

EDER ALEXANDRE SCHATZ SÁ

**ESTIMATIVA DA VAZÃO E PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS POR EROSÃO
HÍDRICA EM NÍVEL DE BACIA HIDROGRÁFICA, EM DOIS CENÁRIOS
CLIMATOLÓGICOS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do solo, no Centro de Ciências Agroveterinárias, da Universidade do Estado de Santa Catarina, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Ciências do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Ildegardis Bertol

**Lages - SC
2019**

**Ficha catalográfica elaborada pelo programa de geração automática da
Biblioteca Setorial do CAV/UDESC,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

Sá, Eder Alexandre Schatz

Estimativa da vazão e produção de sedimentos por erosão
hídrica em nível de bacia hidrográfica, em dois cenários
climatológicos / Eder Alexandre Schatz Sá. -- 2019.
209 p.

Orientador: Ildegardis Bertol

Coorientador: Álvaro Luís Mafra

Tese (doutorado) -- Universidade do Estado de Santa Catarina,
Centro de Ciências Agroveterinárias, Programa de Pós-Graduação
em Ciência do Solo, Lages, 2019.

1. SWAT. 2. Semeadura direta. 3. Modelagem hidrológica. I.
Bertol, Ildegardis . II. Mafra, Álvaro Luís. III. Universidade do
Estado de Santa Catarina, Centro de Ciências Agroveterinárias,
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. IV. Título.

EDER ALEXANDRE SCHATZ SÁ

**ESTIMATIVA DA VAZÃO E PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS POR EROSÃO
HÍDRICA EM NÍVEL DE BACIA HIDROGRÁFICA, EM DOIS CENÁRIOS
CLIMATOLÓGICOS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do solo, no Centro de Ciências Agroveterinárias, da Universidade do Estado de Santa Catarina, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Ciências do Solo.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Ildegardis Bertol
Orientador (UDESC)

Prof. Dr. Silvio Luís Rafaelli Neto
Avaliador 1 (UDESC)

Prof. Dra. Claudia Guimarães Camargo
Campos
Avaliador 2 (UDESC)

Dr. Júlio César Ramos
Avaliador 3 (EPAGRI)

Prof. Dra. Luciane Costa de Oliveira
Avaliador 4 (IFSC)

Lages (SC), 27 de fevereiro de 2019

“Aqueles que se sentem satisfeitos sentam-se e nada fazem. Os insatisfeitos são os únicos benfeitores do mundo” (Walter S. Landor)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus pais, Eder e Ângela, pelo apoio e incentivo que me deram durante toda essa trajetória. Podem ter certeza que esta tese é resultado do esforço que os senhores tiveram em me apoiar e me fornecer condições para que eu pudesse chegar até aqui. Espero sempre honrar a educação e carinho que eu sempre tive.

À minha namora, futura esposa, Aline, por todo o companheirismo e paciência que teve durante esses quatro anos de duração do doutorado, tendo que, em algumas vezes, abrir mão de seus desejos para que eu pudesse concluir mais essa etapa. Considero que ela, juntamente com meus pais, forma a base para que eu consiga atingir meus objetivos.

À Universidade do Estado de Santa Catarina, por me fornecer todas as condições necessárias para minha formação, desde a graduação até, a agora, conclusão do doutorado. Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo por toda a colaboração necessária para a conclusão deste trabalho e a todos os meus colegas da pós-graduação que participaram ativamente deste processo, principalmente ao Marco e a Marcielli, pelo companheirismo ao longo do curso. Agradeço também ao curso de Engenharia Ambiental e Sanitária por me ceder meios físicos e computacionais para a execução deste estudo.

Ao Fundo de Apoio à Manutenção e ao Desenvolvimento da Educação Superior (FUMDES) do governo do estado de Santa Catarina, pela concessão da bolsa de estudos durante parte do doutorado. Às instituições Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), Agência Nacional das Águas (ANA) e Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável do Estado de Santa Catarina (SDS/SC) pelos dados utilizados nesta tese.

Ao meu orientador Ildegardis Bertol pela auxílio e colaboração durante toda a execução deste trabalho, sempre solícito e pronto para me auxiliar diante de qualquer dúvida ou necessidade de correções e apontamentos. Agradeço também a professor Claudia Guimarães Camargo Campos pelo auxílio com os dados de projeção climática ao longo do estudo.

Um agradecimento especial ao professor Silvio Luís Rafaeli Neto, que foi parte fundamental neste estudo, seja pelo fornecimento de todas as condições para realização do trabalho, como também pelo companheirismo e orientações dadas durante toda a execução da tese. Eu posso falar que tive dois orientadores durante o doutorado. Muito obrigado.

A todos meus colegas do laboratório de hidrologia que se fizeram presentes durante esses quatro anos: Victor Padilha, Carolina Natel, Guilherme Ricardo, Daiane Schier, Mariane de Liz, Aline Debastiani, entre outros. Aos meus alunos da graduação e meus orientados de

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) que sempre colaboraram e foram compressivos durante esse período. Em especial ao Bruno Schina e a Laís Sartori, que tiveram participação fundamental na coleta e manejo de dados

Meu muito obrigado a todos que de alguma forma participaram dessa jornada comigo!

RESUMO

SÁ, Eder Alexandre Schatz. **Estimativa da vazão e produção de sedimentos por erosão hídrica em nível de bacia hidrográfica, em dois cenários climatológicos.** 2019. 209p. Tese (Doutorado em Ciências do Solo) - Universidade do Estado de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo, Lages, SC, 2019.

A erosão hídrica é a principal causa de degradação do solo, cuja intensidade está relacionada aos atributos do solo e as características climáticas da região de estudo, como a erosividade da chuva, dentre outros fatores. Esses fatores, por sua vez, estão em constante alteração, diante de condicionantes naturais ou antrópicas. Surge, então, a necessidade de estudos que busquem avaliar o efeito dessas mudanças sobre a produção de sedimentos resultante do processo de erosão hídrica em bacias hidrográficas. Esse trabalho se baseia em duas hipóteses. A primeira é de que o aumento das áreas de cultivo em semeadura direta na bacia hidrográfica do rio Marombas resultou em redução na erosão hídrica e consequentemente no fluxo de sedimentos no canal principal da bacia. A segunda hipótese é de que em cenários de mudança climática, o ciclo hidrosedimentológico é afetado e a quantidade de sedimentos produzidos na bacia é alterada. Com este estudo objetivou-se avaliar o efeito dos fatores, manejo do solo e clima, sobre a produção de sedimentos originados de erosão hídrica ao nível de bacia hidrográfica. A bacia hidrográfica utilizada para o estudo é a bacia hidrográfica do rio Marombas que compreende uma área de aproximadamente 3.939 km². A calibração e validação de sedimentos foi realizada com o modelo SWAT, utilizando uma série de dados históricos sintética obtida a partir da regressão quadrática de medições pontuais da carga de sedimentos e da vazão média diária. A projeção da vazão futura foi realizada pelo mesmo modelo, sob dois cenários climáticos denominados RCP 4.5 e RCP 8.5, nos futuros centrados em 2030, 2050, 2070 e 2090, projetados pelo modelo climático regionalizado Eta-HadGEM2-ES, com resolução de 20 km. O modelo SWAT foi calibrado em escala diária entre os anos de 1979 a 1989 e validado entre 1994 e 1997. O impacto hidrológico na bacia decorrente destes cenários foi avaliado sobre a vazão e sobre os sedimentos, tendo como referência os dados observados no Período Base (1979-1989). Os valores de Nash-sutcliffe encontrados foram de 0,91 para a calibração e 0,74 para validação de vazão e de 0,74 para a calibração e 0,50 para a validação de sedimentos. A primeira hipótese foi aceita, visto que o modelo detectou uma redução na produção de sedimentos a partir da década de 1990, como resultado da implementação da semeadura direta. A projeção hidrológica a longo prazo (2020-2099) indicou um aumento da vazão média mensal de 10,4 % e 16,5 % para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5, respectivamente. Os resultados apontaram aumento na vazão modal (Q_{50}) nos dois cenários avaliados e na ocorrência de eventos extremos no RCP 8.5 e, ainda, redução na vazão outorgável (Q_{95} e Q_{98}), em ambos os cenários. Os resultados indicaram ainda tendência de produção de sedimentos três vezes maiores no futuro do que no período base. Esse aumento foi atribuído a melhor distribuição temporal da chuva, resultando em maior umidade do solo ao longo dos dias, condição propícia para o aumento da vazão e para a intensificação da erosão hídrica.

Palavras-chave: SWAT, SEMEADURA DIRETA, MODELAGEM HIDROLÓGICA

ABSTRACT

SÁ, Eder Alexandre Schatz. **Estimation of flow and sediment yield by water erosion at the river basin level, in two climatological scenarios.** 2019. 209p. Tese (Doctorate in Soil Sciences) - – State University of Santa Catarina. Postgraduate Program in Solil Sciences, Lages, SC, 2019.

Water erosion is the main cause of soil degradation, whose intensity is related to the soil attributes and climatic characteristics of the study region, such as rainfall erosivity, among other factors. These factors, in turn, are constantly changing, in the face of natural or anthropogenic conditions. Therefore, there is a need for studies that seek to evaluate the effect of these changes on the sediment production resulting from the process of water erosion in watersheds. This work is based on two hypotheses. The first is that the increase of cultivation areas under no-tillage in the Marombas basin resulted in a reduction in water erosion and consequently in the sediment flow in the main channel of the basin. The second hypothesis is that in scenarios of climate change, the hydrosedimentological cycle is affected and the amount of sediments produced in the basin is altered. This study aimed to evaluate the effect of these two factors, climate and soil management, on the production of sediments originated from water erosion at the river basin level. The catchment area used for the study is the water catchment area of Marombas, which covers an area of approximately 3,939 km². Sediment calibration and validation was performed using the SWAT model, using a series of synthetic historical data obtained from the quadratic regression of point measurements of the sediment load and the average daily flow rate. The projection of the future flow was carried out by the same model, under two climatic scenarios called RCP 4.5 and RCP 8.5, in the future focused on 2030, 2050, 2070 and 2090, projected by the regionalized climatic model Eta-HadGEM2-ES, with a resolution of 20 km. The SWAT model was calibrated on a daily basis between 1979 and 1989 and validated between 1994 and 1997. The hydrological impact in the basin from these scenarios was evaluated on the flow and on the sediments, having as reference the data observed in the Base Period (1979-1989). The Nash-sutcliffe values found were 0.91 for the calibration and 0.74 for flow validation and 0.74 for the calibration and 0.50 for the sediment validation. The first hypothesis was accepted, since the model detected a reduction in sediment production from the 1990s, as a result of the implementation of no-tillage. The long-term hydrological projection (2020-2099) indicated an increase in the average monthly flow of 10.4% and 16.5% for the RCP 4.5 and RCP 8.5 scenarios, respectively. The results showed an increase in modal flow (Q_{50}) in the two scenarios evaluated and in the occurrence of extreme events in RCP 8.5 and, also, reduction in the flow rate (Q_{95} and Q_{98}), in both scenarios. The results indicated a tendency to produce sediment three times larger in the future than in the base period. This increase was attributed to a better temporal distribution of rainfall, resulting in higher soil moisture throughout the days, a favourable condition for increasing the flow rate and for the intensification of water erosion.

Keywords: SWAT, NO-TILLAGE, HYDROLOGICAL MODELING

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - O impacto da erosão nos ciclos biogeoquímicos.....	30
Figura 2 - Mapa de localização da BHM.....	49
Figura 3 - Distribuição espacial do uso e ocupação da terra na BHM para o ano de 1986.....	51
Figura 4 - Distribuição espacial dos tipos de solo presentes na BHM.	52
Figura 5 - Distribuição espacial das faixas de declividade na BHM.....	53
Figura 6 - Distribuição espacial do uso e ocupação da terra na BHM para o ano de 1986.....	54
Figura 7 - Localização das estações pluviométricas e polígonos de Thiessen na BHM.	59
Figura 8 - Divisão da BHM em sub-bacias.	68
Figura 9 - Valores médios de Curva Número para as sub-bacias de estudo	70
Figura 10 – Mapa da evapotranspiração real (ET) média para as vinte sub-bacias de estudo .	76
Figura 11 - Tempo de concentração do escoamento superficial para as 20 sub-bacias de estudo.	97
Figura 12 - Produção de sedimentos média ($t\ ha^{-1}\ ano^{-1}$) distribuída nas 20 sub-bacias de estudo	110
Figura 14 – Cenários SRES e RCP utilizados pelo IPCC na previsão climática	124
Figura 13 - Mudanças na vazão projetadas por 12 modelos climáticos para todo o planeta..	126
Figura 15 - Correspondência entre os postos pluviométricos de superfície e os pontos de grade do modelo ETA-HADGEM2-ES	138
Figura 16 - Fluxograma das etapas de calibração e validação do modelo SWAT	140
Figura 17- Fluxograma das etapas de projeção dos cenários climáticos	142

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Histórico da Área de Semeadura Direta (SD) no Brasil.	34
Gráfico 2 - Distribuição relativa do uso e ocupação da terra da BHM para o ano de 2017	50
Gráfico 3 - Distribuição relativa dos tipos de solo presentes na BHM.	52
Gráfico 4 - Exemplo de análise de consistência da série histórica de Passo Marombas para os meses de julho e dezembro de 1977	60
Gráfico 5 - Distribuição relativa dos tipos de solo nas sub-bacias do estudo.	69
Gráfico 6 - Distribuição relativa do uso da terra nas sub-bacias do estudo.....	69
Gráfico 7 - Caracterização das vazões de longo período na estação fluviométrica de Passo Marombas entre 1941 e 2005.	71
Gráfico 8 - Dados de chuva mensal para as estações pluviométricas utilizadas no estudo.....	72
Gráfico 9 - Curva de permanência de vazão para os três períodos de estudo analisados: aquecimento (1977-1978), calibração (1979 - 1989) e validação (1993 - 1997)	74
Gráfico 10 - Evapotranspiração potencial (PET) média diária para os meses de janeiro a dezembro nos períodos de aquecimento (1977-1978), calibração (1979-1989) e validação (1994-1997) do modelo SWAT.....	75
Gráfico 11 - Correlação entre sedimentos e vazão observada utilizada para construção da série de dados de sedimentos	77
Gráfico 12 - Correspondência entre os dados observados de sedimento e entre os dados estimados pela equação de regressão ajustada	78
Gráfico 13 - Correlação entre os dados observados de vazão e sedimentos utilizados para a validação do modelo	79
Gráfico 14 - Diagramas de dispersão das vazões simuladas pelos modelos e observadas nos períodos de calibração e validação	81
Gráfico 15 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1979.....	81
Gráfico 16 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1980.....	82
Gráfico 17 - Curva de permanência das vazões observadas e simuladas pelo modelo para os períodos de calibração	82
Gráfico 18 - Curva de permanência das vazões observadas e simuladas pelo modelo para os períodos de validação	83
Gráfico 19 - Gráficos de dispersão entre os resíduos e os valores de vazão observada para o período de calibração (a) e validação (b) do modelo.....	84
Gráfico 20 - Dispersão dos valores de resíduo em relação aos meses do ano para o período de calibração do modelo.....	85
Gráfico 21 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de ALPHA_BF para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	86
Gráfico 22 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de GWQMN para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.	88
Gráfico 23 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de GW_REVAP para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	89
Gráfico 24 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de CH_N2 para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.	91
Gráfico 25 - Gráfico de variação dos valores de Nash-sutcliffe em relação a variação do parâmetro CH_N2	92
Gráfico 26 - Hidrogramas simulados para diferentes valores incrementais para OV_N para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979	93

Gráfico 27 - Hidrogramas simulados para diferentes valores incrementais para ESCO para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	95
Gráfico 28 - Hidrogramas simulados para diferentes valores incrementais de CN2 para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	98
Gráfico 29 - Diagramas de dispersão das vazões simuladas pelos modelos e observadas nos períodos de calibração e validação.....	100
Gráfico 30 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1987.....	101
Gráfico 31 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1983.....	101
Gráfico 32 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1994.....	102
Gráfico 33 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1995.....	102
Gráfico 34 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de SPexp para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	105
Gráfico 35 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de PRF_BSN para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	106
Gráfico 36 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de USLE_K para a classe de solo Neossolo para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	107
Gráfico 37 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de USLE_K para a classe de solo Cambissolo para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	108
Gráfico 38 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de USLE_K para as classes de solo do grupo hidrológico B para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.....	108
Gráfico 39 - Produção de sedimentos média ($t\ há^{-1}\ ano^{-1}$) para as 20 sub-bacias de estudo .	109
Gráfico 40 - Gráficos de correlação entre os usos da terra e a perda de solo (OS)	111
Gráfico 41 - Concentração de sólidos em suspensão e vazão para as medições realizadas na estação fluviométrica de Passo Marombas	112
Gráfico 42 - Simplificação da CSS em relação vazão para as medições realizadas na estação fluviométrica de Passo Marombas	113
Gráfico 43 - Curva de permanência do fluxo de sedimentos observados e estimados pelo modelo.....	114
Gráfico 44 - Comparação entre a temperatura do ar (a) máxima e (b) mínima entre a série observada na estação Lages-SC e os dados estimados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES.....	145
Gráfico 45 - Comparação entre a umidade relativa (a), velocidade do vento (b) e radiação solar (c) entre a série observada na estação Lages-SC e os dados estimados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES	146
Gráfico 46 - Comparação da chuva média mensal entre a série observada na estação Lages-SC e os dados estimados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES. a) Ponto B e estação Passo marombas; b) Ponto D e estação Ponte rio Antinhas; c) Ponto I e estação Ponte Alta do Norte	147
Gráfico 47 - Comparação entre a temperatura do ar (a) máxima e (b) mínima entre a série observada na estação Lages-SC entre o período de 1961 a 1990 e os dados projetados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 para os anos entre 2007 a 2099.....	149
Gráfico 48 - Comparação entre a umidade relativa do ar (a) e a velocidade do vento (b) entre a série observada na estação Lages-SC entre o período de 1961 a 1990 e os dados projetados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 para os anos.....	149

