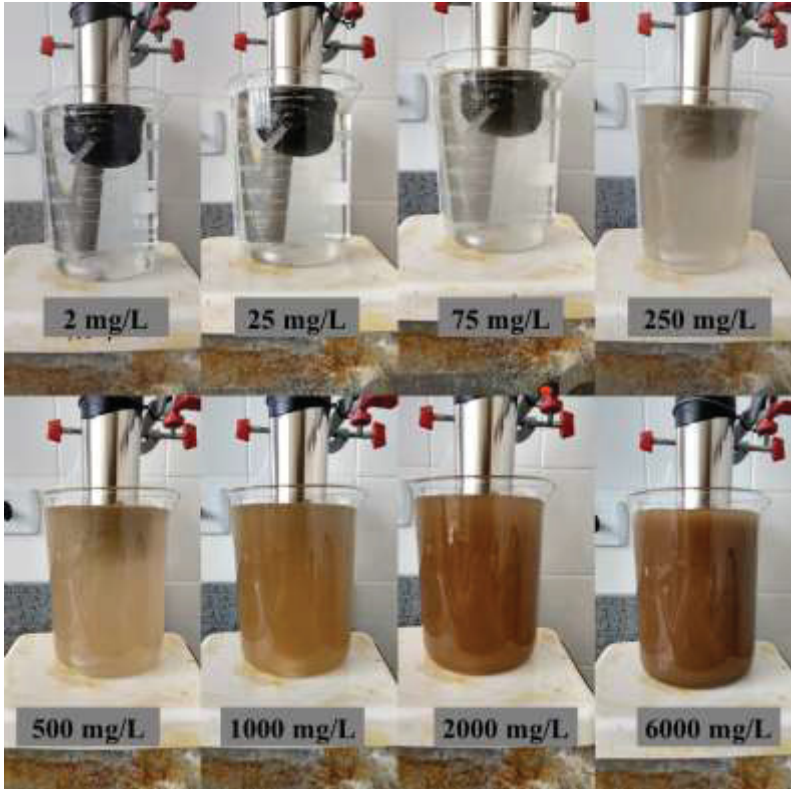
A TABELA 3 apresenta os períodos e a quantidade de material acumulado em cada amostrador do tipo integrador no tempo.

TABELA 3 – PERÍODOS E QUANTIDADE DE SEDIMENTOS ACUMULADOS NO AMOSTRADOR

Bacia	Sedimentos acumulados no amostrador (g)				
	Período 1 (02/02/2017 a 02/06/2017)	Período 2 (02/06/2017 a 21/09/2017)	Período 3 (21/09/2017 a 25/10/2017)	Período 4 (25/10/2017 a 14/11/2017)	Período 5 (14/11/2017 a 06/12/2017)
Corredeiras	-	1,9	-	0,6	5,18
Feio	-	20	0,5	-	-
V5	62	-	-	8,67	-
Saci	41,5	-	-	-	-

As amostras acumuladas foram secas em estufa a 65 °C. Após a secagem foram realizadas análises em laboratório associando a concentração de sedimentos na água com as leituras feitas pelo turbidímetro. Para cada ponto monitorado foram preparadas soluções com concentrações variando entre 2 e 6000 mg/L. As concentrações de sedimento foram adicionadas a um Becker contendo 1L contendo de água deionizada (FIGURA 26). Os sedimentos inseridos foram mantidos em suspensão por meio da utilização de agitador magnético, fazendo com que os sedimentos não decantassem no recipiente.

FIGURA 26 – PROCEDIMENTO DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO PARA A BACIA DO RIO FEIO



O resultado da calibração dos turbidímetros para cada um dos quatro pontos monitorados nesta pesquisa são apresentadas nas FIGURA 27, FIGURA 28, FIGURA 29 e FIGURA 30.

FIGURA 27 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DO PONTO SACI (0,1 km²)

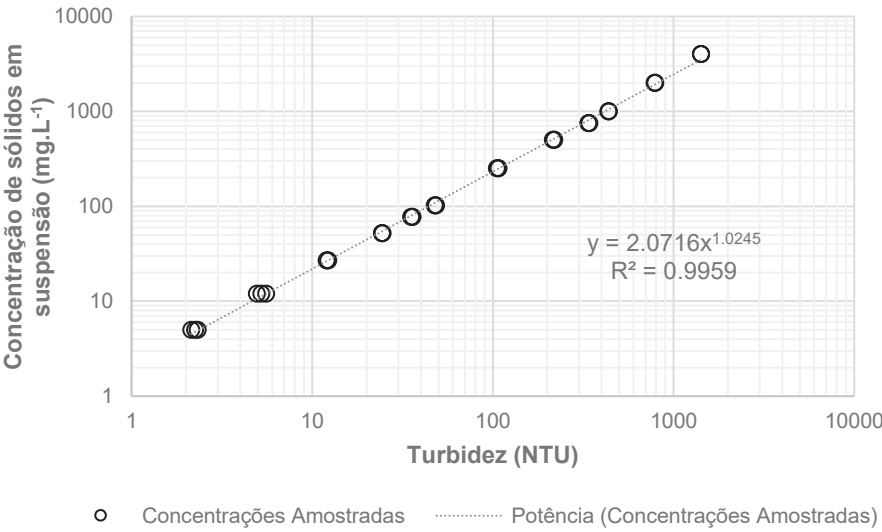


FIGURA 28 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DO PONTO V5 (0,18 km²)

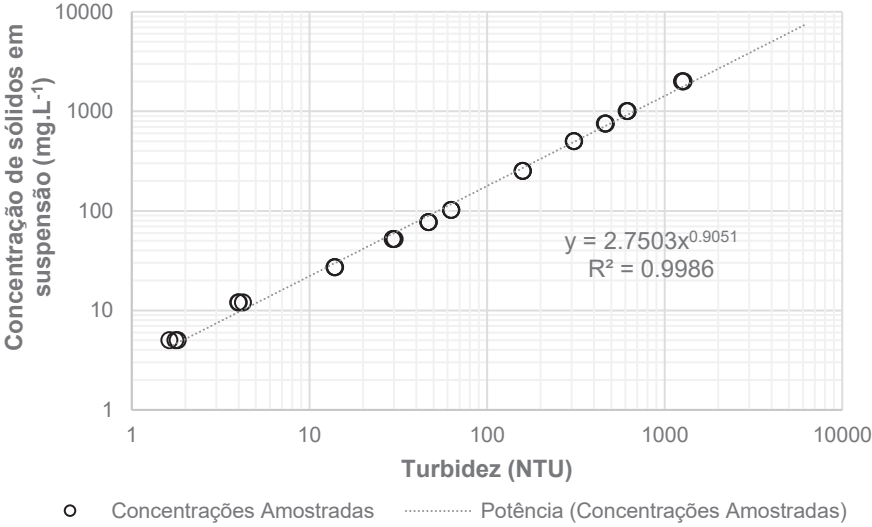


FIGURA 29 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DA BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²)

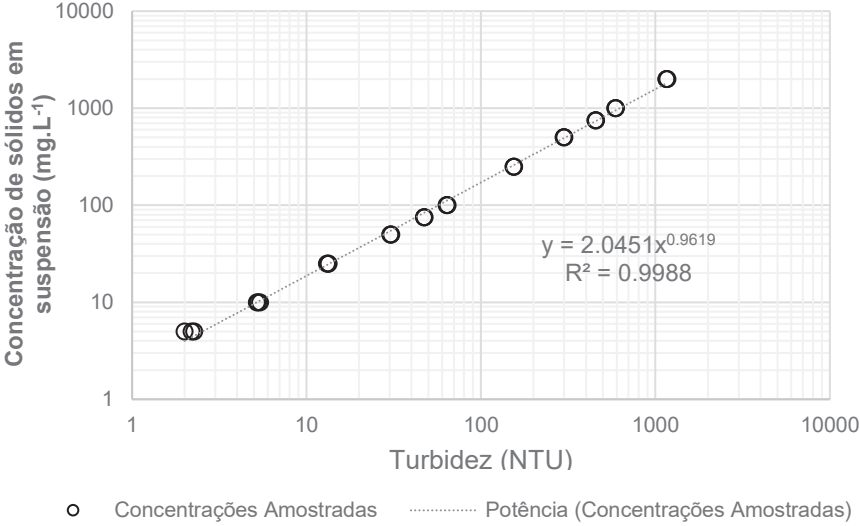
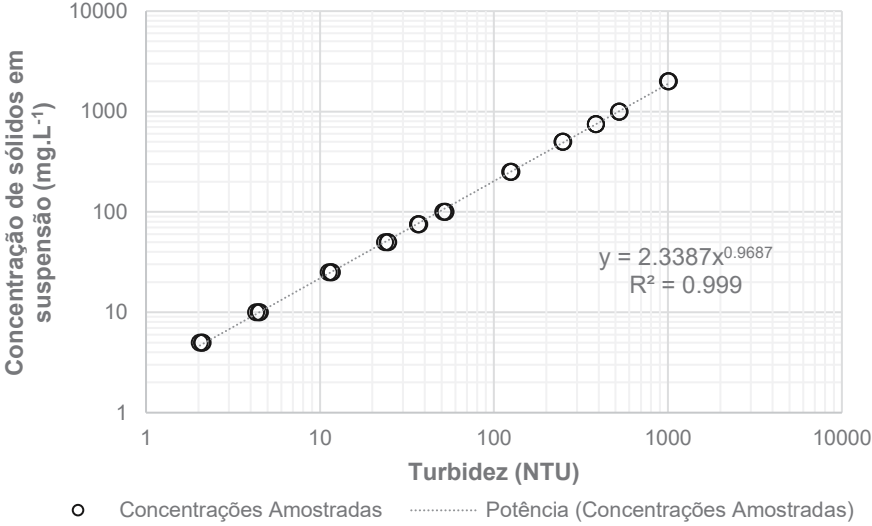


FIGURA 30 – CURVA DE CALIBRAÇÃO DO TURBIDÍMETRO DA BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²)



Com a equação gerada na regressão, os dados monitorados de turbidez (NTU) são convertidos em concentração (mg.L^{-1}), que por sua vez permite calcular a descarga sólida em suspensão ao multiplicar a concentração pela vazão (Santos *et al.*, 2001), conforme a equação:

$$Q_{ss} = Q_l \times C_{ss} \times 0,0036$$

Equação 17

Em que: Q_{ss} é a descarga sólida em suspensão (kg.h^{-1}), Q_l é a vazão líquida (L.s^{-1}), C_{ss} é a concentração de sedimentos em suspensão (mg.L^{-1} ou ppm).

A descarga sólida em suspensão representa a maior quantidade de carga sólida do canal, correspondendo de 80 a 90% de toda a descarga sólida (Carvalho, 2008).

Para gerar a curva de descarga sólida das bacias estudadas foram selecionados os períodos consistidos em que a vazão líquida e as leituras do turbidímetro funcionavam simultaneamente. Visando cobrir uma faixa maior de vazões altas a curva de descarga sólida foi elaborada utilizando dados com intervalo de tempo de 10 em 10 minutos.

Ainda, foi feita uma análise de incerteza das curvas de descarga sólida. Esta avaliação é importante considerando que a natureza da relação descarga sólida x vazão é bastante variável, desta forma, o resultado dessa correlação gera uma nuvem de valores possíveis de ocorrer na natureza. A solução analítica dada nas curvas de descarga sólida é traçar uma reta em um ajuste médio, todavia, essa solução não incorpora a grande variabilidade de valores possíveis em serem observados na natureza. Para a análise de incerteza das curvas, em cada valor de vazão observado foi feita uma análise de *box plot* dos valores de descarga sólida associados, identificando assim as características de dispersão dos dados de descarga sólida por faixa de vazão.

A análise em *box plot* permite visualizar diversos aspectos da distribuição de dados, como posição, variabilidade, assimetria e a ocorrência valores *outliers*. As arestas inferior e superior coincidem com o primeiro quartil e terceiro quartil, respectivamente. Inseridos no intervalo interquartil ($\text{IQ} = Q_3 - Q_1$) encontram-se 50% dos valores observados. Dentro do retângulo do intervalo interquartil é apresentada a mediana, ou seja, o valor que separa a metade maior e a metade menor da amostra. Alguns autores consideram que, para um conjunto de dados “bem comportados”, a maior parte das observações se situam no intervalo $[Q_1 - 1,5\text{IQ}; Q_3 + 1,5\text{IQ}]$, sendo

que este intervalo define os limites superior e inferior. Valores fora dos limites inferior e superior são potencialmente atípicos, pois apresentariam um padrão distinto do esperado para a maior parte dos dados, estes valores são os chamados *outliers* (Magalhães e Lima, 2015). Os resultados das curvas de descarga sólida, bem como a análise de incerteza destas será apresentado no item 6.1.2.

5.3 SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO

Collischonn e Tassi (2008) citam que o escoamento ou vazão total observado é resultado da soma algébrica dos escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo. Conforme apresentando por Tucci (2001) a separação dos escoamentos a partir das características do hidrograma consiste em determinar o início e o fim do escoamento superficial, a inflexão utilizada na determinação do escoamento subsuperficial e a determinação da constante de recessão e esvaziamento do aquífero.

A definição do início e fim de determinado tipo de escoamento é baseada nas características do hidrograma observado. Neste sentido, Santos (2009) afirma que o ponto de início do escoamento superficial é identificado com o crescimento da vazão após um evento de precipitação de longa duração ou alta intensidade. A determinação do ponto final do escoamento superficial e a inflexão que define o escoamento subsuperficial geralmente são definidas pelas características de recessão da bacia. O aquífero enquanto um sistema rochoso possui taxa de enchimento e esvaziamento constantes, neste sentido analisando o comportamento do hidrograma em períodos de recessão é possível determinar com regressão a constante que caracteriza o sistema hidrogeológico da área.

Para subsidiar a separação do escoamento utilizou-se como base o Filtro Automático de Separação dos Escoamentos proposto por Arnold *et al.*, (1995). Este filtro separa a vazão em duas partes: escoamento superficial e escoamento de base. A vazão é filtrada três vezes com três saídas de vazão. Este método automático de separação de escoamento utiliza a seguinte equação elaborada por Lyne e Hollick (1979):

$$q_t = \frac{B_{q_{t-1}} + (1 + \beta)}{2} (q_t - q_{t-1})$$

Equação 18

Em que: q_t é o valor filtrado da vazão no tempo t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), β é um parâmetro constante do filtro e igual a 0,925, e Q_t é a vazão no tempo t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Embora o software tenha sido elaborado para aplicação diária, mensal ou anual, bons resultados com aplicação sub-diária foram obtidos por Jeong et al., (2011) e Yang *et al.*, (2016). A vazão gerada pelo primeiro filtro de saída do *software* foi utilizada como referência para determinar a contribuição do escoamento superficial, porém ao longo da série diversas adaptações foram necessárias, pois o método nem sempre conseguiu reproduzir adequadamente a inflexão que determinava o fim do escoamento superficial.

Após a separação do escoamento superficial foi feita a separação do escoamento subterrâneo do escoamento subsuperficial. Para a separação da vazão subterrânea, considerou-se que a mesma é igual a vazão total nos períodos secos e nos períodos úmidos adotou-se o valor constante de $0,018 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ como taxa de incremento da vazão de base, valor este encontrado em Santos (2009) para o exutório da bacia do rio Saci. Este autor identificou este valor analisando as recessões de hidrogramas em que a contribuição de escoamento se dava exclusivamente pela rocha. Foi testada ainda a aplicabilidade desta mesma constante de recessão para o ponto V5 e bacias do rio Feio e Corredeiras. Os testes indicaram que a mesma constante se ajustou bem ao hidrograma das demais bacias, indicando assim poucas variações no substrato geológico da região.

A separação do escoamento foi feita apenas para o período em comum em todos os quatro pontos de monitoramento analisados neste trabalho (13/03/2015 a 17/08/2015).

5.4 APLICAÇÃO DO MODELO SWAT

Para a simulação do modelo SWAT é necessária a consolidação de uma base de dados hidroambientais, envolvendo a criação de um banco de dados espaciais e séries temporais de algumas variáveis necessárias à simulação do modelo.

Acerca dos dados espaciais são necessárias informações das variáveis: modelo digital do terreno (MDT), discretização em sub-bacias, rede hidrográfica, tipos de solo, uso e ocupação da terra e localização das estações climáticas e pluviométricas.

Os dados tabulares consistem em séries climatológicas de: temperatura máxima e mínima, umidade relativa do ar, velocidade do vento, radiação incidente e precipitação. Estas variáveis climatológicas são utilizadas para calcular a evapotranspiração.

5.4.1 Modelo digital do terreno

Quanto ao levantamento altimétrico das bacias de estudo, o MDT foi gerado com dados de pontos cotados, curvas de nível e hidrografia na escala 1:10.000 fornecido pela Prefeitura do Município de Rio Negrinho. O MDT foi gerado utilizando a ferramenta de interpolação *Topo to Raster*. A resolução do pixel deste modelo foi de 10 metros.

5.4.2 Delimitação de sub-bacias

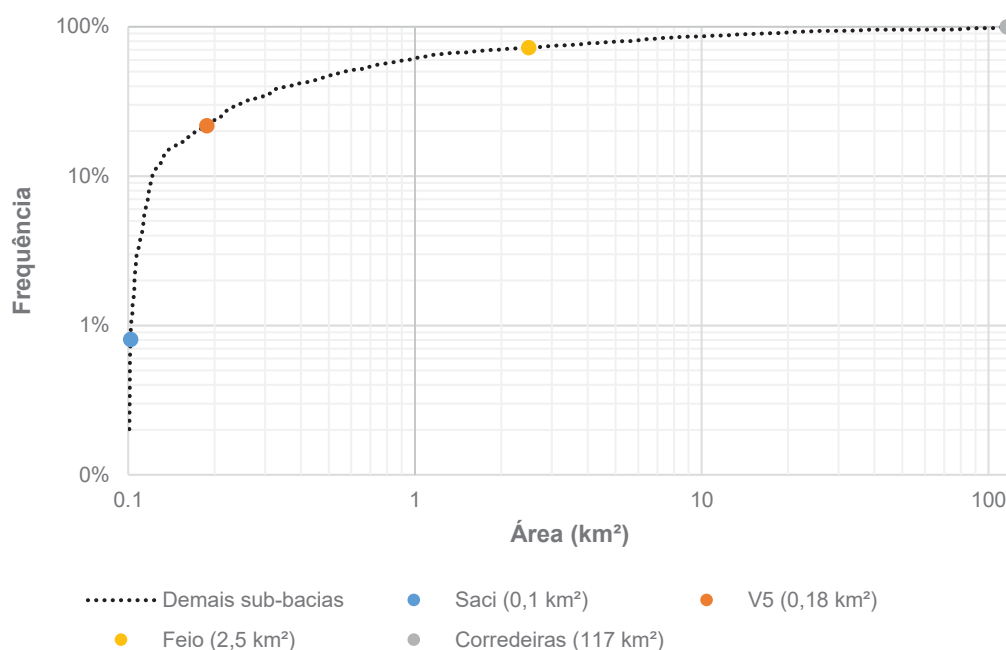
O modelo SWAT trabalha de forma distribuída fragmentando a bacia hidrográfica em sub-bacias e estas por sua vez são discretizadas em unidades de resposta hidrológica. A definição de sub-bacias pode ser feita automaticamente pelos algoritmos do SWAT ou manualmente.

Para definição das sub-bacias na bacia do rio Corredeiras foi utilizado por base um mapeamento de ottobacias, mapeamento este realizado na escala 1:10.000. Assim foi utilizado o traçado automático do modelo SWAT seguindo o contorno das ottobacias, delineando bacias de rios de primeira a quinta ordem. Sendo o ponto Saci (0,1 km²) uma bacia de primeira ordem, o ponto V5 (0,18 km²) uma bacia de segunda ordem, a bacia do rio Feio (2,5 km²) uma bacia de terceira ordem, e por fim, a bacia do rio Corredeiras (116 km²) uma bacia de quinta ordem. No total foram delimitadas 495 sub-bacias.

A frequência das áreas das sub-bacias distribuídas no espaço é apresentada na FIGURA 31. Neste trabalho, 3 sub-bacias possuem tamanho menor ou igual a 0,1 km², correspondendo as características da bacia do rio Saci. 105 sub-bacias possuem tamanho menor que 0,18 km² e maior que 0,1 km², correspondendo ao ponto V5, 252 possuem tamanho menor que 2,5 km² e maior que 0,18 km², correspondendo a bacia do rio Feio. E por fim, 135 sub-bacias possuem tamanho maior que 2,5 km² e menor que 117 km², correspondendo as características da bacia do rio Corredeiras.

Analisando a FIGURA 31 observa-se que áreas até 0,1 km² compreende 0,8% das sub-bacias inseridas no rio Corredeiras. As áreas de contribuição até 0,18 km² abrange 22% da bacia do rio Corredeiras. Bacias com área de contribuição até 2,5 km² compreendem 73% da bacia do rio Corredeiras. E por fim, bacias maiores que 2,5 km² se insere em no incremento de 27% de área restantes para totalizar os 100% da área total da bacia do rio Corredeiras.

FIGURA 31 – DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHOS DAS SUB-BACIAS E FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DOS TAMANHOS



5.4.3 Uso e cobertura da terra

O uso e cobertura da terra foi mapeado utilizando ortofotos na escala 1:10.000 para toda a extensão da bacia do rio Corredeiras. Foram identificados seis usos distintos. A representatividade de cada uso da terra mapeado já foi apresentada na TABELA 2. Na TABELA 4 é apresentado o uso da bacia vinculado ao uso inserido no modelo SWAT.

TABELA 4 – USOS DA TERRA MAPEADOS E INSERIDOS NO MODELO SWAT

Uso da terra mapeado	Uso da terra utilizado no SWAT
Agricultura	Agricultural Land-Generic
Campo	Meadow Bromegrass
Reflorestamento de <i>Pinus</i>	Pine
Floresta Nativa (Mata de Araucárias)	Forest-Evergreen
Estrada	Barren
Água	Water

5.4.4 Caracterização físico-hídrica dos solos

O modelo SWAT requer ainda dados pedológicos (ver Neitsch *et al.*, 2009). O mapeamento disponível para caracterização pedológica da área de estudo é generalizado, sendo este na escala 1:250.000, realizado em 2004 pelo EPAGRI. Este mapeamento define o solo agrônômico da área, sem conter informações físico-hídricas dos solos, informações estas necessárias para compor o banco de dados no modelo SWAT. Entende-se por solo agrônômico a classificação taxonômica do solo.

Além da caracterização do solo agrônômico é fundamental caracterizar o solo hidrológico para o entendimento dos processos de geração de escoamento (Saulnier *et al.*, 1997). O solo hidrológico é caracterizado como a camada de solo hidrológicamente ativa (Saulnier *et al.*, 1997), ou seja, a camada de solo em que ocorre o escoamento de base, sendo o limite superior a faixa mais superficial de solo ou de material intemperizado e o limite inferior a camada impermeável do solo, normalmente a rocha.

Em Santos (2009) e Schultz (2013) foi feita uma caracterização pedológica mais detalhada da bacia do rio Saci, também objeto de pesquisa deste trabalho. Santos (2009) realizou um levantamento da espessura do solo hidrológico da bacia e, ainda, para as profundidades hidrológicamente ativas foram feitas análises granulométricas e ensaios de condutividade hidráulica saturada. Em Schultz (2013) foram levantadas características pedológicas das estradas não pavimentadas. Os valores identificados nos ensaios medidos em Santos (2009) e Schultz (2013) serviram de referência para a composição do banco de dados pedológicos inseridos no modelo SWAT. As demais informações pedológicas necessárias para o modelo foram geradas utilizando o aplicativo SPAW (Saxton e Willey, 2006).

Aqui, os dados pedológicos levantados nos referidos trabalhos acima foram trabalhados em três categorias: (1) solos com alto teor de matéria orgânica nas camadas superficiais, (2) solos argilosos e, (3) solos argilosos, porém que a primeira camada do solo é estrada não pavimentada. Esta subdivisão foi realizada analisando as especificidades quanto a condutividade hidráulica saturada (FIGURA 32) e granulometria (FIGURA 33 e FIGURA 34).

FIGURA 32 – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA POR ESPESSURA DO SOLO E CATEGORIA PEDOLÓGICA

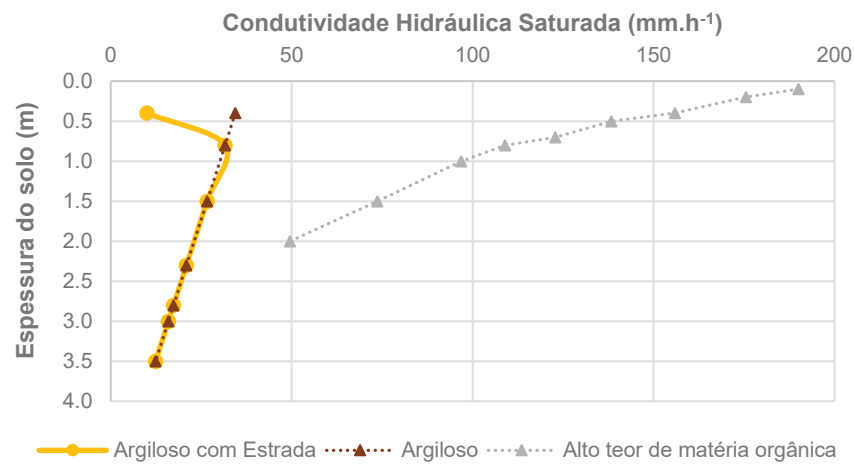


FIGURA 33 – GRANULOMETRIA UTILIZADA PARA CARACTERIZAR OS SOLOS COM ALTO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA NAS CAMADAS SUPERFICIAIS

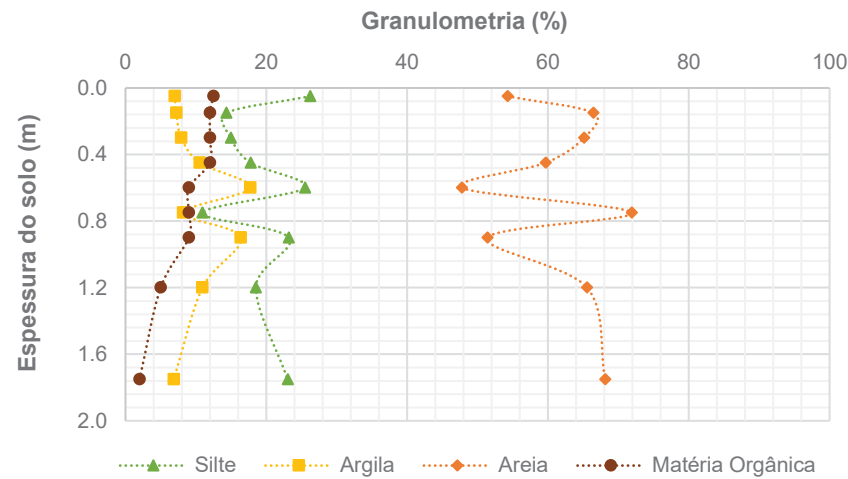
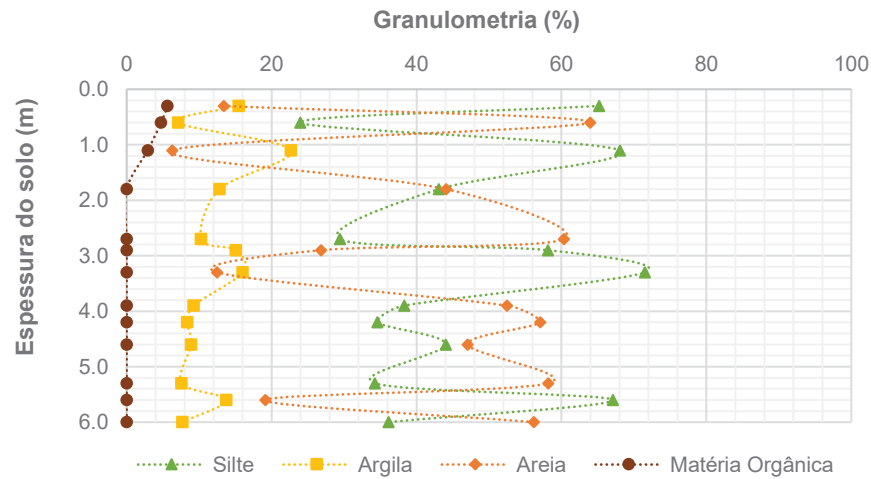
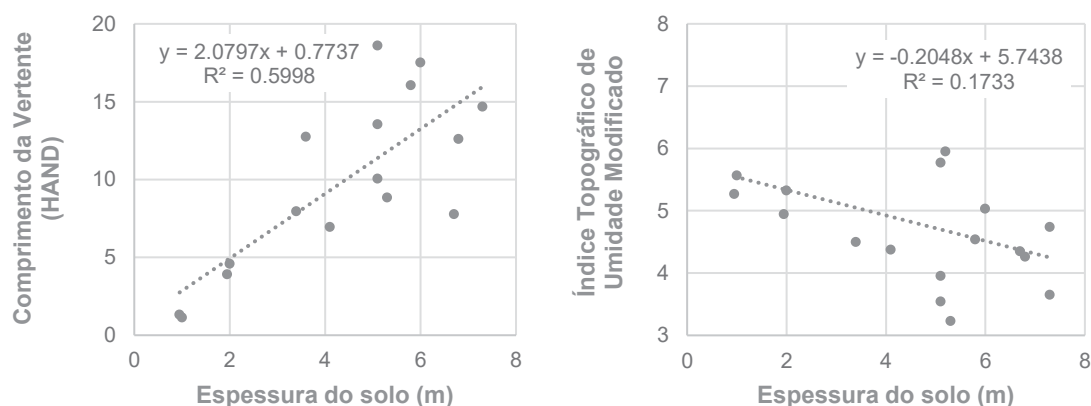


FIGURA 34 - GRANULOMETRIA UTILIZADA PARA CARACTERIZAR OS SOLOS ARGILOSOS



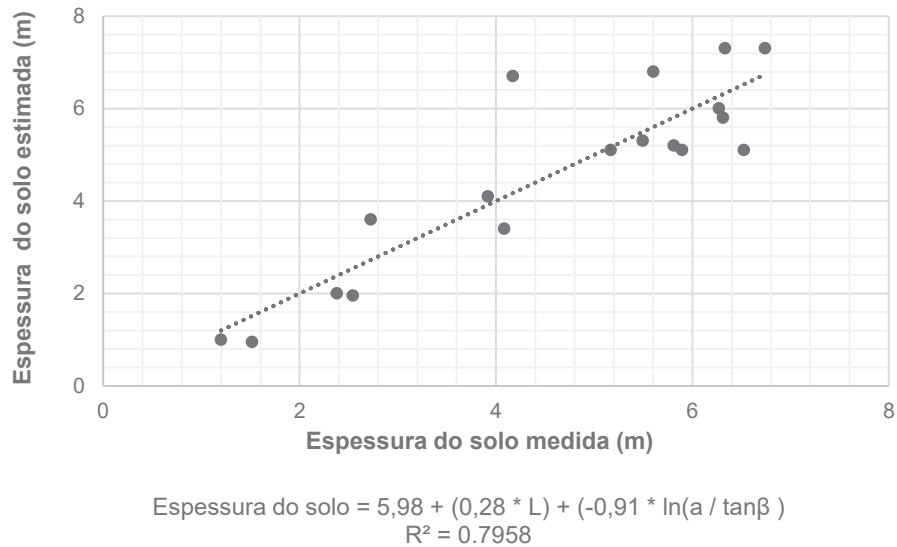
Visando determinar a espessura do solo hidrológico das demais bacias trabalhadas nesta pesquisa (Feio e Corredeiras) o trabalho de Santos (2009) apresenta ainda um método de determinação da espessura do solo hidrológico a partir da associação do comprimento de vertente com o índice topográfico de umidade. Assim, para a bacia do rio Saci foi feita a associação das profundidades do solo identificadas em 18 poços de monitoramento com os dois atributos geomorfológicos citados. O comprimento de vertente (L) foi gerado com o modelo HAND (*Height Above the Nearest Drainage*) e o índice topográfico de umidade com o aplicativo SAGA pelo índice topográfico de umidade modificado. A associação individual de cada atributo com a espessura do solo observada em campo é apresentada na FIGURA 35.

FIGURA 35 – ASSOCIAÇÃO DOS ATRIBUTOS GEOMORFOLÓGICOS COM A ESPESSURA DO SOLO OBSERVADA EM CAMPO



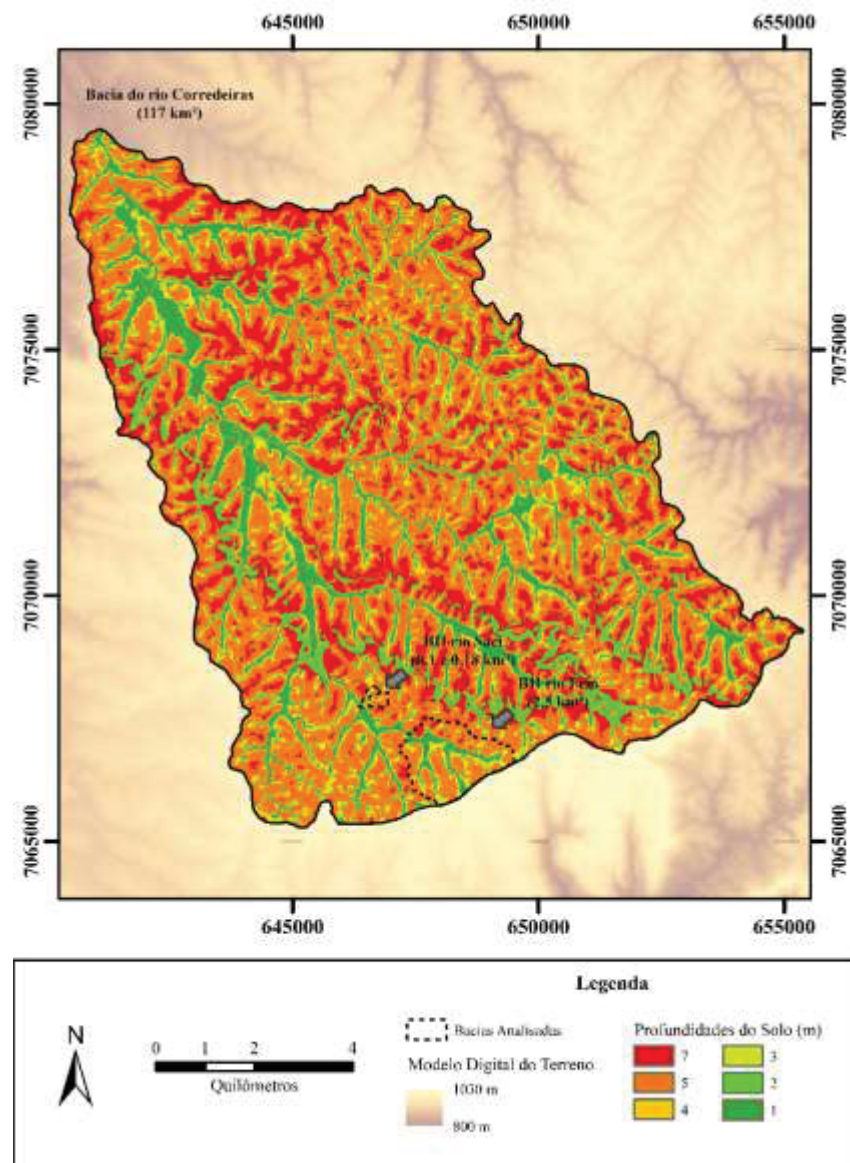
Posteriormente foi feita uma regressão dos dados associando estes dois atributos com a espessura de solo observada em campo. A equação da regressão dos dados gerou uma boa correlação ($R^2 \cong 0,8$) entre as espessuras de solo estimadas pela equação e as espessuras de solo medidas em campo (conforme apresentado na FIGURA 36).

FIGURA 36 – MODELO PARA ESTIMATIVA DA ESPESSURA DO SOLO HIDROLÓGICO



O cruzamento dos valores do índice topográfico de umidade com o comprimento da vertente, a partir da equação da análise de regressão, gerou a espacialização da espessura dos solos para toda a bacia do rio Corredeiras. Para viabilizar a utilização deste produto para as simulações no SWAT foram definidos 6 intervalos de espessuras (1, 2, 3, 5 e 7 metros e uma categoria específica para estradas não pavimentadas). A classe de espessura de 2 metros define solos localizados em altas declividades (maior que 45%). Essa distinção foi feita pensando em adequar a simulação de escoamento superficial na bacia. O produto da espacialização das espessuras de solo geradas com a equação regressão dos dados para toda a bacia do rio Corredeiras está apresentada na FIGURA 37.

FIGURA 37 – ESPACIALIZAÇÃO DAS ESPESSURAS DE SOLO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS



A TABELA 5 apresenta a representatividade de cada classe de espessura do solo para as bacias.

TABELA 5 – REPRESENTATIVIDADE DE CADA ESPESSURA DO SOLO NA ÁREA DA BACIA DO RIO CORREDEIRAS

Espessura do solo (m)	Porcentagem de área (%)			
	Saci (0,1 km²)	V5 (0,18 km²)	Feio (2,5 km²)	Corredeiras (117 km²)
1	5,6	10,6	19,4	12,9
2	-	-	0,2	4,3
3	13,7	17,3	22,5	13,3
Estradas	-	2,3	4,1	3,6
5	71,0	62,5	51,2	47,0
7	9,7	7,3	2,6	18,9

Destaca-se o uso das informações de espessura de solo (solo hidrológico), pois o modelo SWAT limita a espessura máxima no banco de solos (não podendo ultrapassar 3,5 metros). Assim, cada tipo de solo poderia ser calibrado diretamente no modelo através do parâmetro Sol_Z para adequar a espessura observada com a espessura inserida no banco de solos. Essa etapa é importante para simular adequadamente cada um dos reservatórios em que ocorre escoamento (superfície, solo e rocha).

5.4.5 Definição de HRUs

Para determinar as HRUs foi selecionada a opção de múltiplas HRUs. Em pesquisas anteriores (Schultz, 2013) foi evidenciada a relevância das estradas não pavimentadas para o escoamento e produção de sedimento. Neste sentido, é fundamental que o modelo simule este uso da terra. Para tanto, não foram feitas generalizações por porcentagem ou área na definição das HRUs. Com isto, foram geradas 11.830 HRUs distribuídas nas 495 sub-bacias que compunham a bacia do rio Corredeiras.

5.4.6 Dados tabulares

A série pluviométrica utilizada é composta por dados consistidos entre o período de 2013 a 2017. O intervalo dos dados é de 60 minutos. O ano de 2016 teve aproximadamente 8 meses de falha no monitoramento pluviométrico e fluviométrico, sendo assim, para não deixar ausente este período de dados foi utilizado o monitoramento pluviométrico da estação automática do INMET de Rio Negrinho, todavia para as séries fluviométricas e sedimentométricas este ano não será avaliado. Serão considerados apenas os períodos monitorados.

A inserção de dados climatológicos (descritos no item 5.2.1), exceto a chuva, se deu de forma complementar pois optou-se por utilizar a evapotranspiração potencial calculada através do *software* ETo Calculator (Allen *et al.*, 1998). Segundo Allen *et al.*, (1998) o ETo Calculator é um método fisicamente baseado que incorpora parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos. Este *software* utiliza os dados climatológicos: temperatura máxima e mínima, umidade relativa do ar, velocidade do vento, radiação incidente, para calcular através da equação de Penman-Monteith

modificada a evapotranspiração potencial (PET), conforme apresentado na Equação 19.

$$ET_o = \frac{0.408 * \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} * U_2 * (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 * U_2)}$$

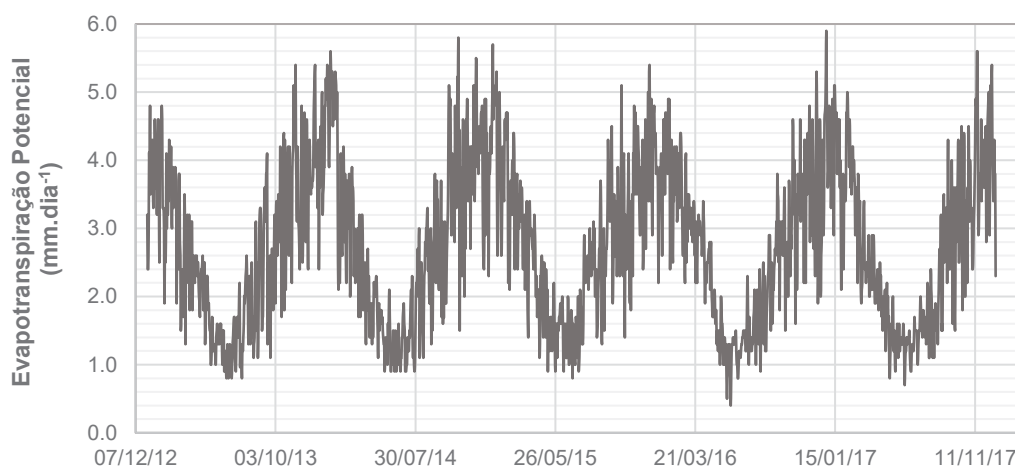
Equação 19

Em que: ET_o é a evapotranspiração potencial calculada (mm.dia^{-1}), Δ é o gradiente de declividade da curva de pressão de vapor de saturação ($\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$), R_n é a radiação líquida na superfície ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), G é a densidade de fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$), T é a temperatura média diária do ar aos dois metros de altura ($^{\circ}\text{C}$), U_2 é velocidade do vento a dois metros de altura (m.s^{-1}), e_s é a pressão de vapor de saturação (kPa) e e_a é a pressão de vapor atual (kPa).

Embora o SWAT possibilite a utilização da equação de Penman-Monteith para calcular a evapotranspiração, o modelo apresentava valores subestimados desta variável. Este problema foi superado a partir da utilização da PET calculada pelo ETo Calculator.

O cálculo de evapotranspiração potencial pelo *software* citado resultou na estimativa de aproximadamente 1.000 milímetros de evapotranspiração potencial por ano. A FIGURA 38 apresenta a sazonalidade da evapotranspiração calculada pelo ETo Calculator e utilizada para as simulações com o SWAT.

FIGURA 38 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL CALCULADA COM O ETO CALCULATOR



5.5 AVALIAÇÃO DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES

A fim de avaliar a eficiência da calibração foi feita a análise do hidrograma e também foram utilizados testes estatísticos, conforme a literatura. Diversas são as funções objetivo que permitem avaliar a qualidade das simulações para reproduzir as condições observadas em campo, dentre os principais testes serão utilizados para avaliação da série simulada de vazão e sedimento: Nash-Sutcliffe, R^2 , PBIAS e RSR (Moriasi *et al.*, 2007).

Segundo Nash e Sutcliffe (1970) o coeficiente que leva seus nomes é uma estatística normalizada que determina a relativa magnitude da variância residual (ruído) comparado com a variância dos dados medidos (informação). O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe varia entre $-\infty$ e 1, sendo 1 o valor ótimo. Este coeficiente vem sendo amplamente utilizado em pesquisas hidrológicas e sedimentológicas, sendo considerado por Sevat e Dezetter (1991) a melhor função objetivo para avaliar o ajuste do hidrograma. Moriasi *et al.*, (2007) citam que valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe entre 0,65 e 0,75 indicam um ótimo justo do modelo. No entanto, Jeong *et al.*, (2010) afirmam que para simulação sub-diária os valores deste coeficiente podem ser menores que 0,65, considerando que a performance do modelo piora conforme o intervalo de tempo diminui. O coeficiente de Nash-Sutcliffe é definido por:

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{medio})^2} \right]$$

Equação 20

Em que: Y_i^{obs} é a variável monitorada sendo avaliada, Y_i^{sim} é a variável simulada sendo avaliada e Y_i^{medio} é a média dos dados observados.

O quadrado do coeficiente de correlação de Pearson, também conhecido como de coeficiente de determinação ou R^2 , é uma medida da proporção da variabilidade em uma variável que é explicada pela variabilidade da outra. O R^2 varia entre 0 e 1, indicando o quanto o modelo simulou valores que conseguem se ajustar aos valores observados. Quanto maior o R^2 , mais explicativo é modelo e melhor ele se ajusta à amostra.

Outra função objetivo utilizada para avaliação do ajuste simulado pelo modelo é o *Percent bias* (PBIAS), ou percentual de tendência, esta função mede a tendência média dos dados simulados em serem maiores ou menores que os valores observados (Gupta *et al.*, 1999). O valor ótimo para o PBIAS é 0, quanto mais próximo

deste valor, maior acurácia obteve a simulação do modelo. Valores positivos de PBIAS indicam que o modelo superestimou os valores enquanto valores negativos indicam uma subestimativa do modelo (Gupta *et al.*, 1999). Conforme Moriasi *et al.*, (2007) valores de PBIAS $<\pm 15$ indicam um bom ajuste do modelo. O PBIAS é calculado por:

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim}) * 100}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs})} \right]$$

Equação 21

Por fim, a última função objetivo utilizada na análise do hidrograma e sedimentograma será a razão entre o erro padrão médio e o desvio padrão dos dados observados (RSR). Singh *et al.*, (2004) indicam que quanto mais próximo a zero der o valor do RSR, melhor a performance do modelo. O RSR incorpora os benefícios dos índices estatísticos de erro e inclui um fator de normalização (Moriasi *et al.*, 2007). Segundo Moriasi *et al.*, (2007) valores de RSR entre 0 e 0,5 indicam um ótimo ajuste do modelo. A equação que determina o valor de RSR é dada por:

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\left[\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2} \right]}{\left[\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{médio})^2} \right]}$$

Equação 22

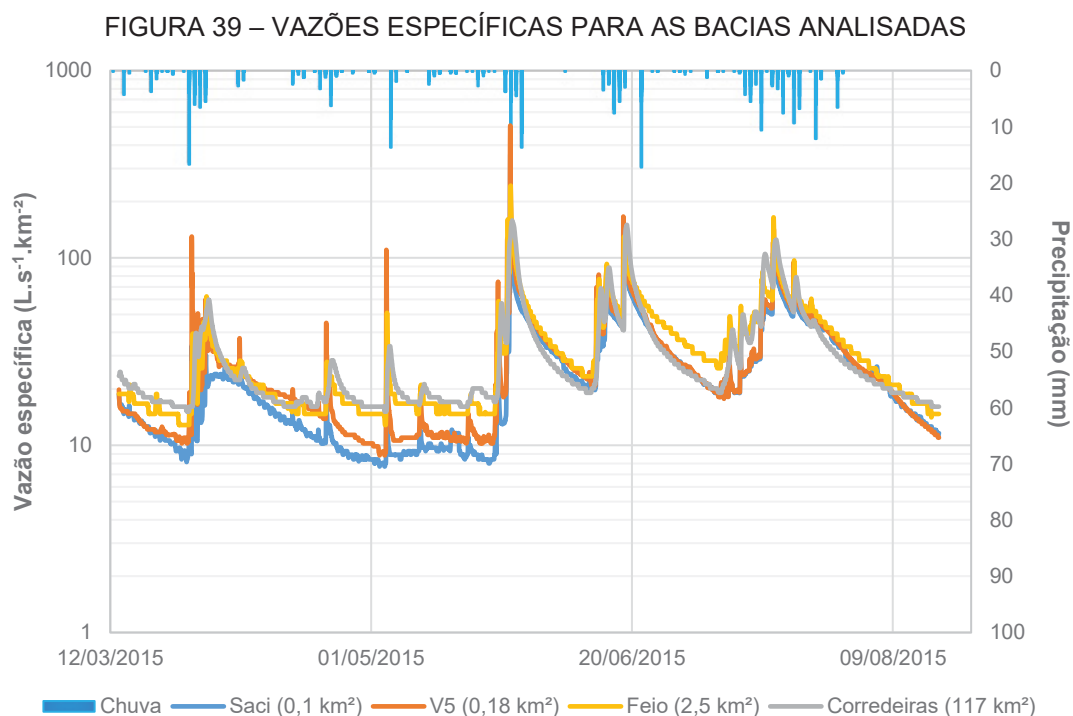
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 EFEITO DE ESCALA SOBRE DADOS MONITORADOS

Para analisar o efeito de escala sobre os dados observados foi utilizado somente o período em comum de dados em todas as bacias monitoradas (13/03/2015 a 17/08/2015).

6.1.1 Efeito de escala sobre processos hidrológicos em bacias monitoradas

A FIGURA 39 apresenta as vazões específicas das bacias monitoradas. Destacam-se a rápida ascensão dos picos de vazão nos pontos V5 e rio Feio. Em geral, os picos do ponto V5 maiores que no ponto Feio. Aqui sugere-se a direta conectividade das estradas não pavimentadas contribuindo com o aumento imediato da vazão, fazendo com que os picos nestes pontos monitorados sejam maiores que os picos identificados nas demais bacias.



Apesar de estar contido na mesma bacia do rio Saci, no ponto Saci (0,1 km²) a mesma tendência de alta vazão específica não é identificada, pois o local em que a contribuição da estrada não pavimentada converge localiza-se a jusante do ponto de monitoramento Saci, com 0,1 km² (Schultz, 2017). Na FIGURA 39 observa-se ainda a

tendência geral do ponto Saci possuir os menores valores de vazão específica, e que em períodos de estiagem as vazões específicas na bacia do rio Saci, pontos Saci e V5, se aproximam. O ponto de monitoramento Corredeiras (117 km²) tem valores intermediários em relação as demais bacias e apresenta também menor variabilidade temporal.

A FIGURA 40 reforça o exposto de que as estradas não pavimentadas influenciam a dinâmica hidrológica dos pontos V5 e Feio, sobretudo durante eventos de precipitação. A FIGURA 40 apresenta imagens registradas durante um evento de chuva na bacia do rio Feio. A estação de monitoramento hidrossedimentológico nesta bacia localiza-se imediatamente a esquerda da primeira imagem. Mesmo em eventos de pouco volume, as características de baixa infiltração das estradas, faz com que a produção de água e sedimentos ao canal seja rápida, pela proximidade e conectividade com o canal de drenagem.

FIGURA 40 – PRODUÇÃO DE ÁGUA E SEDIMENTOS EM ESTRADAS NÃO PAVIMENTADAS NA BACIA DO RIO FEIO

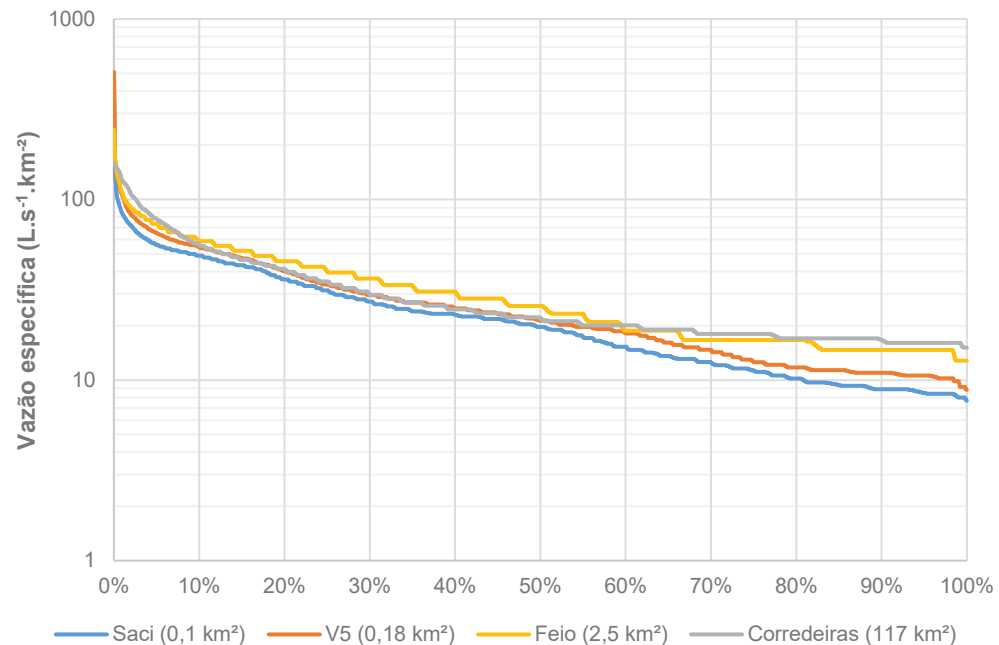


Na FIGURA 41 é apresentada a curva de permanência das vazões específicas para as bacias monitoradas. Esta avaliação é relevante para identificar a resposta hidrológica conforme o predomínio da contribuição de cada tipo de reservatório (superfície, solo ou rocha).

Reforça-se o agrupamento em vazões específicas altas dos pontos V5 e Feio, até a frequência 1% estes pontos apresentam vazão específica quase igual. A partir da frequência 1% até meados de 7% a bacia Corredeiras possui maiores vazões específicas. Nesta faixa entre 1 e 7% é observado um escalonamento das vazões específicas que coincide com o tamanho das bacias, desta forma, a bacia do rio Corredeiras tem maior vazão específica que a bacia do rio Feio, que por sua vez tem

maior vazão específica que a bacia do rio Saci, nos pontos V5 e Saci, respectivamente.

FIGURA 41 – CURVA DE PERMANÊNCIA DAS VAZÕES ESPECÍFICAS DAS BACIAS MONITORADAS



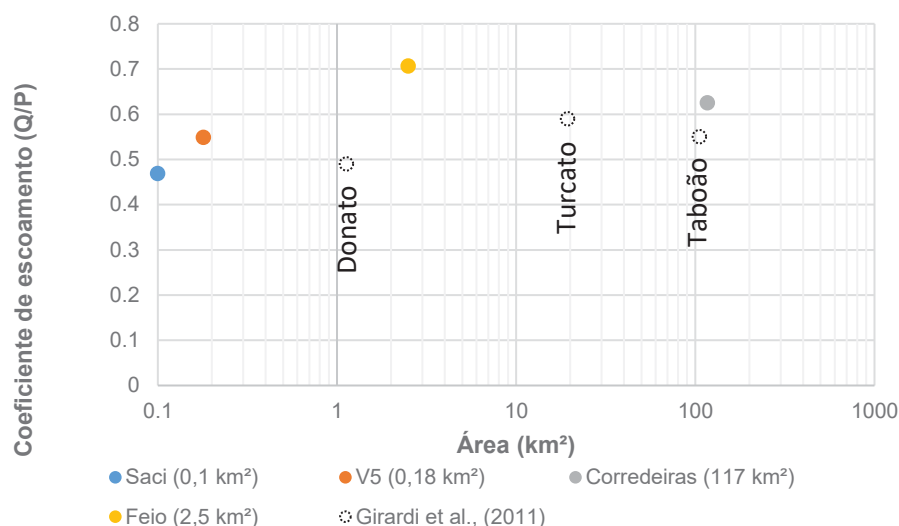
A partir da frequência 10% até aproximadamente 60% a bacia do rio Corredeiras produz respostas hidrológicas semelhantes a bacia V5. E neste intervalo de 10% a 60% a bacia do rio Feio produz as maiores vazões específicas. O ponto Saci (0,1 km²) possui, em geral, menor vazão específica ao longo da série analisada.

A partir da q60 nota-se um distanciamento mais pronunciado das curvas, vazões. As vazões específicas baixas sugerem, pontos com maior similaridade entre si em termos do sistema rochoso que controla as vazões de estiagem, as bacias do rio Corredeiras e Feio tendem a se aproximar entre si, e outra tendência de aproximação é verificada nos pontos V5 e Saci.

Na FIGURA 42 é apresentado o coeficiente de escoamento $\left(\frac{Q}{P}\right)$ para as bacias estudadas e a associação com os resultados apresentados em Girardi *et al.*, (2011). A tendência identificada na FIGURA 42 indica que o coeficiente de escoamento aumenta com a área da bacia, até o limite de 2,5 km². A bacia do rio Corredeiras (117 km²) apresentou um decréscimo em relação aos valores encontrados para a bacia do rio Feio (2,5 km²). Em Girardi *et al.*, (2011), estudando três bacias hidrográficas no Rio Grande do Sul, os resultados encontrados por estes autores apontam que o

coeficiente de escoamento aumenta entre as bacias Donato (1,16 km²) e Turcato (19,4 km²) e diminui para a bacia Taboão (105,4 km²). Esta abordagem comparativa entre os dois estudos é relevante pois cada um cobre uma faixa de áreas distinta.

FIGURA 42 – COEFICIENTE DE ESCOAMENTO DAS BACIAS MONITORADAS E COMPARAÇÃO COM OS RESULTADOS DE GIRARDI ET AL., (2011)



A separação dos diferentes processos de geração de escoamento foi feita para a série de dados em comum (13/03/2015 a 17/08/2015) nas bacias analisadas. A desagregação em diferentes tipos de escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo) nas bacias é apresentada na FIGURA 43, FIGURA 44, FIGURA 45 e FIGURA 46.

O comportamento do escoamento subsuperficial no rio Corredeiras é diferente das demais bacias. Isso decorre pela diferença de escala, sendo que na bacia de maior área de contribuição o hidrograma reflete um comportamento médio e defasado no tempo em relação às bacias menores. No entanto, destaca-se que o método utilizado para definição do ponto final da recessão do escoamento superficial foi o mesmo em todas as bacias.

FIGURA 43 – SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA A BACIA DO RIO SACI (0,1 km²)

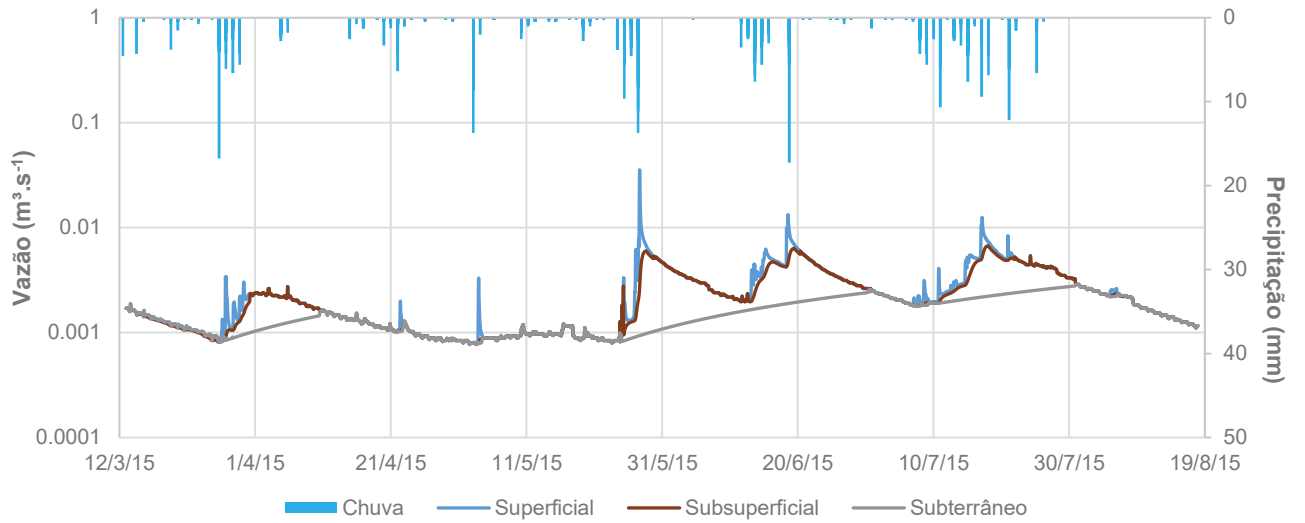


FIGURA 44 – SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA O PONTO V5 (0,18 km²)

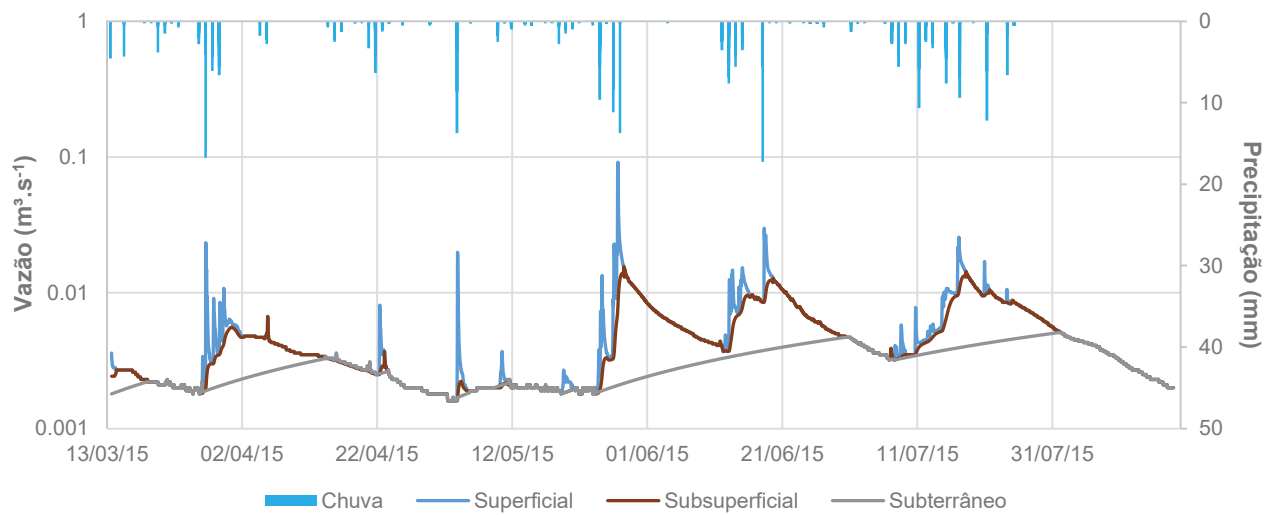


FIGURA 45 - SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA A BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²)

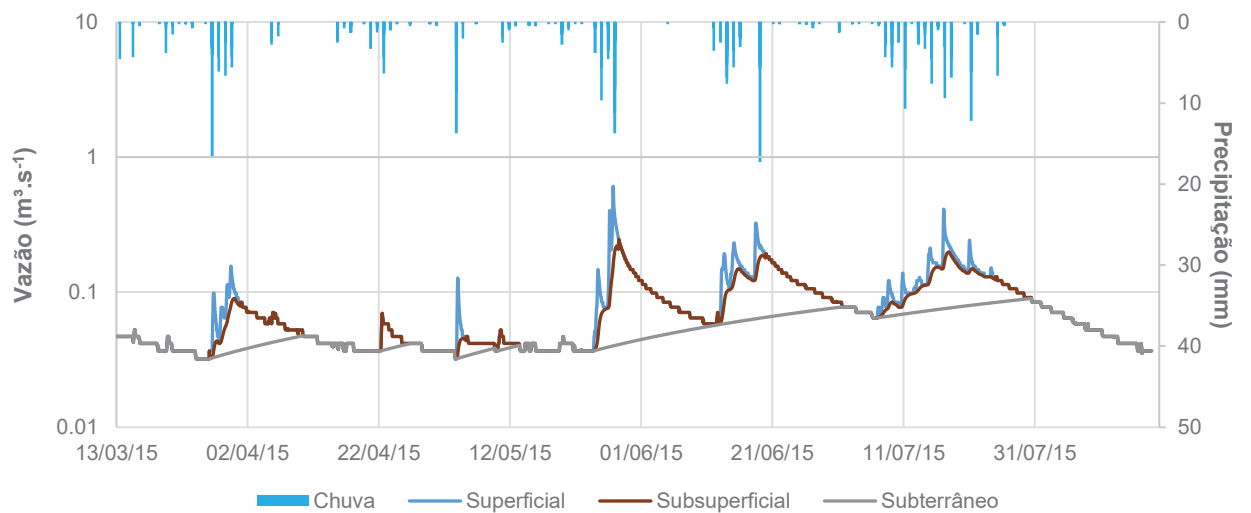
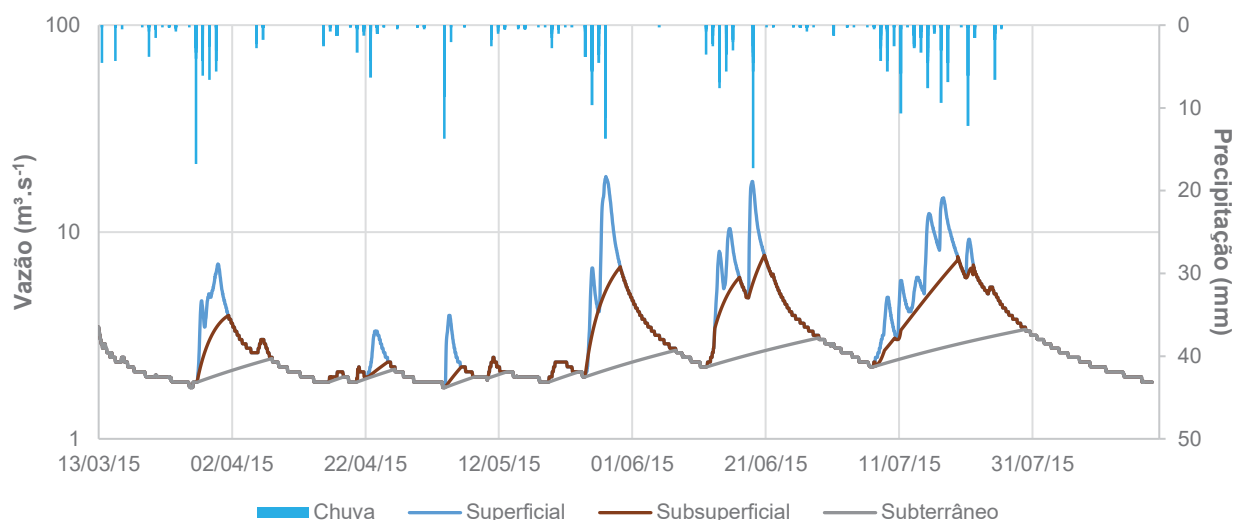


FIGURA 46 – SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²)

A TABELA 6 apresenta a vazão específica e representatividade de cada tipo de escoamento sobre a vazão total monitorada, para o período comum, nas bacias do rio Saci (pontos Saci e V5), do rio Feio e do rio Corredeiras.