Gráfico 49 - Comparação da chuva média mensal entre a série observada na estação Lages-SC entre o período de 1961 a 1990 e os dados projetados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 para os anos de 2007 a 2099. a) Ponto B e Passo marombas; b) Ponto D e Ponte rio Antinhas	150
Gráfico 50 - Gráfico do Erro médio percentual mensal para os dois cenários climáticos no período de 2010 a 2016	151
Gráfico 51 - Vazões médias mensais obtidas no período de 2010 a 2016 para os dados observados e para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.....	152
Gráfico 52 - Curva de permanência das vazões médias mensais observadas e projetadas pelo modelo nos dois cenários RCP 4.5 e 8.5 para o período entre 2010 e 2016	152
Gráfico 53 - Gráfico boxplot das vazões de longo período para o período base e para o RCP 4.5 e RCP 8.5.....	153
Gráfico 54 - Comparação entre as médias mensais de vazão no período base, RCP 4.5 e RCP 8.5 (2020-2099)	154
Gráfico 55 - Curva de permanência de vazões para o Período base e para os dois cenários alternativos de mudança climática.....	154
Gráfico 56 - Vazões médias anuais projetadas pelo modelo no cenário RCP 4.5 para os anos entre 2020 e 2099	156
Gráfico 57 - Comparação entre as curvas de permanência do período base e dos futuros centrados para o cenário RCP 4.5.....	158
Gráfico 58 - Vazões médias anuais projetadas pelo modelo no cenário RCP 8.5 para os anos entre 2020 e 2099	158
Gráfico 59 - Comparação entre as curvas de permanência do período base e dos futuros centrados para o cenário RCP 8.5.....	159
Gráfico 60 - Evolução da vazão de referência Q50 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q50 média do período base	160
Gráfico 61 - Evolução da vazão Q10 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q10 média do período base	161
Gráfico 62 - Evolução da vazão Q90 nos cenários RCP 4.5 e RC 8.5 em comparação à Q90 média do período base	161
Gráfico 63 - Evolução da vazão de referência Q90 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q90 média do período base	162
Gráfico 64 - Evolução da vazão de referência Q90 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q90 média do período base	162
Gráfico 65 - Comparação entre os valores de fluxo de sedimentos médios mensais entre os dados observados no período base e projetados pelos cenários RCP 4.5 e 8.5	163
Gráfico 66 - Comparação entre os valores de fluxo de sedimentos médios mensais entre os dados simulados na calibração e validação do modelo e projetados pelos cenários RCP 4.5 e 8.5	164
Gráfico 67 - Comparação do número de dias com chuva (NDCC) no mês entre os dados obtidos nas estações pluviométricas e projetados no cenário RCP 4.5	166
Gráfico 68 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5.....	167
Gráfico 69 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 8.5.....	169

Gráfico 70 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários
RCP 4.5 e 4.8 169

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Evolução do uso e ocupação da terra na BHM entre os anos de 1986, 2002 e 2017	35
Tabela 2 – Correspondência entre os usos da terra e os usos pré-definidos pelo modelo SWAT	55
Tabela 3 – Parâmetros de solo referentes aos tipos Cambissolo Húmico, Gleissolo Háplico e Latossolo Bruno.....	56
Tabela 4 - Parâmetros de solo referentes as classes Nitossolo Bruno, Neossolo Litólico e Organossolo Mésico	57
Tabela 5 – Estações pluviométricas utilizadas para a modelagem.....	58
Tabela 6 - Parâmetros utilizados para calibração do modelo SWAT.....	64
Tabela 7 – Distribuição relativa das classes de HRU na BHM.	67
Tabela 8 - Valores de CN para os usos da terra e de tipos de solo aplicados na modelagem hidrológica	68
Tabela 9 - Caracterização das precipitações na BHM durante o período utilizado no estudo. NDCSC é número de dias consecutivos sem chuva	73
Tabela 10 - Caracterização da sintética de sedimentos na BHM durante o período utilizado no estudo.....	78
Tabela 11 - Valores das funções objetivos encontrados na calibração e validação do modelo SWAT para vazão média diária.....	80
Tabela 12 - Balanço hídrico anual obtido a partir da calibração do modelo	99
Tabela 13 - Valores das funções objetivos encontrados na calibração e validação do modelo SWAT para o fluxo de sedimentos diários.	100
Tabela 15 - Descrição dos cenários RCPs	123
Tabela 16 - Vazões referência para o período base e para os cenários RCP 4.5 e 8.5	155
Tabela 17 - Vazões referência para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5	157
Tabela 18 - Vazões referência para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5	159
Tabela 19 - Comparação entre o fluxo médio mensal de sedimentos e da chuva média mensal entre o período base e os dois cenários analisados	164
Tabela 20 - Comparação entre o fluxo médio mensal de sedimentos e da chuva média mensal entre os dados simulados na calibração e validação do modelo e os dois cenários analisados.....	165
Tabela 21 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5.....	167
Tabela 22 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 8.5.....	168

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA – Agência Nacional de Águas

BHM – Bacia hidrográfica do rio Marombas

Cfb – Clima Mesotérmico Úmido

CFRG – Fator de Fragmento Bruto

CIRAM – Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina

CN – Curva Número

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

DP – Desvio Padrão

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa em Agropecuária

ET - Evapotranspiração

ETP – Evapotranspiração Potencial

EPAGRI – Empresa de Pesquisas Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina

HRU – Unidades de Resposta Hidrológica

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

MDT – Modelo Digital de Terreno

MUSLE – Equação Universal da Perda de Solo Modificada

NDCSC – Número de dias consecutivos sem chuva

NSE – Coeficiente de Nash-Sutcliffe

RH4 – Região Hidrográfica 4

RUSLE - Equação Universal da Perda de Solo Revisada

SAD – Sistema de Apoio a Decisão

SADE - Sistema de Apoio a Decisão Espacial

SCS – Soil Conservation Service

SD – Semeadura Direta

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

SWAT – Soil and Waters Assessment Tools

PET – Evapotranspiração Real

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

USLE – Equação Universal da Perda de Solo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	27
2	EFEITO DA SEMEADURA DIRETA SOBRE O FLUXO DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MAROMBAS	29
2.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1.1	Erosão Hídrica do solo	29
2.1.2	Pesquisas sobre práticas conservacionistas para o controle da erosão hídrica	31
2.1.2.1	<i>Sistema de semeadura direta</i>	<i>32</i>
2.1.3	A erosão hídrica como um problema espacial	36
2.1.4	Suporte a solução de problemas espaciais em bacias hidrográficas	38
2.1.5	Modelos hidrológicos como componentes de um SAD	39
2.1.6	O modelo hidrológico SWAT.....	40
2.1.6.1	<i>Aplicabilidade do modelo SWAT na predição da produção de sedimentos</i>	<i>41</i>
2.1.6.2	<i>Estimativa da erosão hídrica a partir do modelo SWAT.....</i>	<i>43</i>
2.2	HIPÓTESE	45
2.3	OBJETIVOS	47
2.3.1	Objetivo geral.....	47
2.3.2	Objetivos específicos.....	47
2.4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	49
2.4.1	Caracterização da área de estudo	49
2.4.2	Modelagem hidrológica com o modelo SWAT.....	53
2.4.2.1	<i>Determinação do modelo conceitual</i>	<i>53</i>
2.4.2.2	<i>Definição das unidades de resposta hidrológicas (URH).....</i>	<i>54</i>
2.4.2.3	<i>Dados hidrológicos-climáticos.....</i>	<i>58</i>
2.4.2.4	<i>Calibração e validação do modelo.....</i>	<i>62</i>
2.4.3	Avaliação da influência de implementação da SD no fluxo de sedimentos	65
2.5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	67
2.5.1	Definição das unidades de resposta hidrológicas (URH)	67
2.5.2	Caracterização das sub-bacias na área de estudo.....	68
2.5.3	Caracterização hidrológica da BHM	70
2.5.4	Constituição da série histórica sintética de sedimentos	76
2.5.5	Calibração e validação do modelo hidrológico SWAT.....	79
2.5.5.1	<i>Calibração e validação da vazão média diária.....</i>	<i>79</i>
2.5.5.2	<i>Análise de sensibilidade e caracterização do significado físico dos parâmetros modelados para vazão média diária</i>	<i>85</i>
2.5.5.3	<i>Avaliação do balanço hídrico na BHM com base nos resultados obtidos na calibração e validação do modelo.....</i>	<i>98</i>
2.5.5.4	<i>Calibração e validação do fluxo diário de sedimentos</i>	<i>99</i>

2.5.5.5	<i>Análise de sensibilidade e caracterização do significado físico dos parâmetros modelados para o fluxo de sedimentos</i>	<i>103</i>
2.5.6	Análise da distribuição espacial da produção de sedimentos nas sub-bacias de estudo.....	108
2.5.7	Influência da semeadura direta no fluxo de sedimentos na BHM.....	111
2.6	CONCLUSÕES.....	117
3	EFEITO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE A VAZÃO E O FLUXO DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MAROMBAS	119
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	119
3.1.1	Mudanças climáticas	119
3.1.2	A modelagem climática.....	121
3.1.2.1	<i>O modelo ETAHadCM3-ES</i>	<i>124</i>
3.1.2.2	<i>O acoplamento de modelos climáticos com modelos hidrológicos</i>	<i>125</i>
3.1.3	Efeito das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico	125
3.1.4	Efeito da mudança climática sobre a produção de sedimentos.....	130
3.1.5	Medidas adaptativas e de controle da mudança climática	131
3.2	HIPÓTESE.....	133
3.3	OBJETIVOS	135
3.3.1	Objetivo geral	135
3.3.2	Objetivos específicos	135
3.4	MATERIAIS E MÉTODOS	137
3.4.1	Séries de dados obtidas da projeção climática	137
3.4.2	Validação e correção dos dados climáticos obtidos pelo modelo ETA-HADGEM2-ES	137
3.4.3	Projeção da vazão e do fluxo de sedimentos da BHM	139
3.4.4	Validação dos dados de vazão projetados pelo modelo SWAT por meio da inserção de dados climáticos projetados pelo modelo ETA-HADGEM2-ES.....	140
3.4.5	Efeitos de cenários da mudança climática sobre a vazão na BHM	141
3.4.6	Efeitos de cenários de mudança climática sobre o fluxo de sedimentos na BHM	142
3.4.7	Análise de tendências	143
3.5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	145
3.5.1	Comparação entre os dados climáticos observados nas estações de monitoramento e os dados projetados pelo modelo ETA-HADGEM2-ES...	145
3.5.2	Análise da série de dados climáticos projetados pelo modelo ETA-HADGEM-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 corrigidos.....	148
3.5.3	Validação das vazões mensais projetadas pelo modelo para o período de 2010 a 2016.....	151

3.5.4	Efeitos dos cenários de mudanças climáticas sobre a vazão na BHM	153
3.5.4.1	<i>Vazões médias de longo período projetadas pelo modelo.....</i>	153
3.5.4.2	<i>Tendência de alteração das vazões nos futuros centrados para o cenário RCP 4.5</i>	156
3.5.4.3	<i>Tendência de alteração das vazões nos futuros centrados para o cenário RCP 8.5</i>	158
3.5.4.4	<i>Diferenças entre as vazões projetadas por futuro centrado nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.....</i>	160
3.5.5	Efeito dos cenários de mudança climática sobre o fluxo de sedimentos na BHM	162
3.5.5.1	<i>Fluxo de sedimentos projetados para o período entre 2020 a 2099.....</i>	162
3.5.5.2	<i>Fluxo de sedimento nos futuros centrados para o cenário RCP 4.5.....</i>	166
3.5.5.3	<i>Fluxo de sedimentos nos futuros centrados para o cenário RCP 8.5</i>	168
3.5.3.4	<i>Avaliação das diferenças entre os fluxos de sedimento projetadas por futuro centrado nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.....</i>	169
3.6	CONCLUSÃO	171
4	CONSIDERAÇÕES FINAIS	173
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	175
	APÊNDICE I.....	197
	APÊNDICE II.....	203

INTRODUÇÃO

A erosão hídrica é definida como o resultado da ocorrência conjunta das fases de desagregação, transporte e deposição de partículas sólidas, provocados pelas forças erosivas das gotas de chuva e do fluxo superficial. É considerada, por diversos autores, como a principal causa de degradação dos solos agrícolas de regiões tropicais e tem como fatores condicionantes o clima, o solo, o relevo, a cobertura e manejo do solo e as práticas conservacionistas.

Esses fatores alteram-se no tempo devido a causas naturais, podendo ser influenciados diretamente pela ação humana. O clima, por exemplo, varia em escala temporal devido a causas naturais, como o ciclo de atividade solar e atividade vulcânica. Estudos recentes têm mostrado uma intensificação dessas mudanças resultante do aumento da concentração de gases do efeito estufa, como CO₂ e SO₂ na atmosfera. A cobertura do solo, por sua vez, varia de acordo com o uso e ocupação da terra e com o manejo do solo, que é constantemente alterado pela atividade antrópica, principalmente pela substituição de áreas florestadas por áreas agrícolas e de preparo convencional por semeadura direta. Essas alterações são resultado da alta industrialização, do aumento populacional e da alta demanda por água e alimentos, e vêm afetando cada vez mais o ambiente natural. Devido a isso, é importante o conhecimento do real efeito dessa mudança no ambiente de forma a servir de subsídio para planejar e implementar medidas de conservação mais adequadas, com vistas à sustentabilidade destes recursos.

Toda essa alteração climática e de cobertura do solo afeta a quantidade de erosão, o que pode acarretar em maior perda de sedimentos e de seus constituintes minerais e nutricionais, causando eutrofização de águas e afetando diretamente a disponibilidade hídrica. Este trabalho visa avaliar como algumas dessas alterações influenciam na erosão hídrica e, para isso, foi dividido em dois capítulos.

O capítulo 1 objetivou avaliar o efeito da implementação da semeadura direta sobre a erosão hídrica em nível de bacia hidrográfica. Embora o impacto da semeadura direta na redução da erosão hídrica seja conhecido e tenha sido objeto de estudo em vários trabalhos anteriores em nível de parcela, esse estudo traz uma abordagem espacial, avaliando o efeito da semeadura direta em nível de bacia hidrográfica. Neste capítulo a erosão hídrica é considerada como um problema espacial, devendo ser analisada como um sistema em que os elementos e fluxos agem de maneira conjunta de forma a alterar o processo físico estudado. Neste caso, buscou-se avaliar se essa redução da produção de sedimentos verificada nas parcelas experimentais também se reflete em redução na quantidade de sedimentos que atinge o exutório no nível de bacia hidrográfica.

O capítulo 2 objetivou avaliar o efeito da mudança climática sobre o processo de erosão hídrica. Pressupôs-se aqui, que a erosão hídrica, sendo altamente dependente do volume precipitado e da intensidade de chuva, sofreria alterações decorrentes da mudança climática atual. Essa mudança foi constatada ao longo das últimas décadas e tende a ser mais severa no futuro. Isso fez com que o estudo da influência dessa mudança sobre o processo de erosão hídrica fosse fundamental para a gestão e o planejamento das atividades agrícolas e das medidas de controle de erosão nessas áreas, no futuro.

EFEITO DA SEMEADURA DIRETA SOBRE O FLUXO DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MAROMBAS

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1.1 Erosão hídrica do solo

A erosão hídrica do solo é definida como a desagregação, transporte e deposição de sedimentos (WICHMEIER e SMITH, 1978), ocasionada pelos agentes erosivos e potencializada pelo ser humano (WILKINSON e MCELROY, 2005). No caso da erosão hídrica pluvial é resultado do impacto das gotas de chuva e do escoamento superficial. É considerada a forma mais intensa e abrangente de degradação do solo, pois, além de reduzir a capacidade produtiva do solo, causa sérios danos ambientais, como o assoreamento e a poluição dos cursos de água (COGO et al., 2003). De acordo com LI et al. (2009), a erosão hídrica é responsável por remover a camada superior do solo, o que, segundo Corrêa (2018), reduz o estoque de carbono, reduz a quantidade e atividade da fauna do solo, e amplia a contaminação e assoreamento dos reservatórios hídricos.

A perda da camada superficial do solo diminui sua fertilidade devido à redução da quantidade de macro e micronutrientes (BISPO et al., 2017; PRASANNAKUMAN et al., 2012) que se concentram, em sua maioria, nessas camadas. A erosão tem sido relacionada mundialmente com declínio da qualidade do solo e redução do rendimento das culturas (LAL, 2001). Bakker (2005) afirmou que a erosão reduziu a produtividade das culturas em cerca de 4 % para cada 10 cm de solo perdido. Na figura 1 observa-se o impacto da erosão nos ciclos biogeoquímicos nas diferentes regiões do planeta.