Verificou-se a tendência geral de manter quase constante a representatividade do escoamento subterrâneo em todas as bacias (variando entre 59% e 65%), considerando que foi utilizada a mesma constante de recessão para todas as bacias. Ainda, a tendência geral do escoamento subsuperficial foi de decair com a diminuição da escala espacial, isso em função da diminuição da espessura média dos solos. No que se refere ao escoamento superficial a tendência observada apresentou aumento do escoamento superficial com o aumento da área da bacia.

TABELA 6 – REPRESENTATIVIDADE (%) DE CADA PROCESSO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SOBRE A VAZÃO TOTAL

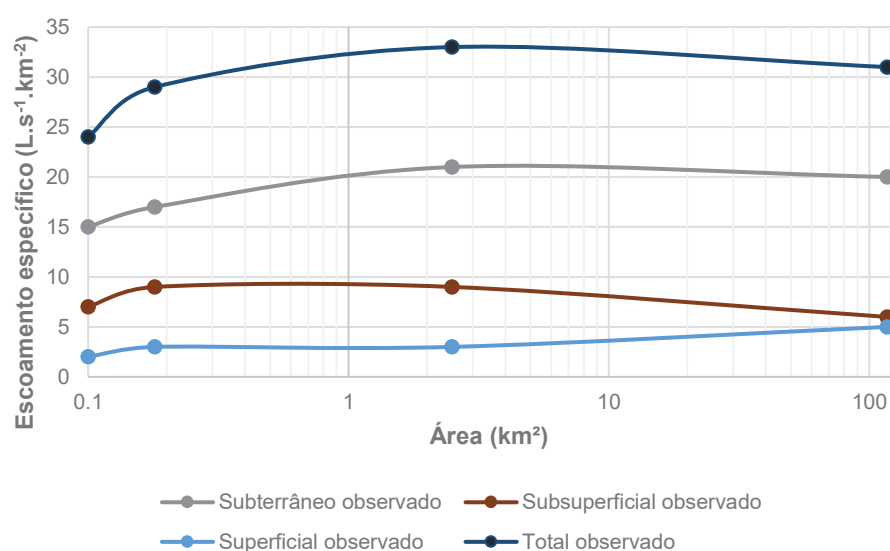
Processo de Geração de Escoamento	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio (2,5 km ²)	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)		
Escoamento Subterrâneo (L.s ⁻¹ .km ⁻²)	15 (62%)	17 (59%)	21 (65%)	20 (65%)
Escoamento Subsuperficial (L.s ⁻¹ .km ⁻²)	7 (30%)	9 (31%)	9 (27%)	6 (20%)
Escoamento Superficial (L.s ⁻¹ .km ⁻²)	2 (8%)	3 (9%)	3 (8%)	5 (15%)
Escoamento Total (L.s ⁻¹ .km ⁻²)	24 (100%)	28 (100%)	33 (100%)	31 (100%)

A representatividade e as séries de vazões geradas com a separação de cada tipo de escoamento foram utilizadas posteriormente para auxiliar na calibração do modelo, sendo avaliada a saída de cada tipo de escoamento nas simulações até ser

obtida uma distribuição dos tipos de escoamento similar as identificadas na separação de escoamento.

A FIGURA 47 apresenta a vazão específica em cada processo de geração de escoamento. O escoamento subterrâneo é a que mais se aproxima da tendência do escoamento total, considerando que o escoamento subterrâneo é o processo de geração de escoamento com maior representatividade em todas as bacias monitoradas e analisadas neste estudo.

FIGURA 47 – VAZÃO ESPECÍFICA DE CADA PROCESSO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO



6.1.2 Efeito de escala sobre processos sedimentológicos em bacias monitoradas

Conforme descrito no item 5.2.4, este trabalho optou por utilizar curvas de descarga sólida para gerar as séries sedimentológicas das bacias. Complementando as curvas de descarga sólida foi feita uma análise de incerteza destas.

A natureza da relação entre a descarga sólida e a vazão é bastante variável, desta forma, o resultado dessa correlação gera uma nuvem de valores possíveis de ocorrer na natureza. A solução analítica dada para definir as curvas de descarga sólida nesta nuvem de pontos é traçar uma linha em um ajuste médio, todavia, essa solução não incorpora a grande variabilidade de valores passíveis em serem observados na natureza.

Conforme o fluxograma de Ludwig e Probst (1996), apresentado na FIGURA 7, a vazão explica 70% da produção de sedimentos, os demais 30% são explicados por outros fatores como: vegetação, declividade, erodibilidade do solo, entre outros.

Estes diversos fatores atuando na dinâmica sedimentológica da bacia propiciam que a relação descarga sólida x vazão se disponha em uma nuvem de pontos. Desta forma, a estrita análise da descarga sólida em função da vazão suprime 30% da variabilidade existente na produção de sedimentos associada a outros fatores.

A análise de incerteza das curvas de descarga foi pensada considerando a relevância da série sedimentológica estabelecida não ser explicada unicamente pela vazão, mas levar em consideração a dispersão dos dados de descarga sólida em função das demais variáveis que também influenciam a dinâmica sedimentológica das bacias, sobretudo nas bacias de menor dimensão, como a bacia do rio Saci. Nesta bacia, as características de relevo, solo e precipitação são importantes fatores que controlam a dinâmica hidrossedimentológica, não tendendo para um comportamento médio como ocorrem em bacias de maior extensão. Cerdan *et al.*, (2004) citam que em grandes bacias vários fatores mudam e todos têm pequeno controle sobre a dinâmica hidrossedimentológica, pois grandes áreas incorporam as heterogeneidades das bacias a montante.

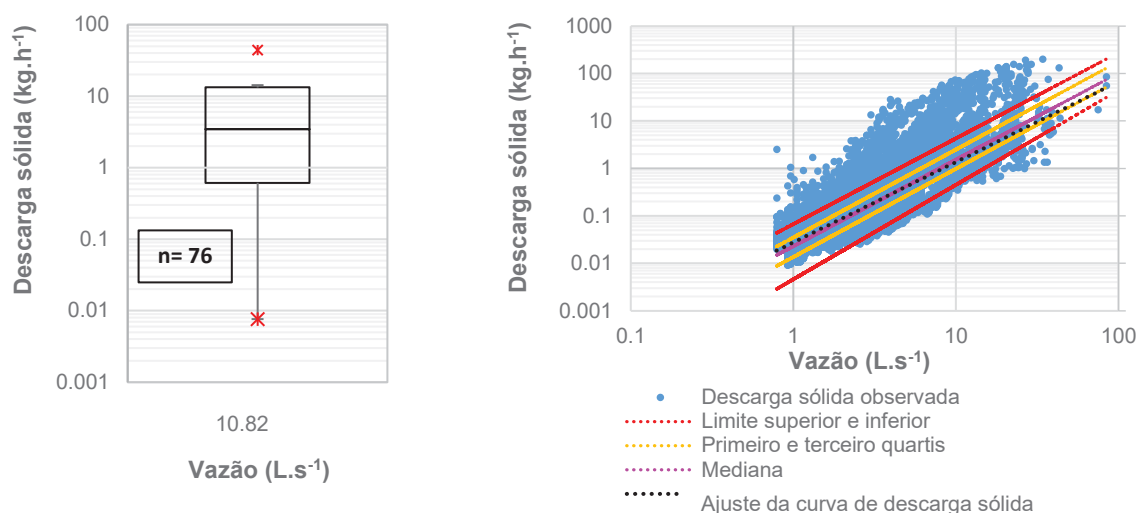
Neste sentido, para analisar as características de dispersão dos dados de descarga sólida em função dos dados de vazão observados foi feita a análise de incerteza das curvas através de uma abordagem estatística de *box plot*. Para cada valor de vazão observado foi avaliada a dispersão em relação ao ajuste da curva de descarga sólida utilizando: mediana, primeiro e terceiro quartis, limites superior e inferior e *outliers*.

A FIGURA 48 apresenta um exemplo de como foi feita análise de incerteza baseando-se em dados do ponto Saci (0,1 km²). A figura da esquerda mostra a análise estatística em *box plot* para a vazão 10,86 L.s⁻¹, enquanto a imagem da direita apresenta a disposição dos ajustes para mediana, primeiro e terceiro quartis e limites superior e inferior. Para a vazão 10,86 L.s⁻¹ no ponto Saci 76 diferentes valores de descarga sólida foram observados variando de 0,007 a 43 kg.h⁻¹. Segundo a curva de descarga sólida estabelecida para esta bacia (apresentada na sequência na FIGURA 49) o ajuste prevê a descarga sólida de 0,96 kg.h⁻¹ quando a vazão nesta bacia for de 10,86 L.s⁻¹, todavia, aqui se enfatiza a importância de observar a dispersão dos dados observados em relação ao ajuste médio da curva de descarga sólida.

A partir da análise estatística da dispersão dos dados observou-se que 50% dos dados observados agrupavam-se entre 0,61 e 13 kg.h⁻¹ e que o valor mediano encontrado foi de 3,43 kg.h⁻¹. Considerando unicamente o valor da curva de descarga

(0,96 kg.h⁻¹) toda esta variabilidade não seria considerada. Desta forma, sugere-se aqui que os resultados sedimentológicos sejam analisados a luz de uma faixa de valores prováveis de transporte de sedimento e que não seja considerado exclusivamente a importância de índices estatísticos avaliados em função de uma linha de ajuste médio.

FIGURA 48 – EXEMPLO DE ANÁLISE DE INCERTEZA APLICADO A VAZÃO 10,82 L.s⁻¹ NO PONTO SACI (0,1 km²)



A mesma análise estatística por *box plot* foi feita para cada intervalo de vazão de cada uma das bacias aqui analisadas. As FIGURA 49, FIGURA 50, FIGURA 51 e FIGURA 52 apresentam o resultado das curvas de descarga sólida e da análise de incerteza para os pontos Saci, V5, Feio e Corredeiras, respectivamente. A faixa de incerteza plotada refere-se ao intervalo dos limites superior e inferior [$Q_1 - 1,5IQ$; $Q_3 + 1,5IQ$] em cada faixa de vazão. Conforme Magalhães e Lima (2015) no intervalo definido pelos limites superior e inferior, ou seja $\pm 50\%$ do intervalo interquartil, estão concentradas a maior parte das observações, com exceção aos *outliers*. Neste sentido, considera-se que o intervalo dos limites superior e inferior cubra uma maior variabilidade de valores de descarga sólida.

FIGURA 49 – CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA O PONTO SACI (0,10 km²)

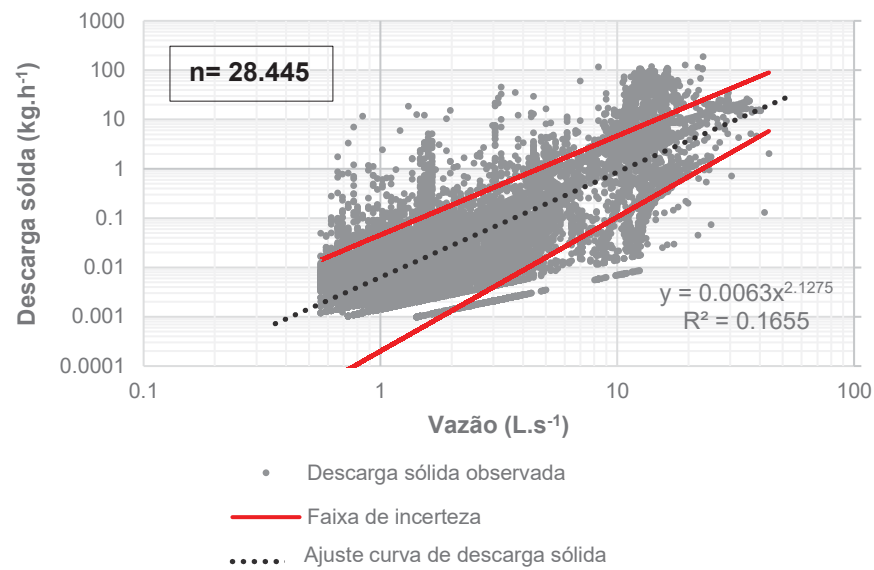


FIGURA 50 – CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA O PONTO V5 (0,18 km²)

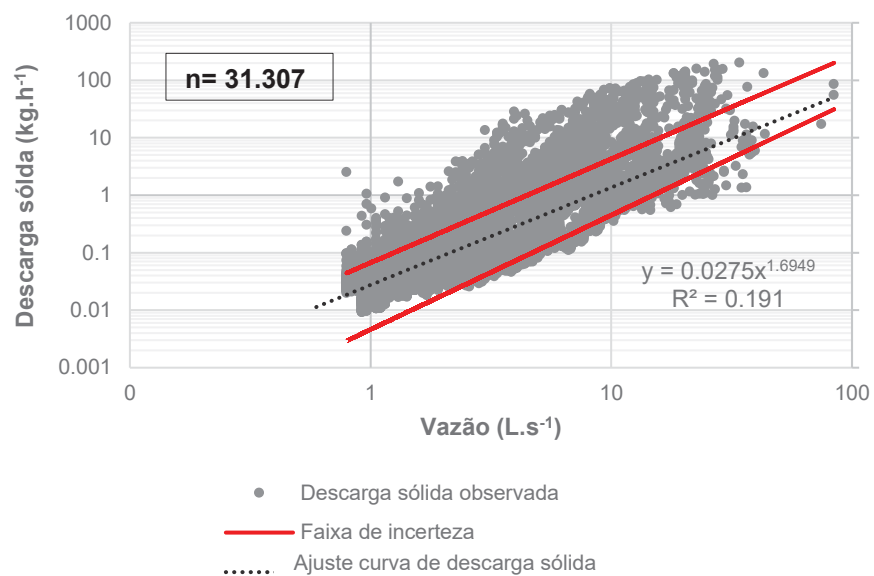


FIGURA 51 – CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA A BACIA RIO FEIO (2,5 KM²)

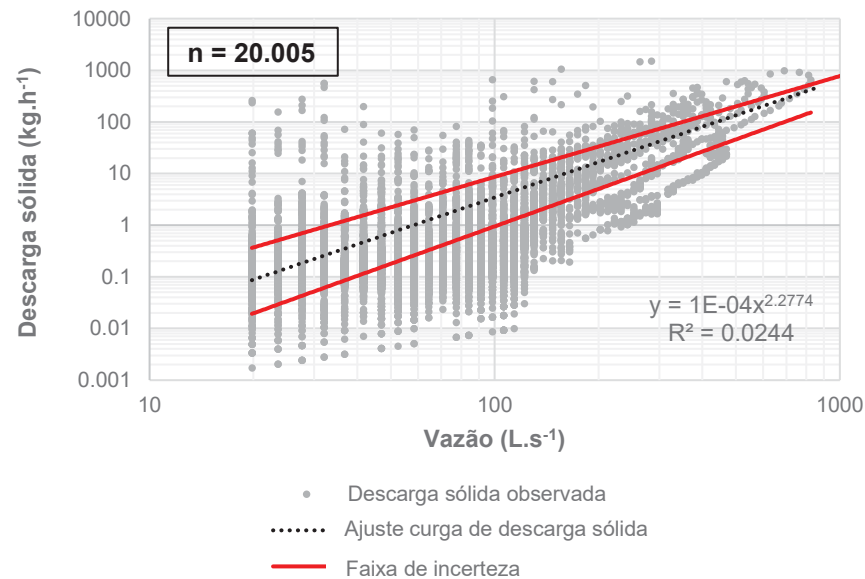
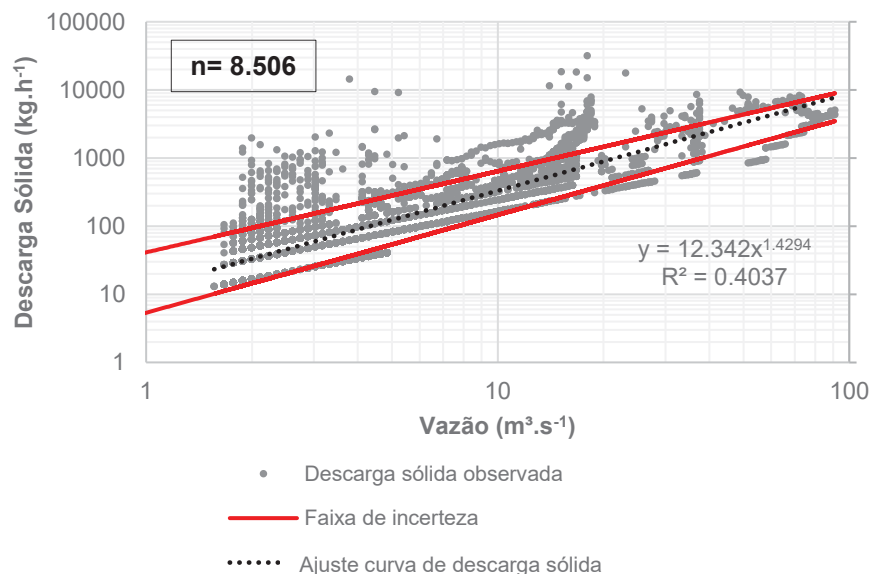


FIGURA 52 - CURVA DE DESCARGA SÓLIDA E FAIXA DE INCERTEZA PARA A BACIA RIO CORREDEIRAS (117 km²)



A partir das séries geradas utilizando as curvas de descarga acima apresentadas, a FIGURA 53 apresenta a série de descarga sólida específica para as bacias analisadas. Assim como apresentado no efeito de escala sobre a vazão (FIGURA 39), a FIGURA 53 ressalta os picos de descarga sólida no ponto V5 e bacia do rio Feio, sobretudo durante eventos de precipitação. Esta condição, assim como na FIGURA 39, também é atribuída a contribuição das estradas não pavimentadas, conforme descrito anteriormente no Item 6.1.1, e explicitado nas FIGURA 40 e FIGURA 18. De forma complementar, a FIGURA 54 mostra de forma simultânea o

hidrograma e sedimentograma para um evento de chuva na bacia do rio Feio. Nota-se que o pico de sedimento antecede o pico de vazão, em função da instantânea contribuição das estradas não pavimentadas, corroborando que as estradas têm grande influência sobre a dinâmica sedimentológica na escala de bacia, podendo contribuir para a elevada incerteza observada na relação entre vazão e transporte de sedimentos.

FIGURA 53 – DESCARGA SÓLIDA ESPECÍFICA PARA AS BACIAS ANALISADAS

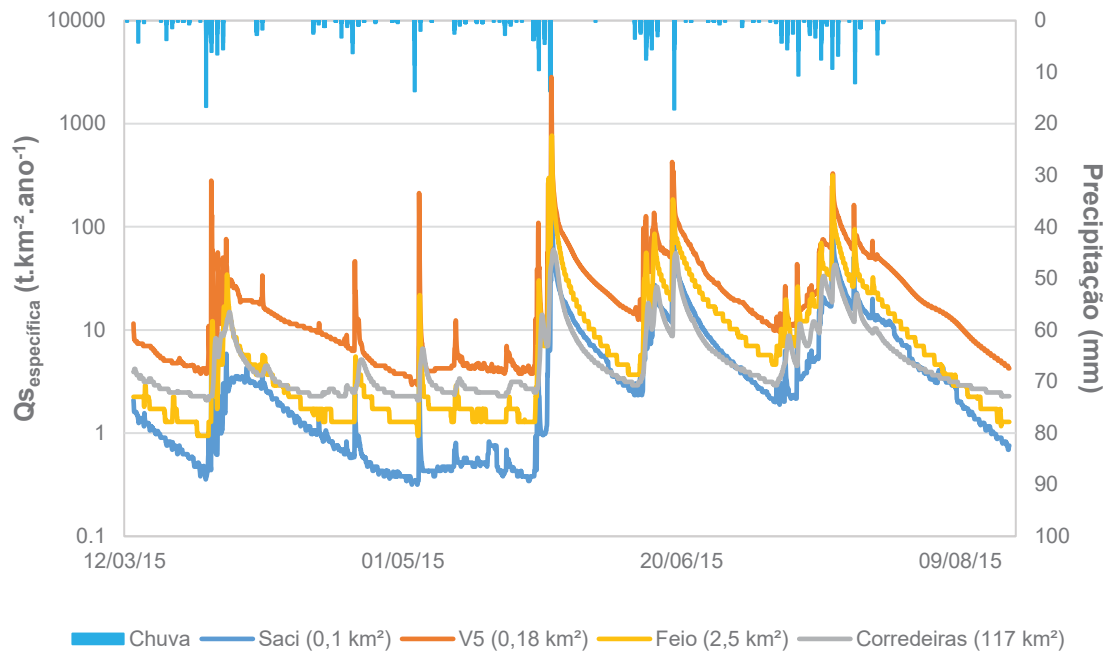
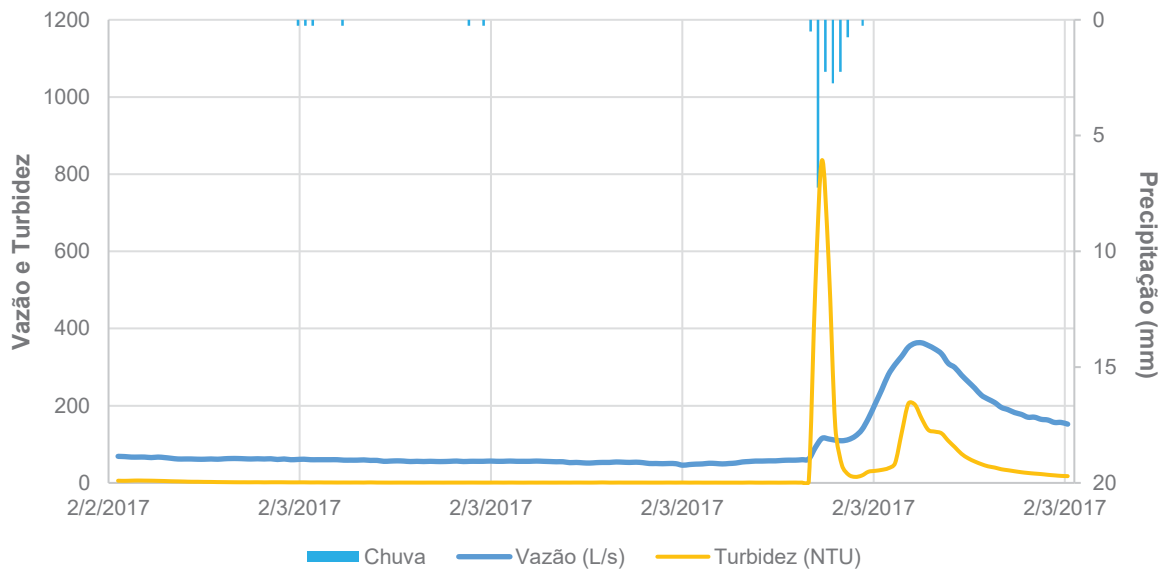


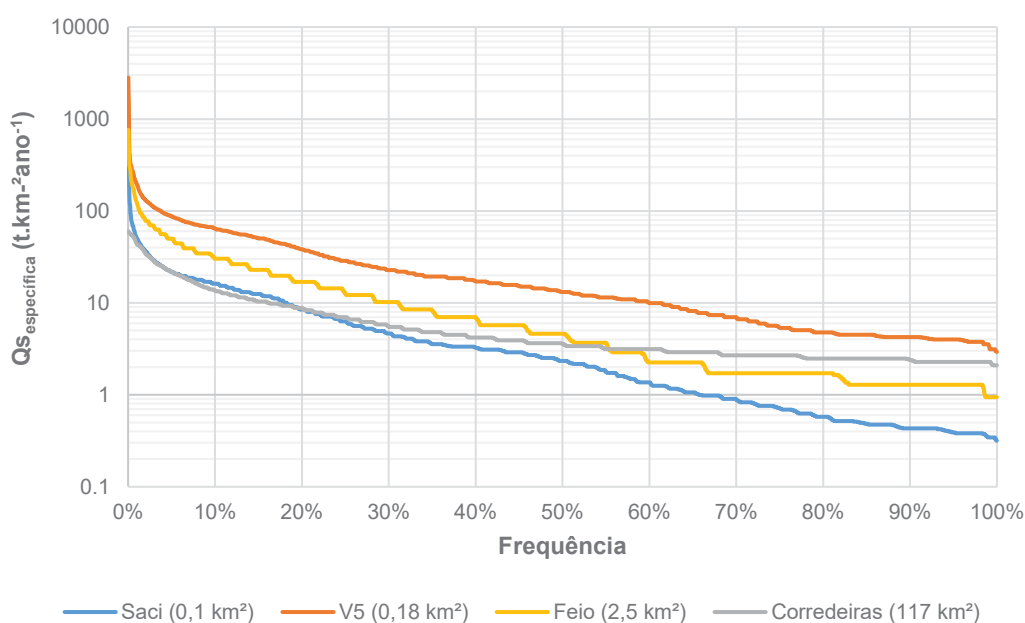
FIGURA 54 – PICO DE SEDIMENTO E VAZÃO NA BACIA DO RIO FEIO



Destaca-se a tendência geral do ponto Saci possuir os menores valores de descarga sólida (FIGURA 53). Nos períodos de recessão o transporte de sedimentos (descarga sólida) no ponto Saci se aproxima das características das bacias do rio Feio e Corredeiras. A menor variabilidade temporal da série foi observada na bacia do rio Corredeiras, esta característica vai de encontro ao exposto em Wood *et al.*, (1988), em que os autores afirmam que conforme a escala espacial diminui, ou seja, a área da bacia aumenta tende-se a atenuar os complexos padrões locais, incorporando heterogeneidades das áreas, e produzindo um comportamento intermediário.

A FIGURA 55 apresenta a curva de permanência da produção de sedimento específica para as bacias estudadas. Para o ponto V5, mesmo apresentando vazões líquidas específicas relativamente baixas na maior parte da curva de permanência (FIGURA 39), na FIGURA 55 este ponto de monitoramento apresentou os maiores valores de descarga sólida específica. Isto mostra que no ponto V5 a dinâmica sedimentológica para o período analisado foi integralmente influenciada pelas estradas não pavimentadas, e que os resultados sedimentológicos deste ponto são controlados pelos limites de transporte do material erodido (Osterkamp e Toy, 1997), de forma que, durante um evento a erosão nas ravinas se intensifica e uma grande quantidade material erodido fica depositada no canal, sendo que a remobilização deste material dependente das condições de vazão no canal.

FIGURA 55 – CURVA DE PERMANÊNCIA DA VAZÃO SÓLIDA ESPECÍFICA PARA AS BACIAS MONITORADAS

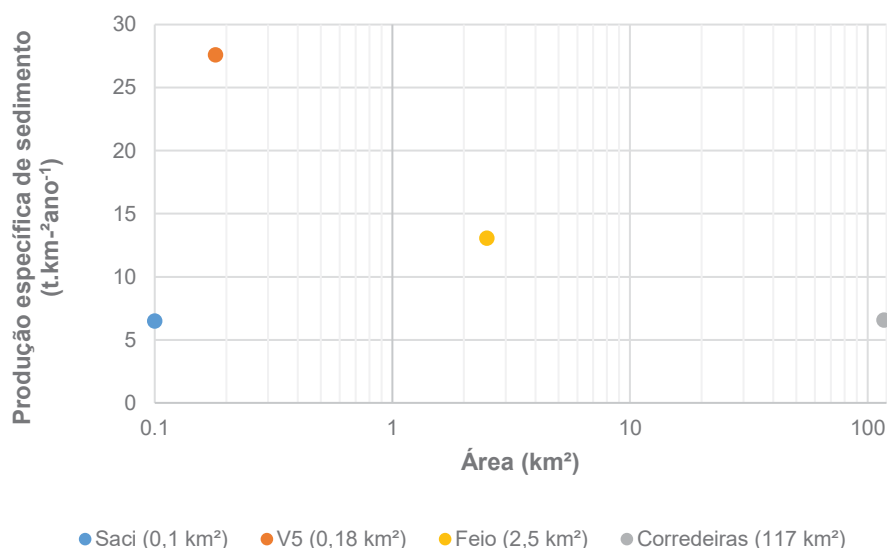


A bacia do rio Feio, que conforme já apresentado também é influenciada pela rápida contribuição das estradas não pavimentadas, apresentou transporte de sedimentos alto até a frequência de aproximadamente 55%. A partir do limite de 55% a bacia do rio Corredeiras passa a ter vazões sólidas específicas maiores que a bacia do rio Feio.

A FIGURA 55 reafirma o exposto de que as respostas hidrossedimentológicas nem sempre são resultado da soma das partes e a resposta verificada no exutório da bacia não é definida pela agregação das demais respostas a montante (Cerdan *et al.*, 2004). Ainda, que existem regiões de predomínio de produção de sedimentos e regiões de predomínio de transporte ou deposição de material erodido. A depender da escala espacial ou temporal analisada diferentes processos tenderam a dominar ou serem generalizados em cada nível.

A FIGURA 56 apresenta a produção específica média de sedimento para as bacias analisadas. Observa-se um aumento do ponto Saci para o ponto V5 e, a partir deste ponto, uma diminuição da produção específica média de sedimento com o aumento da área.

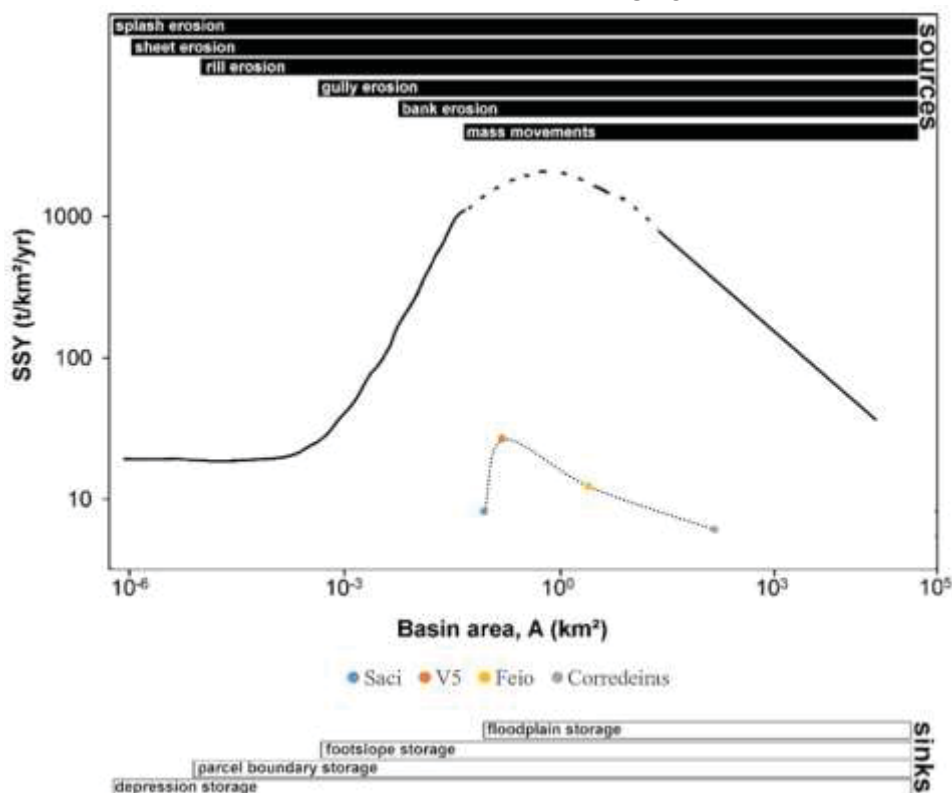
FIGURA 56 – PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTO PARA AS BACIAS ANALISADAS



O comportamento sedimentológico identificado na FIGURA 56 condiz com o modelo conceitual de De Vente e Poesen (2005) (FIGURA 12), apresentado de maneira adaptada na FIGURA 57. Estes autores citam que a produção específica de sedimentos a partir da escala de 0,0002 km² tende a aumentar com o aumento da área da bacia até um pico da produção específica de sedimentos que ocorre

aproximadamente com 1 km², a partir desse limite a produção específica começa a diminuir com o aumento da área. De Vente e Poesen (2005) citam ainda que os valores específicos das áreas poderiam variar para diferentes bacias, contudo a validade conceitual do modelo exposto é mantida.