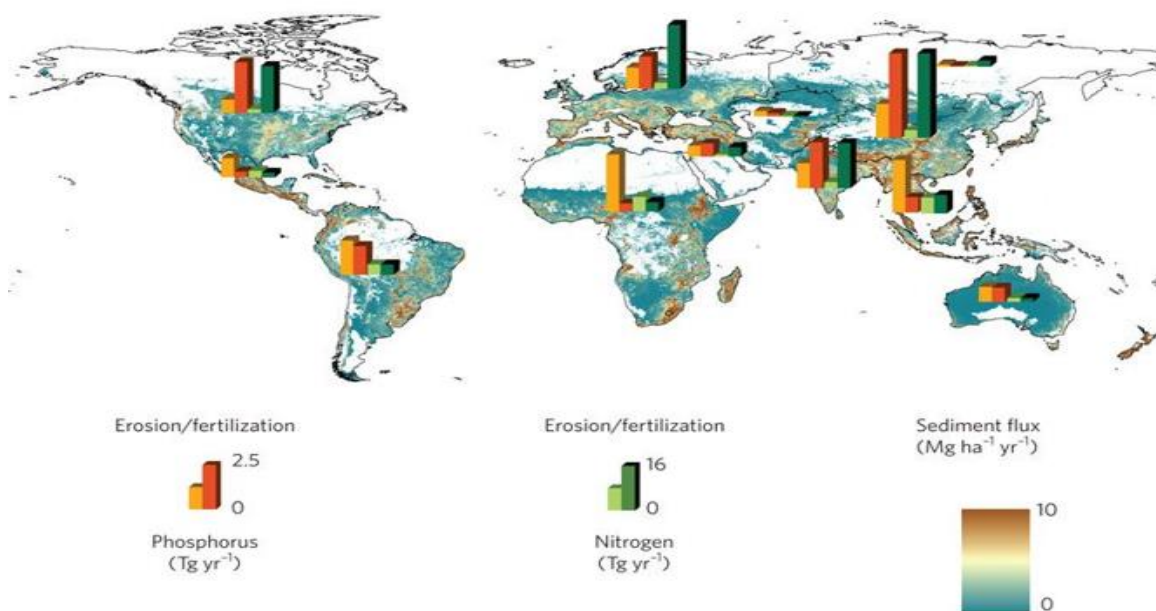
Os resultados apresentados por Quinton (2010) indicam substancial perda de fósforo e nitrogênio por erosão, com necessidade de elevado aporte destes nutrientes no solo para recuperar sua capacidade produtiva. De acordo com Wither et al. (2018), no Brasil a utilização de fertilizantes a base de fósforo aumentou de 0,04 Tg em 1960 para 2,2 Tg em 2016, devido a erosão do solo, principalmente, além de outras causas.

Além de reduzir a fertilidade do solo, a erosão afeta suas condições hidrológicas e a capacidade de água disponível para as plantas (BAKKER, 2005). O selamento superficial causado pela deposição das partículas finas nos poros da camada superior do solo reduz a

infiltração da água, reduz a umidade do solo ao longo do perfil e aumenta o escoamento superficial.

Como observado por Cogo et al. (2003), a erosão hídrica afeta também a qualidade da água nos canais de drenagem localizados a jusante da área erodida, causando assoreamento e poluição destes ambientes. De acordo com Merten e Minella (2002), o aporte de nitrogênio e fósforo, provenientes das áreas agrícolas e pastejo, aumenta a atividade primária das plantas e algas aquáticas. Isso reduz a disponibilidade do oxigênio dissolvido e causa, algumas vezes, mortalidade de peixes. Ainda segundo os autores, o aumento do nível dos nutrientes na água pode comprometer sua utilização para o abastecimento doméstico.

Figura 1 - O impacto da erosão nos ciclos biogeoquímicos.



FONTE: Adaptado de Quinton, 2010

Portanto, a erosão hídrica altera a capacidade produtiva do solo devido à perda de macro e micronutrientes e redução da água disponível para as plantas, altera a qualidade dos corpos hídricos devido o assoreamento e poluição dos rios e reduz a atividade biológica e os estoques de carbono presentes no solo. Embora seja um processo natural decorrente do uso da terra e manejo do solo, as paisagens onde as atividades humanas estão presentes comumente refletem a aceleração da erosão do solo (WILKINSON e MCELROY, 2005). Logo, o estudo da erosão hídrica e seu impacto das atividades humanas sobre ela são de extrema importância para viabilizar políticas de manutenção da qualidade do solo e dos recursos hídricos.

2.1.2 Pesquisas sobre controle da erosão hídrica e conservação do solo

O reconhecimento da erosão hídrica como um problema em relação a manutenção dos recursos naturais não é algo recente no Brasil. Marques (1949) apud BERTONI; LOMBARDI NETO (1990), já indicava que o Brasil perdia, via erosão, cerca de 500 milhões de toneladas de terra por ano, o que corresponde ao desgaste de uma camada de aproximadamente 15 cm de espessura em uma área de aproximadamente 280.000 hectares. A partir desse reconhecimento várias pesquisas e trabalhos passaram a ser desenvolvidos com o objetivo de reduzir os impactos negativos da erosão hídrica em áreas agrícolas. Foi esse contexto que estimulou o surgimento de pesquisas sobre as práticas conservacionistas do solo.

A conservação do solo baseia-se, fundamentalmente, em assegurar à água o maior nível energético possível no sistema hidrológico e em potencializar a infiltração da água no solo nas posições mais elevadas do terreno (PRUSKI, 2013). De acordo com este autor, o favorecimento da infiltração da água no solo possibilita um retardamento na chegada da água aos canais fluviais de drenagem, reduzindo o escoamento superficial e, com isso, a energia cinética de desagregação e transporte de partículas do solo.

Várias estratégias utilizadas para aumentar a resistência do solo ou diminuir as forças do processo erosivo enquadram-se como sistemas de manejo do solo e práticas conservacionistas (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990). As práticas são divididas em vegetativas, edáficas e mecânicas (PRUSKI, 2013; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990). As práticas vegetativas baseiam-se no uso da vegetação sobre a superfície do solo. A cobertura vegetal dissipa a energia cinética das gotas de chuva e, em parte, do escoamento superficial. Os principais exemplos são: florestamento e reflorestamento, pastagens, plantas de cobertura do solo, cultivo em faixas e manutenção dos resíduos vegetais.

As práticas de caráter edáfico incluem, de acordo com BERTONI; LOMBARDI NETO (1990), o controle de queimadas, a adubação (verde, sintética/inorgânica ou orgânica) e a calagem, e visam melhorar a fertilidade do solo de modo a aumentar a cobertura do solo decorrente do melhor desenvolvimento das culturas. As práticas mecânicas, por sua vez, alteram e interceptam o escoamento superficial a partir de estruturas artificiais (PRUSKI, 2013). Neste grupo destacam-se o cultivo em contorno, o terraceamento, a construção de canais e diques e de canais escoadouros.

A utilização das práticas conservacionistas citadas, aumentam a resistência do solo a erosão. Essas práticas diferem dos métodos de preparo do solo tradicionais, os quais baseavam-se na incorporação dos resíduos no solo, mantendo a superfície do solo desnuda. No preparo

conservacionista os resíduos vegetais são mantidos sobre a superfície do solo. É nos fundamentos do preparo conservacionista do solo que se insere a técnica de semeadura direta (SD), na qual a semente é depositada diretamente no solo sem preparo, com a manutenção dos resíduos da cultura anterior.

2.1.2.1 Semeadura direta

A semeadura direta (SD) baseia-se no cultivo que envolve, necessariamente, rotação de culturas, mobilização do solo exclusivamente na linha de semeadura e cobertura permanente do solo (CASSOL et al., 2007) com a manutenção dos resíduos culturais sobre a superfície (TIECHER et al., 2014). Dentre os sistemas de manejo do solo conservacionista que deixam apreciável quantidade de resíduos culturais na sua superfície, a SD é o que apresenta maior potencial de redução das perdas de solo, podendo, em algumas situações, chegar a valores mínimos (HERNANI et al., 1997; SCHICK et al., 2000; SCHICK et al., 2017).

As principais vantagens da SD estão relacionadas a um manejo sustentável do solo, melhoria na sua estrutura e porosidade, aumento na ciclagem de nutrientes, estímulo a atividade biológica e proteção contra a erosão (TIECHER et al., 2014). A utilização da SD revolucionou a agricultura brasileira em termos de manutenção de produtividade e preservação e melhoria da capacidade produtiva do solo (SALTON et al., 1998)

Nos últimos anos vários estudos foram realizados com o objetivo de avaliar as vantagens da utilização da SD em contraste com os sistemas convencionais muito utilizados até o fim da década de 80. Alguns estudos, como os de Schick et al. (2000), Bertol et al. (2007) e Leite et al. (2009), mostram que a SD reduz as perdas de solo e água em torno de 84 e 59 % respectivamente, quando comparadas ao sistema de preparo convencional.

A redução da erosão hídrica a partir da SD está relacionada a manutenção da cobertura sobre a superfície do solo, que reduz a energia cinética do impacto da gota da chuva, responsável pela desagregação das partículas de solo (RAMOS et al., 2014); eliminação do selamento superficial, aumento da capacidade de infiltração dos solos e redução do escoamento superficial. (COGO et al., 1984; BERTOL et al., 1997; LEITE et al., 2009). Ao mesmo tempo, a cobertura do solo atua na redução da velocidade do escoamento superficial e, conseqüentemente na capacidade erosiva da enxurrada (LEITE et al., 2009; RAMOS et al., 2014). LOPES et al., (1987) afirmam que uma cobertura de 30 % da área já se mostrou vantajosa no controle da erosão.

A partir desses estudos houve um aumento considerável nas áreas de SD no Brasil, entretanto, no fim da primeira década do século XXI, alguns trabalhos mostraram preocupação quanto a redução da utilização de práticas conservacionistas de suporte de controle da enxurrada devido ao sucesso da SD em reduzir a erosão (SILVA, 2011). Denardin et al. (2008) observou que com o advento da SD as práticas conservacionistas de suporte, como o terraceamento e cultivo em nível, passaram a ser consideradas desnecessárias, o que se torna um problema, visto que segundo Marioti et al. (2013) a SD, isoladamente, sem a utilização destas práticas de suporte, não controlam totalmente as perdas de solo e, muito menos, as perdas de água.

Bertol et al. (2004) observou que o não-revolvimento do solo na SD, em conjunto com o continuado tráfego de máquinas, provoca compactação da camada superficial do solo, o que aumenta a densidade do solo e reduz a macro porosidade. Nestas condições, a infiltração do solo é reduzida favorecendo a enxurrada principalmente em condições de alta umidade antecedente e de precipitações elevadas e longos comprimentos de rampa (BERTOL et al., 2007). Alguns trabalhos, como Vieira et al. (1978), observaram que a perda de água pode ser maior na SD que em preparo convencional em situações em que as práticas conservacionistas de suporte não são utilizadas.

Essas considerações em relação a utilização da SD no Brasil evidencia a necessidade da continuidade de estudos e pesquisas sobre o tema, com foco em não somente reduzir a erosão hídrica, mas também no manejo do escoamento superficial com vistas na redução da perda de água nas lavouras agrícolas.

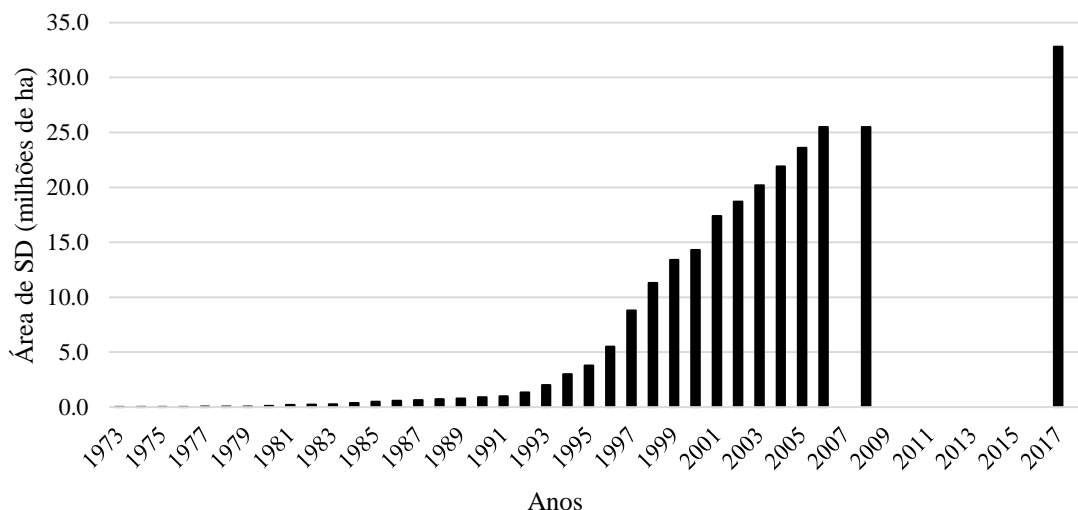
2.1.2.1.1 Histórico da semeadura direta no Brasil e em Santa Catarina

O primeiro estudo desenvolvido com SD no Brasil remete ao ano de 1969 em que os professores Newton Martin e Luiz Fernando Coelho da Cunha, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS semearam um hectare de sorgo, sem preparo do solo, mantendo os resíduos da cultura antecedente na superfície do solo (CASSOL et al., 2007). A partir da década de 1970 vários estudos envolvendo a SD foram se desenvolvendo em várias instituições do Brasil e após um período de consolidação científica dessa técnica de preparo do solo, a SD passou a ser implementada pelos produtores rurais.

Cassol et al. (2007) dividiu a evolução da SD no Brasil em três períodos distintos: até 1979, de 1979 a 1991, e a partir de 1991 (Gráfico 1). Segundo o autor, no período anterior a 1979, a SD ainda se encontrava em uma fase experimental, com poucos conhecimentos técnicos e inexistência de capacitação específica para os técnicos. Nessa fase muitas áreas sob SD eram

abandonadas após três a quatro anos de adoção. Esse período foi marcado pelas limitações operacionais devido ao baixo conhecimento das técnicas de aplicação de herbicidas o que favorecia a proliferação de patógenos e o desenvolvimento de plantas daninhas.

Gráfico 1 - Histórico da área de semeadura direta (SD) no Brasil.



FONTE: Adaptado de FEBRAPDP

O período entre 1979 a 1991 foi caracterizado por um considerável aumento da taxa de adoção a SD, passando de 11.900 para 80.570 ha.ano⁻¹ (CASSOL et al., 2007). Essa maior utilização da SD na época se deve ao aprimoramento dos processos e dos equipamentos necessários para implantação do sistema. A partir de 1991, tem-se um conjunto de ações promotoras da institucionalização da SD como ferramenta da agricultura conservacionistas (CASSOL et al., 2007). Esse conjunto de ações, aliado a uma melhoria nas técnicas de implementação e no avanço tecnológico permitiu um aumento exponencial das áreas de SD no Brasil.

De acordo com Casão Junior et al. (2012) as áreas sob SD, para produção de culturas anuais, tiveram aumento exponencial de 1 milhão de hectares em 1992 para 25 milhões de hectares no final da primeira década do século XXI. No Gráfico 1 percebe-se esse aumento exponencial nas áreas de SD a partir do início da década de 90. De acordo com Tiecher (2016), desde o início da década de 1990, a área cultivada sob SD no Brasil aumentou cerca de 1700 hectares por ano.

A região Sul do Brasil está o maior percentual de área agrícola sob alta intensidade de uso do solo (41% da área total) (MANZATTO et al., 2002). No estado do Rio Grande do Sul, por exemplo, a área sob SD para produção de grãos é de aproximadamente 90% da área

cultivada (DIDONÉ et al., 2014). Em Santa Catarina, dados da EPAGRI apresentados por Freitas et al., 1998) indicaram um aumento percentual das áreas sob SD de 5% em 1987 para 18% e 44% em 1994 e 1997, respectivamente. Esses dados correspondem a um aumento da área sob SD de 112.000 ha em 1987 para 793.000 ha em 1997. Em 1999 a área de SD em Santa Catarina representava 60% nas áreas totais de lavoura.

De acordo com dados do censo agropecuário do IBGE (2006) e IBGE (2017) o número de empreendimentos que aderiram a SD nos municípios que fazem parte da Bacia Hidrográfica do Marombas (BHM) aumentou de 4.157 em 2006 para 5.199 em 2017. No último censo em 2017 a soma das áreas sob SD na BHM totalizou 129.165,69 ha, com destaque para Campos Novos e Brunópolis que tem aproximadamente 40 % da sua área agrícola dominada por esse sistema.

Em contraste ao aumento das áreas sob o sistema de SD na região da BHM, ocorreu nas últimas décadas, um aumento nas áreas destinadas a agricultura. Ricardo (2019) analisou a evolução do uso e ocupação da terra na BHM e verificou um aumento de 178,7% da área agrícola entre os anos de 1986 a 2017. A modificação do uso da terra na bacia é apresentada na tabela 1.

Tabela 1 - Evolução do uso e ocupação da terra na BHM entre os anos de 1986, 2002 e 2017

Classe de uso da terra	Área (km ²)			Área (%)		
	1986	2002	2017	1986	2002	2017
Área Urbana	13,5	24,5	31,4	0,4	0,7	0,9
Água	13,2	24,2	20,4	0,3	0,7	0,6
Agricultura	364,7	762,1	1016,5	9,9	20,7	27,6
Campo	1534,8	1197,9	694,4	41,7	32,6	18,9
Mata Nativa	1441,8	1244,3	846,7	39,2	33,8	23,0
Reflorestamento	308,7	423,6	1067,3	8,4	11,5	29,0

FONTE: Adaptado de Ricardo (2019)

O aumento das áreas agrícolas e das áreas de reflorestamento de *Pinnus ssp.* e *Eucaliptus ssp.* na região, que triplicaram nos 29 anos analisados, ocorreu a partir da substituição das áreas de mata nativa (-41,27%) e campos (-54,73%). A substituição de usos da terra que mantem a superfície do solo coberto por vegetação por usos descobertos, como é o caso da agricultura convencional, altera o escoamento superficial e o impacto das gotas de chuva, intensificando o processo erosivo, como visto anteriormente. Diante disso, essa substituição de uso da terra na bacia é preocupante do ponto de vista de capacidade de uso do solo e poluição dos cursos da água.

2.1.3 A erosão hídrica como um problema espacial

Wichmeier e Smith (1978) observaram que a erosão hídrica ocorria em três fases: desagregação, transporte e deposição. A erosão inicia-se com a ruptura dos agregados do solo causada pela ação da energia cinética das gotas de chuva e da enxurrada, na fase denominada como desagregação; em seguida, ocorre o transporte, principalmente pela ação da enxurrada; e a deposição do material erodido ocorre somente quando a carga de sedimentos excede a capacidade de transporte da enxurrada (ELLISON, 1963).

A desagregação do solo pelo impacto das gotas de chuva, seguida do salpicamento (*Splash erosion*), é responsável pela maior parte do processo erosivo (RIBEIRO, 2006). Guy et al. (1987) sugerem que, em solos descobertos, 85% dos sedimentos da erosão hídrica tem origem no impacto das gotas de chuva e 15% são atribuídos ao escoamento superficial. O salpicamento ocorre quando a energia que une as partículas e agregados do solo é menor que a energia cinética das gotas de chuva ou do escoamento superficial. De acordo com Schwab et al. (1993), o salpicamento ocorre em várias direções, podendo atingir mais de 0,6 m em altura e distâncias superiores a 1,5 m, dependendo da declividade.

As partículas de solo desagregadas podem ser transportadas via enxurrada seguindo as condições topográficas do relevo em direção aos pontos mais baixos da vertente. O transporte dessas partículas é condicionado, além do relevo, pelas condições de cobertura e rugosidade do solo. Quando a enxurrada perde a capacidade em transportar o material erodido, resultante da redução da energia cinética provocada pelo aumento da rugosidade superficial e/ou cobertura, ocorre a deposição do material (BRAIDA, 1994).

A erosão é resultado da combinação de cinco fatores: clima, solo, topografia, cobertura e manejo do solo e práticas conservacionistas de suporte (WICHMEIER E SMITH, 1978). A chuva, que varia de acordo com o clima, é o agente responsável pela energia necessária para a ocorrência da erosão hídrica pluvial, tanto na etapa de desintegração de partículas do solo, quanto no transporte e deposição, definidos pelo escoamento superficial (PRUSKI, 2013). A capacidade da chuva em desagregar as partículas do solo é denominada de erosividade e varia de acordo com o volume precipitado, tamanho das gotas e intensidade. Os ambientes diferem ainda em relação as classes e propriedades do solo. Alguns solos apresentam características físicas que facilitam a ocorrência da erosão mais do que outros. A susceptibilidade do solo em sofrer erosão é denominada de erodibilidade (BERTONI & NETO, 1990).

Outro fator preponderante na intensidade da erosão é o fator topografia, no qual se insere o relevo, representado pelo comprimento, declividade e forma de inclinação da vertente, pois afeta o volume e a velocidade do escoamento superficial (BAGARELLO & FERRO, 2010). De maneira geral tem-se que quanto mais íngreme e mais longa a encosta, maior será a quantidade e a velocidade da água que escorre. A cobertura do solo e as práticas conservacionistas afetam a energia cinética da chuva e do escoamento superficial e a rugosidade superficial podendo ser utilizadas no controle da erosão. Ambos fatores já foram discutidos com propriedade no item 1.2.1.

A estimativa da erosão que ocorre em uma área pode estar relacionada com a escala em que o processo é analisado. De Vente e Poesen (2005) observaram que a produção de sedimentos, termo utilizado para quantificar a erosão, foi maior quando a área de drenagem aumentou, pois quanto maior a área de contribuição maior a probabilidade de ocorrerem processos erosivos. Entretanto, os próprios autores avaliaram que, a partir de um certo limiar de área da bacia, a deposição e o transporte de sedimentos superou a taxa de erosão, reduzindo a quantidade de sedimento conforme a área de captação aumentou.

Segundo Santos et al. (2017), em bacias hidrográficas com mais de 10 km² a deposição prevalece sobre o transporte de sedimentos, ao contrário de pequenas parcelas de erosão nas quais o transporte predomina, dependendo da cobertura e rugosidade do solo. Devido a importância de escala sobre as taxas de escoamento e erosão, a definição de relações de escala, bem como o conhecimento dos processos que regem os fluxos de água e sedimentos em cada escala é fundamental para o gerenciamento dos recursos hídricos e do solo (MAYOR et al., 2011).

Em nível de bacia hidrográfica, principalmente em bacias de grande área de contribuição, as alterações de uso e ocupação da terra são tão, ou mais, determinantes na intensidade do processo erosivo quanto o próprio manejo do solo. Nesse caso, as alterações do uso e ocupação devem ser consideradas no ponto de vista temporal e espacial. Isso faz com que a erosão hídrica no nível de bacia hidrográfica assuma componentes espaciais, ou seja, se manifeste no espaço geográfico. De acordo com NETO (2000), um problema espacial existe quando há uma insatisfação gerada entre o estado atual e o estado desejado na posição ou na conformação de uma entidade geográfica. No caso da erosão hídrica, a entidade geográfica pode ser considerada uma parcela da superfície terrestre, como por exemplo, uma bacia ou sub-bacia hidrográfica. Assim, a erosão hídrica que gera o estado de insatisfação se caracteriza como um problema espacial na componente de posição do espaço geográfico.

A complexidade de um problema espacial, devido ao elevado número de variáveis e as diversas relações entre essas variáveis, costuma exigir, para sua solução, o suporte de tecnologias que representam as parcelas estáticas e dinâmicas do sistema geográfico. Essas tecnologias de suporte à análise e solução de problemas espaciais são denominadas de Sistemas de Apoio a Decisão Espacial – SADE (NETO, 2000)

2.1.4 Suporte a solução de problemas espaciais em bacias hidrográficas

A solução de problemas espaciais em uma bacia hidrográfica é complexa, devido à complexidade das variáveis de natureza geográfica e de suas relações na bacia (NETO, 2000). Diante de problemas grandes e complexos, o tomador de decisão normalmente apresenta capacidades cognitivas limitadas, visto que não conhece plenamente o comportamento do sistema e as alternativas qualificadas de solução.

O sistema de apoio a decisão espacial (SADE) é uma extensão de sistema de apoio a decisão (SAD). Trata-se de um sistema computacional configurado para dar suporte a decisões baseadas em dados geográficos e posicionais. Assim, o SADE vem sendo amplamente aplicado para a tomada de decisão de uso da terra e decisão de uso da água (USDA, 1997).

Um SADE é constituído de dois subsistemas do espaço-problema: o subsistema morfológico e o subsistema em cascata. O primeiro, representa a porção reconhecida da realidade física, por exemplo, a rede de rios em uma bacia hidrográfica ou o conjunto dos atributos topográficos de um terreno. O segundo representa o caminho percorrido pelo fluxo de massa ou de energia à medida que um ou outro se transferem entre os diferentes compartimentos do sistema. Em uma aplicação desses conceitos, em hidrologia, tem-se que o morfológico inclui as entidades referentes à bacia hidrográfica, tais como cursos da água, solo, subsolo, aquíferos, florestas, relevo, enquanto o em cascata inclui o fluxo e armazenamento de água na bacia.

A dinâmica do subsistema em cascata trata do fluxo e armazenamento da água junto aos compartimentos do subsistema morfológico. O ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, por exemplo, representa o sistema geográfico completo, enquanto os compartimentos espaciais de uma bacia hidrográfica são capturados pelo sistema de informação geográfica (SIG), os compartimentos de fluxo e armazenamento são modelados matematicamente por modelos hidrológicos.

No SADE, esses dois compartimentos são representados pelo banco de dados e banco de modelos. A integração tecnológica dessas duas componentes pode ocorrer de diferentes

formas e estratégicas. Em hidrologia, o SADE tem sido aplicado desde a década de 1980 em planos de abastecimento de água, operação de reservatórios, gerenciamento de bacias hidrográficas, avaliação de riscos de contaminação em água subterrânea, calibração de modelos hidrológicos, gerenciamento da qualidade da água, avaliação da eutrofização em reservatórios, alerta de inundações, e outros. (NAKAYAMA, 1998)

2.1.5 Modelos hidrológicos como componentes de um SAD

Um modelo é uma representação abstrata de um sistema, o qual deve ser utilizado de forma adequada e criteriosa no processo de tomada de decisão (NETO, 2000). Isso significa que um modelo hidrológico pode ser utilizado como representação dos diferentes processos físicos atuantes na dinâmica da água em uma bacia hidrográfica, por exemplo.

Nas últimas décadas, a modelagem ambiental tornou-se uma importante ferramenta de suporte à decisão na gestão dos recursos naturais, pois permite a avaliação das consequências de mudanças no meio que compõe o cenário. O modelo matemático ou científico (NETO, 2000), principalmente o de base física, tem possibilitado melhor conhecer os processos hidrológicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica (MORAES et al., 2003) possibilitando a indicação de melhores práticas de uso da terra e manejo e conservação do solo, por exemplo. De acordo com TUCCI (1998), o modelo hidrológico é útil para representar os processos que o compõe, permitindo a representação, o entendimento e a simulação de cenários hidrológicos da bacia (TUCCI, 1998).

A modelagem hidrológica teve início com a equação racional, proposta por Mulvany em 1850, e assistiu um grande avanço a partir de 1930, quando agências governamentais de países desenvolvidos começaram a conceber e gerar seus próprios programas de pesquisa hidrológica (TUCCI, 1998). Os modelos desenvolvidos nessas pesquisas tratavam de descrever os processos de cada componente do ciclo hidrológico (MARINHO FILHO, 2012). Com o advento de computadores, a partir do final do ano de 1950, criaram-se condições para acelerar o desenvolvimento de modelos hidrológicos baseados em conceitos físicos, ou seja, um avanço em relação aos modelos até então existentes, que utilizavam somente métodos estocásticos ou empíricos.

A modelagem hidrológica é realizada com modelos diversos, variando de acordo com os objetivos e a escala de estudo, desde modelos voltados para o dimensionamento de reservatórios, até modelos com objetivo de prever alterações nas vazões de uma bacia devido a mudanças climáticas. Os modelos têm sido utilizados inclusive para prever eventos futuros

relacionados com o regime hídrico, e potencialmente danosos à sociedade, bem como para auxiliar na tomada de decisão e formulação de políticas públicas. Uma vez que os modelos podem ser empregados para prever condições futuras por meio de simulações, eles são ferramentas úteis para lidar com problemas ambientais, tornando possível sugerir alternativas de solução (MARINHO FILHO, 2012).

Segundo Santos (2009), a modelagem hidrológica requer conhecimento aprofundado do ciclo hidrológico e, conseqüentemente, dos processos físicos que ocorrem durante um evento. Destaque para a chuva, a interceptação, a evapotranspiração, a infiltração e o escoamento superficial, todos passíveis de serem representados por modelos matemáticos. Dentre os diversos modelos hidrológicos que vêm sendo desenvolvidos ao longo dos anos, o Soil and Water Assessment Tool (SWAT) vêm se destacando por sua capacidade de representar os diversos processos físicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica, com mais de 650 artigos que relatam suas aplicações (BRIGHEINT et al., 2016).

2.1.6 O modelo hidrológico SWAT

O modelo hidrológico SWAT foi desenvolvido na década de 1990, nos Estados Unidos, pelo *Agricultural Research Service* e pela *Texas A & M University*. Este modelo tem sido adaptado, desde o seu surgimento, para algumas áreas específicas. Posteriormente, foi integrado a um Sistema de Informação Geográfica, possibilitando a entrada do banco de dados, a elaboração e edição de cenários ambientais e sua representação em forma de gráficos e mapas, controle e simulações, além de extrair e organizar as saídas do modelo (MARCHIORO, 2008). Nessa configuração integrada, o SWAT se constitui em um modelo que é parte de um SADE específico (NETO, 2000).

O modelo SWAT trata-se de um modelo semi-distribuído e contínuo no tempo, desenvolvido para simular o impacto da mudança do uso do solo em bacias hidrográficas de médio e grande porte (ARNOLD et al., 2012). O SWAT utiliza-se a divisão da bacia em sub-bacias, as quais podem ser, ainda, parametrizadas, usando-se o conceito de unidades de resposta hidrológica (Hydrologic Response Units - HRU's), permitindo representar as diferenças entre os tipos de solo, cobertura vegetal e topografia (ANDRADE et al., 2013). O modelo estima processos hidrológicos importantes como evapotranspiração, escoamento superficial, taxa de pico de escoamento, fluxo de águas subterrâneas e produção de sedimentos para cada URH (DE MOURA, 2017). O balanço hídrico simulado pelo SWAT é obtido por:

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

Em que: SW_t: quantidade final de água no solo (mm H₂O) SW₀: umidade do solo inicial no dia i (mm H₂O) t: tempo (dias) R_{day}: quantidade de chuva no dia i (mm H₂O) Q_{surf}: escoamento superficial total no dia i (mm H₂O) E_a: quantidade de evapotranspiração no dia i (mm H₂O) W_{seep}: quantidade de água que entra na zona de aeração do perfil do solo no dia i (mm H₂O) Q_{gw}: quantidade de retorno do fluxo no dia i (mm H₂O).

A documentação teórica que descreve a formulação, os dados de entrada e saída e o uso da interface ArcSWAT pode ser acessada na página eletrônica do SWAT (<http://swatmodel.tamu.edu>).

2.1.6.1 Aplicabilidade do modelo SWAT para predição da produção de sedimentos

Embora tenha sido desenvolvido para regiões temperadas, o modelo SWAT tem sido aplicado em diversas partes do mundo e com ele vêm-se obtendo bons resultados, inclusive quando aplicado em regiões tropicais. No Brasil, por exemplo, existe uma série de estudos envolvendo este modelo. Um dos primeiros estudos do SWAT, no Brasil, data de 2002, em que Machado (2002) utilizou-se do modelo para simular o escoamento e a produção de sedimentos produzidos na microbacia do Ribeirão Martins em São Paulo. Neste estudo o autor obteve valores de Nash-sutcliffe (NSE) próximos a 0,92 e 0,83 para a produção de sedimentos e escoamento, respectivamente.

Desde então, diversos estudos foram realizados para as condições brasileiras. Na mesma bacia hidrográfica, Machado et al. (2003) analisaram dois cenários de uso e cobertura do solo da bacia para verificar os efeitos sobre a produção de sedimentos. O estudo utilizou-se de dois cenários, um com a manutenção do uso atual da bacia preservando integralmente toda a mata ciliar conforme o Código Florestal Brasileiro e, outro, com as áreas de pastagens sendo substituídas por floresta nativa. Verificou uma redução de 94 % nos valores de sedimentos quando as pastagens foram substituídas por mata nativa. Trabalho semelhante, na mesma bacia, foi realizado por Moro (2005) que também objetivava avaliar cenários sobre o efeito de mudanças no uso da terra sobre o escoamento e sobre a produção de sedimentos. Os resultados indicaram que, conforme aumentava a área de cultivo com cana-de-açúcar, incrementava a produção de sedimentos. Em contrapartida, a medida que a cana-de-açúcar era substituída por vegetação nativa, a produção de sedimentos era reduzida.

Prado (2005) aplicou o modelo SWAT para avaliar cenários de produção de sedimentos na microbacia do rio Jundiá-Mirim, em São Paulo, realizando algumas alterações no uso da terra da bacia. Para o cenário que representava o uso atual, os valores de perda de sedimentos alcançaram $29,7 \text{ Mg ha}^{-1}$, enquanto, para o cenário com um aumento de 20% da área urbanizada, resultou em aumento na produção de sedimentos para valores próximos a $42,6 \text{ Mg ha}^{-1}$.

A partir do século XXI, além de estimar a produção de sedimentos e o escoamento superficial, o SWAT passou a ser utilizado em outras aplicações. Em 2006, por exemplo, Neves et al. (2006) aplicaram o modelo para avaliar o aporte de nitrogênio e fósforo para o rio Bonito em uma microbacia em Descalvado-SP. O modelo apresentou bons valores de NSE, 0,76 para o fósforo e 0,74 para o nitrogênio, indicando um bom desempenho do modelo nestas simulações.