FIGURA 57 – MODELO CONCEITUAL ADAPTADO DE DE VENTE E POESEN (2005) ASSOCIANDO A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTO COM A ÁREA DAS BACIAS ANALISADAS NESTE ESTUDO

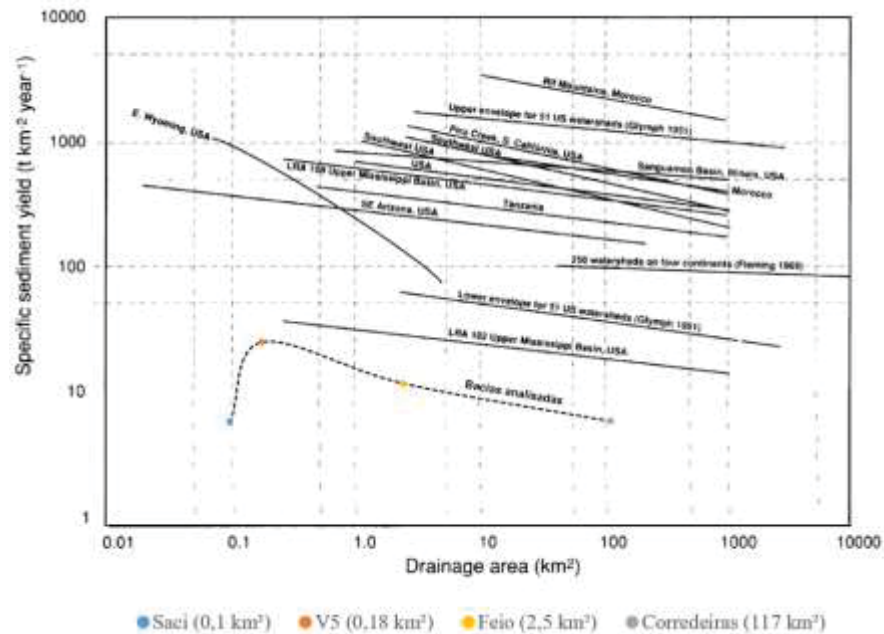


As FIGURA 58 e FIGURA 59 apresentam adaptações da relação entre a produção específica de sedimentos e a área da bacia quando comparado com outros estudos. A FIGURA 58 mostra a tendência geral de alometria negativa das bacias aqui analisadas corroborando com as demais bacias apresentadas por Owens e Slaymaker (1992). De Vente e Poesen (2005) citam que na natureza a partir de um certo limite da área da bacia os processos de transporte e deposição se tornam dominantes em relação aos processos erosivos que produzem sedimentos, e deste limite em diante a produção de sedimento decresce com o aumento da área.

A FIGURA 59 correlaciona a produção específica de sedimentos e a área em diferentes partes do continente europeu levantadas por Vanmaercke *et al.*, (2011).

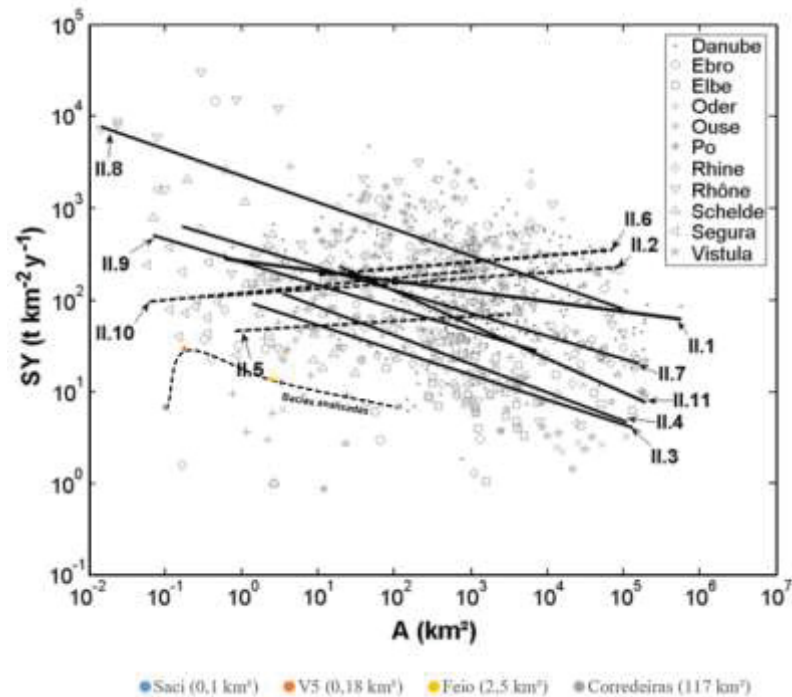
Observa-se que as bacias aqui trabalhadas apresentam tendências gerais similares as identificadas em Vanmaercke *et al.*, (2011) em diferentes localidades.

FIGURA 58 – RELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTOS E A ÁREA ADICIONANDO AS BACIAS AQUI ANALISADAS AO ESTUDO DE OWENS E SLAYMAKER (1992)



FONTE: Adaptado de Owens e Slaymaker (1992)

FIGURA 59 – RELAÇÃO ENTRE A PRODUÇÃO ESPECÍFICA DE SEDIMENTOS E A ÁREA ADICIONANDO AS BACIAS AQUI ANALISADAS AO ESTUDO DE VANMAERCKE *ET AL.*, (2011)



Relações de produção de sedimentos e área da bacia, agrupadas por bacia hidrográfica. II.1: Danúbio; II.2: Ebro; II.3: Elba; II.4: Oder; II.5: Ouse; II.6: Po; II.7: Rhine; II.8: Rhône; II.9: Schelde; II.10: Segura; II.11: Vístula.

FONTE: Adaptado de Vanmaercke *et al.*, (2011)

A TABELA 7 apresenta valores característicos das séries de transporte de sedimentos geradas com as curvas de descarga sólida para o período em comum nos quatro pontos de monitoramento. O transporte de sedimento segue uma tendência exponencial de crescimento com o aumento da área da bacia. No que se refere a concentração de sedimentos nota-se um aumento expressivo da concentração no ponto V5, devido a contribuição de sedimento advindos das estradas não pavimentadas. Por fim é apresentada a altura de erosão nas bacias no período em comum de dados que corresponde a aproximadamente 5 meses, sendo indicativo da evolução morfológica do relevo.

TABELA 7 – TRANSPORTE E CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS E ALTURA DE EROSÃO PARA AS BACIAS MONITORADAS

Produção de Sedimento	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio (2,5 km ²)	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)		
Transporte de sedimento médio (kg.h ⁻¹)	0,074	0,57	3,72	87,4
Concentração média de sedimento (mg.L ⁻¹)	4,95	22,34	8,00	5,71
Milímetros de erosão na bacia ao ano	0,002	0,010	0,005	0,002

6.2 EFEITO DE ESCALA NOS PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS SIMULADOS COM O SWAT

A simulação hidrossedimentológica com o modelo SWAT foi realizada em duas etapas: a primeira tratou de reproduzir com o modelo SWAT as condições hidrossedimentológicas das bacias analisadas e os efeitos de escala identificados nos dados observados (Item 6.2.1 Avaliação espacial da simulação). A segunda etapa consistiu em estender a análise de maneira distribuída para as demais sub-bacias, que para este trabalho seguiram a delimitação de sub-bacias, (Item 6.2.2 Efeitos de escala sobre os processos hidrossedimentológicos).

6.2.1 Avaliação espacial da simulação

Segundo Arnold *et al.*, (2000) o processo de calibração do modelo SWAT é dividido em quatro fases: escoamento superficial e de base, sedimentos, nutrientes e pesticidas. Neste estudo foi feita a calibração em base horária para a vazão e produção de sedimentos para toda a série de dados disponíveis nas bacias. A parametrização do modelo foi feita de forma manual seguindo indicações da literatura

para esta resolução temporal de simulação (Di Luzio e Arnold, 2004; Maharjan et al., 2013; Yang *et al.*, 2016; Jeong *et al.*, 2011; Jeong, 2010).

Ainda, foram avaliadas as saídas do modelo SWAT quanto a reprodução dos três tipos de escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo). Para esta avaliação foi considerado somente o período em comum de dados nas bacias (13/03/2015 a 17/08/2015), visto que a separação de escoamento foi feita somente para esta extensão de dados.

Seguindo as indicações da literatura para a calibração espacial do modelo nas bacias estudadas, primeiramente foram calibrados os parâmetros que envolvem dados fisicamente medidos em campo, após foi feita a calibração dos parâmetros de base empírica, e por fim, esta mesma calibração foi replicada em outros pontos de controle inseridos na mesma bacia hidrográfica utilizando o mesmo conjunto global de parâmetros, gerando uma validação interna da parametrização do modelo (Andersen *et al.*, 2001; Moussa *et al.*, 2007; Cao *et al.*, 2006).

A validade dos resultados produzidos foi avaliada sob uma abordagem multi-site (analisando múltiplos locais), multivariável (analisando diferentes processos hidrológicos) e com multi-critérios (testado por diferentes funções objetivo). Esta abordagem permitiu parametrizações mais realistas dos processos hidrológicos, reduzindo os erros da equifinalidade e aproveitando ao máximo a natureza distribuída do modelo utilizado (Andersen *et al.*, 2001).

A TABELA 8 apresenta os parâmetros calibrados no modelo SWAT e o valor ajustado.

TABELA 8 – PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO SWAT PARA SIMULAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA ESPACIALMENTE CONSISTENTE

Parâmetro		Valor Ajustado	Especificação
Alpha_Bf	=	0,9	
CN2	*	0,8	Reflorestamento
CN2	*	1,2	Mata nativa e Campo
CN2	*	1,3	Estrada pavimentada
Esco	=	0,1	
Lat_Time	=	4	
Rchrg_Dp	=	0,1	
Sol_Z	*	1,75	Solos com maior teor de matéria orgânica
Sol_Z	*	1,3	Solos de 5 e 7 metros em Reflorestamento
UAlpha	=	0,05	
Rill_Mult*	=	0,35	
Eros_Expo*	=	1	
C_Factor*	=	0,02	
CH_D50*	=	22	

*parâmetros calibrados para sedimento

O valor do parâmetro Alpha_Bf foi definido com base em recomendações do manual do SWAT que indicam para bacias com rápida resposta de escoamento, este parâmetro deve ser ajustado entre 0,9 e 1 (Neitsch *et al.*, 2005). O valor foi sugerido ainda na utilização do filtro automático de separação dos escoamentos (Arnold *et al.*, 1995). Para definição da forma do hidrograma utilizou-se a distribuição gama, com isto é necessário definir um valor para o parâmetro UAlpha, este parâmetro foi utilizado no ajuste fino do hidrograma, considerando que não influencia no volume simulado pelo modelo. O valor do parâmetro Esco foi diminuído próximo a seu limite inferior considerando que os tipos de vegetação local, com raízes bem desenvolvidas, possuem demandas evaporativas em níveis mais profundos do solo.

O parâmetro CN2 foi ajustado por uso da terra. Destaca-se que este parâmetro para as simulações sub-diárias não tem a mesma atribuição que nas simulações diárias. Nas simulações sub-diárias o CN2 é utilizado para calcular a condutividade hidráulica efetiva (Equação 6), que por sua vez é utilizada no cálculo da taxa de infiltração no tempo pelo método Green & Ampt. Os ajustes do parâmetro CN2 por uso da terra foram feitos para adequar o escoamento superficial nas bacias.

Os parâmetros Lat_Time, Sol_Z e Rchrg_Dp foram modificados para adequar a reprodução dos três tipos de escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo) e a representatividade deles nas bacias. Pelo *default* o SWAT simula o escoamento subsuperficial até a camada de 2 metros de profundidade do solo, todavia, conforme

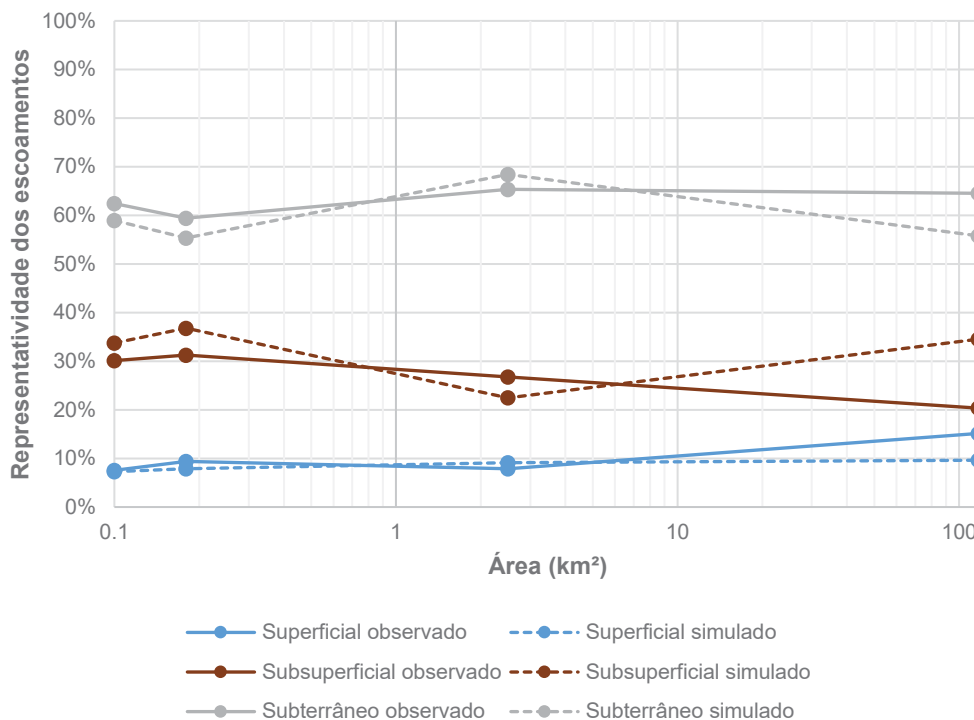
observado no mapeamento de espessuras do solo hidrológico (FIGURA 37) as bacias analisadas apresentavam solos mais profundos. Visando reproduzir adequadamente o escoamento subsuperficial observou-se importantes modificações no parâmetro SOL_Z. Este parâmetro não aparece normalmente nas calibrações com o modelo SWAT, no entanto, sua modificação mostrou-se fundamental para distribuir adequadamente os escoamentos nos diferentes reservatórios (superfície, solo ou rocha). Ressalta-se ainda que não foi possível, por limitações no modelo, reproduzir fidedignamente todas as espessuras encontradas na bacia. O modelo SWAT limita a espessura da camada impermeável em 6 metros, enquanto para a bacia sabe-se que em algumas áreas esse valor chegava a sete metros. Aumentando a espessura do solo para os valores encontrados em campo, o modelo não conseguia reproduzir as condições de escoamento subterrâneo.

Para simular sedimento foram alterados globalmente quatro parâmetros. O parâmetro Eros_Expo é um parâmetro relacionado com a tensão de cisalhamento. O parâmetro Rill_Mult refere-se à suscetibilidade a erosão em sulcos. O parâmetro C_factor é um parâmetro de erosão em encosta baseado no parâmetro C do modelo de erosão ANSWERS, que trata do uso e manejo do solo. Por fim o parâmetro CH_D50 é a mediana do tamanho das partículas de sedimento, este parâmetro foi modificado para ajustar os valores mínimos da produção de sedimentos.

Neste estudo foi utilizado o método de propagação de vazão de Muskingum (Brakensiek, 1967; Overton, 1966) e o método de propagação de sedimento no canal de Brownlie (1982), conforme sugerido por Jeong *et al.*, 2010.

A FIGURA 60 apresenta a representatividade dos diferentes processos de geração de escoamento conforme foi observado a partir da separação dos escoamentos e a representatividade de cada um dos tipos de escoamento simulados com o SWAT. Apesar de deslocados em relação aos valores observados, destaca-se que, com exceção a diminuição do escoamento subsuperficial na bacia Corredeiras, as demais tendências do comportamento hidrológico foram reproduzidas. Essa limitação no escoamento subsuperficial do Corredeiras indica possíveis inconsistências na espacialização das espessuras do solo, fazendo com que o mapeamento apresente mais solos profundos e fazendo com que ocorresse mais escoamento subsuperficial do que o observado na separação dos hidrogramas.

FIGURA 60 – REPRESENTATIVIDADE OBSERVADA E SIMULADA DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO



As FIGURA 61, FIGURA 62, FIGURA 63 e FIGURA 64 apresentam os hidrogramas com vazões observadas e simuladas pelo SWAT para as bacias do rio Saci (ponto Saci e ponto V5), Feio e Corredeiras, respectivamente.

Observando os hidrogramas nota-se que as vazões de base não obtiveram um ajuste ideal em relação as vazões observadas. Conforme apresentado por Jeong *et al.*, (2010), as simulações sub-diárias tendem a não reproduzir adequadamente as vazões de recessão, considerando que as vazões baixas são controladas principalmente pelo fluxo de base e que para simulação sub-diária não foram feitas melhorias específicas das estimativas de escoamento de base no modelo SWAT. Desta forma, o desempenho das simulações sub-diárias para períodos mais secos é insuficiente.

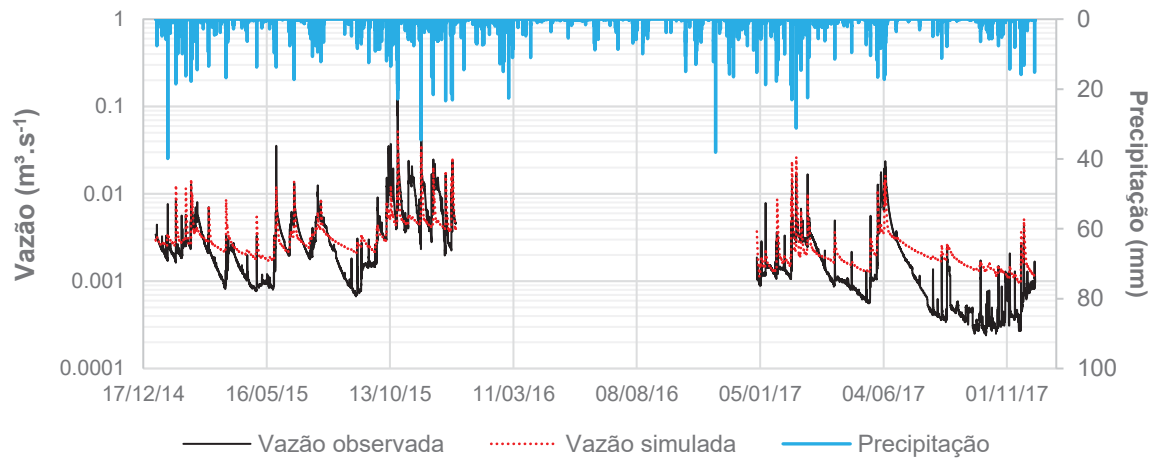
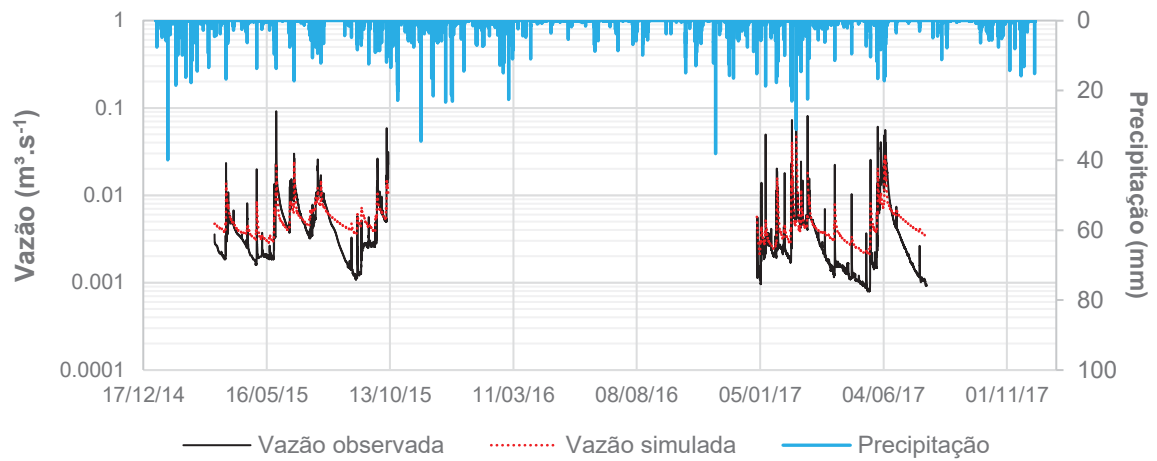
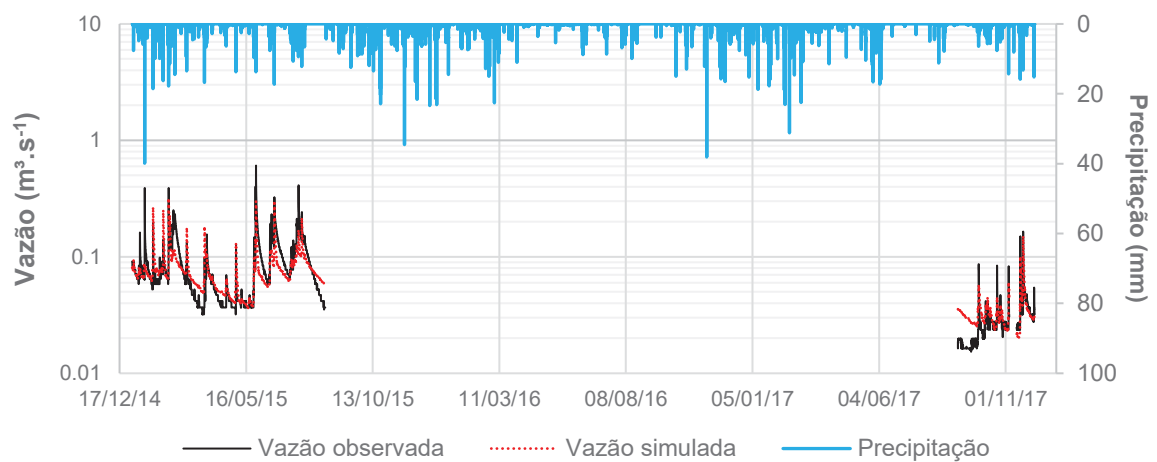
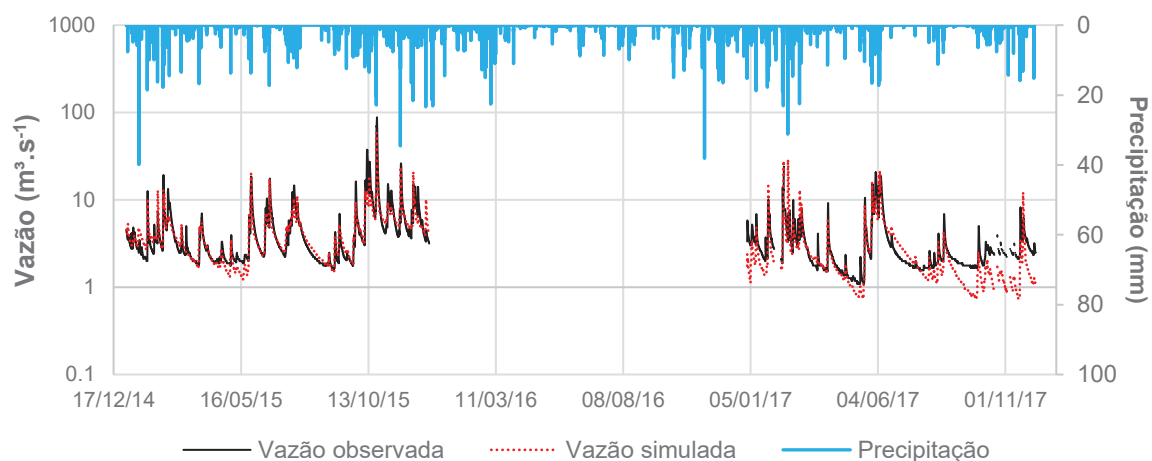
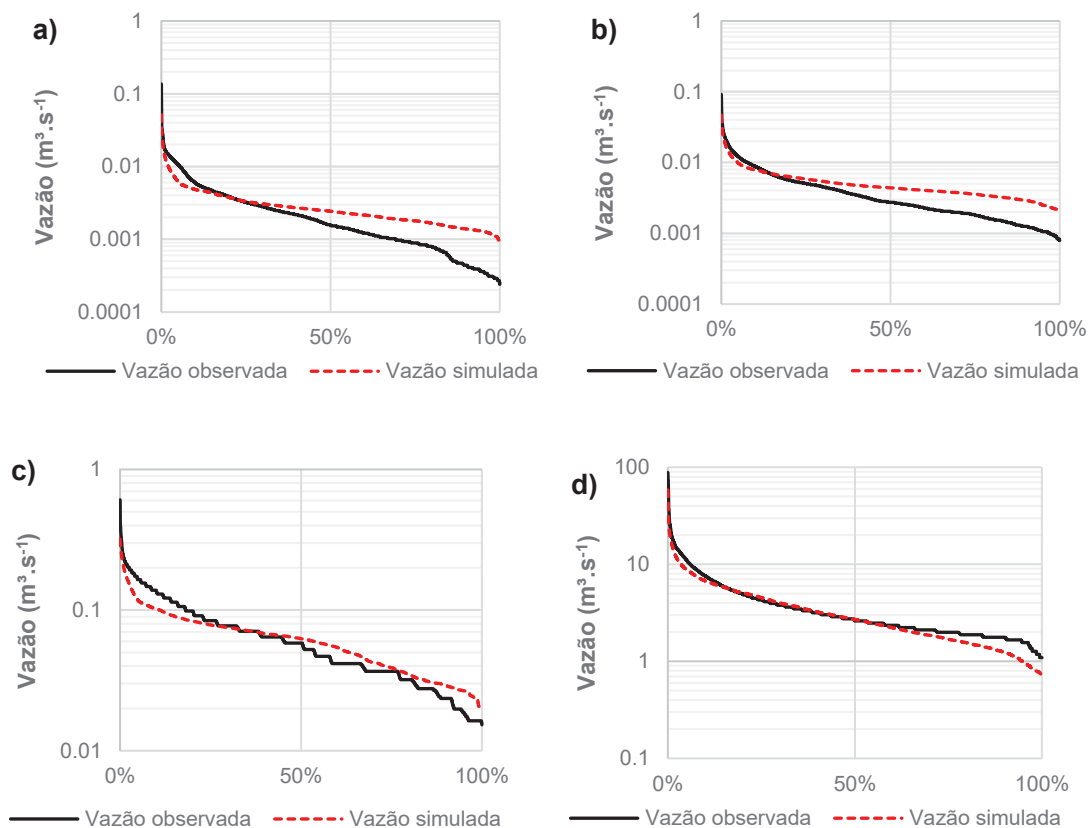
FIGURA 61 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O PONTO SACI (0,1 km²)FIGURA 62 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O PONTO V5 (0,18 km²)FIGURA 63 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O RIO FEIO (2,5 km²)

FIGURA 64 – VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA O RIO CORREDEIRAS (117 km²)

A FIGURA 65 apresenta as curvas de permanências das vazões observadas e simuladas. Nota-se que para as vazões mínimas as bacias menores apresentaram os piores ajustes.

FIGURA 65 – CURVAS DE PERMANÊNCIA DAS VAZÕES OBSERVADAS E SIMULADAS PARA AS BACIAS A) PONTO SACI (0,1 km²); B) PONTO V5 (0,18 km²); C) BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²); D) BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²).

A TABELA 9 apresenta os resultados da eficiência das simulações utilizando diferentes funções objetivo. Em geral, as simulações obtiveram ajustes variando de

bom a satisfatório. Moriasi *et al.*, (2007) citam que valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe entre 0,5 e 0,65 indicam um ajuste satisfatório. Para o coeficiente de correlação de Pearson, quanto maior o R^2 , mais explicativo é modelo. Moriasi *et al.*, (2007) sugerem ainda que os valores de PBIAS entre $\pm 25\%$ indicam ajuste satisfatório. Quanto ao RSR, valores entre 0 e 0,5 indicam um ótimo ajuste do modelo.

TABELA 9 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ESTATÍSTICAS DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES HIDROLÓGICAS UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES OBJETIVO

Função Objetivo	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio	Bacia do rio Corredeiras
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)	(2,5 km ²)	(117 km ²)
RSR	0,06	0,17	0,06	0,11
PBIAS	-6,94	-21,15	5,37	10,02
R^2	0,58	0,49	0,70	0,73
NSE	0,61	0,51	0,67	0,71

Maharjan *et al.*, (2013) citam que a análise estatística da eficiência das simulações utilizando dados com resolução temporal mais curta tende a diminuir a eficiência encontrada pelas funções objetivo. Além disto, a simulação de bacias experimentais de pequena extensão tende a ser mais complexa, isto pois os processos que ali ocorrem apresentam um dinamismo rápido, enquanto para bacias maiores os valores tendem a possuir menor variabilidade temporal.

Jeong *et al.*, (2010) mencionam que para as simulações diárias geralmente a obtenção de coeficiente Nash-Sutcliffe acima de 0,65 é considerada boa, no entanto, para as simulações sub-diárias o valor obtido por este coeficiente pode ser menor e ainda assim ser considerada uma boa simulação, isto porque o desempenho destas funções objetivo tende a aumentar à medida que o intervalo de tempo aumenta. Jeong *et al.*, (2010) obtiveram para simulação horária de vazão na bacia Lost Creek Golf (1,94 km²) em Austin no Texas: Nash-Sutcliffe de 0,60; R^2 de 0,67; PBIAS de -6,88%; e RSR de 0,53. Bressani *et al.*, (2010) obtiveram para simulação horária de vazão na bacia Piracicaba (12.600 km²) em São Paulo: Nash-Sutcliffe de 0,67; R^2 de 0,61; e PBIAS de 19,3%.

Quanto a reprodução dos diferentes tipos de escoamento a TABELA 10 apresenta os resultados dos testes de eficiência para simulação de cada processo de geração de escoamento.

O coeficiente de Nash-Sutcliffe não apresentou ajustes satisfatórios na reprodução do escoamento superficial nos pontos Saci, Feio e Corredeiras, na reprodução do escoamento subsuperficial no ponto Feio e na reprodução do escoamento subterrâneo no ponto Corredeiras. O PBIAS não apresentou ajustes

satisfatórios na reprodução do escoamento superficial no ponto Saci, e na reprodução do escoamento subsuperficial nos pontos Saci e Corredeiras. Os resultados dos demais pontos se enquadraram com os ajustes satisfatórios propostos em Moriasi *et al.*, (2007).

Além destes indicadores foram avaliados concomitantemente outras abordagens que permitem também determinar a qualidade e as limitações das simulações.

TABELA 10 – EFICIÊNCIA ESTATÍSTICA DA SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO

ESCOAMENTO SUPERFICIAL				
Função Objetivo	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio (2,5 km ²)	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)		
RSR	0,12	0,14	0,05	0,34
PBIAS	-11,62	14,09	-5,11	33,49*
R ²	0,49	0,60	0,51	0,54
NSE	-0,40*	0,52	0,13*	0,37*

ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL				
Função Objetivo	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio (2,5 km ²)	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)		
RSR	0,29	0,21	0,24	0,60
PBIAS	-28,50*	-20,37	24,95	-58,86*
R ²	0,75	0,75	0,83	0,84
NSE	0,50	0,50	0,42*	0,70

ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO				
Função Objetivo	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio (2,5 km ²)	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)		
RSR	0,09	0,04	0,07	0,21
PBIAS	-9,30	4,02	6,72	20,52
R ²	0,79	0,72	0,78	0,78
NSE	0,57	0,65	0,71	-1,03*

Com asterisco destacam-se os índices estatísticos que não estão em conformidade com ajustes satisfatórios sugeridos por Moriasi *et al.*, (2007).