Lopes (2008) aplicou o modelo em Santa Catarina, em microbacias experimentais, com o objetivo de simular a produção de água e de sedimentos com diferentes cenários de uso da terra. Segundo o autor, os valores de NSE indicaram eficiência ($\text{NSE} > 0,50$). Assim, conforme se retirava a floresta nativa e aumentava-se as áreas de cultivo, os valores de produção de sedimentos aumentavam. Seguindo estes exemplos, Paim & Menezes (2009) avaliaram a aplicabilidade do modelo SWAT na bacia hidrográfica do rio Tijucas, no litoral de Santa Catarina, e obtiveram índices de NSE de 0,60 indicando um bom ajuste do modelo aos dados de sedimentos observados. As taxas médias de perda de sedimentos previstas nas diversas sub-bacias ficaram em torno de $0,5 \text{ ton ha}^{-1}$.

Com o objetivo de analisar a dinâmica hidrosedimentológica, Lino (2009) aplicou o modelo SWAT na bacia hidrográfica do Rio Preto também em Santa Catarina, onde testou cinco diferentes cenários de uso da terra. Os cenários foram: a) uso e cobertura atual; b) toda a área com mata nativa; c) toda a área com agricultura; d) toda a área com reflorestamento; e) uso e cobertura atual sem reservatórios. Os resultados mostraram que o cenário com agricultura apresentou os maiores valores de escoamento superficial e de produção de sedimentos, enquanto, com mata nativa indicou maior proteção desses recursos. Uzeika (2009), utilizando-se do SWAT em uma pequena bacia rural ($1,19 \text{ km}^2$) no município de Arvorezinha-RS, verificou uma redução em 30 % da erosão quando o sistema de preparo convencional foi substituído pelo preparo mínimo, indicando uma grande influência do tipo de preparo do solo na produção de sedimentos.

Em Santa Catarina, na bacia hidrográfica do Ribeirão Concórdia, Lubitz (2009) testou o modelo SWAT para a simulação do escoamento superficial e da produção de sedimentos, obteve resultados eficientes: 0,88 e 0,84 de NSE para escoamento e sedimentos,

respectivamente. Já Baltokoski et al. (2010) desenvolveu outro trabalho que envolveu o SWAT e a perda de fósforo, nas microbacias dos rios Pinheiro e Conrado; alcançou bons resultados de NSE, com valores próximos a 0,68.

Nos últimos anos o SWAT vem sendo aplicado, com frequência, em diversos estudos no Brasil, na estimativa da produção de sedimentos, com destaque para Lelis & Calijuri (2010), Blainski et al. (2011), Pinto (2011), Silva et al. (2011), Carvalho Neto (2011), Marchioro et al. (2011), Lelis et al. (2012), Fernandez (2012), Santos et al. (2013), Lubitz et al. (2013), Perazzoli et al. (2014), Galharte et al. (2014) e Rodriguez et al. (2015).

2.1.6.2 Estimativa da erosão hídrica utilizando o modelo SWAT

O modelo hidrológico SWAT estima a erosão hídrica com base na Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE) desenvolvida por Willians (1975). A MUSLE é uma modificação da primeira versão da Equação Universal da Perda de Solo (USLE) desenvolvida por Wischmeier e Smith (1965). A principal diferença entre as duas versões da equação decorre da substituição do fator força da chuva pelo fator de escoamento na MUSLE.

A equação da USLE é o modelo mais simples para a predição de erosão, que estima a perda média anual de solo de longo prazo com precisão aceitável. A USLE apresenta algumas limitações quanto a necessidade de dados de longo prazo para a estimativa dos fatores erosividade da chuva e erodibilidade do solo, quanto a não estimativa da deposição de sedimentos em áreas específicas e quanto a previsão da perda de solo sem diferenciação entre a erosão entre sulcos e em sulcos (OZCAN et al., 2008). A formulação da USLE dificulta sua aplicabilidade em nível de bacia hidrográfica, por isso a equação da USLE modificada (MUSLE) apresenta-se como uma versão útil para esses estudos.

A MUSLE, ao contrário da USLE que foi desenvolvida para estimativa da erosão média anual em vertentes, é usada para estimativa do aporte de sedimentos no nível de bacia hidrográfica e por eventos individuais (WILLIAMS, 1975). Nesta modificação o fator erosividade da chuva é substituído por um fator de escoamento. Silva (2011) destaca que embora a MUSLE seja largamente utilizada em modelos hidrológicos na estimativa da produção de sedimentos, deve-se considerar que suas predições somente são aceitáveis após detalhados processos de calibração e validação.

A MUSLE é representada por:

$$Sed = 11,8 (Q_{surf} area_{hru})^{0,56} K_{USLE} C_{USLE} P_{USLE} LS_{USLE} CFRG \quad (2)$$

Onde, Sed é a produção de sedimentos em um determinado dia (t), Q_{surf} é o volume de escoamento superficial ($mm\ ha^{-1}$), q_{peak} é o índice máximo de escoamento ($m^3\ s^{-1}$), $area_{hru}$ é a área da HRU (ha), K_{USLE} é o fator USLE de erodibilidade do solo USLE, C_{USLE} é o fator USLE de cobertura e manejo do solo, P_{USLE} é a prática conservacionista USLE utilizada, LS_{USLE} é o fator topográfico USLE e $CFRG$ é o fator de fragmento bruto.

2.2 HIPÓTESE

A implementação da semeadura direta na região da bacia hidrográfica do rio Marombas, a partir da década de 1990, proporciona redução da produção de sedimentos na área da bacia mesmo com o aumento da área de cultivo agrícola em relação à área total da bacia.

2.3 OBJETIVOS

2.3.1 Objetivo geral

Testar a hipótese de que o aumento da área de semeadura direta na região da bacia hidrográfica do rio Marombas, a partir da década de 1990, promoveu a diminuição da produção de sedimentos na área da bacia mesmo com o aumento da área de cultivo agrícola em relação à área total da bacia.

2.3.2 Objetivos específicos

- Obter uma série histórica sintética de produção de sedimentos com base nas medições pontuais de concentração de sedimentos no exutório da bacia hidrográfica do Passo Marombas.
- Calibrar e validar o modelo SWAT para a vazão média diária e para o fluxo diário de sedimentos produzidos na bacia.
- Avaliar a sensibilidade dos parâmetros do modelo SWAT na representação da vazão média de água e na produção de sedimentos diários.

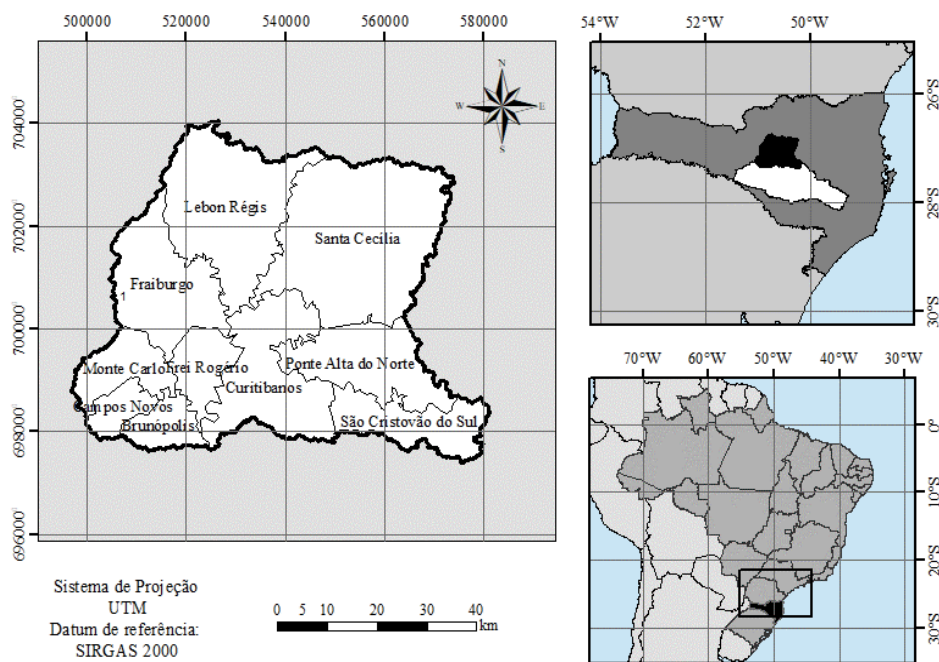
2.4 MATERIAIS E MÉTODOS

2.4.1 Caracterização da área de estudo

O estudo foi realizado na bacia hidrográfica do rio Marombas (BHM), incluída na bacia hidrográfica do Rio Canoas, localizada entre as coordenadas geográficas 26°45'20" e 27°21'00" de latitude sul e entre 51°02'10" e 50°10'35" de longitude oeste na região serrana do estado de Santa Catarina, que abrange os municípios de Curitibanos, São Cristóvão do Sul, Ponte Alta do Norte, Santa Cecília, Lebon Régis, Fraiburgo, Frei Rogério, Monte Carlo, Brunópolis e uma pequena área ao norte do município de Campo Novos (Figura 2).

A BHM tem como canal principal o rio Marombas, um dos principais afluentes do rio Canoas, com 108,7 quilômetros de extensão e com área de contribuição de aproximadamente 3.668 km². Trata-se de uma importante área de gestão dos recursos hídricos do Sul do Brasil, visto que compreende várias nascentes e afluentes do rio Canoas sendo considerada umas das principais áreas de recarga do Aquífero Guarani. Segundo a subdivisão elaborada para efeito do gerenciamento dos recursos hídricos em Santa Catarina, a bacia faz parte da Região Hidrográfica RH4, denominada planalto de Lages.

Figura 2 - Mapa de localização da BHM.



FONTE: Próprio autor, 2019

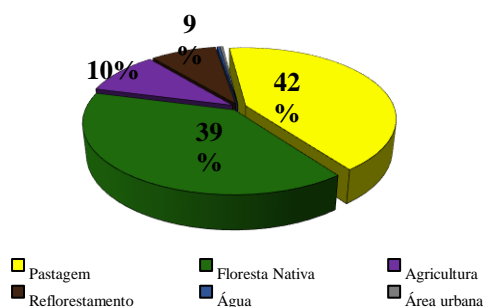
Na BHM houve expressivo aumento de área de cultivo agrícola na condição de semeadura direta ao longo da década de 1990. Essa intensificação de aumento da área de SD na região foi decorrente do potencial agrícola da região, com base nas condições edáficas do solo e climáticas, favoráveis para esse tipo de cultivo do solo. Predominam na região solos com alto potencial agrícola, tais como Nitossolo bruno e Latossolo bruno, profundos e bem drenados. Esse aumento da área de cultivo em SD, aliado a grande importância hidrológica da região, justifica a utilização desta bacia como unidade espacial para o presente estudo.

De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo “Cfb”, mesotérmico, subtropical úmido, com verões frescos e com a chuva bem distribuídas ao longo do ano. A temperatura média anual encontra-se em torno de 13,4°C e 16,4°C, com precipitação anual média de 1650 mm, com máxima e mínima de 2500 e 1082 mm, respectivamente é umidade relativa média anual entre 70,60% e 83,12%.

O uso da terra na BHM na época utilizada para o estudo era composto predominantemente por mata nativa (39%) e campos (42%). As áreas de mata nativa são dominadas pela tipologia Floresta Ombrófila Mista, a qual, segundo Roderjan et al. (2002), é caracterizada pela coexistência de vegetação de origem tropical e subtropical com presença de gêneros de *Coniferales* e *Laurales*, normalmente localizada em zonas com chuvas bem distribuídas ao longo do ano, onde domina a *Araucária angustifolia* (Bertol.) Kuntze (Araucariaceae). As áreas de campo, devido à grande atividade agropecuária da região, normalmente são utilizadas como pastagem animal.

Embora em menores proporções, a bacia contava ainda com uma considerável área de agricultura (10%) e reflorestamento (9%). Os cultivos agrícolas predominantes na região correspondiam, na maior parte, à cultura de soja e frações consideráveis de feijão e milho. As áreas de reflorestamento servem para suprir a produção florestal na região e são dominadas pelos gêneros *Pinus spp.* e *Eucalyptus spp.*

Gráfico 2 - Distribuição relativa do uso e ocupação da terra da BHM para o ano de 2017

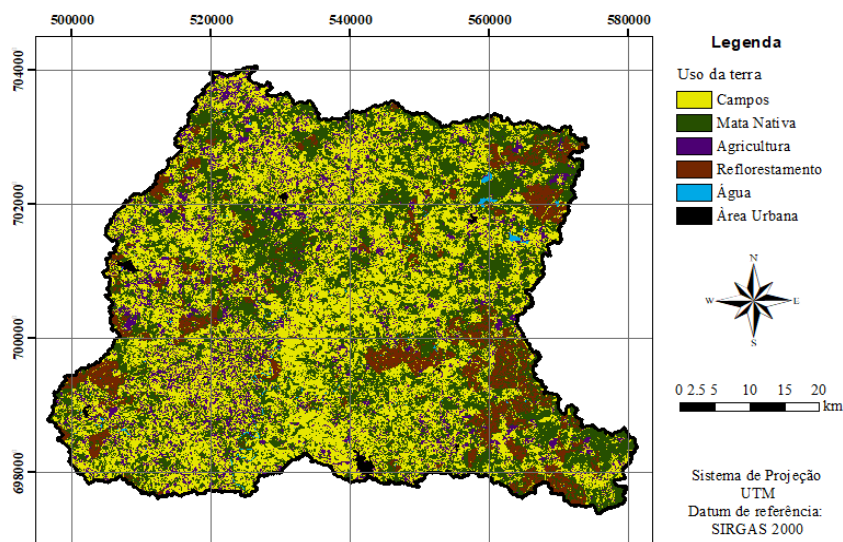


Embora a BHM contenha importantes municípios do planalto catarinense, com cerca de 125 mil habitantes (IBGE, 2017), existe um predomínio de áreas rurais, visto que, apenas 0,37 % da área total da bacia, corresponde a área urbana, o que equivale a 9,9 ha. Isso resulta em uma baixa densidade demográfica, de aproximadamente, 0.79 m²/habitante. No gráfico 2 é possível verificar a distribuição relativa do uso e ocupação da terra na BHM para o ano de 2017.

Na figura 3 é apresentado um mapa com a distribuição dos diferentes usos da terra ao longo da bacia. Nas áreas mais altas, localizadas mais ao norte e leste da bacia, estavam as maiores áreas residuais de mata nativa, principalmente nas regiões próximas a serra geral. A agricultura se concentrava nas áreas centrais e nas áreas mais a jusante da bacia, próximo ao exutório, devido a menor declividade o que facilita o cultivo de espécies agrícolas.

Na parte leste da bacia destaca-se a presença de grandes áreas de plantio de *Pinus spp* e *Eucalyptus spp*, justificada pela proximidade com as principais empresas de papel e derivados da região, localizadas no município de Correia Pinto. Os campos apareciam bem distribuídos ao longo da BHM e as áreas urbanas coincidem com os centros administrativos dos municípios.

Figura 3 - Distribuição espacial do uso e ocupação da terra na BHM para o ano de 1986.

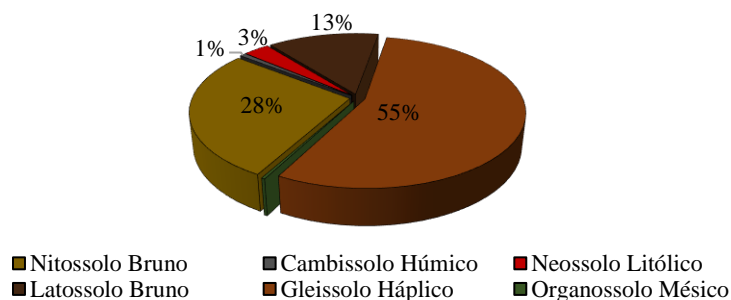


FONTE: Próprio autor, 2019

De acordo com o levantamento realizado pela EPAGRI em 2004, na escala de 1:250.000, os principais tipos de solo encontrados na região de estudo, com base no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999) são Nitossolo Bruno (55%) e Cambissolo Húmico (28%). Deve-se considerar que para este estudo considerou-se o tipo de

solo predominante em cada associação presente na BHM. Além dos tipos de solo supracitados, a bacia ainda apresenta locais com presença de Neossolo Litólico (13%), Latossolo Bruno (3%) e pequenas parcelas de Gleissolo Háplico e Organossolo Mésico (Gráfico 3).

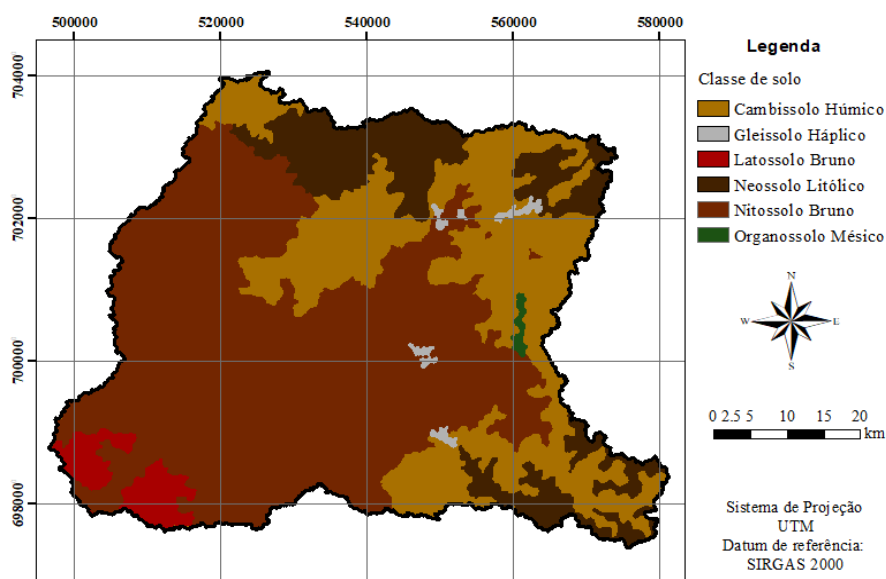
Gráfico 3 - Distribuição relativa dos tipos de solo presentes na BHM.



FONTE: Próprio autor, 2019

A distribuição espacial dos diferentes tipos de solo é apresentada na figura 4. Nas áreas mais altas da bacia e com maiores declividades estão presentes os solos mais rasos como o Neossolo Litólico e o Cambissolo Húmico, enquanto nas áreas de menores declividades, localizadas na região central e mais à jusante da bacia tem-se um predomínio de solos mais profundos como Nitossolo Bruno e Latossolo Bruno.

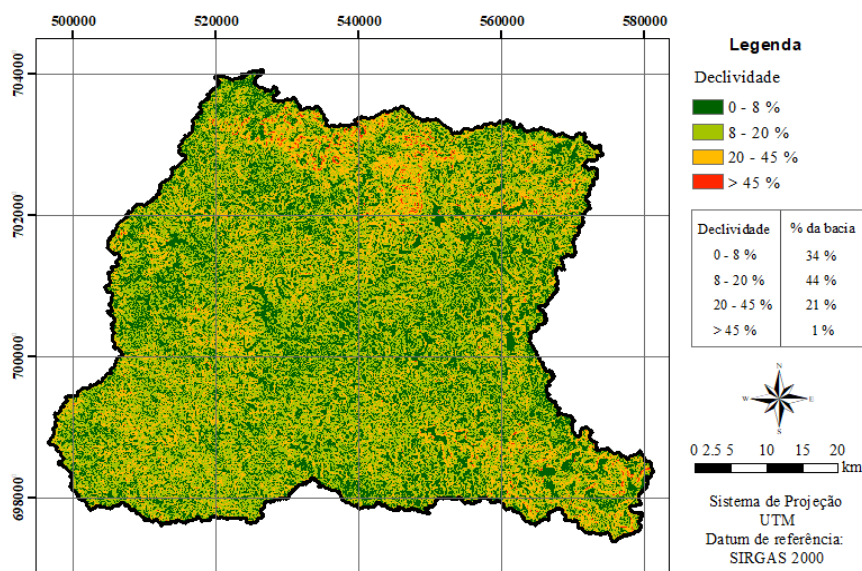
Figura 4 - Distribuição espacial dos tipos de solo presentes na BHM.



FONTE: Adaptado de EPAGRI (2004)

Com relação a orografia, predominam relevos plano a suave ondulado (0-8%) e relevo ondulado (8-20%) a partir da classificação da EMBRAPA. As áreas de maiores declividades estão localizadas mais a montante da bacia, nos pontos mais elevados, principalmente no norte e na parte leste da bacia, próxima a escarpa da Serra Geral (Figura 5).

Figura 5 - Distribuição espacial das faixas de declividade na BHM.



FONTE: Próprio autor, 2019

2.4.2 Modelagem hidrológica com o modelo SWAT

2.4.2.1 Definição do modelo conceitual

O modelo conceitual foi definido sobre um Modelo Digital de Terreno (MDT) de 30 metros de resolução espacial horizontal (escala 1:120.000) e 16 m de resolução espacial vertical, proveniente do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A rede de drenagem foi discretizada com área mínima de 10 km e as sub-bacias geradas foram agrupadas em vinte sub-bacias, considerando as variações espaciais de uso da terra, tipo de solo e faixas de declividade existentes na bacia.

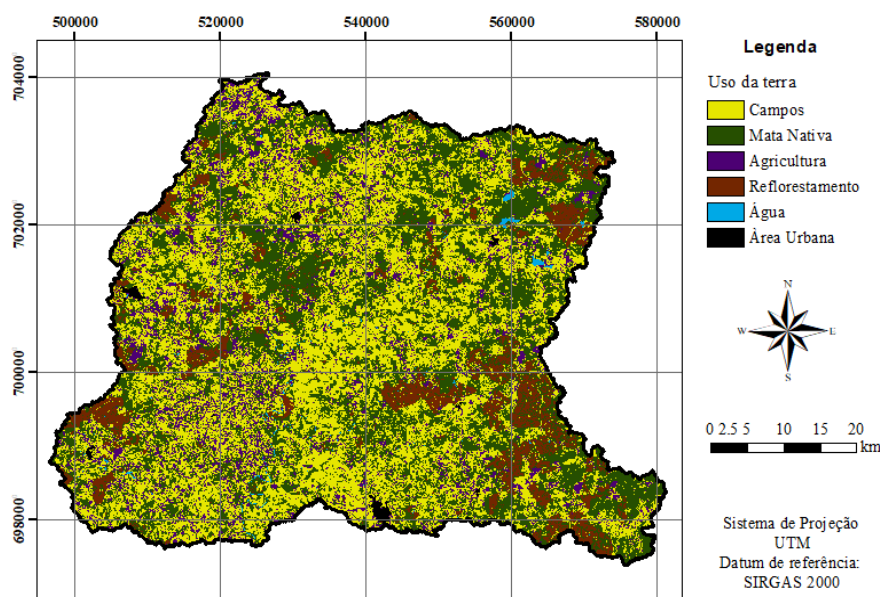
A estação fluviométrica de Passo Marombas foi definida como sendo o exutório da bacia hidrográfica de estudo, tanto para a modelagem hidrológica quanto para a modelagem de sedimentos. A divisão em sub-bacias foi necessária para a avaliação do comportamento

hidrológico nas diferentes regiões da bacia para identificação das áreas de potencial interesse de proteção hídrica.

2.4.2.2 Definição das unidades de resposta hidrológica (URH)

Conforme citado anteriormente o modelo SWAT baseia-se no conceito de unidades de resposta hidrológica (URHs). Para obtenção das URH são necessários os dados de uso e ocupação da terra, dos tipos de solo e informações referentes as declividades ao longo da bacia. Os usos da terra na bacia foram determinados por meio de classificação supervisionada de cenas do sistema LANDSAT 5, sensor TM (resolução espacial de 30 m), do ano de 1986. Foi utilizada a cena do ano de 1986 porque equivale ao período de calibração do modelo (1977 a 1989). Na figura 6 é apresentada a classificação de uso e ocupação da terra para o ano de estudo.

Figura 6 - Distribuição espacial do uso e ocupação da terra na BHM para o ano de 1986.



FONTE: Próprio autor, 2019

Os usos e ocupação da terra foram redefinidos conforme as predefinições já existentes no banco de dados do modelo SWAT. Na tabela 2 apresenta-se essa correspondência.

Os dados de classe de solos foram obtidos de acordo com o levantamento realizado pela EPAGRI em 2004, em uma escala de 1:250.000. Destaca-se aqui que esse levantamento traz informações a respeito de associações de solos. Portanto, um mesmo local poderia ter diferentes tipos de solo, de acordo com a posição do relevo, microclima, cobertura vegetal, etc. Para a

entrada no modelo procedeu-se uma simplificação, na qual considerou como entrada no modelo o tipo de solo com maior probabilidade de ocorrer na associação. O mapa de tipo de solo na BHM foi apresentado anteriormente e pode ser verificado na figura 4.

Tabela 2 – Correspondência entre o uso da terra e o uso pré-definido pelo modelo SWAT

Uso da terra	Uso pré-definido no banco de dados do SWAT
Campo	PAST - <i>Pasture</i>
Mata nativa	FRSE – <i>Forest-Evergreen</i>
Agricultura	AGRC – <i>Agricultural</i>
Reflorestamento	PINE - <i>Pine</i>
Água	WATR - <i>Water</i>
Área urbana	URBN – <i>Residential</i>

FONTE: Próprio autor, 2019

Ainda com relação aos solos, o modelo exige como entrada uma série de parâmetros físicos e hídricos para cada tipo de solo encontrado na bacia. Da mesma forma que o uso da terra, o SWAT traz uma grande variedade de tipos de solos com esses parâmetros já definidos. Entretanto, como a classificação norte americana (*Soil Taxonomy*) utiliza critérios diferentes do Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos, optou-se por buscar dados destes parâmetros através da revisão de literatura.

Nas tabelas 3 e 4 estão descritos os parâmetros físicos e hídricos de entrada no modelo com suas respectivas fontes, para cada tipo de solo, que são eles:

NLAYER é o número de horizontes

HYDGRP é o grupo hidrológico

SOL_ZMX é a profundidade máxima da zona de raízes (mm)

ANION_EXCL é a fração de porosidade do solo (fração)

SOL_Z y é a profundidade do horizonte y (mm)

SOL_BD y é a densidade do solo no horizonte y (g/cm³)

SOL_AWC y é a capacidade de água do solo no horizonte y (mm/mm)

SOL_K y é a condutividade hidráulica saturada no horizonte y (mm/h)

SOL_CBN y é o conteúdo de carbono orgânico no solo no horizonte y (%)

CLAY, SILT e SAND são respectivamente o conteúdo de argila, silte e areia (%)

ROCK y é a porcentagem de cascalho no solo no horizonte y (%)

SOL_ALB é o albedo do solo (fração)

USLE_K é o fator erodibilidade do solo

Tabela 3 – Parâmetros de solo referentes ao Cambissolo Húmico, Gleissolo Háptico e Latossolo Bruno.

PARÂMETROS	CAMBISSOLO HÚMICO	GLEISSOLO HÁPTICO	LATOSSOLO BRUNO
NLAYERS	3	3	2
HYDGRP	C (SARTORI, 2005)	D (SARTORI, 2005)	B (SARTORI, 2005)
SOL_ZMX	1500 (ANTUNES, 2015)	700 (BALDISSERA, 2005)	400 (BALDISSERA, 2005)
ANION_EXCL	0.52 (BERTOL et al. 2000)	0.53 (PAULINO, 2013)	0.64 (PAULINO, 2013)
SOL_Z Z1	750 (EMBRAPA, 2014)	80 (BALDISSERA, 2005)	250.0 (EMBRAPA, 2004)
SOL_BD Z1	1.4 (BERTOL et al. 2000)	1.19 (PAULINO, 2013)	0.91 (PAULINO, 2013)
SOL_AWC Z1	0.19 (COSTA, 2012)	1 (BALDISSERA, 2005)	0.13 (COSTA, 2012)
SOL_CBN Z1	2.15 (EMBRAPA, 2014)	2.8 (BALDISSERA, 2005)	2.55 (EMBRAPA, 2004)
SOL_K1	84.3 (ANTUNES, 2015)	12.5 (BALDISSERA, 2005)	133 (COSTA, 2012)
CLAY Z1	67.0 (EMBRAPA, 2014)	26.4 (BALDISSERA, 2005)	71.0 (EMBRAPA, 2004)
SILT Z1	28.0 (EMBRAPA, 2014)	71.5 (BALDISSERA, 2005)	23.0 (EMBRAPA, 2004)
SAND Z1	5.0 (EMBRAPA, 2014)	2.1 (BALDISSERA, 2005)	6.0 (EMBRAPA, 2004)
ROCK Z1	0 (ANTUNES, 2015)	0 (BALDISSERA, 2005)	0.0 (EMBRAPA, 2004)
SOL_ALB Z1	0.2 (ANTUNES, 2015)	0.16 (BALDISSERA, 2005)	0.2 *
USLE_Z1	0.0175 (ANTUNES, 2015)	0.31 (BALDISSERA, 2005)	0.002 (MARQUES, 1997)
SOL_Z Z2	1650 (EMBRAPA, 2014)	450 (BALDISSERA, 2005)	420.0 (EMBRAPA, 2004)
SOL_BD Z2	1.3 (BERTOL et al. 2000)	1.19 (PAULINO, 2013)	0.8 (PAULINO, 2013)
SOL_AWC Z2	0.13 (COSTA, 2012)	0.1 (BALDISSERA, 2005)	0.09 (COSTA, 2012)
SOL_CBN Z2	0.65 (EMBRAPA, 2014)	0.7 (BALDISSERA, 2005)	0.5 (EMBRAPA, 2004)
SOL_K2	74.3 *	5 (BALDISSERA, 2005)	34.5 (COSTA, 2012)
CLAY Z2	65.0 (EMBRAPA, 2014)	37.8 (BALDISSERA, 2005)	73.0 (EMBRAPA, 2004)
SILT Z2	27.5 (EMBRAPA, 2014)	56.3 (BALDISSERA, 2005)	23.0 (EMBRAPA, 2004)
SAND Z2	7.5 (EMBRAPA, 2014)	5.9 (BALDISSERA, 2005)	4.0 (EMBRAPA, 2004)
ROCK Z2	0 (ANTUNES, 2015)	0 (BALDISSERA, 2005)	0 (EMBRAPA, 2004)
SOL_ALB Z2	0.2 (ANTUNES, 2015)	0.16 (BALDISSERA, 2005)	0.23 *
USLE_Z2	0.0175 (ANTUNES, 2015)	0.3 (BALDISSERA, 2005)	0.002 (MARQUES, 1997)
SOL_Z Z3	1850 (EMBRAPA, 2014)	750 (BALDISSERA, 2005)	-
SOL_BD Z3	1.2 *	1.19 (PAULINO, 2013)	-
SOL_AWC Z3	0.13 (COSTA, 2012)	0.7 (BALDISSERA, 2005)	-
SOL_CBN Z3	0.16 (EMBRAPA, 2014)	0.3 (BALDISSERA, 2005)	-
SOL_K3	63.3 *	40 (BALDISSERA, 2005)	-
CLAY Z3	24.0 (EMBRAPA, 2014)	25.6 (BALDISSERA, 2005)	-
SILT Z3	54.0 (EMBRAPA, 2014)	62.4 (BALDISSERA, 2005)	-
SAND Z3	22.0 (EMBRAPA, 2014)	12 (BALDISSERA, 2005)	-
ROCK Z3	0 (ANTUNES, 2015)	0 (BALDISSERA, 2005)	-
SOL_ALB Z3	0.2 (ANTUNES, 2015)	0.16 (BALDISSERA, 2005)	-
USLE_Z3	0.0175 (ANTUNES, 2015)	0.26 (BALDISSERA, 2005)	-

* Parâmetros definidos pelo autor

FONTE: Próprio autor, 2019

Tabela 4 - Parâmetros de solo referentes ao Nitossolo Bruno, Neossolo Litólico e Organossolo Mésico

PARÂMETROS	NITOSSOLO BRUNO	NEOSSOLO LITÓLICO	ORGANOSSOLO MÉSICO
NLAYERS	2	1	3
HYDGRP	B (SARTORI, 2005)	D (SARTORI, 2005)	D (SARTORI, 2005)
SOL_ZMX	1000 (MARCHIRE, 2014)	180 (BALDISSERA, 2005)	800 (BALDISSERA, 2005)
ANION_EXCL	0.65 (PAULINO, 2013)	0,4 (BALDISSERA, 2005)	0,4 (BALDISSERA, 2005)
SOL_Z Z1	250 (EMBRAPA, 2004)	200 (EMBRAPA, 2004)	100 (BALDISSERA, 2005)
SOL_BD Z1	1,0 (PAULINO, 2013)	1,8 (ARAUJO, 2001)	1,6 (BALDISSERA, 2005)
SOL_AWC Z1	0,16 (COSTA, 2012)	0,16 (COSTA, 2012)	0,18 (BALDISSERA, 2005)
SOL_CBN Z1	2,67 (EMBRAPA, 2004)	1,88 (EMBRAPA, 2004)	8,14 (BALDISSERA, 2005)
SOL_K1	1,3 (MARCHIORE, 2014)	18 (ARAUJO, 2001)	12,5 (BALDISSERA, 2005)
CLAY Z1	63,3 (EMBRAPA, 2004)	30 (EMBRAPA, 2004)	26 (BALDISSERA, 2005)
SILT Z1	21,8 (EMBRAPA, 2004)	42 (EMBRAPA, 2004)	31 (BALDISSERA, 2005)
SAND Z1	13,9 (EMBRAPA, 2004)	25 (EMBRAPA, 2004)	43 (BALDISSERA, 2005)
ROCK Z1	0,0 (EMBRAPA, 2004)	0 (EMBRAPA, 2004)	0 (BALDISSERA, 2005)
SOL_ALB Z1	0,25 *	0,25 (BALDISSERA, 2005)	0,25 (BALDISSERA, 2005)
USLE_Z1	0,011 (BERTOL, 2007)	0,269 (EMBRAPA, 1980)	0,13 (BALDISSERA, 2005)
SOL_Z Z2	1050 (EMBRAPA, 2004)	-	300 (BALDISSERA, 2005)
SOL_BD Z2	1 (PAULINO, 2013)	-	1,7 (BALDISSERA, 2005)
SOL_AWC Z2	0,08 (COSTA, 2012)	-	0,15 (BALDISSERA, 2005)
SOL_CBN Z2	1,26 (EMBRAPA, 2004)	-	10 (BALDISSERA, 2005)
SOL_K2	1,3 (MARCHIORE, 2014)	-	12,5 (BALDISSERA, 2005)
CLAY Z2	71 (EMBRAPA, 2004)	-	22,36 (BALDISSERA, 2005)
SILT Z2	17,4 (EMBRAPA, 2004)	-	26,42 (BALDISSERA, 2005)
SAND Z2	10,8 (EMBRAPA, 2004)	-	51,22 (BALDISSERA, 2005)
ROCK Z2	0 (EMBRAPA, 2004)	-	0 (BALDISSERA, 2005)
SOL_ALB Z2	0,25 *	-	0,15 (BALDISSERA, 2005)
USLE_Z2	0,011 (BERTOL, 2007)	-	0,12 (BALDISSERA, 2005)
SOL_Z Z3	-	-	500 (BALDISSERA, 2005)
SOL_BD Z3	-	-	1,7 (BALDISSERA, 2005)
SOL_AWC Z3	-	-	0,15 (BALDISSERA, 2005)
SOL_CBN Z3	-	-	10 (BALDISSERA, 2005)
SOL_K3	-	-	12,5 (BALDISSERA, 2005)
CLAY Z3	-	-	22,38 (BALDISSERA, 2005)
SILT Z3	-	-	21,36 (BALDISSERA, 2005)
SAND Z3	-	-	56,26 (BALDISSERA, 2005)
ROCK Z3	-	-	0 (BALDISSERA, 2005)
SOL_ALB Z3	-	-	0,15 (BALDISSERA, 2005)
USLE_Z3	-	-	0,12 (BALDISSERA, 2005)

FONTE: Próprio autor, 2019 * Parâmetros definidos pelo autor

Os dados de declividade foram obtidos a partir de processamentos do modelo digital de elevação disponível. A distribuição das classes seguiu a classificação da EMBRAPA, sendo: 0

a 8%, relevo plano a suave ondulado; 8 a 20% relevo ondulado; 20 a 45% relevo forte ondulado e; acima de 45 %, relevo montanhoso e escarpado. O mapa de classe de declividades foi apresentado anteriormente e pode ser verificado na figura 5.