As FIGURA 66, FIGURA 67, FIGURA 68 e FIGURA 69 mostram as curvas de permanência das vazões observadas, obtidas a partir da separação do hidrograma, e simuladas pelo modelo SWAT para os três tipos de escoamento (escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo). O período plotado nas curvas compreende as vazões observadas e simuladas durante o período em comum das bacias monitoradas (13/03/2015 a 17/08/2015).

Pode-se observar uma limitação do modelo SWAT quanto a reprodução do escoamento subsuperficial. O modelo não permite zerar o escoamento vindo do solo,

sendo que conforme verificado em Santos (2009), o escoamento subsuperficial pode ser nulo. Além de não zerar, os picos de vazão do escoamento subsuperficial não foram bem representados, considerando que não foi possível inserir as espessuras de solo hidrológico tal qual ocorre em campo, devido a limitações no SWAT. Com isto, uma camada mais rasa de solo foi simulada, e por consequência, os picos associados ao solo foram menores.

FIGURA 66 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NO PONTO SACI (0,1 km²)

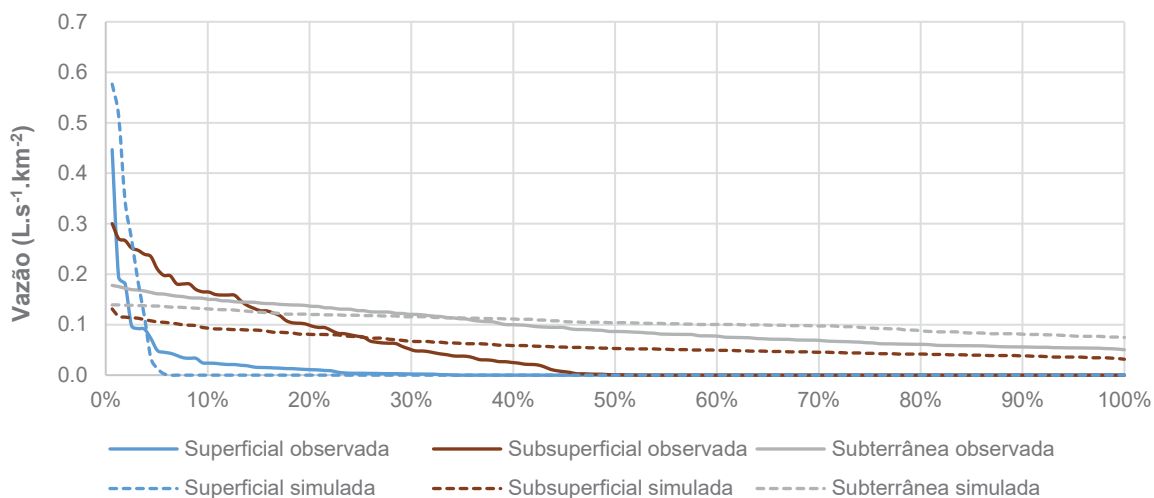


FIGURA 67 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NO PONTO V5 (0,18 km²)

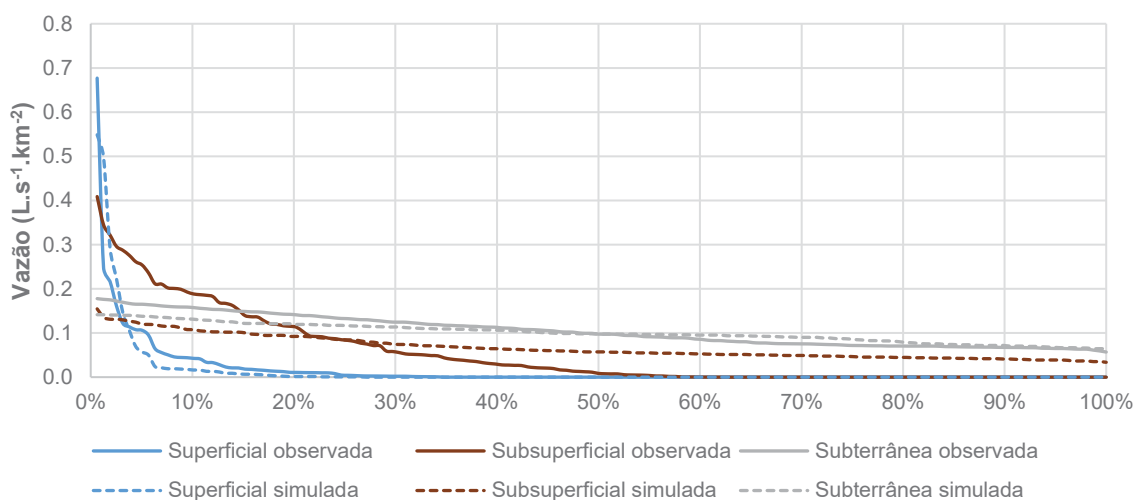


FIGURA 68 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NA BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²)

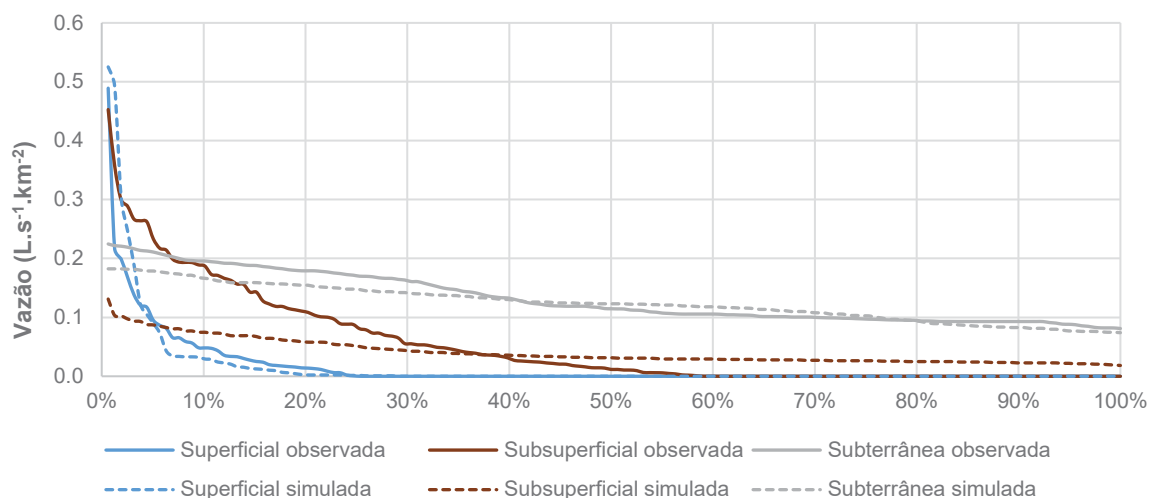
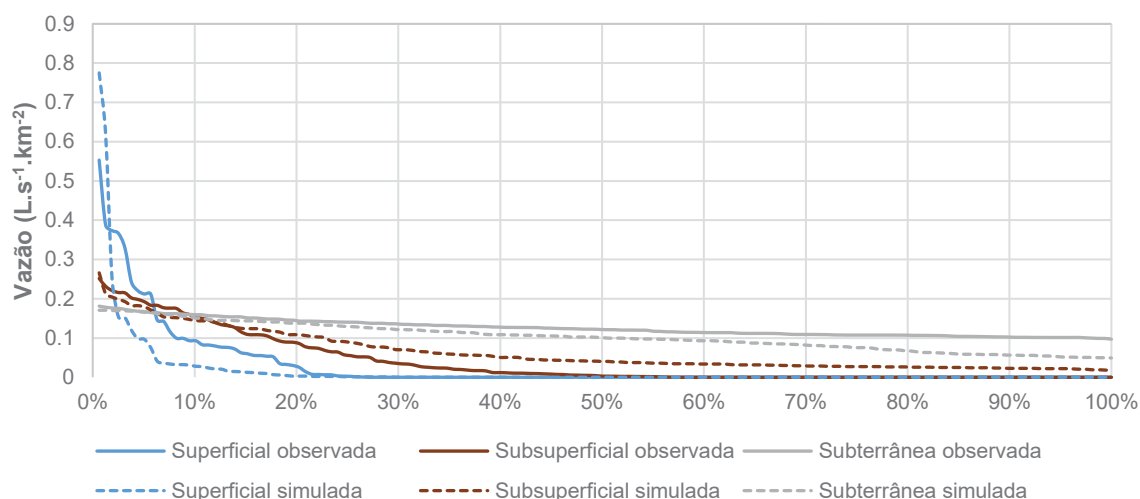


FIGURA 69 – SIMULAÇÃO DOS DIFERENTES PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO NA BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²)

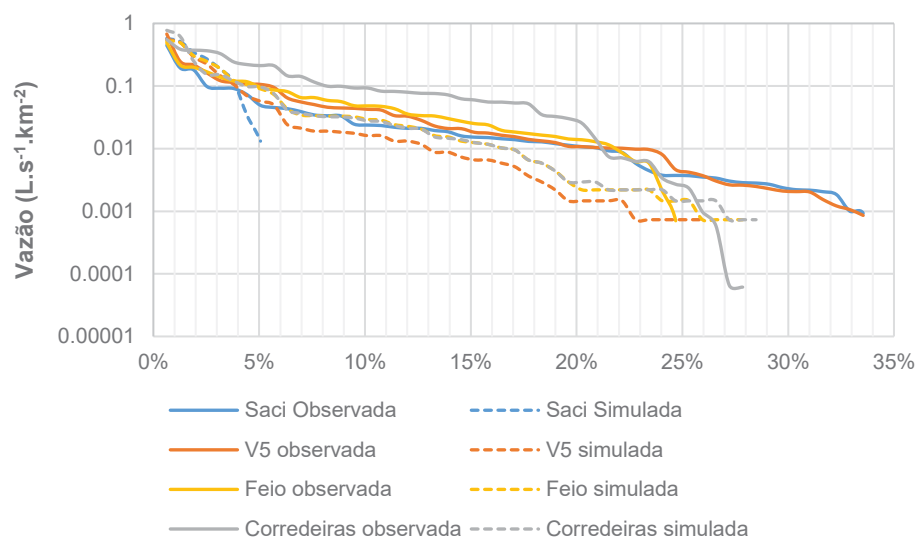


A FIGURA 70 apresenta simultaneamente a curva de permanência do escoamento superficial observado e simulado para todas as bacias de análise. No geral, as simulações apresentaram a tendência de zerar muito rapidamente o escoamento superficial. Sabe-se nas bacias que a influência do escoamento dunniano é expressiva, fazendo com que o volume superficial de água seja liberado mais lentamente, devido a interação com as camadas subsuperficiais. O modelo SWAT, para esta versão utilizada, não é capaz de simular o escoamento por excesso de saturação, limitando os resultados obtidos.

Ainda destaca-se a capacidade do modelo SWAT em simular os efeitos de escala associados ao escoamento superficial. Caso o modelo não conseguisse

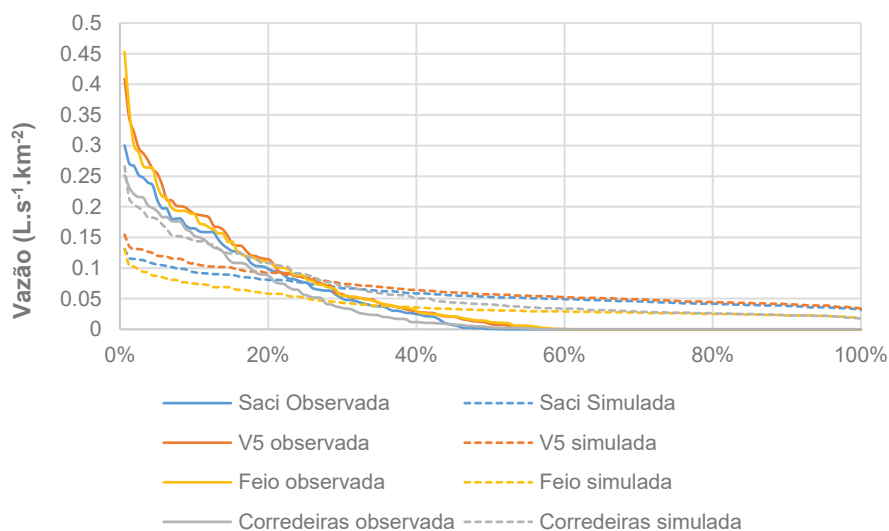
simular a heterogeneidade do escoamento superficial seriam esperados resultados semelhantes nas diferentes escalas.

FIGURA 70 – CURVA DE PERMANÊNCIA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA AS BACIAS MONITORADAS



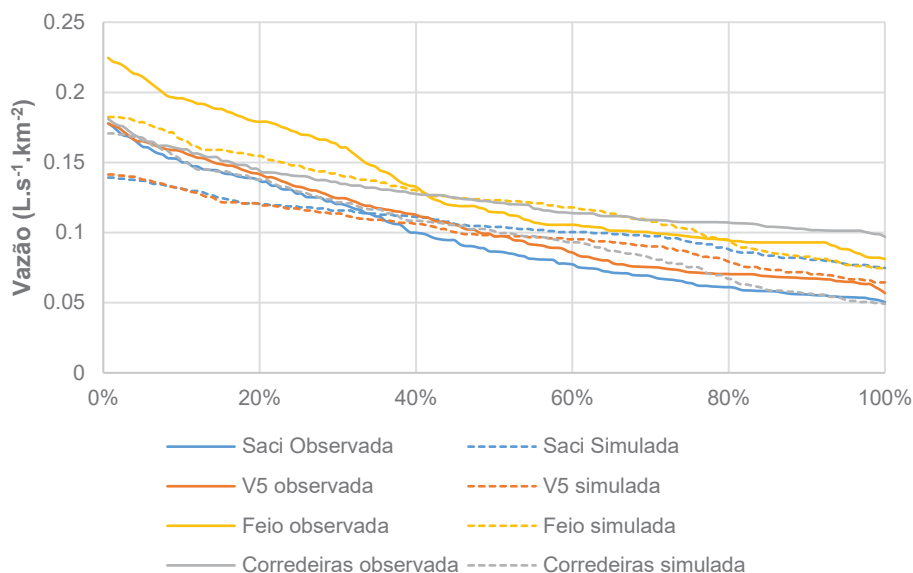
Na FIGURA 71 é apresentada a curva de permanência simultânea do escoamento subsuperficial observado e simulado para as bacias de análise. Conforme mencionado, o modelo SWAT não permite zerar as vazões no solo, e ainda, não foi possível reproduzir as espessuras de solo tais quais foram mapeadas na FIGURA 37, como consequência, os picos ficaram menores nas simulações, considerando que a calibração foi feita tentando acertar os volumes de água oriundos dos diferentes reservatórios.

FIGURA 71 – CURVA DE PERMANÊNCIA DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL PARA AS BACIAS MONITORADAS



A FIGURA 72 mostra a curva de permanência do escoamento subterrâneo. As vazões simuladas neste processo de geração de escoamento mais se aproximam das vazões observadas.

FIGURA 72 – CURVA DE PERMANÊNCIA DO ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO PARA AS BACIAS MONITORADAS



No que se refere as simulações de processos sedimentológicos em base subsidiária, nas FIGURA 73, FIGURA 74, FIGURA 75 e FIGURA 76 são apresentados os sedimentograma observados e simulados com o modelo SWAT para as bacias analisadas, bem como a faixa de incerteza gerada a partir das curvas de descarga sólida de cada bacia.

FIGURA 73 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA O PONTO SACI (0,1 km²)

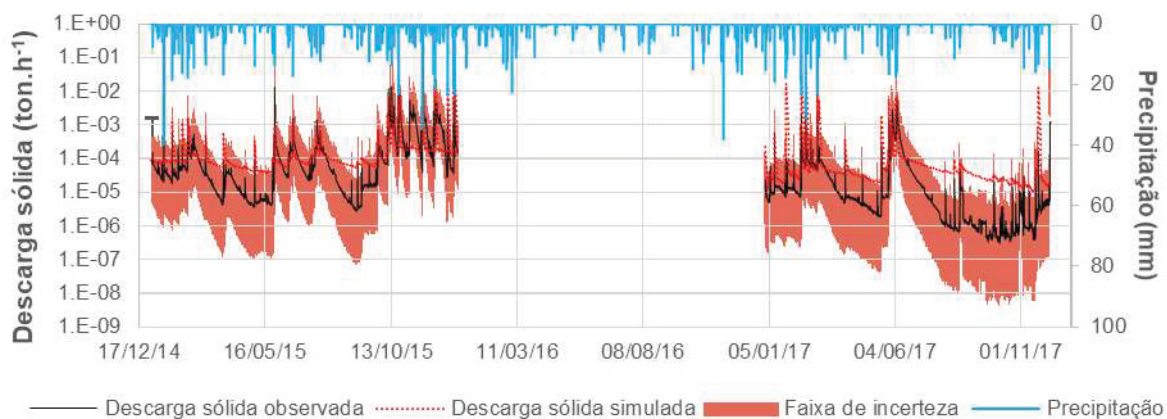
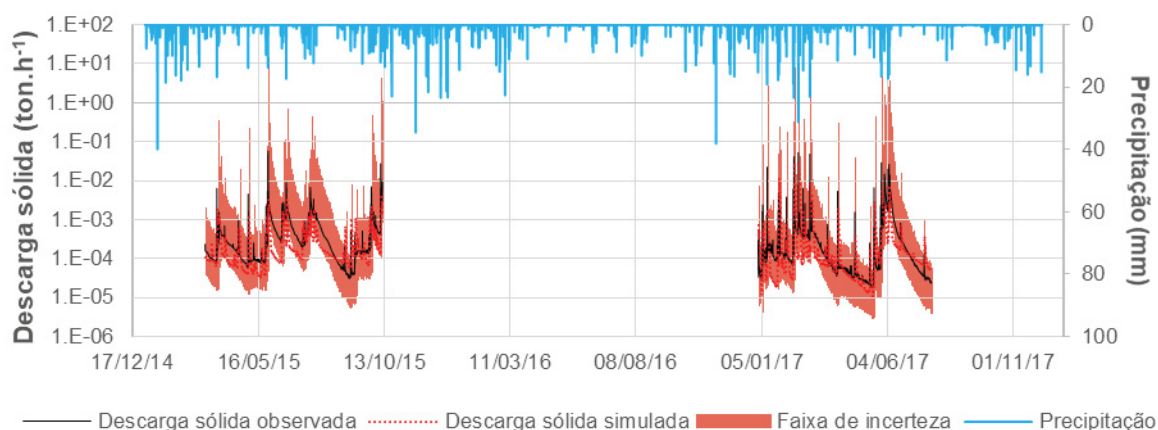
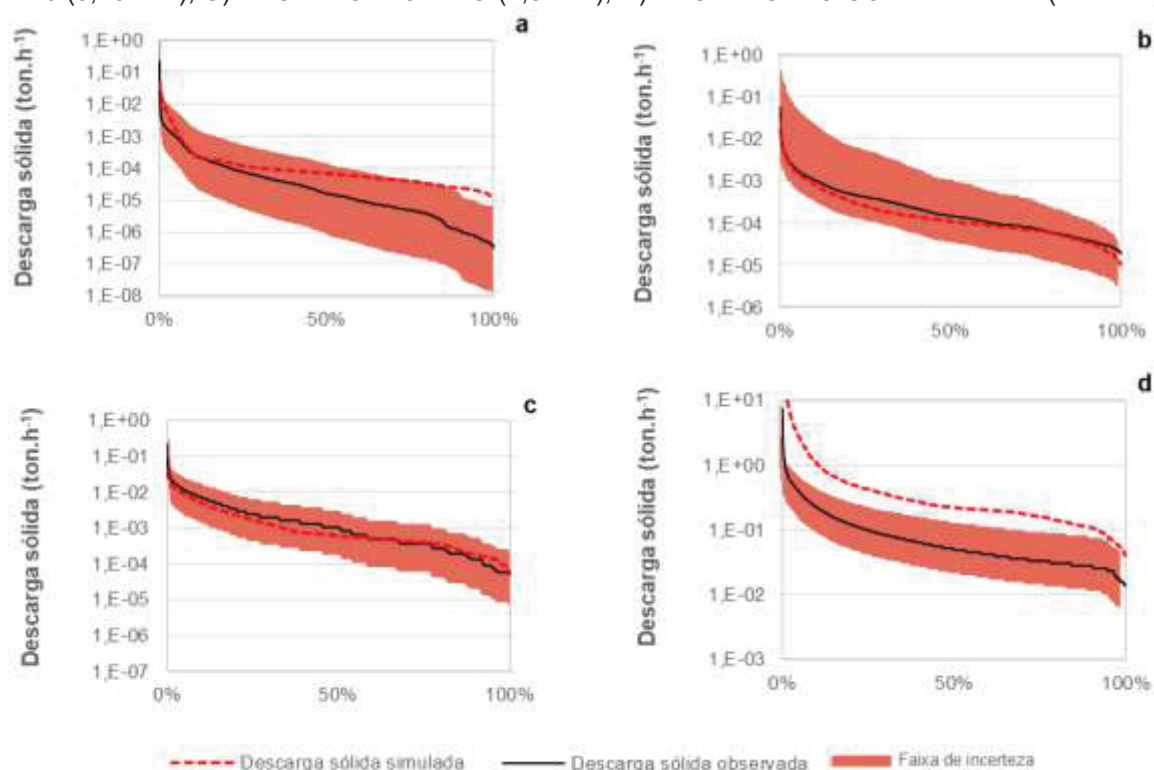


FIGURA 74 - SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA O PONTO V5 (0,18 km²)FIGURA 75 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA A BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²)FIGURA 76 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²)

A FIGURA 77 apresenta as curvas de permanência dos valores de vazão sólida observados e simulados para os quatro pontos monitorados nesta pesquisa. No ponto Saci até a frequência 90% observa-se que as descargas sólidas simuladas

encontram-se inseridas dentro da faixa de incerteza para esta bacia, desta forma, estão inseridos dentro da variabilidade de valores possíveis em ocorrer na natureza. O ponto V5 teve o transporte de sedimento simulado inserido integralmente dentro da faixa de incerteza. Na bacia do rio Feio, as descargas sólidas mínimas até a frequência de 80% estavam contidas dentro da faixa de incerteza. O ponto Corredeiras ficou integralmente fora do intervalo de incerteza

FIGURA 77 – CURVAS DE PERMANÊNCIA E FAIXA DE INCERTEZA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTO OBSERVADO E SIMULADO PARA AS BACIAS A) PONTO SACI (0,1 km²); B) PONTO V5 (0,18 km²); C) BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²); D) BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²).



A Tabela 11 apresenta os resultados das análises estatísticas da eficiência das simulações sedimentológicas utilizando diferentes funções objetivo. Jeong *et al.*, (2010) simulando a produção de sedimentos em base sub-diária com o SWAT em uma bacia de 46,2 hectares obtiveram Nash-Sutcliffe de 0,36 e PBIAS de 10% para o período de calibração e para o período de validação Nash-Sutcliffe de 0,16 e PBIAS de -95%. Posteriormente os mesmos autores aprimoraram as simulações sedimentológicas para a mesma bacia e chegou-se a Nash-Sutcliffe de 0,49 e PBIAS de 2% para a calibração e Nash-Sutcliffe de 0,21 e PBIAS de -59% para a validação (Jeong *et al.*, 2011).

TABELA 11 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ESTATÍSTICAS DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES OBJETIVO

Função Objetivo	Bacia do rio Saci		Bacia do rio Feio (2,5 km ²)	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
	Saci (0,1 km ²)	V5 (0,18 km ²)		
RSR	0.53	0.19	0.50	0.86
PBIAS	-114.21	15.66	33.18	-623.68
NSE	0.40	0.23	0.51	-117.16

O índice RSR apareceu abaixo de 0,6 para os pontos Saci, V5 e Feio, conforme indicação de ajustes satisfatórios em Moriasi *et al.*, (2007). O PBIAS para o ponto Saci e Corredeiras ficou acima de 100%, apresentando maiores deslocamentos entre os valores observados e simulados nestes pontos. Os valores de Nash-Sutcliffe ficaram próximos aos valores obtidos em Jeong *et al.*, (2011) e Jeong *et al.*, (2010), com exceção ao ponto Corredeiras. Os resultados acima apresentados mostram que a bacia do rio Corredeiras não teve resultados sedimentológicos bem simulados pelo modelo SWAT.

Todavia, aqui enfatiza-se que a não adequabilidade das simulações ocorreu em função da subdivisão desta bacia hidrográfica em ottobacias. Essa premissa foi avaliada em Jha *et al.*, (2004). Estes autores identificaram que a partir de um limiar de escala, a subdivisão de uma bacia hidrográfica em muitas sub-bacias menores impacta os resultados sedimentológicos, incitando as simulações sedimentológicas a produzirem resultados expressivamente superestimados para a produção de sedimento.

Para verificar a influência da subdivisão em ottobacias sobre os resultados sedimentológicos simulados para a bacia do rio Corredeiras foi criado um outro projeto no SWAT. Neste projeto subdividiu-se a bacia do rio Corredeiras em apenas 21 sub-bacias, em contraponto as 495 sub-bacias do projeto em ottobacias, e utilizou-se a mesma parametrização apresentadas na TABELA 8.

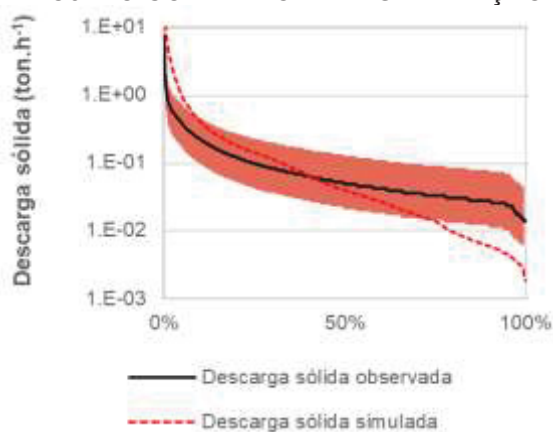
A FIGURA 78 apresenta o sedimentograma observado e simulado para a bacia do rio Corredeiras, resultado deste novo projeto com a mesma parametrização porém com a subdivisão em apenas 21 sub-bacias. Na FIGURA 78 os resultados sedimentológicos simulados concentram-se em torno da faixa de incerteza, enquanto que na FIGURA 76, em que a parametrização da TABELA 8 foi aplicada para as 495 ottobacias, os resultados ficaram superestimados e fora da faixa de incerteza.

FIGURA 78 – SEDIMENTOGRAMA OBSERVADO E SIMULADO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²) UTILIZANDO UM PROJETO COM MENOR FRAGMENTAÇÃO EM SUB-BACIAS



A FIGURA 79 apresenta a curva de permanência dos resultados sedimentológicos observados e simulados para a bacia do rio Corredeiras neste projeto utilizando apenas 21 sub-bacias. Estes resultados mostram que a simulação sedimentológica para a bacia do rio Corredeiras teve o transporte de sedimento simulado inserido dentro do intervalo de 8% a 71%, neste ponto as descargas sólidas máximas e mínimas ficaram fora do intervalo de incerteza.

FIGURA 79 – CURVA DE PERMANÊNCIA E FAIXA DE INCERTEZA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTO OBSERVADO E SIMULADO PARA AS BACIAS DO RIO CORREDEIRAS (117 km²) UTILIZANDO UM PROJETO COM MENOR FRAGMENTAÇÃO EM SUB-BACIAS



A TABELA 12 apresenta os resultados de eficiência estatística do projeto de simulação sedimentológica do rio Corredeiras com a fragmentação em apenas 21 sub-bacias.

TABELA 12 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ESTATÍSTICAS DA EFICIÊNCIA DAS SIMULAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES OBJETIVO PARA AS BACIAS DO RIO CORREDEIRAS (117 km²) UTILIZANDO UM PROJETO COM MENOR FRAGMENTAÇÃO EM SUB-BACIAS

Função Objetivo	Bacia do rio Corredeiras (117 km ²)
RSR	0,60
PBIAS	-152,37
NSE	-15,24

Os resultados apresentados nas FIGURA 78, FIGURA 79 e TABELA 12 corroboram que a simulação sedimentológica da bacia do rio Corredeiras foi limitada em função da subdivisão do projeto em um grande número de sub-bacias, extrapolando o limiar de escala sugerido em Jha *et al.*, (2004), e deste modo, superestimando a produção de sedimento.

O projeto em que foi utilizada a subdivisão em 21 sub-bacias evidenciou ganhos expressivos na qualidade das simulações sedimentológicas, embora os valores de eficiência estatísticas ainda não se enquadrem com os sugeridos na literatura em Moriasi *et al.*, (2007) ou Jeong *et al.*, (2010). No entanto, a análise do sedimentograma (FIGURA 78) e curva de permanência da descarga sólida (FIGURA 79) mostram que em 63% do tempo os valores simulados ficaram inseridos no intervalo de incerteza, tendo os valores máximo e mínimos deslocados, e estes tem grande influência sobre os resultados de eficiência estatística.

Com isto, depreende-se que a análise sedimentológica até o ponto Feio (2,5 km²) não foi impactada pela subdivisão e número de sub-bacias. As áreas de contribuição inseridas no intervalo entre 2,5 km² e 117 km² foram afetadas pela subdivisão e tiveram os resultados sedimentológicos superestimados. A FIGURA 31 mostra que as bacias com áreas de contribuição entre esse intervalo de 2,5 km² e 117 km² correspondem a apenas 26% da área total da bacia, desta forma, a adequada reprodução da dinâmica sedimentológica até o ponto rio Feio implica em reproduzir adequadamente 74% da área total da bacia.

A inadequabilidade do modelo SWAT reproduzir o comportamento da bacia do rio Corredeiras com a fragmentação em grande número de sub-bacias aponta que existe efeitos de escala nas simulações com o modelo. Ou seja, o aumento da área de contribuição associado a subdivisão em mais sub-bacias suscita problemas na propagação de sedimentos e na conectividade sedimentológica simulada com o SWAT. O efeito de escala nas simulações sedimentológicas com o SWAT sugerem

que o próprio critério de fragmentação em sub-bacias pode ser também um parâmetro de calibração sedimentológica com o modelo.

Após as análises dos sedimentogramas e curvas de permanência associados a uma faixa de incerteza e considerando a eficiência estatística dos trabalhos que utilizaram simulação sub-diária de sedimento com o modelo SWAT considera-se satisfatória as simulações sedimentológicas até o ponto rio Feio (2,5 km²). Embora limitados, os resultados serão apresentados de maneira distribuída até o ponto rio Corredeiras (117 km²), todavia aqui ressalta-se a incerteza e insuficiência dos valores inseridos neste hiato entre 2,5 e 117 km².

Além das análises acima apresentadas as FIGURA 80,

FIGURA 81, FIGURA 82 e FIGURA 83 apresentam ainda a capacidade do modelo SWAT em considerar também outras variáveis hidroambientais para determinar a produção de sedimentos das bacias, fazendo com que os pontos simulados também apresentem dispersão dentro da nuvem de valores observados, e não totalmente alinhados com a curva de descarga sólida. Caso a produção de sedimento no modelo SWAT fosse determinada somente pela vazão a tendência seria de os dados simulados alinharem-se com a curva de descarga sólida.

A FIGURA 80 apresenta a comparação entre os valores de descarga sólida observados e os simulados pelo modelo SWAT para o ponto Saci (0,1 km²). As FIGURA 81 e FIGURA 82 apresenta a comparação da descarga sólida observada com a simulada pelo modelo SWAT para o ponto V5 e Feio, respectivamente.