Para a definição das URH foram definidos limites de 5% para uso da terra, tipo de solo e faixa de declividade com o objetivo de reduzir a quantidade de URH. Esse processo se faz necessário devido à grande área de captação da BHM. A partir disso, as classes de declividade, solos e uso da terra que apresentassem importância relativa em relação a área total menores que 5 % foram desconsideradas.

2.4.2.3 Dados hidrológicos-climáticos

Os principais dados hidrológicos necessários com entrada no modelo SWAT são chuva, vazão e os dados climáticos para o cálculo da evapotranspiração. Inicialmente, realizou-se uma avaliação prévia dos dados disponíveis para vazão e chuva no banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA – HIDROWEB) com o objetivo de determinar os períodos de calibração e validação do modelo. Os critérios utilizados para a escolha foram a qualidade dos dados, a inexistência ou pouca frequência de falhas na série histórica e maior número de estações pluviométricas com dados disponíveis.

2.4.2.3.1 Dados de chuva

Com relação aos dados de chuva, foram avaliadas 17 estações pluviométricas, que se localizavam no interior ou próximas a área de captação da BHM. Após a avaliação inicial somente quatro estações se mostraram aptas para a realização do estudo: Passo Marombas, Ponte do rio Antinhas, Ponte Alta do Norte e Lebon Régis. O período de dados disponível para cada uma das estações pode ser verificado na tabela 5.

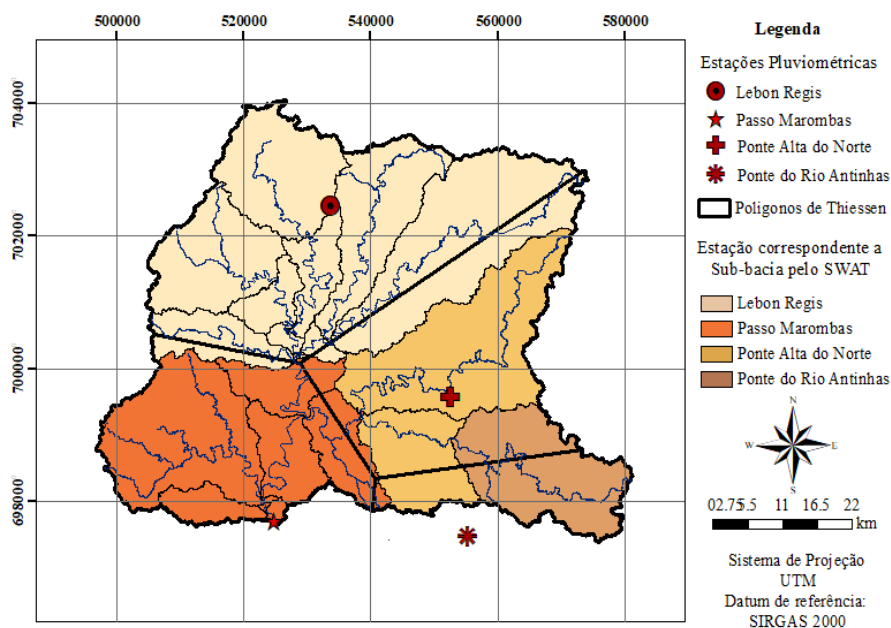
Tabela 5 – Estações pluviométricas utilizadas para a modelagem

Nome da estação	Código	Período de dados disponíveis
Lebon Régis	2650019	1976-2016
Passo Marombas	2750009	1958-2017
Ponte Alta do Norte	2750010	1961-2007
Ponte sobre o rio Antinhas	2750012	1961-2005

FONTE: Próprio autor, 2019

Na figura 7 são apresentadas as localizações dos postos pluviométricos e sua contribuição relativa em relação a área da bacia a partir dos polígonos de Thiessen. Verifica-se que os pluviômetros estão bem distribuídos ao longo da bacia, com exceção do setor oeste da bacia, no qual não foi encontrada nenhuma estação que cumprisse os requisitos analisados.

Figura 7 - Localização das estações pluviométricas e polígonos de Thiessen na BHM.



FONTE: Próprio autor, 2019

A estação de Lebon Régis é a que apresenta maior contribuição relativa (41,26 %) seguida da estação Ponte Alta no Norte (29,94%) e Passo Marombas (19,50%). A estação com menor contribuição é a Ponte do Rio Antinhas, com 9,29 %, entretanto, a mesma se manteve no estudo por ser determinante na representação da sub-bacia 14.

O SWAT considera que a chuva que atinge uma determinada sub-bacia é correspondente a chuva registrada na estação pluviométrica localizada mais próxima ao centróide da sub-bacia. Na figura 7 estão indicadas as estações pluviométricas correspondentes a cada sub-bacia da área de estudo.

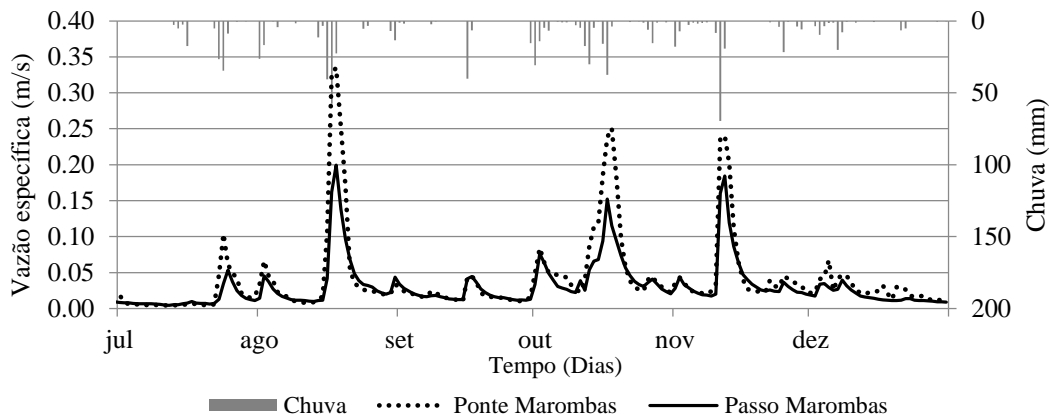
2.4.2.3.2 Dados de vazão

Os dados de vazão foram obtidos da estação fluviométrica de Passo Marombas, localizada no exutório da bacia hidrográfica de estudo. A estação Passo Marombas está no

município de Curitiba, é operada pelo CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) e possui série histórica de vazões desde 1940 até 2017.

Os dados de vazão passaram por uma consistência inicial com base nos dados históricos da estação Ponte Marombas, localizada a montante da estação de Passo Marombas. A consistência foi realizada de maneira visual comparando os hidrogramas específicos das duas estações e os valores de chuva ponderada para toda a bacia, obtida pelo método dos polígonos de Thiessen. No gráfico 4 é apresentado um exemplo de análise de consistência de vazões realizadas no estudo.

Gráfico 4 - Exemplo de análise de consistência da série histórica de Passo Marombas para os meses de julho e dezembro de 1977



FONTE: Próprio autor, 2019

2.4.2.3.3 Dados climáticos

No SWAT, os dados climáticos são necessários para os cálculos de Evapotranspiração Potencial (ETP). No modelo, estão presentes as equações de três métodos para a obtenção da evapotranspiração: método de *Penman-Monteith*, método de *Hargreaves* e o método de *Priestley-Taylor*. Optou-se por utilizar as equações do método de *Penman-Monteith* por ser indicado para dados diários, como é o caso do presente estudo e por ser mais robusto, com uma inserção de maior número de variáveis.

O método de *Penman-Monteith* é descrito por:

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \rho_{air} \cdot C_p \cdot [e_z^0 - e_z] / r_a}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (3)$$

Em que: λ é a densidade de fluxo de calor latente ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$), E é a taxa de evaporação (mm d^{-1}), Δ é a declividade da curva de pressão-temperatura do valor de saturação (kPa), H_{net} é a radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$), G é a densidade de fluxo de calor para o solo ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$), ρ_{air} é a densidade do ar (kg m^{-3}), C_p é calor específico em pressão constante ($\text{MJ kg}^{-1}\text{°C}^{-1}$), e_z^0 é a pressão de vapor de saturação do ar na altura Z (kPa), e_z é a pressão de vapor de água do ar na altura z (kPa), R_c é a resistência do dossel da planta (s.m^{-1}); r_a é a resistência de difusão da camada de ar (resistência aerodinâmica) (s.m^{-1}) e γ é a constante psicométrica (kPa °C^{-1})

Os dados necessários para o cálculo da evapotranspiração potencial por *Penman-Monteith* são, temperatura máxima e mínima (°C), umidade relativa do ar (%), radiação solar (MJ m^{-2}) e velocidade do vento (m.s^{-1}), os quais foram obtidos de dados diários da estação meteorológica de Lages da EPAGRI/CIRAM/INMET. A utilização da estação de Lages se justifica pela falta de dados climáticos consistidos na região de estudo e por ser a estação climatológica, com dados consistidos, mais próxima da BHM.

2.4.2.3.4 Série histórica sintética de sedimentos

A série histórica de sedimentos observados foi obtida a partir da curva vazão-sedimento na estação fluviométrica de Passo Marombas. A estação Passo Marombas tem em seu banco de dados medições pontuais de carga de concentração de sólidos em suspensão (mg L^{-1}), estando disponibilizadas 84 medições, realizadas entre os anos de 1978 a 2017. Os dados de concentração de sólidos em suspensão foram convertidos em fluxo de massa a partir da equação:

$$F = 86,4. Q. CSS \quad (4)$$

Em que, F é o fluxo de massa na secção (kg.dia^{-1}), Q é a vazão ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) e CSS é a concentração de sólidos em suspensão (mg.L^{-1})

Os dados de fluxo de massa foram então correlacionados com a vazão a fim da obtenção da equação de regressão utilizada para a construção da série de dados de sedimentos. Foram definidas duas equações de regressão. A primeira foi obtida com base nos dados de 1978 a 2017 e foi utilizada na calibração e a segunda foi obtida com base nos dados de 1993 a 2017, utilizada para a validação do modelo. Essa distinção foi realizada para captar os efeitos da implementação da SD na região que ocorreu a partir da década de 1990.

2.4.2.4 Calibração e validação do modelo

O modelo foi calibrado e validado na estação fluviométrica de Passo Marombas para as variáveis vazão média diária ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) e produção de sedimentos (t). Para a calibração e validação do modelo utilizou-se o software *SWAT-CUP* e como método de análise de incerteza o SUFI-2. Optou-se por utilizar o método SUFI-2 porque é o que precisa de um menor número de execuções para alcançar bom intervalo de incertezas de previsão (YANG et al., 2008).

A metodologia utilizada para a calibração e validação do modelo foi o *Split-Sample Test*. Esse método, que é o mais utilizado em aplicações de modelagem hidrológica, consiste em dividir a série de dados em dois segmentos, um para a calibração e outro para a validação. De acordo com Brighenti et al. (2016) o ideal é que, se a série de dados disponíveis for suficientemente longa, a mesma deve ser dividida em períodos iguais (50/50) e se for curta deve-se utilizar os primeiros 70% da série para calibração e os 30% finais para validação; e os últimos 70% para calibração e os 30% iniciais para validação.

Entretanto, no caso do presente estudo, como existe uma falha grande de dados entre os anos de 1990 e 1992 optou-se por utilizar o período antes da falha como calibração e o período após a falha como validação do modelo, a fim de não descaracterizar a continuidade da série no ponto de vista de umidade do solo e para testar a hipótese desse estudo.

2.4.2.4.1 Período de calibração e validação do modelo

O modelo foi calibrado em escala diária para onze anos, com dados coletados entre 1979 a 1989, em um período de aquecimento com dados de dois anos (1977 e 1978), a fim de caracterizar as condições de umidade antecedente do solo. O período de validação foi realizado com dados coletados nos anos de 1994 a 1997, com a utilização de dados do ano de 1993 como aquecimento. Os períodos utilizados para a calibração e validação do modelo foram definidos com base na série histórica de dados disponíveis, na inexistência de falhas, na análise de consistência de vazões da estação fluviométrica de Passo Marombas e na quantidade de pluviômetros com dados disponíveis. A escolha dos dados da década de 1980 para a calibração do modelo se deveu à grande amplitude climática encontrada ao longo dos anos, apresentando na mesma década, o ano mais seco da série histórica (1985) e o ano com maior volume precipitado (1983), além da ausência de falhas no período. A validação foi realizada com dados coletados na década de 1990 para testar a hipótese de efeito do aumento da área cultivada na forma de da SD sobre a produção de sedimentos na bacia.

Como já mencionado, a não utilização de dados dos anos de 1990 a 1992 deveu-se à grande quantidade de falha de dados existentes na série histórica. Já a opção por utilização de dados mais antigos para a calibração e validação é explicada pela falta de dados consistentes disponíveis para períodos mais atuais e pelo fato de que duas das quatro estações pluviométricas localizadas na bacia tiveram suas atividades de monitoramento encerradas (Ponte do Rio Antinhas e Ponte Alta do Norte). Isso resultaria em uma perda da representatividade dos postos pluviométricos em relação a área da bacia, com perdas na qualidade da simulação.

A utilização de períodos mais antigos para a calibração do modelo não caracteriza um problema no ponto de vista de simulação hidrológica, visto que, o comportamento hidrológico de bacias hidrográficas tende a não variar ao longo do tempo salvo em casos de alteração no uso e ocupação da terra. Para evitar esse efeito, o uso e ocupação da terra utilizado para a calibração e validação do modelo foi obtido a partir de imagens de satélite do ano de 1986.

2.4.2.4.2 Parâmetros utilizados para calibração do modelo

A escolha dos parâmetros utilizados para a calibração do modelo se baseou na revisão de literatura e na análise de sensibilidade dos parâmetros. A revisão de literatura indicou os parâmetros mais utilizados e a análise de sensibilidade forneceu informações mais detalhadas a respeito da importância e representatividade de cada um desses parâmetros para BHM. Na tabela 6 são apresentados os parâmetros avaliados para a calibração do modelo.

Inicialmente, a calibração do modelo foi realizada de maneira manual baseada em uma análise de sensibilidade prévia. Essa análise de sensibilidade inicial foi realizada individualmente para cada parâmetro. Para cada parâmetro foram definidos dez valores, distribuídos em intervalos iguais, considerando os valores mínimos e máximos definidos previamente pelo *SWAT CUP*. Foi realizada uma simulação manual para cada valor de parâmetro e então, foram avaliados os coeficientes de *Nash-Sutcliffe* e os hidrogramas observados e estimados para avaliar a influência de cada parâmetro sobre o comportamento hidrológico da bacia.

Após a calibração manual, foi realizada a calibração automática, a partir dos parâmetros mais sensíveis indicados na calibração manual, com o objetivo de otimizá-los, com a utilização de 500 simulações. Primeiro foram calibrados e validados os dados de vazão média diária e depois procedeu-se a calibração e validação dos sedimentos conforme descrito em White and Chaubey (2005).