FIGURA 80 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA A BACIA DO RIO SACI (0,1 km²)

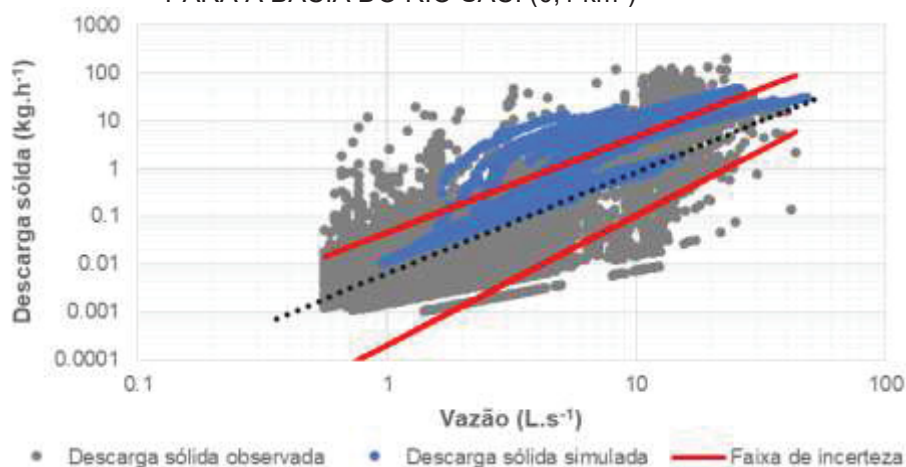


FIGURA 81 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA O PONTO V5 (0,18 km²)

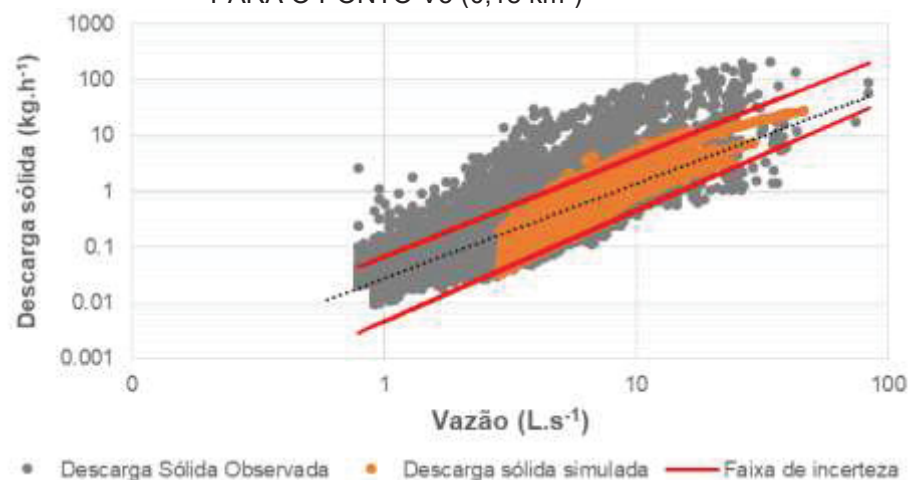
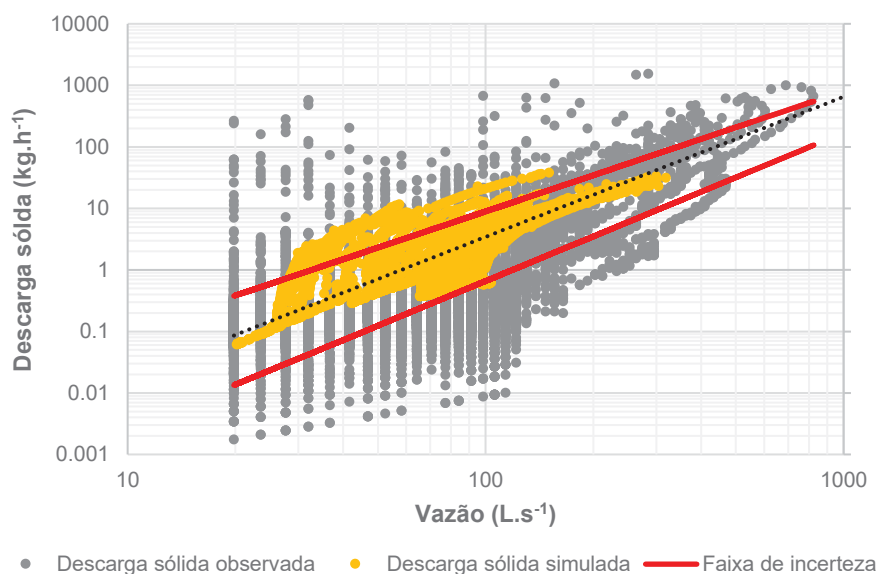
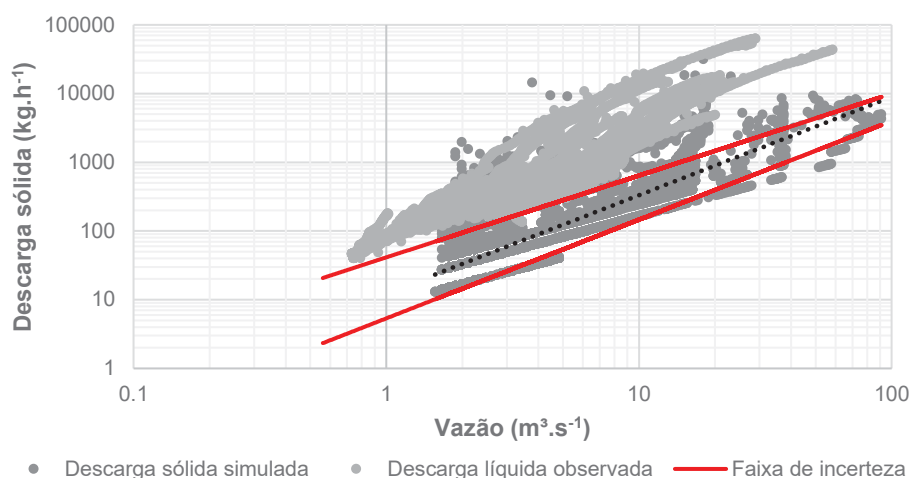


FIGURA 82 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA A BACIA DO RIO FEIO (2,5 km²)



A FIGURA 83 apresenta a comparação da descarga sólida observada com a simulada pelo modelo SWAT para o ponto Corredeiras. Apesar da simulação sedimentológica considerando o projeto de ottobacias superestimar a produção de sedimentos, destaca-se a capacidade do modelo SWAT considerar outras variáveis hidroambientais além da vazão, corroborando a análise de que o modelo está de acordo com as condições evidenciadas na natureza com a faixa de valores simulados dispersas em relação a vazão.

FIGURA 83 – COMPARAÇÃO DESCARGA SÓLIDA OBSERVADA E SIMULADA PELO MODELO PARA A BACIA DO RIO CORREDEIRAS (117 km²)



Ainda, destaca-se que a calibração espacial utilizando uma abordagem multi-site, multivariável e multicritério é complexa e naturalmente os resultados não atingem a mesma eficiência estatística ao serem comparados com a calibração de um único ponto e os processos hidrossedimentológicos a ele associados. Neste sentido, esta pesquisa ressalta a importância das pesquisas avaliarem a qualidade das simulações com modelagem matemática a luz de novas perspectivas, superando a estrita dependência da análise de coeficientes estatísticos.

Com as análises apresentadas acima, e considerando as limitações destacadas, considera-se que o modelo SWAT conseguiu através da calibração espacial reproduzir satisfatoriamente as condições hidrológicas e sedimentológicas identificadas nas bacias experimentais analisadas neste trabalho.

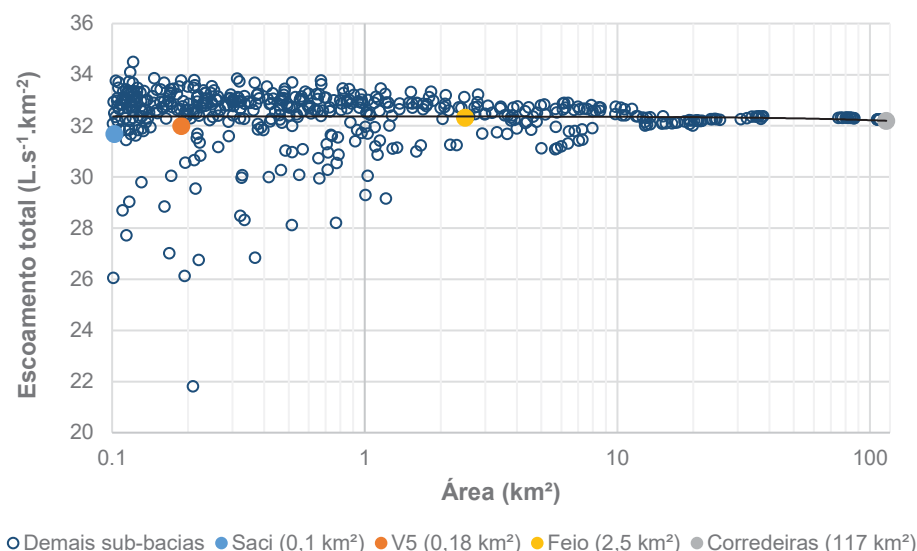
6.2.2 Efeitos de escala sobre os processos hidrossedimentológicos em otobacias

Baseando-se na adequabilidade do modelo SWAT em reproduzir satisfatoriamente as condições hidrossedimentológicas das bacias monitoradas, esses resultados foram avaliados em conjunto de maneira distribuída para as demais sub-bacias discretizadas neste estudo. E com isso retoma-se a importância da distribuição dos tamanhos das sub-bacias analisadas para esta avaliação distribuída nos resultados (conforme a FIGURA 31).

A FIGURA 84 apresenta o efeito de escala sobre a vazão total específica simulada com o SWAT. Observa-se uma tendência geral de agrupamento em torno de um valor médio, com algumas distinções em bacias menores com valores mais

baixos que $32 \text{ L.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. No geral, as bacias analisadas nesta pesquisa apresentam-se alinhadas com a tendência média identificada para o escoamento total, sendo que estas bacias de controle alinham-se com o ajuste médio do gráfico (linha preta).

FIGURA 84 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO TOTAL ESPECÍFICO SIMULADO



Aqui se destaca a importância da interação do escoamento com o solo e rocha fazendo com que o escoamento seja mais bem controlado e distribuído no tempo e no espaço. Os escoamentos que apresentam interação com solo ou rocha apresentam atraso em relação ao *input* da chuva (Dunne, 1978) e consequentemente são liberados mais lentamente pelas bacias. Deste modo, o conjunto global das bacias analisadas não apresentou grandes heterogeneidades sobre o escoamento total.

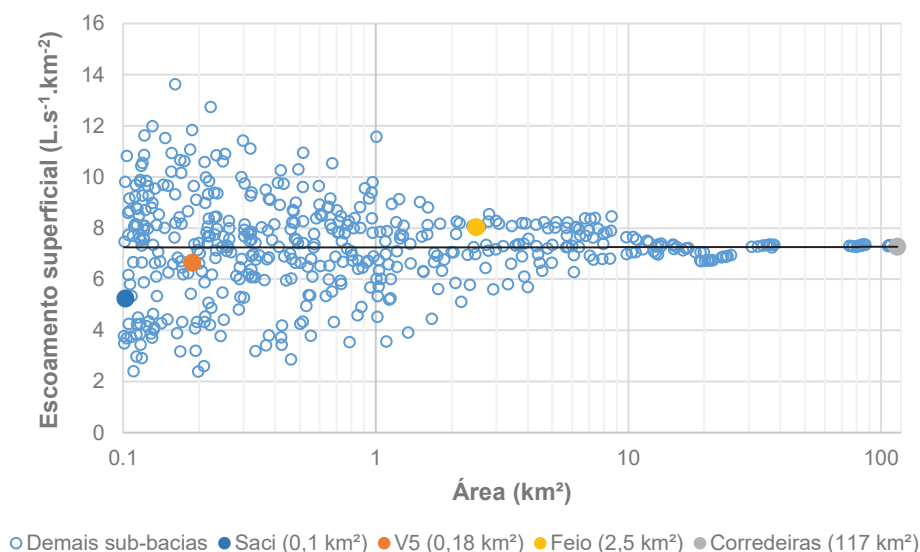
Os resultados aqui apresentados são distintos dos resultados encontrados em Castro et al., 1999; Cerdan et al., 2004; Joel et al., 2002; Van de Giesen et al., 2000; Stomph et al., 2002; Yair e Raz-Yassif, 2004 que apontam a tendência geral de diminuição no escoamento específico com o aumento da área. Estes autores atribuíram esta diminuição a fatores como: redistribuição do escoamento, aumento de perdas por transmissividade e aumento da infiltração conforme o rio se encaminha para jusante. Sugere-se que os resultados deste estudo diferem da literatura considerando a abrangência das bacias aqui analisadas. Possivelmente considerando um sistema hídrico de maior abrangência a redistribuição do escoamento, o aumento de perdas por transmissividade e o aumento da infiltração teriam maior influência sobre o escoamento total diminuindo o escoamento específico com o aumento da área.

Além disto, aqui se enfatiza que o resultado do efeito de escala sobre o escoamento total é função do efeito de escala que ocorre em cada processo de geração de escoamento. Desta forma, é importante compreender como cada um desses escoamentos apresenta os efeitos de escala.

A FIGURA 85 apresenta o efeito de escala sobre a vazão superficial específica simulada associado com a área da bacia. O efeito de escala sobre este tipo de escoamento apresenta um afunilamento das tendências do escoamento superficial com o aumento da área, demarcando ainda a maior variabilidade em bacias de menor dimensão.

Para as bacias de controle observa-se uma tendência em aumentar o escoamento superficial específico com o aumento da área, com exceção da bacia do rio Corredeiras que diminui em relação a bacia do rio Feio. Aqui enfatiza-se as limitações das simulações com o SWAT em reproduzir o aumento do escoamento superficial na mesma proporção para a bacia do rio Corredeiras (conforme apresentado na FIGURA 60). Na FIGURA 60 observou-se que até a área de contribuição do rio Feio o escoamento superficial foi bem reproduzido nas simulações. Isto significa, que conforme apresentado na FIGURA 31, as bacias com áreas de contribuição maiores que a bacia do rio Feio inseridas dentro da bacia do rio Corredeiras correspondem a apenas 26% da bacia, desta forma, considera-se que a adequada reprodução do escoamento superficial até o ponto rio Feio implica em reproduzir o escoamento superficial de 74% da área total da bacia.

FIGURA 85 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO SUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO



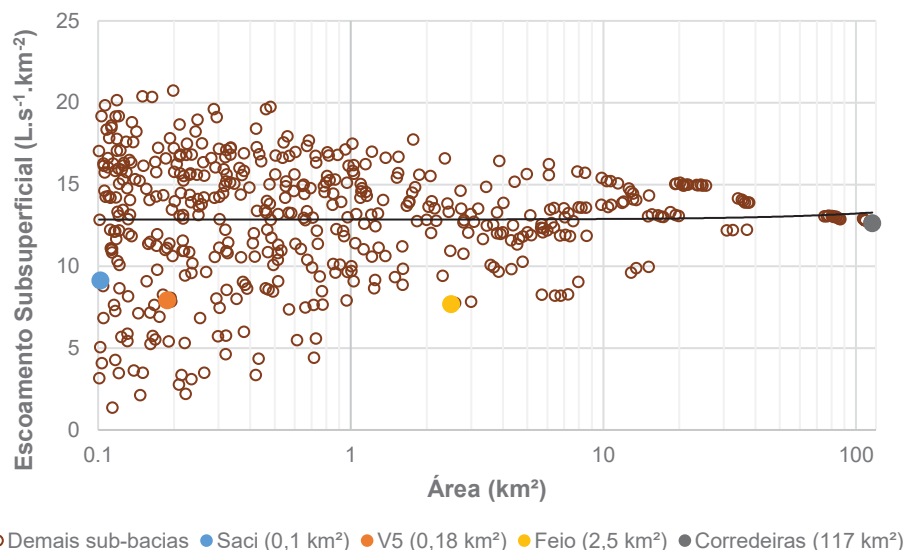
Estudos experimentais e de modelagem (Sharma *et al.*, 1987; Binley *et al.*, 1988; Betson, 1964; Dunne e Black, 1970) apresentaram que o escoamento superficial pode ser produzido apenas em parte de uma bacia hidrográfica. Destaca-se aqui as limitações do modelo SWAT em reproduzir o escoamento por excesso de saturação, que conforme verificado em Santos (2009) e Hung *et al.*, (2017) são importantes processos de geração de escoamento superficial na área de estudo.

A FIGURA 86 mostra o efeito de escala sobre o escoamento subsuperficial específico simulado. Observa-se a mesma tendência dos escoamentos acima avaliados, com maior heterogeneidade nas bacias de menor área de contribuição, sobretudo na envoltória inferior, e homogeneização com o aumento da área.

As simulações com o modelo SWAT mostraram a tendência de diminuição do escoamento subsuperficial específico do ponto Saci para o ponto V5. Estes dados divergem dos apresentados na TABELA 6, sugerindo assim que os efeitos de escala identificados na série monitorada não foram capazes de ressaltar a sazonalidade dos dados, ou que as simulações do escoamento subsuperficial com o SWAT foram limitadas. Observou-se ainda a manutenção do escoamento subsuperficial entre os pontos V5 e Feio, corroborando para o apresentado na TABELA 6. Para a bacia do rio Corredeiras a tendência apresentada nas simulações com o SWAT foi de aumento no escoamento subsuperficial específico, todavia, aqui novamente enfatiza-se as limitações das simulações em reproduzir o escoamento subsuperficial para a bacia do rio Corredeiras (conforme apresentado na FIGURA 60). Reitera-se que a reprodução adequada do escoamento subsuperficial até a área de contribuição equivalente ao ponto rio Feio corresponde a 74% da área total da bacia sendo bem reproduzida.

Os resultados da FIGURA 86 mostram ainda que em relação ao ajuste médio (linha preta) o escoamento subsuperficial das bacias de controle analisadas apresenta valores inferiores em relação à média.

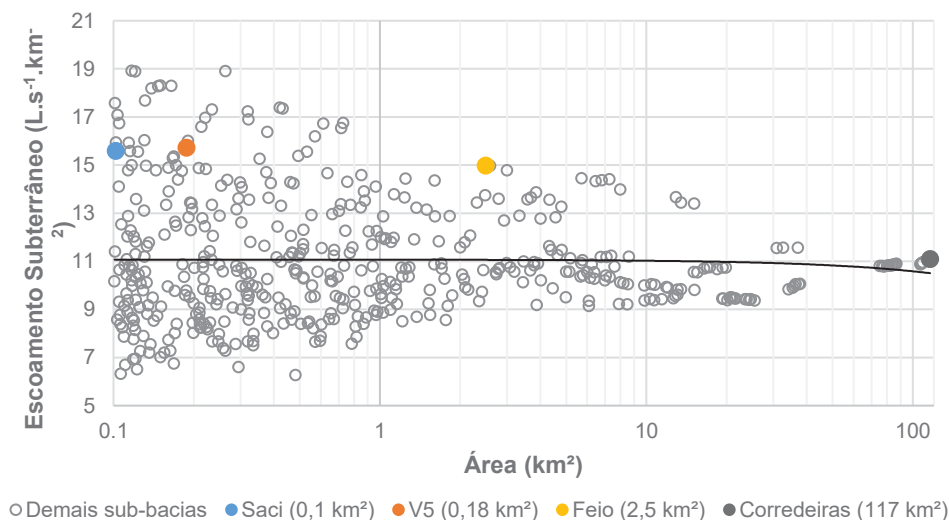
FIGURA 86 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO



O problema em não reproduzir bem até o ponto Corredeiras enfatiza a necessidade de aprimoramento do mapeamento das espessuras de solo na bacia do rio Corredeiras, considerando que neste ponto observou-se uma tendência de superestimar o escoamento subsuperficial por não conseguir simular satisfatoriamente a representatividade deste processo de geração de escoamento.

Quanto ao escoamento subterrâneo, a FIGURA 87 apresenta o efeito de escala sobre a vazão subterrânea específica simulada. Observou-se a tendência de um sutil aumento no escoamento subterrâneo específico do ponto Saci para o ponto V5. A partir do ponto V5 nota-se a tendência de diminuir a vazão subterrânea específica para os pontos Feio e Corredeiras.

FIGURA 87 – EFEITO DE ESCALA SOBRE O ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ESPECÍFICO SIMULADO



Estes resultados estão condizentes com o exposto em Wood *et al.*, (1988) em que a diminuição da escala implica na incorporação de heterogeneidades das áreas, até um certo limite em que as áreas produzirão respostas médias. Em pequenas bacias hidrográficas as características de relevo, solo e precipitação são fatores importantes que controlam a produção de água, enquanto em bacias de grande extensão a geração de escoamento se torna de certa forma insensível a heterogeneidade destes fatores e a resposta chuva-vazão se torna predominantemente regida por características de macroescala.

De modo geral, das FIGURA 84 a FIGURA 87 apresentaram que cada processo de geração e escoamento manifesta os efeitos de escala de uma maneira diferente. E por isso a relevância deste tipo de abordagem nos estudos de efeito de escala dos processos hidrológicos. Além do que cada processo de geração de escoamento possui uma característica sobre a dinâmica hidrossedimentológica temporal e espacial nas bacias.

No fluxograma de Ludwig e Probst (1996) (FIGURA 7), estes autores citam que a vazão possui correlação com densidade de biomassa, variável esta diretamente relacionada com o tipo vegetacional (SEMA, 2009). Segundo os autores citados a biomassa se correlaciona em 63% com a vazão. Esta correlação só é inferior as correlações da vazão com a precipitação.

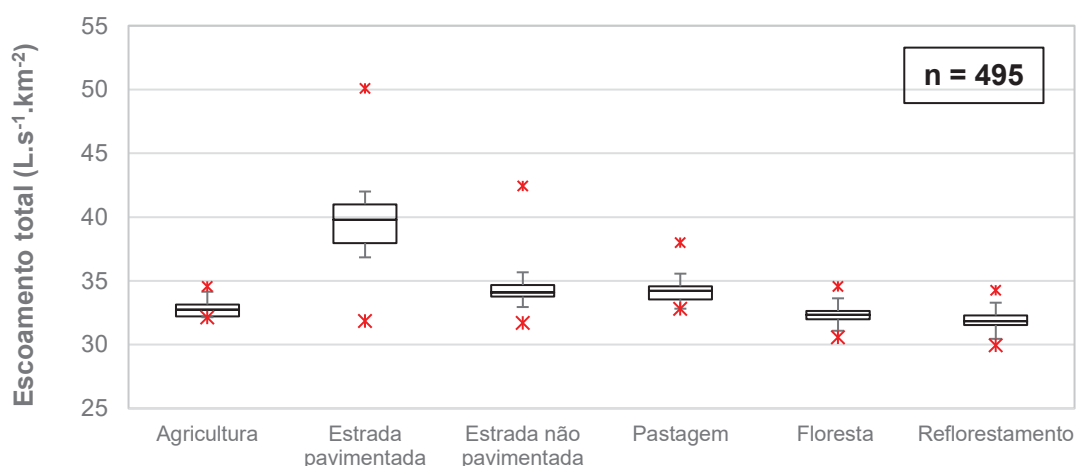
Neste contexto, as simulações com modelo SWAT permitem avaliar a influência de algumas variáveis físicas de entrada (tipos de solos, uso da terra e declividade) sobre os processos hidrossedimentológicos analisados. A variável da vegetação foi avaliada em sua correlação com os efeitos de escala nos processos hidrossedimentológicos. A seguir apresenta-se a heterogeneidade da resposta hidrológica em função do uso da terra para as 495 sub-bacias simuladas.

A FIGURA 88 mostra a heterogeneidade do escoamento total específico simulado associado aos diferentes usos da terra mapeados. A partir da FIGURA 88 observa-se que com exceção das estradas pavimentadas, os demais usos da terra tendem a não apresentar significativas variações. No entanto, a mediana e os intervalos interquartis evidenciam especificidades conforme o uso da terra analisado.

Observou-se que os usos floresta e reflorestamento possuíram menor intervalo interquartil, portanto, menor variabilidade nos resultados de produção de escoamento total específico, ainda estes usos foram identificados produzindo menos

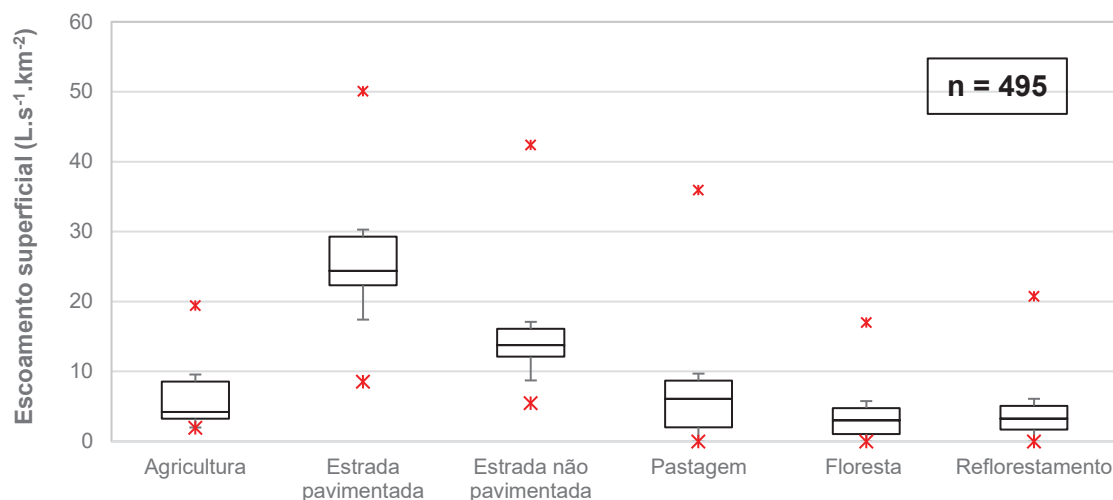
escoamento total específico quando comparado com outros usos. Outro agrupamento é observado com os usos pastagem e estradas não pavimentadas, com valores intermediários de produção de água nas bacias. Por fim, o uso de estradas pavimentadas é apresentado como o uso de maior produção de escoamento total específico e marcadamente com maiores distinções em relação aos demais usos avaliados.

FIGURA 88 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO TOTAL ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA



A FIGURA 89 apresenta a variabilidade no escoamento superficial específico simulado com o uso da terra. Destaca-se a produção de escoamento superficial específico majoritária em função das estradas, pavimentadas ou não pavimentadas. Outro agrupamento de produção e escoamento superficial é observado nos usos agricultura e pastagem. Os usos reflorestamento e floresta são os usos da terra que apresentaram menor produção de escoamento superficial específico, além de possuírem menor variabilidade dos dados, com concentração de quartis menores que os demais usos.

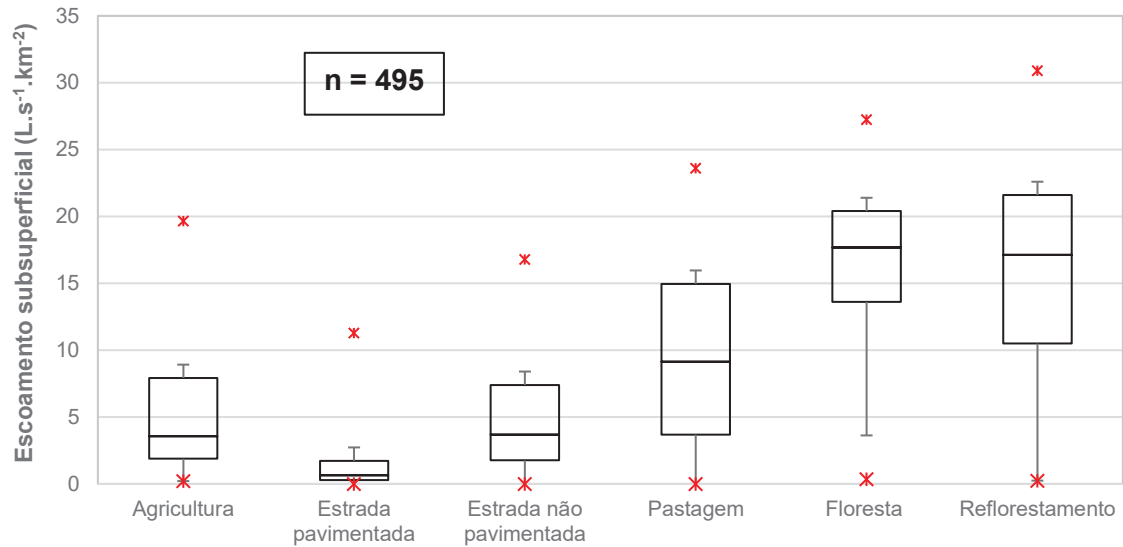
FIGURA 89 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA



A FIGURA 90 apresenta a variabilidade do escoamento subsuperficial específico simulado associada a análise do uso da terra. O reflorestamento e a mata nativa são responsáveis por maior parte do escoamento subsuperficial, isto em função da capacidade destes usos de extraírem água de camadas mais profundas do solo, além de possuírem maior capacidade de infiltração. O reflorestamento apresentou maiores valores de escoamento lateral específico que a mata nativa, considerando que durante a calibração espacial do modelo SWAT foram feitos ajustes na espessura do solo especificamente para este uso para ajustar a representatividade dos escoamentos para cada bacia. Apesar da influência da calibração nos resultados para este uso, estes valores servem de referência na comparação com os demais usos.

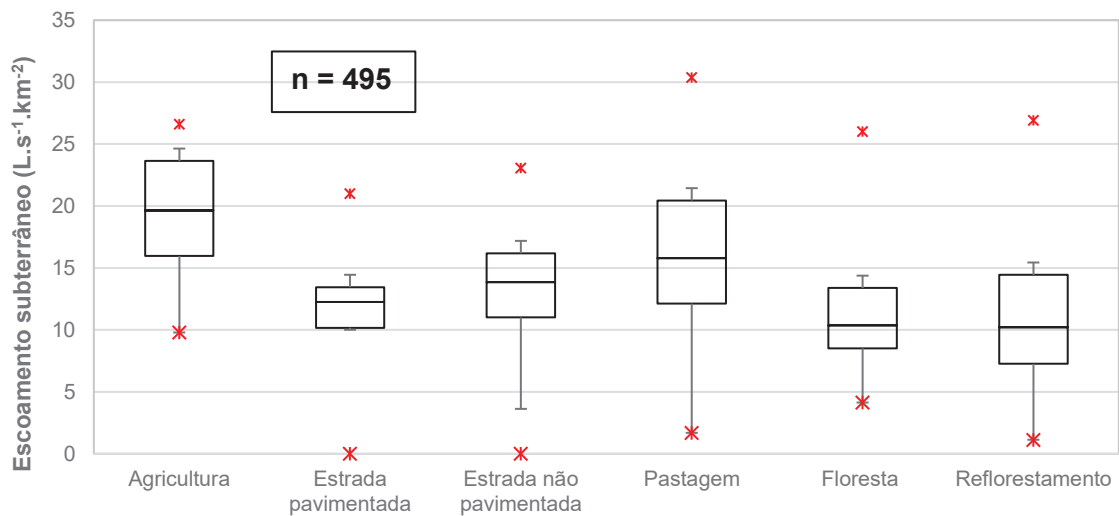
As estradas não pavimentadas e pavimentadas que apresentaram alta produção de escoamento superficial específico (FIGURA 89), aqui, produzem pouco escoamento subsuperficial específico, devido a compactação característica desses usos, e por consequência, baixa capacidade de infiltração. Ainda, a agricultura apresentou respostas similares as das estradas não pavimentadas para o escoamento subsuperficial específico.

FIGURA 90 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA



A FIGURA 91 mostra a heterogeneidade no escoamento subterrâneo específico simulado em função do uso da terra. Observou-se maior contribuição da agricultura ao escoamento subterrâneo específico. Na FIGURA 91 destaca-se ainda que a floresta e o reflorestamento são os usos que menos contribuem para o escoamento subterrâneo específico. Os usos de pastagem e estradas não pavimentadas também aparecem com características similares entre si.

FIGURA 91 – VARIABILIDADE NO ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ESPECÍFICO SIMULADO COM O USO DA TERRA

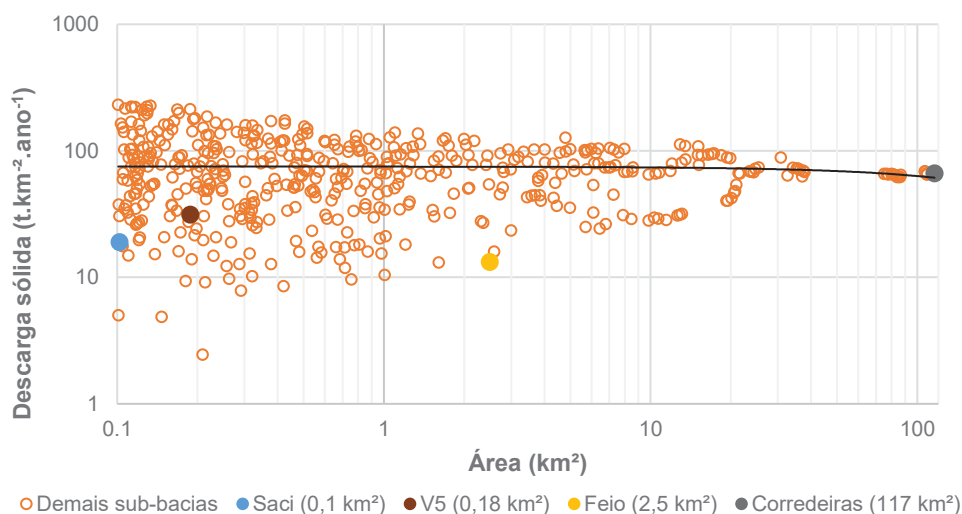


A

FIGURA 92 mostra o efeito de escala sobre a descarga sólida específica simulada. Conforme já apresentado, o transporte de sedimento foi bem reproduzido nas ottobacias com área inferior a 2,5 km², evidenciando a mesma tendência da FIGURA 56, com o aumento da produção de sedimento entre o ponto Saci e V5, e diminuição entre o ponto V5 e Feio. Chorley *et al.*, (1984) explicam esta tendência mencionando que em bacias de menor extensão a maior inclinação das vertentes favorece a produção e mobilização do material erodido até o exutório da bacia, além de que um único evento de precipitação pode cobrir toda a área de uma bacia pequena, mas não necessariamente a totalidade de uma bacia grande. Além disto, Chorley *et al.*, (1984) citam ainda que com o aumento da área de drenagem da bacia e redução da declividade média, os processos de transporte e deposição se tornam dominantes e o material erodido tende a ficar retido em planícies de inundação, bancos de areia ou aluviões. Desta forma, nota-se o predomínio de processos de produção de sedimento entre as escalas dos pontos Saci e V5, e de eventual predomínio dos processos de transporte e deposição a partir da escala do rio Feio. A FIGURA 92 mostra ainda uma maior heterogeneidade da descarga sólida nos valores inferiores à média.

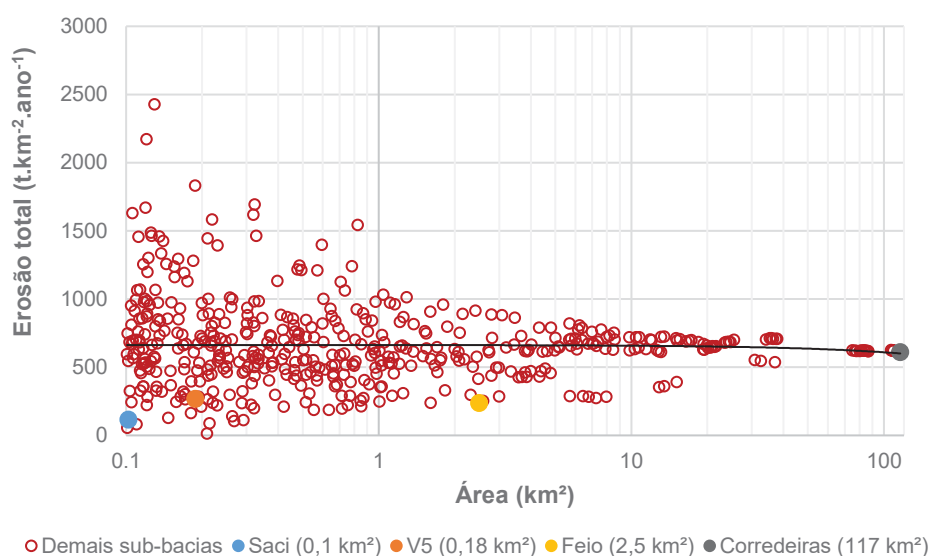
Os resultados apresentados aqui condizem com os de Vanmaercke *et al.*, (2011) e Milliman e Syvitski (1992) que evidenciaram que em áreas temperadas e bacias em ambientes montanhosos geralmente tendem a ocorrer correlações negativas entre área e produção específica de sedimentos.

FIGURA 92 – EFEITO DE ESCALA SOBRE A DESCARGA SÓLIDA ESPECÍFICA SIMULADA



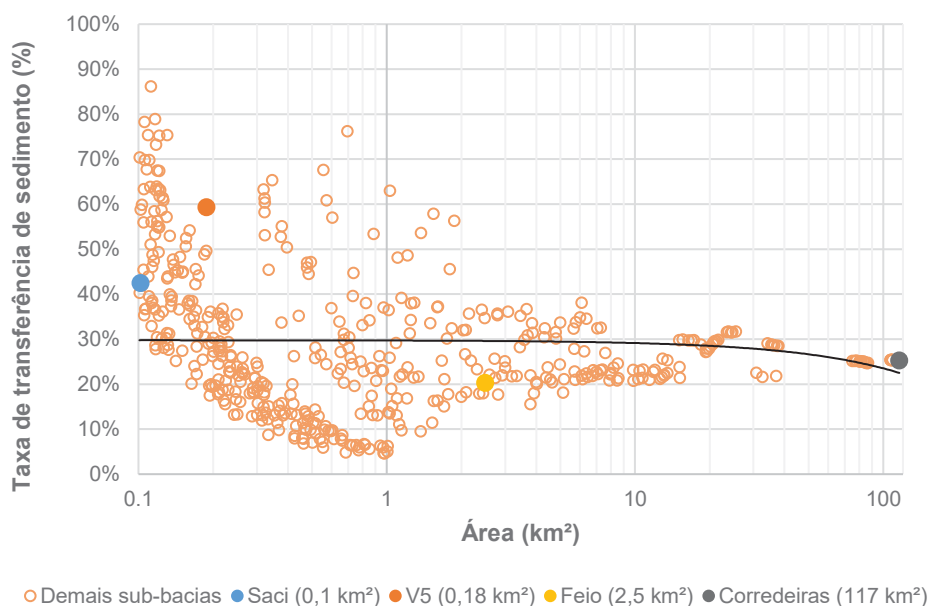
A FIGURA 93 apresenta os efeitos de escala sobre a erosão total. A tendência identificada na FIGURA 93 apresenta que a erosão total específica tende a praticamente dobrar da escala do ponto Saci para o ponto V5, e entre os pontos V5 e Feio a tendência simulada foi de se manter quase constante. A informação de erosão total de sedimentos não tem comparação de referência com os dados monitorados, considerando que o monitoramento reflete somente os resultados de produção de sedimento nas bacias analisadas.

FIGURA 93 – EFEITO DE ESCALA SOBRE A EROSÃO TOTAL ESPECÍFICA



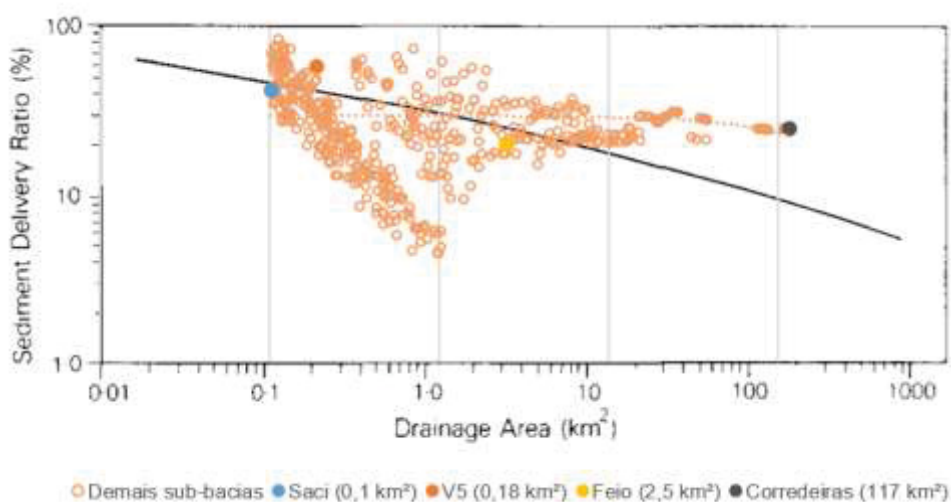
A FIGURA 94 mostra o efeito de escala sobre a taxa de transferência de sedimentos nas bacias. A tendência identificada até a escala do ponto Feio apresenta aumento na taxa de transferência de sedimentos entre os pontos Saci e V5, e diminuição da taxa de transferência de sedimentos entre os pontos V5 e Feio. Nota-se ainda uma concentração de valores altos de taxa de transferência de sedimentos (*sediment delivery ratio*) em bacias de pequena extensão espacial. Walling (1983) e Lane *et al.*, (1997) citam que em bacias menores esta taxa tende a ser maior considerando que em pequenos canais as respostas hidrossedimentológicas são mais rápidas e percorrem distâncias mais curtas, neste sentido um único evento de chuva pode carrear todo material erodido até o exutório da bacia (Walling, 1983; Lane *et al.*, 1997). Lane *et al.*, (1997) apontam ainda que em locais em que a deposição excede a erosão do solo ocorre deposição do material erodido e a taxa de transferência de sedimentos vai diminuir com a área de drenagem.

FIGURA 94 – EFEITO DE ESCALA SOBRE A TAXA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS



Na FIGURA 95 são plotados os valores de taxa de transferência encontrados neste estudo em relação a linha sugerida no estudo de Walling (1983). Observa-se que os valores identificados até o ponto Feio (2,5 km²) condizem com a linha de Walling (1983).

FIGURA 95 – ADAPTAÇÃO DA FIGURA DE WALLING (1983) COM A RELAÇÃO ENTRE A TAXA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E A ÁREA DA BACIA

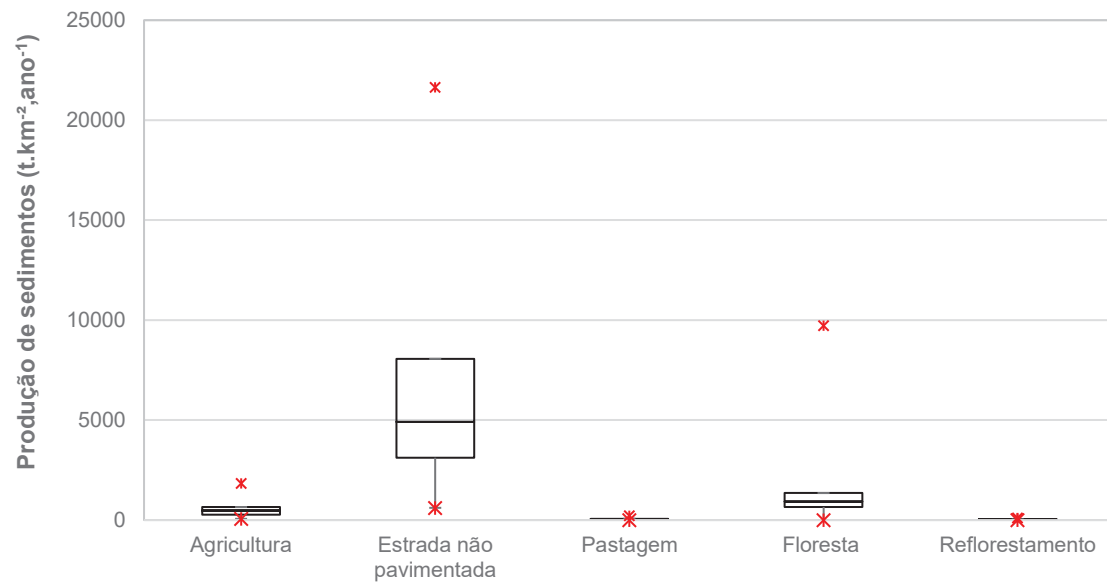


FONTE: Adaptado de Walling (1983)

A FIGURA 96 apresenta a relação entre a produção de sedimentos específica e o uso da terra. Segundo o fluxograma de Ludwig e Probst (1996) (FIGURA 7) a produção de sedimento é explicada em 40% com a variável hidroambiental vegetação. Na FIGURA 96 observa-se que de maneira muito superior a qualquer outro uso a

dinâmica sedimentológica das bacias estudadas está condicionada as estradas não pavimentadas.

FIGURA 96 – VARIABILIDADE NA PRODUÇÃO DE SEDIMENTO SIMULADA COM O USO DA TERRA



7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho avaliou os efeitos de escala sobre processos hidrossedimentológicos de geração de escoamento e produção de sedimentos em bacias hidrográficas através de calibração espacial utilizando o modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). Os resultados consistiram em três partes: a avaliação dos efeitos de escala sobre dados medidos, a calibração espacial do modelo SWAT e a avaliação dos efeitos de escala de forma distribuída.

A análise dos efeitos de escala sobre os dados monitorados mostraram que as estradas não pavimentadas tiveram grande influência sobre a produção de sedimento e vazão nas bacias experimentais, sobretudo nos pontos V5 (0,18 km²) e Feio (2,5 km²) durante a ascensão do hidrograma.

Os efeitos de escala sobre processos hidrológicos apresentaram que cada processo de geração de escoamento (escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo) manifestou de uma forma peculiar os efeitos de escala. Assim, a depender do reservatório de origem (superfície, solo ou rocha) existe um efeito de escala associado. As tendências identificadas apresentaram que o escoamento subterrâneo específico se manteve quase constante entre as diferentes escalas das bacias analisadas. O escoamento subsuperficial específico diminuiu com o aumento da área de contribuição da bacia. Para o escoamento superficial a tendência foi de aumentar o escoamento superficial específico com o aumento da área da bacia.

Este estudo sugeriu ainda que os resultados sedimentológicos sejam avaliados a luz de uma faixa de valores passíveis em ocorrer na natureza, considerando que a descarga sólida é 70% explicada pela vazão. Os demais 30% compreendem outras variáveis ambientais que influenciam a dinâmica sedimentológica, sobretudo em bacias de pequena extensão espacial. Desta forma, foram determinadas faixas de incerteza dos dados de descarga sólida para cada ponto analisado neste trabalho.

Os efeitos de escala identificados sobre os processos sedimentológicos monitorados mostram que o pico da produção específica de sedimento ocorre no ponto V5. Entre os pontos Saci e V5 notou-se o aumento na produção específica de sedimento. A partir do ponto V5 a produção específica de sedimento diminuiu com o aumento da área. Esta tendência se enquadrou aos modelos conceituais propostos na literatura. Estes dados revelam um limiar onde em bacias com até 0,18 km² os

processos de erosão foram dominantes em relação aos processos de transporte e deposição de sedimento. Enquanto em bacia com áreas maiores os processos de transporte e deposição de sedimento foram predominantes em relação aos processos de erosão.

Na etapa de calibração espacial do modelo SWAT foi feita avaliação simultânea do escoamento superficial, subsuperficial, subterrâneo e da produção de sedimentos para os quatros pontos de monitoramento objetos deste estudo. Para a reprodução dos diferentes processos de geração de escoamento mostrou-se importante alterar o parâmetro Sol_Z, que modifica a profundidade do solo, visando adequar as espessuras de solos hidrológicos nas bacias analisadas e melhor reproduzir os reservatórios de água (superfície, solo e rocha).

Os resultados evidenciam que a calibração espacial com o modelo SWAT permitiu reproduzir no modelo as condições monitoradas dos processos hidrológicos e sedimentológicos. As simulações foram consideradas satisfatórias, considerando a complexidade de utilizar uma abordagem multi-site, multivariável e multicritério. Entre as limitações dos resultados simulados destaca-se: a inadequabilidade do modelo SWAT em reproduzir o escoamento superficial, sobretudo pela influência do escoamento dunniiano na área de estudo, os picos e mínimos do escoamento subsuperficial não foram bem reproduzidos, e ainda, a dinâmica sedimentológica do ponto Corredeiras teve seus resultados limitados devido a uma limitação do modelo SWAT em simular os processos sedimentológicos em projetos com muitas sub-bacias.

Os efeitos de escala identificados de forma distribuída mostram a diversidade dos efeitos de escala em cada um dos processos avaliados. Uma característica comum em todas as análises foi a homogeneização das tendências com o aumento da área. A diminuição da escala implicou na incorporação de heterogeneidades das áreas a montante. Em todos os processos avaliados (escoamento superficial, subsuperficial, subterrâneo e produção de sedimento) foi observada uma grande heterogeneidade em bacias de menor dimensão e o afunilamento das tendências em torno de um valor médio com o aumento da área de contribuição, homogeneizando as tendências.

As simulações dos efeitos de escala com o modelo SWAT possibilitaram ainda avaliar a influência de variáveis físicas, como o uso da terra, sobre os resultados. Neste sentido, verificou-se que as estradas pavimentadas e não pavimentadas

produzem maior parte do escoamento superficial específico das bacias. Os resultados indicaram ainda que a mata nativa e o reflorestamento foram os usos que menos produziram escoamento superficial específico. Com tendência inversa ao escoamento superficial, no escoamento subsuperficial específico a mata nativa e o reflorestamento foram os usos que mais produziram este tipo de escoamento, enquanto as estradas, por suas características de infiltração, foram o uso que menos produz escoamento subsuperficial específico nas bacias. A agricultura e a pastagem apareceram como os usos que mais contribuem para o escoamento subterrâneo específico.

Ao analisar a influência do uso da terra sobre a produção de sedimentos nas bacias observou-se que a dinâmica sedimentológica das bacias está condicionada ao uso de estradas não pavimentadas, sendo este o uso com maior produção específica de sedimentos. Esta análise é relevante pois as estradas não pavimentadas ocupam uma porcentagem muito pequena da área das bacias e usualmente não é considerada nos estudos e modelagens sedimentológicas.

Esta pesquisa sugere ainda que existe efeito de escala sobre dados monitorados e também sobre as simulações e parametrizações com o modelo SWAT.

As conclusões extraídas nesta pesquisa quanto a avaliação dos efeitos de escala sobre dados medidos são:

- As estradas não pavimentadas tiveram grande influência sobre a produção de sedimento e vazão específicas, notadamente nos eventos com geração de escoamento superficial;
- Cada processo de geração de escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo) manifestou de forma singular os efeitos de escala.

Quanto a calibração espacial do modelo SWAT destaca-se:

- A importância dos parâmetros de espessura do solo para distribuir os escoamentos nos reservatórios;
- Existe efeito de escala sobre as simulações e parametrizações com o SWAT, evidenciados pelas limitações na propagação de sedimentos no canal e heterogeneidade das simulações do escoamento superficial;

Por fim, as conclusões da avaliação dos efeitos de escala de forma distribuída sugerem que:

- Todos os processos avaliados apresentaram uma grande heterogeneidade em bacias de menor dimensão e o afunilamento das tendências em torno de um valor médio com o aumento da área de contribuição;
- As estradas são responsáveis pela maior produção de escoamento superficial específico e produção específica de sedimentos. A mata nativa e o reflorestamento foram os usos que mais produziram escoamento subsuperficial específico. A agricultura e a pastagem apareceram como os usos que mais contribuem para o escoamento subterrâneo específico.

8 RECOMENDAÇÕES E ETAPAS FUTURAS

O desenvolvimento deste trabalho envolveu o uso de dados de campo, o monitoramento de processos, análises laboratoriais, consistência de dados e modelagem hidrossedimentológica. Algumas destas etapas tiveram resultados limitados, restringindo o aprofundamento no tema desta pesquisa. Dentre as sugestões que proporcionariam ganhos e continuidade nos resultados aqui apresentados recomenda-se:

- Aprimorar o mapeamento dos solos do ponto de vista hidrológico, como espessura e propriedades físico-hídricas;
- Utilizar resolução temporal dos dados compatível com a dinamicidade dos processos hidrossedimentológicos das bacias, sobretudo para simular as bacias de menor dimensão;
- Compor, através do monitoramento, uma série de dados mais extensa, sobretudo para a série sedimentológica;
- Melhorar a curva de calibração do turbidímetro, com a automatização de coletas de sedimento durante eventos;
- Utilizar métodos isotópicos de separação de escoamento;
- Testar o modelo SWAT-VSA que simula o escoamento dunniiano.

Um dos maiores desafios da hidrologia é compreender o comportamento estocástico dos processos hidrossedimentológicos nas diferentes escalas de tempo e espaço. Este entendimento depende do monitoramento sistemático e contínuo de processos e variáveis hidrossedimentológicas e meteorológicas. Os resultados aqui apresentados permitiram verificar a enorme heterogeneidade das respostas hidrossedimentológicas, sobretudo em bacias de menor dimensão espacial, que em geral não são monitoradas. O aprimoramento de pesquisas no tema depende diretamente da implementação de uma rede de monitoramento ampla e representativa que cubra os mais diversos processos hidrossedimentológicos em suas especificidades de heterogeneidade espacial e variabilidade temporal. Com isto, destaca-se a importância em investir no monitoramento de bacias hidrográficas para a obtenção de uma série de dados longa e confiável, permitindo avançar no entendimento da representatividade dos processos hidrossedimentológico no sistema hídrico, a diversidade destes processos no tempo e espaço e a transferência/conectividade dos processos em áreas elementares.

REFERÊNCIAS

- AKSOY, H.; KAVVAS, M.L. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 2005, v. 64, p. 247–271.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, Rome, 1998.
- AMMON, D. C. Urban stormwater pollutant buildup and washoff relationships. Master's degree. Gainesville, Fla.: University of Florida, Florida, 1978.
- AMORE, E.; MODICA, C.; NEARING, M.A.; SANTORO, V.C. Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. *Journal of Hydrology*, 2004, v. 293, p. 100-114.
- AMOROCHO, J. Discussion on predicting storm runoff on small experimental watershed, by N.E. Minshall. *J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng.*, 1961, 87 (HY2): 185-191.
- ANDERSEN, J.; REFSGAARD, J. C.; JENSEN, K. H. Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin--model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 2001, 247(3-4), p. 200-214.
- ARNOLD, J. G.; MUTTIAH, R. S.; SRINIVASAN, R.; ALLEN, P. M. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 2000, v.227, p. 21-40.
- ARNOLD, J. G.; ALLEN P. M.; MUTTIAH, R. S.; BERNHARDT, G. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, 1995, 33(6): p. 1010-1018.
- ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modelling and assessment part I: Model development1. *Journal of the American Water Resources Association*, 1998, 34(1), p. 73-89.
- ARNOLD, J.G.; MORIASI, D.N.; GASSMAN, P.W.; ABBASPOUR, K.C.; WHITE, M.J.; SRINIVASAN, R.; SANTHI, C.; HARMEL, R.D.; GRIENSVEN, A.V.; LIEW, M.W.V.; KANNAN, N. e JHA, M.K. SWAT: Model use, calibration, and validation. *Trans ASABE*, 2014, 55(4): p. 1491-1508
- ARON G.; WHITE E.L. Fitting a gamma distribution over a synthetic unit hydrograph. *JAmWater Resour Assoc*, 1982, 18(1): p. 95–98
- BAGNOLD, R. Bed load transport by natural rivers. *Water Resources Res.* 1977, 13(2): p. 303-312.
- BALDISSERA, G.C. Aplicabilidade do modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil and Water Assessment Tool), para a bacia hidrográfica do Rio Cuiabá/MT.

(Dissertação de Mestrado) Cuiabá, Universidade Federal do Mato Grosso, 2005. 148p.

BATHURST, J. C.; O'CONNELL, P. E. Future of distributed modelling: The Systeme Hydrologique Europeen. *Hydrological Processes*, 1992, 6 (3): p. 265-277

BECKER, A. Runoff processes in mountain headwater catchments: recent understanding and research challenges. In: HUBER, et al.; (Ed.). *Global change and mountain regions*. Netherlands, 2005. p. 283-295.

BENDA, L.; DUNNE, T. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resources Research*, 1997, Z.33 12, p. 2865–2880.

BERGSTROM, S.; L. P. GRAHAM. On the scale problem in hydrological modelling, *J. Hydrol.*; 1998, 211, p. 253 – 265.

BERGSTROM, S.; LINDSTROM, G.; PETTERSSON, A. Multi-variable parameter estimation to increase confidence in hydrological modeling. *Hydrological Processes* 2002, 16: p.413–421

BETSON, R.P. 1964. What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.*; 69, p.1541 1552.

BEVEN, K. *Rainfall-Runoff Modelling - The primer*. West Sussex, John Wiley & Sons, 2001. 360p.

BEVEN, K.; Changing ideas in hydrology – The case of physically based models. *J. Hydrol.*; 1989, 105, p. 157–172.

BEVEN, K.; WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M. On hydrological heterogeneity – catchment morphology and catchment response. *Journal of Hydrology*, 1988, nº 100, p. 353 – 375.

BEVEN, K.J. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 1993, 16, p. 41–51.

BEVEN, K.J. A discussion of distributed modelling. In *Distributed Hydrological Modelling*, Refsgaard JC, Abbott MB (Eds). Kluwer: Dordrecht, 1996, p. 255–278

BINLEY, A.M.; ELGY, J.; BEVEN, K.J. A physically based model of heterogeneous hillslopes. I. Runoff production. *Water Resour. Res.* 1988.

BLOSCHL, G. Scaling issues in snow hydrology. *Hydrol. Processes*, 1999, 13, 2149–2175.

BLOSCHL, G.; SIVAPALAN, M. Scale Issues in Hydrological Modelling: A Review. *Hydrological Processes*, 1995, v.9, p.251-290.

BONUMA, N. B. Modelagem do Escoamento da Produção de Sedimentos e da Transferência de Fósforo em Bacia Rural do Sul do Brasil. (Tese de Doutorado) da Universidade Federal de Santa Maria, 2011.

BOUWER, H. Infiltration of water into non-uniform soil. *Journal Irrigation and Drainage Div.*; 1969, 95(IR4): p. 451-462.

BRACKEN, L.J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic system. *Hydrological Processes*, 2007, v. 21, p. 1749-1763.

BRAKENSIEK, D.L. Kinematic flood routing. *Transactions of the ASAE*, 1967, 10(3):340-343.

BRANDT, C. J. Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surface Proc. and Landforms*, 1990, 15(8): p. 687-698.

BRESSANI, D.A.; SRINIVASAN, R.; MENDIONDO E. M.; ABBASPOUR, K.C. SWAT Hourly calibration using SWAT-CUP for a large watershed in southeast Brazil and flooding applications. 2015 International SWAT Conference, Pula, Sardinia, Itália. (2015)

BRODIE, R. S.; HOSTETLER, S. A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. Bureau of Rural Sciences; Australian Government; Department of Agriculture, Fisheries and Forestry. International Association of Hydrogeologist Conference. Camberra, 2005, 13 p.

BROWNLIE, W. Prediction of flow depth and sediment discharge in open channels. 1982. PhD diss. Pasadena, Cal.: California Institute of Technology.

BUARQUE, D. C. Simulação da geração e do transporte de sedimentos em grandes bacias: Estudo de caso do rio Madeira. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), 2015

CAMMERAAT, E.L.H. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 2004, 104, p. 317–332.

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

CAO, W.; BOWDEN, W.B.; DAVIE, T. & FENEMOR, A. Multi- variable and multi-site calibration and validation of SWAT in a large mountainous catchment with high spatial variability. *Hydrol. Proc.*; 20:1057-1073, 2006.

CARVALHO NETO. J.G. (2011). Simulação Hidrossedimentológica da Bacia do Riacho dos Namorados com o modelo SWAT. (Dissertação de Mestrado), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 194p.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia Prática. Rio de Janeiro: Interciência, 2ª ed.; ver.; atual. e ampliada, 2008. 599p.

CASTRO, I. E. Escala e pesquisa na geografia. Problema ou solução? Espaço Aberto, [S.l.], v. 4, n. 1, p. 87-100, set. 2015. ISSN 2237-3071.

CASTRO, J.C.; BORTOLUZZI, C.A.; CARUSO J. F.; KREBS, A.S.J. Coluna White: estratigrafia da Bacia do Paraná no sul do estado de Santa Catarina - Brasil. Secretaria de Estado de Tecnologia, Energia e Meio Ambiente, 1994, Florianópolis, 1 v. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 4).

CASTRO, N. M. R.; AUZET, A. V.; CHEVALLIER, P.; e LEPRUN, J. C.: Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil, Hydrol. Process.; 1999, 13, 1621–1628.

CASTRO, N.; MENDIONDO, E .; CHEVALLIER. Análise das Estimativas na Micro-Escala Hidrológica do Basalto Sul riograndense. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995. Anais, 4v.; 2v.; (Ed), p.191-196

CERDAN, O.; GOVERS, G.; LE BISSONNAIS, Y.; VAN OOST, K.; POESEN, J.; SABY, N.; GOBIN, A.; VACCA, A.; QUINTON, J.; AUERSWALD, K.; KLIK, A.; KWAAD, F.J.P.M.; RACLOT, D.; IONITA, I.; REJMAN, J.; ROUSSEVA, S.; MUXART, T.; ROXO, M.J.; DOSTAL, T. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: a study based on erosion plot data. Geomorphology 122 (1–2), 2010, 167–177.

CERDAN, O.; LE BISSONNAIS, Y.; GOVERS, G.; LECOMTE, V.; VAN OOST, K.; COUTURIER, A.; KING, C.; DUBREUIL, N. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. J. Hydrol.; 2004, 299, 4–14.

CERDAN, O.; LANDEMAINE, V.; VANDROMME, R.; GAY, A.; LAIGNEL, B. Connectivity and scale effect on sediment fluxes dynamic from the hillslope to the river basin. EGU Assembleia Geral 2016, maio de 2016, Viena, Áustria. pp.EGU2016-11621 de 2016

CHANG, H.J. Comparative streamflow characteristics in urbanizing basins in the Portland Metropolitan Area, Oregon, USA. Hydrol Process, 2007, 21(2):211–222

CHORLEY, R. The Hillslope Hydrological Cycle. In: M. Kirkby (ed.) Hillslope Hydrology, New York: John Wiley & Sons, 1978, Cap.1, p.1-42.

CHORLEY, R.J.; SCHUMM, S.A.; SUGDEN, D.E.; 1984. Geomorphology. Methuen, London

CHRISTOFOLETTI, A. Modelagem de Sistemas Ambientais. São Paulo: Edgard Blücher, 1999.

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

CHURCH, M.; SLAYMAKER, H.O.; Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. Nature, 1989, 337, 452–454.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. Introduzindo hidrologia. 6. ed. Porto Alegre, RS: IPH UFRGS, 2008. 274 p.

CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M. R. Relaciones entre las escorrentías superficial y subterránea. In: Hidrología subterránea. 2. ed. Editora Omega, Barcelona, 1983. cap 11.2, p. 1121-1157

DALAGNOL, E.F.N. Subsídios para o zoneamento da APA do Rio dos Bugres, Rio Negrinho – SC, com vistas ao aproveitamento de água para abastecimento público. Florianópolis, 2001. 166f. (Tese de Doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina.

DE PLOEY J. Some experimental data on slopewash and wind action with reference to Quaternary morphogenesis in Belgium. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1977, 2: 101–115.

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

DE VENTE J.; POESEN J.; VERSTRAETEN G.; GOVERS G.; VANMAERCKE M.; VAN ROMPAEY A.; ARABKHEDRI M.; BOIX-FAYOS C. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand? *Earth-Science Reviews*, 2013, 127: 16-29.

DE VENTE, J.; POESEN, J.; ARABKHEDRI, M.; VERSTRAETEN, G. The sediment delivery problem revisited. *Prog. Phys. Geogr*, 2007, 31 (2), 155–178.

DE VENTE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; VAN ROMPAEY, A.; GOVERS, G. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain, *Glob. Planet. Chang*, 2008, 60 (3–4), 393–415

DE WITT, A. Runoff Controlling Factors in Various Sized Catchments in Semi- arid Mediterranean Environments in Spain. Ph.D. Thesis, Universiteit Utrecht, Utrecht, Netherlands, 2001.

DEARING, J.A.; JONES, R.T.; Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Glob. Planet. Chang*, 2003, 39 (1–2), 147–168

DEDKOV, A. The relationship between sediment yield and drainage basin area. In: GOLOSOV, V.; BELYAEV, V. & WALLING, D.E.; eds. *Sediment transfer through the fluvial systems*, Wallingford, 2004. P.197-204. (IAHS Publ.; 288)

DENDY, F.; BOLTON, G. Sediment yield–runoff drainage area relationships in the United States. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1976, 31, 264–266.

DI LUZIO M.; ARNOLD J.G. Formulation of a hybrid calibration approach for a physically based distributed model with NEXRAD data input. *J Hydrol*, 2004, 298(1–4):136–154

DICKINSON, A.; COLLINS, R. Predicting erosion and sediment yield at the catchment scale. *Soil Erosion at Multiple Scales*. v. 20, p. 317- 342, 1998.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM). Coordenadoria de Recursos Minerais. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina: escala 1:500.000. Florianópolis, 1986.

DUNNE, T. e BLACK, R.; 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.*; 6: 478-490.

DUNNE, T.; Field studies of hillslope flow processes. In: M.J. Kirkby (Editor), *Hillslope Hydrology*. Wiley, New York, 1978, p. 227-293.

ECKHARDT, K.; HAVERKAMP, S.; FOHRER, N.; e FREDE, H. G. SWAT-G, a version of SWAT99. 2 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2002, Parts A/B/C, 27(9-10), 641-644.

EPAGRI/CIRAM (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina/Centro de Informações de Recursos ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina). Zoneamento agroecológico e socioeconômico.

FARAMARZI, M.; K.C. ABBASPOUR, H. YANG, R. SCHULIN. Application of SWAT to quantify internal renewable water resources in Iran. *Hydrological Sciences*, 2008, DOI: 10.1002/hyp.7160.

FIENER, P.; AUERSWALD, K.; VAN OOST, K. Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments—a review. *Earth Sci. Rev*, 2011, 106 (1–2), 92–104.

FLANAGAN, D. C. e NEARING, M. A. USDA-Water erosion prediction project: hillslope profile and watershed model documentation. NSERL Report, 1995, No. 10, USDA-ARS-NSERL, West Lafayette, IN.

FLEMING, G. Design curves for suspended load estimation. *Proc. Institution of Civil Engineers*, Paper, 1969, 7 185 No. 43, London, England, May 1969, p. I-9.

FRYIRS, K.; BRIERLEY, G. J.; PRESTON, N. J. e SPENCER, J. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 2007, 84, 297-316.

FUREY, P. R.; GUPTA, V. K. Tests of two physically based filters for base flow separation. *Water Resources Research*, v. 39, n. 10, 1297, doi: 10.1029/2002WR001621, 2003.

GAREN D.C.; MOORE D.S. Curve number hydrology in water quality modeling: uses, abuses, and future directions. *JAMWater Resour Assoc*, 2005, 41(2):377–388

GASSMAN, P.W.; SADEGHI, A.M.; SRINIVASAN, R. Applications of the SWAT model special section: overview and insights. *J. Environ*, 2014, 43, 1–8.

GIRARDI, R.V.; CASTRO, N. M. dos R.; GOLDENFUND, J. A.; SILVEIRA, A. L. L.; PINHEIRO, A.; Avaliação do Efeito de Escala em Características de Chuva e Vazão em Sub-Bacias Embutidas da Bacia do Potiribu – RS. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2011, v.16 n.2, p. 49-64.

GLYMPH, L. M. Study of sediment yields from watersheds. In: *Assemblée Générale de Rome 1954*, Tome I, 173-191. IAHS. Publ. no. 36.

GOODRICH, D.C.; LANE, L.J.; SHILLITO, R.M.; MILLER, S.N.; SYED, K.H.; WOOLHISER, D.A. Linearity of basin response as a function of scale in a semiarid watershed. *Water Resources Research*, 1997, 33, 2951–2965

GOODRICH, D.C.; WOOLHISER, D.A. Catchment hydrology. *Rev. Geophys.*; Suppl. April 1991: 202- 209 (US National Rep. to International Union of Geodesy and Geophysics 1987-1990).

GOTTSCHALK, L.; ASKEW, A. 1987. Hydrology and data acquisition. In: *Hydrology 2000*, vol. 171. IAHS Publ.; p. 79-90

GRAYSON, R.; e BLOSCHE, G. Spatial patterns in catchment hydrology: Observations and modelling, 2000, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

GRAYSON, R.; MOORE, I.; McMAHON, T. (1992). Physically Based Hydrologic Modelling: II. Is the Concept Realistic?, *Water Resources Research*, Washington, ol.26, No.10, p.2659- 2666

GREEN, W. H.; & AMPT, G. A. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agriculture Science*, 1911, 4(1), 1-24.

GUPTA, H.V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P.O. Status of automatic calibration for hydrologic models: comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 1999, 4 (2), 135– 143.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *International Symposium of Forest Hydrology*. Pergamon Press, 1967, Oxford. p. 275- 290.

HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L.; ESHLEMAN, K. N. Elements of Physical Hydrology. J. Hopkins, 1998, p. 302.

HORTON, R.E. The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle. *Transactions of the American Geophysical Union*, 1933, 14, 446-460.

HUBER, W. C.; R. E. DICKINSON, e T. O. BARNWELL JR. Storm water management model. Version 4. Washington, D.C.: U.S. Environmental Protection Agency, 1988.

HUNG, M. N. W. B.; SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. Simulação hidrogeomorfológica da dinâmica das áreas saturadas da bacia do rio Corredeiras, Rio Negrinho – SC.

RA'E GA: o Espaço Geográfico em Análise. Curitiba, v.41 Temático de Geomorfologia, p. 208-227, 2017.

IENSEN, I.R.R.; SCHULTZ, G.B.; SANTOS, I. Simulation of hydrosedimentological impacts caused by climate change in the Apucarantina River watershed, southern Brazil. *Sediment Dynamics from the Summit to the Sea* (Proceedings of a symposium held in New Orleans, Louisiana, USA, 11–14 December 2014) p. 367-373. 2014

IENSEN, I.R.R.; SCHULTZ, G.B.; SANTOS, I. Simulation of Green and Blue Water Impacts Caused by Climate Changes in the Apucarantina River Watershed, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geografia Física*. V. 08, N. 01 (2015) 179-186

JANSEN, J.; PAINTER, R. Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*, 1974, 21, 371–380.

JAYAKRISHNAN R. Effect of rainfall variability on hydrologic simulation using WSR-88D (NEXRAD) data. Ph.D. Dissertation submitted to Texas A&M University, 2001, College Station, TX.

JENSEN, K.; MANTOGLOU, A. Future of Distributed Modelling, in: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, 1991, p.203-212,

JEONG, J. Development of Subdaily Erosion and Sediment Transport Models in SWAT. 2010 International SWAT Conference. (2010)

JEONG, J. H.; KANNAN, N.; AND SRINIVASAN, R. Development of SWAT algorithms for modeling urban Best Management Practices. Final report submitted to Watershed Protection and Development Review Department, City of Austin. Blackland Research and Extension Center, 2011, Texas AgriLife Research, Texas A&M System, Temple, TX.

JEONG, J.; C. SANTHI, J. G. ARNOLD, R. SRINIVASAN, S. PRADHAN, AND K. FLYNN. Development of algorithms for modeling onsite wastewater systems within SWAT. *Trans. ASABE*, 2011, 54(5): 1693-1704.

JEONG, J.; KANNAN, N.; ARNOLD, J.; GLICK, R.; GOSSELINK, L.; SRINIVASAN, R. Development and integration of sub-hourly rainfall–runoff modeling capability within a watershed model. *Water Resources Management*, 2010, 24(15), 4505-4527

JOEL, A.; MESSING, I.; SEGUEL, O.; CASANOVA, M. Measurement of surface, water runoff from plots of two different sizes. *Hydrol. Process*, 2002, 16, 1467–1478.

KANNAN, N.; WHITE, S.M.; WORRALL, F. WHELAN, M.J. Sensitivity analysis and identification of the best evapotranspiration and runoff options for hydrological modelling in SWAT-2000. *Journal of Hydrology*, 2007, 332: 456– 466.

KING, K.W.; ARNOLD, J.G.; BINGNER, R.L. Comparison of Green- Ampt and curve number methods on Goodwin Creek watershed using SWAT. *Transactions of American Society of Agricultural Engineers*, 1999, 42 (4), 919–925.

KIRKBY, M. From Plot to Continent: Reconciling Fine and Coarse Scale Erosion Models. In: Stott, D. E.; Mohtar, R. H. and Steinhardt, G. C. (Eds). 2001. Sustaining the Global Farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting held May 24-29 at Purdue University and the USDA- ARS National Soil Erosion Research Laboratory. Pages 860-870.

KLEIN, M.; 1976. Hydrograph peakedness and basin area. *Earth Surf. Process.*; 1:27-30.

KLEMES, V. Conceptualization and scale in hydrology, *J. Hydrol.*; 1983, 65, 1-23.

KLEMES, V. Hydrological uncertainty in water management context. In: Scientific Procedures Applied to the Planning, Design and Management of Water Resources Systems (Proc. Hamburg Symposium, FR Germany, August 1983), 1985, 175-186. IAHS Publ. no.147

KOPPEN, W. e R. GEIGER. *Klima der Erde (Climate of the earth)*, 1954, Wall Map 1:16 Mill. Klett-Perthes, Gotha. Map.

KRYSANOVA, V.; F. HATTERMAN, e F. WECHSUNG. Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessment. *Hydrol. Process*, 2005, 19(3): 763-783

KRYSANOVA, V.; MULLER-WOHLFEIL, D.-I.; BRONSTERT, A.; FLECKSTEIN, J. Modelling runoff dynamics of the Elbe drainage basin: an application of the HBV model. In: Wheater, H.; Kirkby, C. (Eds.), *Hydrology in a Changing Environment. Proceedings of the British Hydrological Society International Conference*, Exeter, July 1998, John Wiley and Sons, Chichester, p. 147– 151.

LANE, L. J.; HERNANDEZ, M. & NICHOLS, M. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environ. Model. Softw.*; 4:355-369,1997.

LANE, S.N.; RICHARDS, K.S.; CHANDLER, J.H. Morphological estimation of the time-integrated bed load transport rate. *Water Resources Research*, 1995, 31 (3), 761–772.

LIBARDI, P.L. *Dinâmica da água no solo*. São Paulo: EDUSP, 2005. 335p.

LIM, K. J. GIS-based sediment assessment tool. *Catena*, Amsterdam, v. 64, no. 1, p. 61-80, 2005.

LIM, K.J.; SAGONG, M.; ENGELI, B.A.; TANG, Z.; CHOI, J.; KIM, K.-S.; 2005. GIS-based sediment assessment tool. *Catena* 64 (1), 61–80

LOPES, V. L. A numerical model of watershed erosion and sediment yield. Tucson: University of Arizona, 1987.

LUDWIG, W.; PROBST, J.-L.; 1996. A global modeling of climatic, morphologic, and lithological control of river sediment discharges to the ocean. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 236, 21– 28.

LYNE, B.; HOLLICK, M. Stochastic time-variable rainfall runoff modelling. In Hydrology and Water Resources Symposium, Proceedings. National Committee on Hydrology and Water Resources of the Institution of Engineers, Perth, Australia, 10–12 September 1979.

MACAIRE, J.-J.; BELLEMLIH, S.; DI-GIOVANNI, C.; DE LUCA, P.; VISSET, L.; BERNARD, J. Sediment yield and storage variations in the Négron river catchment (south western Parisian basin, France) during the Holocene period. *Earth Surf. Process. Landf.*, 2002, 27, 991–1009.

MAGALHAES, M. N.; LIMA, A. C. P.. *Noções de Probabilidade e Estatística*. 7/3 ed. São Paulo: Editora da USP, 2015. v. 1, p. 432.

MAHARJAN, G.R.; Y.S. PARK, N.W. KIM, D.S. SHIN, J.W. CHOI, G.W. HYUN, J.-H. JEON, Y.S. OK, e K.J. LIM. Evaluation of SWAT sub-daily runoff estimation at small agricultural watershed in Korea. *Front. Environ. Sci. Eng.*, 2013, 7(1): 109–119.

MANO, V.; MOATAR, F.; COYNEL, A.; ETCHEBER, H.; LUDWIG, W.; MEYBECK, M.; NEMERY, J.; POIREL, A.; BLANC, G.; SCHAFER, J. Space and time variability of suspended particulate matter (SPM) transport in 32 French rivers (100 to 100,000 km²; daily to yearly). *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems ICCE IAHS International Symposium*, 3rd–7th July 2006, Dundee, Scotland, Poster Report Booklet, p. 29–37.

MAYOR, G.A.; BAUTISTA, S. e BELLOT, J. Scale-dependent variation in runoff and sediment yield in a semiarid Mediterranean. *Journal of Hydrology*, 2011, 397: 128–135.

MCDONNELL, J.; ROWE, L.; e STEWART, M.: A combined tracer-hydrometric approach to assess the effect of catchment scale on water flow path, source and age, in *Integrated Methods in 30 Catchment Hydrology – Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*, edited by Leibundgut, C.; McDonnell, J.; and Schultz, G.; IAHS Publ. no. 258, 265–274, 1999

MELO NETO, J. O. *Análise de sensibilidade escalar do modelo hidrológico SWAT*. Lavras: UFLA, 2013. 149 p.: il.

MENDIONDO, E. (1995). *Integração das Escalas Hidrológicas nas Sub-Bacias Embutidas do Rio Potiribú, RS*. Diss. Mestr. Pós-Grad. Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, UFRGS. Porto Alegre: IPH, 248 f + anexos.

MENDIONDO, E. M. & TUCCI, C. E. M; c. “Escalas hidrológicas. II: Diversidade de processos na bacia vertente”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1997c, 2:81-100.

MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M; a. *Escalas Hidrológicas I. Conceitos*. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. ABRH, v.2, n.1, p. 59-122, 1997a.

MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M.; b. Escalas Hidrológicas III: Hipótese Integradora de Processos na Bacia Vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1997b v. 02, n.02, p. 21-44.

MERRITT, W.S.; LETCHER, R.A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modeling and Software*, 2003, 18 (8–9), 761–799.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. Qualidade da água em bacias hidrográficas rurais: um desafio atual para sobrevivência futura. *Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável*, n.4, p.33-38. 2002.

MILLIMAN, J.D.; MEADE, R.H. Worldwide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 1983, 91 (1), 1–21.

MILLIMAN, J.D.; SYVITSKI, J.P.M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 1992, 100, 525–544.

MINELLA, J. P. G. Utilização de técnicas hidrossedimentométricas combinadas com a identificação de fontes de sedimentos para avaliar o efeito do uso e do manejo do solo nos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica rural no Rio Grande do Sul. 2007. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre - RS, 2007.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. *Ciência Rural*, v. 41, n. 3, mar.; 2011.

MINSHALL, N. E. Predicting storm runoff on small experimental watersheds, *J. Hydraulic*, 1960, Div. Am. Soc. Civ. Engin.; 86, (HY8) 17- 38.

MONTGOMERY, D.R.; BRANDON, M.T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet. Sci*, 2002, Lett. 201 (3–4), 481–489.

MORGAN, R.P.C. *Soil Erosion and Conservation*, 3rd edition. Blackwell Publishing, Oxford, 2005.

MORIASI, D.N.; ARNOLD, J.G.; van LIEW, M.W.; BINGNER, R.L.; HARMEL, R.D. e VEITH, T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE*, 50:885-900, 2007.

MOTOVILOV, Y. G.; L. GOTTSCHALK, K. ENGLAND, e A. RODHE. 1999. Validation of distributed hydrological model against spatial observations. *Agric. Forest Meteorology* 98-99: 257-277.

MOUSSA, R.; CHAHINIAN, N. & BOCQUILLON, C. (2007) Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment - Model construction and multi-site validation. *J. Hydrol.* 337, 35–51.

MULETA, M. K.; NICKLOW, J. W.; BEKELE, Elias G. Sensitivity of a distributed watershed simulation model to spatial scale. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2007.

NASH, J.E.; SUTCHIFFE, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models, part I—a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282–290.

NEARING, M.A.; B.Y. LIU, L.M. RISSE, e X. ZHANG. Curve number and Green-Ampt effective hydraulic conductivities. *Water Resources Bulletin*, 1996, 32:125-136.

NEARING, M.A.; ROMKENS, M.J.M.; NORTON, L.D.; STOTT, D.E.; RHOTON, F.E.; LAFLEN, J.M.; FLANAGAN, D.C.; ALONSO, C.V.; BINGER, R.L.; DABNEY, S.M.; DOERING, O.C.; HUANG, C.H.; MCGREGOR, K.C.; SIMON, A. Measurements and models of soil loss rates. *Science*, 2000, 290, 1300–1301.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R. Soil and Water Assessment Tool - Theoretical Documentation: Version 2005. Temple, Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, 2005. 494p.

NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; WILLIAMS, J.R. Soil and water assessment tool Theoretical documentation version 2009. 618p.

NRC (National Research Council). 1991. Opportunities in Hydrologic Sciences. Washington: National Academy, 348 p. Committee on Water Science and Technology Board; Commission on Geoscience, Environment and Resources.

OLIVEIRA, L.F.C.; MARTINEZ, M.A.; PRUSKI, F.F.; GRIEBELER, N.P.; OLIVEIRA, G.C. Rotina computacional para a determinação da velocidade de sedimentação das partículas do solo em suspensão no escoamento superficial. *Eng. Agríc.*; 2005, 25(1), p. 126-236.

OSTERKAMP, W.R.; TOY, T.J. Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environmental Geology*, 1997, 29 (3/4), 152–157.

OVERTON, D.E. Muskingum flood routing of upland streamflow. *Journal of Hydrology*, 1966, 4:185-200.

OWENS, P.; SLAYMAKER, O. Late Holocene sediment yields in small alpine and subalpine drainage basins, British Columbia, IAHS Publications, 1992, No. 209, p 147–154

PARSONS, A.J.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R.E.; POWELL, D.M. Is sediment delivery a fallacy? *Earth Surf. Process. Landforms*, 2006, 31 (10), 1325–1328.

PARSONS, A.J.; WAINWRIGHT, J.; POWELL, D.M.; KADUK, J.; BRAZIER, R.E. A conceptual model for determining soil erosion by water. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2004, 29, 1293–1302.

PEETERS, I.; VAN OOST, K.; GOVERS, G.; VERSTRAETEN, G.; ROMMENS, T.; POESEN, J. The compatibility of erosion data at different temporal scales. *Earth and Planetary Science Letters* v. 265, p. 138 -152, 2008.

PILGRIM, D.H.; CHAPMAN, T.G.; DORAN, D.G. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semi-arid regions. *HYDROL. SCI*, 1988, 33, 379–400.

POESEN, J.W.A.; HOOKE, J.M. Erosion, flooding, and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Prog. Phys. Geog*, 1997, 21, 157–199.

PREVEDELLO, C.L.; ARMINDO, R. A. Física do Solo com Problemas Resolvidos - 2ª Edição Revisada e Ampliada. 2. ed. Curitiba: C. L. Prevedello, 2015. 474p.

PRUSKI, F.F. (2006). Conservação do solo e água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica. Viçosa: Editora UFV, 240p.

PUIGDEFÁBREGAS, J.; DEL BARRIO, G.; BOER, M.M.; GUTIÉRREZ, L.; SOLÉ, A. Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in semi-arid area. *Geomorphology*, 1998, 23: 337–351.

PULLAR, D.; SPRINGER, D. Towards integrating GIS and catchment models. *Environmental Modelling & Software*, 2000, 15 (5), 451–459.

RAWLS, W.J. e D.L. BRAKENSIEK. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. p. 293-299. In E.B. Jones and T.J. Ward (eds). *Watershed management in the 80's*. ASCE, 1985, New York, N.Y

RAWLS, W.J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D, L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and Soil Water Movement. In: *Handbook of Hydrology*, 1993, McGRAW-HILL, 2ª ed,

REFSGAARD, J. C. 1997. Parameterization, calibration, and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrology* 198(1): 69-97.

REICHERT, J.M.; CABEDA, M.S. Salpico de partículas e escoamento superficial. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 1992, 16(3): 390-6.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; MCCOOL, D.A. AND YODER, D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). *Agricultural Handbook*, 1997, Vol. 703. US Government Print Office, Washington, DC.

RENNÓ, C. D. Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas. 2003. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). São José dos Campos: INPE, 2003. 158p.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. Modelos hidrológicos para gestão Ambiental. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. Relatório técnico.

RICHARDSON, E.; D. SIMONS, AND P. LAGASSE. *River Engineering for Highway Encroachments: Highways in the River Environment*, 2001, Publication No. FHWA NHI 01-004. Washington, D.C.: U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration.

RODRIGUES, M.F. Monitoramento e modelagem dos processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas florestais no sul do Brasil (Dissertação de Mestrado): Curso de Mestrado do Programa de Pós- Graduação em Engenharia Florestal, Área de Concentração em Silvicultura, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), 2011.

SANTOS, I. Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. (Tese de doutorado): Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC, SC), 2009

SANTOS, I.; ANDRIOLO, M. V.; GIBERTONI, R. C.; KOBAYAMA, M. Use of the SWAT model to evaluate the impact of different land use scenarios on discharge and sediment transport in the Apucarantina River watershed, southern Brazil. In Symposium of the International Commission on Continental Erosion – Sediment Dynamics for a Changing Future, 2010, Warsaw. Poland.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. Hidrometria Aplicada. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001. 372 p.

SANTOS, I.; SIEFERT, C.A.C.; LOPES, F.C.A.; IENSEN, I.R.R. Avaliação do efeito de escala na distribuição espacial das áreas variáveis de afluência na bacia do rio Apucarantina, região sul-brasileira. In: VI Congresso Nacional de Geomorfologia, 2013, Coimbra (Portugal). Atas/Proceedings.

SANTOS, JOSÉ YURE GOMES DOS. Análise espaço-temporal de processos hidrossedimentológicos na Bacia do Rio Tapacurá – (Dissertação de Mestrado), Pernambuco, Brasil – Recife, 2015. 205f.

SANTOS, T.E.M. Avaliação de técnicas de conservação de água e solo em bacia experimental do semiárido Pernambucano. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2006, 69p.

SAULNIER, G.M.; BEVEN, K.; OBLID, C. Including spatially effective soil depths in TOPMODEL. Journal of Hydrology, 202, 1997. p.158-172.

SAXTON, K.E.; WILLEY, P.H. 2006. The SPAW model for agricultural field and pond hydrologic simulation. p. 401–435. In V.P. Singh and D.K. Frevert (ed.) Watershed models. CRC Press, Boca Raton, FL.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, 1974, In: Cong. Brasil. Geol.; 28, Anais, p.41-65.

SCHULTZ G B, SOUZA R M, SANTOS I. Simulação da produção e transporte de sedimentos na bacia do Altíssimo rio Negro com o modelo SWAT. IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos; Brasília - Distrito Federal, Brazil. 2010

SCHULTZ, G. B. Avaliação do processo de produção de sedimentos em um trecho de estrada não pavimentada. (Dissertação de Mestrado) Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, 2013.

SCHULTZ, G. B. Conectividade hidrossedimentológica em bacias experimentais embutidas. (Tese de Doutorado): Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, 2017.

SEVAT, E.; e A. DEZETTER. Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modeling in a Sudanese savannah area. *Hydrological Sci*, 1991, 36(4): 307-330.

SEYFRIED, M.S.; WILCOX, B.P. Scale and the nature of spatial variability: field examples having implications for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 1995, 31, 173–184.

SHARMA, M.L.; LUXMOORE, R.J.; DEANGELIS, R.; WARD, R.C. e YEH, G.T.; 1987. Subsurface water flow simulated for hillslopes with spatially dependent soil hydraulic characteristics. *Water Resour. Res.*; 28:1523-1530.

SIEFERT, C.A.C.; SANTOS, I. Mecanismos de geração de escoamento e áreas hidrologicamente sensíveis: uma abordagem hidrogeomorfológica para delimitação de áreas de preservação permanente. *RA'E GA: o Espaço Geográfico em Análise*, v. 24, p. 227-257, 2012. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v24i0.26216>

SILVA, A. M. da; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. de. Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas. São Carlos: Rima, 2003. 320 p.

SINGH, J.; KNAPP, H.V.; DEMISSIE, M. Hydrologic Modeling of the Iroquois River Watershed using HSPF and SWAT. ISWS CR 2004-08, 2004, Illinois State Water Survey, Champaign, Ill.

SIVAPALAN, M. e KALMA, J. D. Scale problems in hydrology: the contributions of the Robertson workshop, In: *Scale Issues in Hydrological Modelling* (ed. by J. D. Kalma & M. Sivapalan), 1-8. John Wiley & Sons Ltd, 1995, Chichester, West Sussex, UK.

SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R. AND JEEVARAJ, C. G. Water and salt balance modelling to predict the effects of land-use changes in forested catchments. 3. The large catchment model. *Hydrological Processes*, 1996, 10, 429-446.

SKØIEN, J. O.; G. BLOESCHL, e A. W. WESTERN, Characteristic space scales and timescales in hydrology, *Water Resour. Res.*; 39(10), 1304, doi:10.1029/2002WR001736, 2003.

SLATTERY, M. C.; GARES, P. A.; PHILLIPS, J. D. Slope–channel linkage and sediment delivery on North Carolina coastal plain cropland. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, 1377–1387. 2002.

SOIL CONSERVATION SERVICE – SCS. (1972). Supplement A, Section 4, Chapter 10, Hydrology.

SRINIVASAN, R. AND J.G. ARNOLD. Integration of a Basin-Scale Water-Quality Model With GIS. *Water Resources Bulletin*, 1994, 30(3):453-462

STOMPH, T.J.; DE RIDDER, N.; STEENHUIS, T.S.; VAN DE GIESEN, N.C. Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics: laboratory validation of a process-based model. *Earth Surf. Proc. Land*, 2002, 27, 847–855.

SYVITSKI, 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*, 2007.;115, 1–19.

TASDIGHI, A.; ARABI, M. Green-Ampt vs. Curve Number: How different physiographic characteristics of the watersheds call for different approaches in modeling. *Hydrology Days 2014*

TAVEIRA, B.D.A. Processos hidrossedimentológicos em cenários climáticos na bacia hidrográfica do rio Nhundiaquara, Serra do Mar Paranaense (Dissertação de Mestrado): Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, 2016.

TOMPOROSKI, A.A.; MARCHESAN, J. Planalto Norte Catarinense: algumas considerações sobre aspectos históricos, características físico-naturais e extrativismo. In: *Desenvolvimento Regional em debate*, vol. 6, nº 2, ed. esp.; p. 51-63, jul. 2016.

TORRI, D.; M. SFALANGA, e M. DEL SETTE. Splash detachment: Runoff depth and soil cohesion. *Catena*, 1987, 14(1-3): 149-155

TUCCI, C. E. M. (1998). Modelos hidrológicos, Ed. Universidade /UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, 668p.

TUCCI, C. E. M. (Org.). Hidrologia: ciência e aplicação. 2.ed. Porto Alegre. Ed. UFRGS, ABRH, 943 p. 2001.

TUCCI, C. E. M. Águas Urbanas. Estudos Avançados. Vol. 22 (63) USP 336 p. 2008

TUCCI, C. E. O fator de escala em hidrologia. 15 de junho de 2008. Disponível em:<<http://rhama.net/wordpress/?p=44>>. Acesso em: 05 de junho de 2017.

TUCCI, C. E.M. 2002. Regionalização de vazões. Editora da Universidade. UFRGS. 1a edição. Porto Alegre.

USDA, NRCS. Sediment sources, yields, and delivery ratios. Washington, National Engineering Handbook, Section 3-Sedimentation. 1979. 120p.

UZEIKA, T.; MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G.; MORO, M. Use of the SWAT model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 2012; 36.

VAN DE GIESEN, N.C.; STOMPH, T.J.; DE RIDDER, N.; Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall runoff dynamics in a West-African catena landscape. *Hydrol. Process*, 2000, 14, 165–175.

VAN GRIENSVEN, A.; AND W. BAUWENS. Application and evaluation of ESWAT on the Dender basin and Wister Lake basin. *Hydrol. Proc*, 2005, 19(3): 827-838.

VAN GRIENSVEN, A.; e W. BAUWENS. Multiobjective autocalibration for semi distributed water quality models. *Water Resour. Res*, 2003, 39(12): 1348-1356.

VANDEKERCKHOVE, L.; POESEN, J.; OOSTWOUD WIJDENES, D.; NACHTER-GAELE, J.; KOSMAS, C.; ROXO, M.J.; DE FIGUEIREDO, T. Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000, 25, 1201–1220.

VANMAERCKE, M.; POESEN, J., VERSTRAETEN, G.; DE VENTE, J.; OCAKOGLU, F. Sediment Yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 2011, 130: 142-161.

VINEY, N. R. e SIVAPALAN, M. A conceptual model of sediment transport: application to the Avon River Basin in Western Australia. *Hydrological Processes*, 1999, 13, p. 727–743.

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

WALLING, D. E. Linking the field to the river: sediment delivery from agricultural land. In: BOARDMAN, J.; FOSTER, I. D. L.; DEARING, J .A. *Soil Erosion on Agricultural Land*. Chichester: Wiley, 1990. p. 129-152.

WALLING, D. E. The Sediment Delivery Problem. *Journal of Hydrol.*; 1983, 65: 209-237.

WALLING, D.E. & WEBB, B.W. Erosion and sediment yield: A global overview. In: WALLING, D.E. & WEBB, B.W.; eds. *Erosion and sediment yield: Global and regional perspective*. Wallingford, 1996. p.3-19. (IAHS Publ.; 236)

WARD,R. (1984). On the Response to Precipitation of Headwater Streams in Humid Areas, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.74, p.171-189.

WILBANKS, T.J.; KATES, R.W.; Global change in local places: how scale matters. *Clim. Change*, 1999, 43, 601–628

WILLIAMS, G.P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events. *Journal of Hydrology*, 1989, 111, 89–106.

WILLIAMS, J. R. Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*. Publication ARS-S-40, 1975,. US Department of Agriculture: Washington, DC; 244–252.

WILLIAMS, J. R.; BERNDT, H. D. Sediment yield computed with universal equation. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of Hydraulics Division, v. 98, p. 2087-2098. 1972.

WILLIAMS, J. R.; BERNDT, H. D. Sediment yield prediction based on watershed hydrology. Trans. ASAE, 1977, 20, 1100-1104.

WILLIAMS, J.R. 1969. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. Trans. ASAE 12(1):100-103.

WISCHMEIER, W. 1975. Estimating the soil loss equation's cover and management factor for undisturbed areas. In Proc. Sediment Yield Workshop: Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources, 118-124. Washington, D.C.: USDA-ARS.

WISCHMEIER, W.H. & SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion losses; a guide to conservation planning. Washington D.C.; Department of Agriculture, 1978. 58p. (Agriculture Handbook, 537)

WOOD, E.F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.J. e BAND, L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. J. Hydrol.; 1988, 102: 29-47.

WOODWARD, J.C.; 1995. Patterns of erosion and suspended sediment yield in Mediterranean river basins. In: Foster, I.D.L.; Gurnell, A.M.; Webb, B.W. (Eds.), Sediment and Water Quality in River Catchments. Wiley, Chichester, pp. 365–389.

WOOLHISER, D. A.; SMITH, R. E. e GOODRICH, D. C. KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. USDA-ARS, 1990, ARS-77

XIONG, Y.Y.; MELCHING, C.S. Comparison of kinematic-wave and nonlinear reservoir routing of urban watershed runoff. J Hydrol Eng, 2005, 10(1):39–49

YAIR, A.; LAVEE, H. Runoff generation in arid and semi-arid environments. In: Anderson, M.G.; Burt, T. (Eds.), Hydrological Forecasting, 1985, Wiley, Chichester, pp. 183–220.

YAIR, A.; RAZ-YASSIF, N. Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. Geomorphology, 2004, 61, 155–169.

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

YANG, C. Sediment Transport: Theory and Practice. New York, McGraw-Hill, 1996.

YANG, X.; LIU, Q.; HE, Y.; LUO, X.; ZHANG, X. Comparison of daily and sub-daily SWAT models for daily streamflow simulation in the Upper Huai River Basin of China. Stoch Environ Res Risk Assess (2016) 30: 959.

ZACHAR, D. Soil erosion. Amsterdam, Elsevier, 1982. 548p. (Developments in Soil Science, 10).

ZHANG, X.; BEESON, P.; LINK, R.; MANOWITZ, D.; IZAURRALDE, R. C.; SADEGHI, A.; THOMSON, A. M.; SAHAJPAL, R.; SRINIVASAN, R.; AND ARNOLD, J. G.: Efficient multi-objective calibration of a computationally intensive hydrologic model with parallel computing software in Python, 10 Environ. Modell. Softw.; 46, 208–218, 2013.