Tabela 6 - Parâmetros utilizados para calibração do modelo SWAT

Parâmetros avaliados para calibração da vazão média diária (m³s⁻¹)	
ALPHA_BF	Constante de recessão do escoamento de base
GWQMN	Limite de nível da água para que a umidade no aquífero atinja o REVAP
GW_REVAP	Coefficiente de REVAP
REVAPMN	Limite de nível da água para que ocorra o REVAP
CH_N2	Coefficiente de <i>manning</i> do canal
CH_K2	Condutividade hidráulica efetiva do canal
ALPHA_BNK	Constante de recessão do fluxo da margem
OV_N	Coefficiente de rugosidade de <i>manning</i> para o canal
ESCO	Coefficiente de compensação da evaporação do solo
EPCO	Fator de compensação de absorção da planta
CH_N1	Coefficiente de <i>manning</i> para o tributário do canal
CH_K1	Condutividade hidráulica efetiva do canal tributário
SURLAG	Coefficiente de atraso do escoamento superficial
SOL_K	Condutividade hidráulica do solo saturado
SOL_AWC	Capacidade de água disponível na camada do solo
Parâmetros avaliados para calibração da produção de sedimentos (ton)	
SPEXP	Expoente utilizado na equação de <i>Bagnold</i>
SPCON	Coefficiente de concentração máxima do canal
CH_ERODMO	Fator erodibilidade do canal
PRF_BSN	Fator de ajuste da taxa máxima de fluxo
USLE_K	Fator erodibilidade do solo

FONTE: Próprio autor, 2019

2.4.2.4.3 Indicadores de eficiência utilizados

As funções-objetivo utilizadas para a aferição da acurácia do modelo foram: índice de Nash e Sutcliffe (NSE), soma dos quadrados das diferenças dos resíduos (SSQR), percentual de viés (Pbias), coeficiente de determinação (R²) e RSR, de acordo com as seguintes equações:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (5)$$

$$SSQR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [O_i - S_i]^2 \quad (6)$$

$$P_{bias} = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)}{\sum_{i=1}^n (\bar{O})} \times 100 \quad (7)$$

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(S_i - \bar{S})]^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 * \sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2} \quad (8)$$

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \right] \quad (9)$$

em que n é o número de dias de observações; O_i é a vazão observada do i ésimo dia; S_i é a vazão simulada para o i ésimo dia; \bar{O} é a vazão média observada i no período; \bar{S} é a vazão média simulada no período i

2.4.3 Avaliação da influência de aumento da área sob SD na produção de sedimentos

A hipótese de que o aumento de área de cultivo na forma de SD, a partir da década de 1990, reduziu a produção de sedimentos na BHM, foi avaliada com base na análise estatística da série histórica de produção dos sedimentos disponível na estação fluviométrica de Passo Marombas e com base nas diferenças encontradas entre o período de calibração (1977-1989) e validação (1993-1997) do modelo.

2.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.5.1 Definição das unidades de resposta hidrológicas (URH)

Na BHM foram encontradas 358 unidades de resposta hidrológicas (URH), distribuídas em 50 classes diferentes, com base no uso da terra, faixa de declividade e tipo de solo. Na tabela 7 encontra-se a distribuição relativa das classes de URH em relação a área da bacia. Nesta tabela verifica-se que as classes de URH mais representativas na bacia estão localizadas em áreas de campo no solo Nitossolo Bruno, em especial nas faixas de declividade 0-8% e 8-20%. O solo Gleissolo Háplico e os usos urbano e água não foram utilizados na definição das URH, devido à baixa presença relativa destes na bacia, deixando-os abaixo do limiar de corte de 5%.

Tabela 7 – Distribuição relativa das classes de HRU na BHM.

Solo	Declividade	Campos (%)	Floresta Nativa (%)	Agricultura (%)	Reflorestamento (%)
Nitossolo Bruno	0-8 %	9.79	6.00	2.33	1.11
	8 - 20 %	12.44	9.50	2.71	1.97
	20 - 45 %	3.91	4.15	0.82	1.00
Cambissolo Háplico	0-8 %	4.51	3.64	1.16	0.55
	8 - 20 %	4.54	5.37	1.03	0.92
	20 - 45 %	1.90	3.31	0.45	0.59
Neossolo Litólico	0-8 %	1.21	1.49	0.32	0.38
	8 - 20 %	1.25	2.44	0.39	0.62
	20 - 45 %	1.60	2.50	0.37	0.34
	> 45 %	-	0.24	-	-
Latossolo Bruno	0-8 %	0.43	0.31	0.17	0.07
	8 - 20 %	0.65	0.56	0.20	0.12
	20 - 45 %	0.24	0.22	0.04	0.04
Organossolo Mésico	0-8 %	-	-	0.04	-

FONTE: Próprio autor, 2019

A divisão da bacia hidrográfica em unidades de resposta hidrológica, para a determinação da Curva Número (CN), foi o principal fator de conversão da chuva em escoamento superficial, já que o método utilizado na modelagem neste estudo foi o do SCS/EUA. O método CN é baseado no efeito combinado de três fatores que influenciam na capacidade de infiltração de água no solo e, consequentemente, na geração de escoamento superficial, quais sejam: grupo hidrológico de solo, cobertura do solo e condições de umidade

antecedente do solo, constituindo-se, assim, num modelo empírico. Os valores de CN para cada URH são apresentados na tabela 8.

Tabela 8 - Valores de CN para os usos da terra e de tipos de solo considerados na modelagem hidrológica

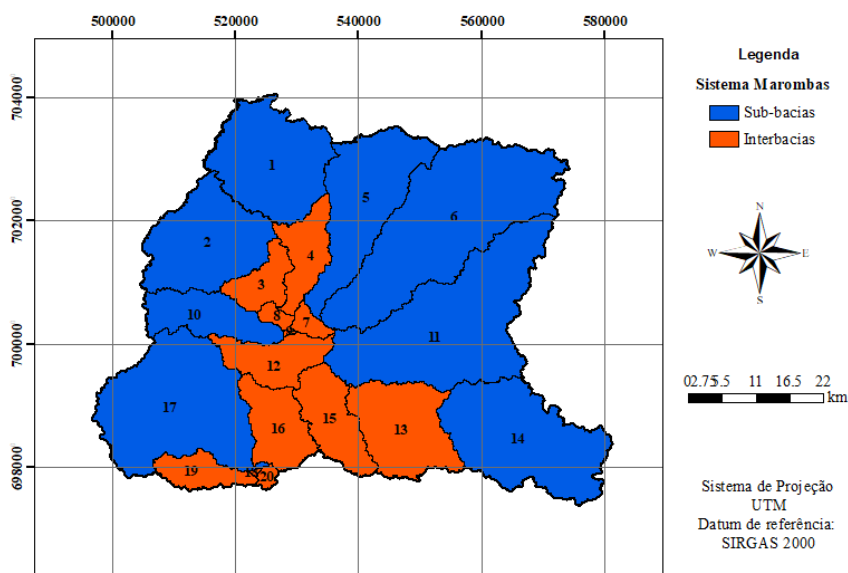
		Uso da terra			
		Pastagem	Floresta Nativa	Agricultura	Reflorestamento
Tipo de solo	Nitossolo Bruno	69	55	73	55
	Cambissolo Háplico	79	70	81	70
	Neossolo Litólico	84	77	84	77
	Latossolo Bruno	69	55	73	55
	Organossolo Mésico	84	84	84	84

FONTE: Próprio autor, 2019

2.5.2 Caracterização das sub-bacias na área de estudo

A BHM foi dividida em 20 sub-bacias para a compreensão do comportamento espacial do escoamento superficial e da produção de sedimentos ao longo da sua área de captação. O mapa com a distribuição das sub-bacias na área de estudo é apresentado na figura 8. Observa-se a presença de dez sub-bacias de primeira ordem e dez interbacias que recebem influência das sub-bacias localizadas a montante conforme a definição de Back (2004).

Figura 8 - Divisão da BHM em sub-bacias.

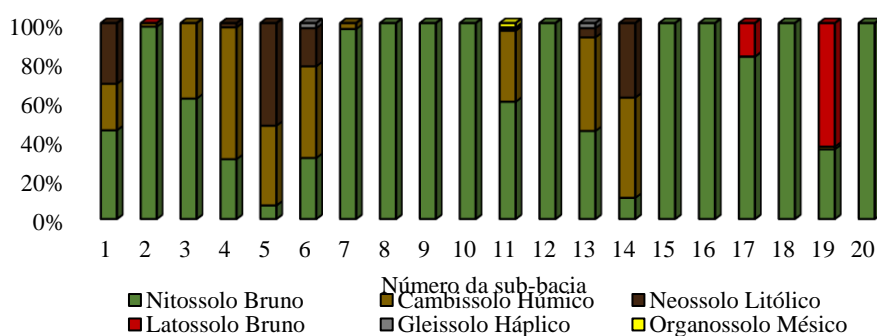


FONTE: Próprio autor, 2019

O gráfico 5 demonstra a percentagem dos tipos de solo nas 20 sub-bacias definidas pelo modelo conceitual. As sub-bacias localizadas a montante (1, 5, 6, 11 e 14) apresentaram mais Neossolo Litólico e Cambissolo Húmico. Essas áreas, por se localizarem nas cotas mais elevadas do terreno e com maior declividade, tenderam a formar solos mais rasos.

Nas sub-bacias a jusante (16, 17, 18, 19 e 20) há um predomínio de solos mais profundos como Latossolo Bruno e Nitossolo Bruno, também devido ao relevo plano e ondulado dominante nessas áreas. O centro da bacia é dominado principalmente por Nitossolo Bruno.

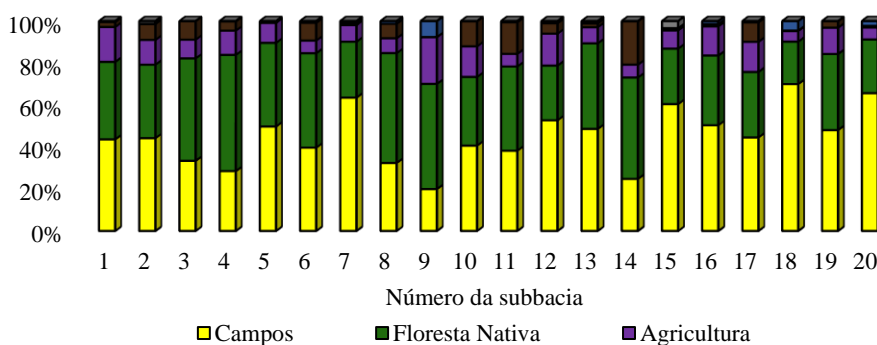
Gráfico 5 - Distribuição relativa dos tipos de solo nas sub-bacias do estudo.



FONTE: Próprio autor, 2019

Embora o mapa de uso e ocupação da terra indique alta presença de áreas de vegetação nativa nas cotas mais altas da bacia, isso não fica evidente avaliando-se a distribuição relativa dos usos da terra nas sub-bacias (Gráfico 6). As sub-bacias 1 e 9 foram as que apresentaram maior área agrícola, enquanto a sub-bacia 14 foi a que apresentou maior área coberta por reflorestamentos de *Pinnus spp.* e *Eucalyptus spp.* De maneira geral, verifica-se um predomínio de áreas campestres intercaladas com áreas de vegetação nativa.

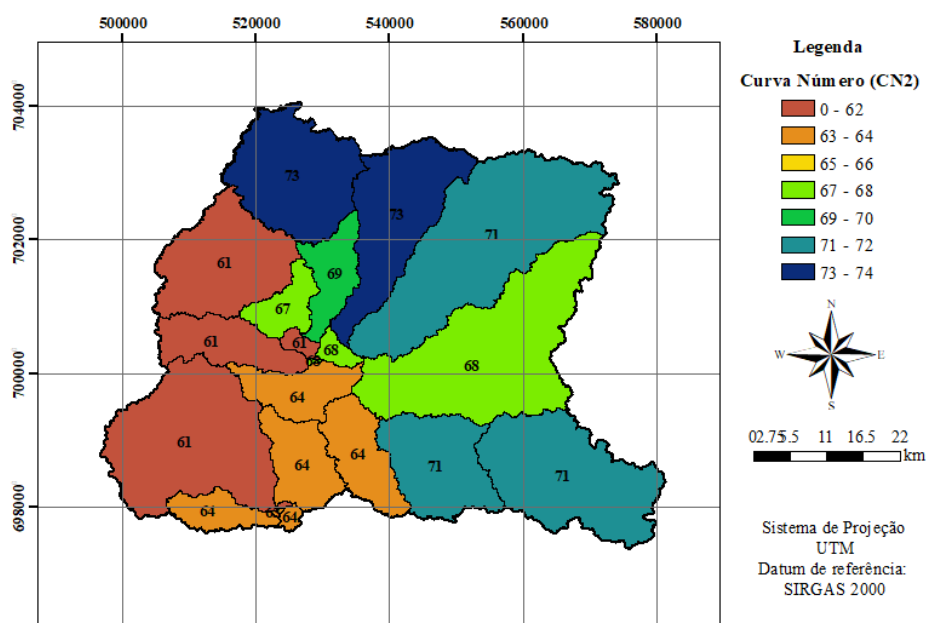
Gráfico 6 - Distribuição relativa do uso da terra nas sub-bacias do estudo



FONTE: Próprio autor, 2019

Na figura 9, são apresentados os valores médios de CN médio para as sub-bacias utilizadas no estudo. Verifica-se que as sub-bacias localizadas a montante da bacia apresentaram maiores valores de CN, o que indica uma tendência de maior geração de escoamento superficial e de produção de sedimentos nessas bacias. Tal fato, pode estar relacionado ao tipo de solo, com maior presença de Cambissolo Húmico e Neossolo Litólico e devido as maiores declividades encontradas nessas áreas.

Figura 9 - Valores médios de Curva Número para as sub-bacias de estudo



FONTE: Próprio autor, 2019

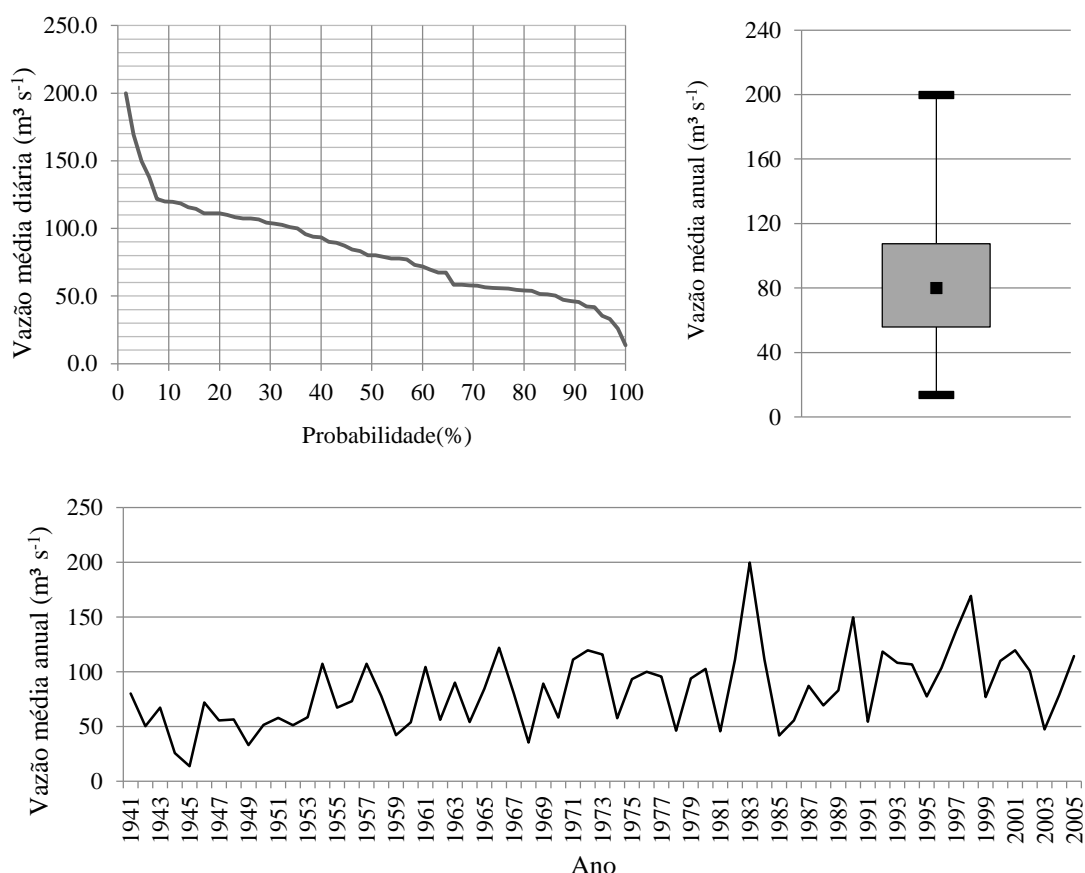
2.5.3 Caracterização hidrológica da BHM

Algumas características relacionadas ao comportamento hidrológico das vazões obtidas na estação fluviométrica de Passo Marombas são observadas no gráfico 7. A vazão média de longo período obtida entre os anos de 1941 a 2005 foi de $82,95 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Essa vazão foi bem representada no gráfico de *boxplot*, indicando também uma predominância de valores de vazão entre $55,72$ e $107,43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, primeiro e terceiro quartis respectivamente. A curva de permanência indicou que na maior parte do tempo (aproximadamente 70%) a vazão na estação não superou $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, sendo que na metade do tempo (Q_{50}) a vazão se encontrava abaixo de $80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Outros parâmetros importantes são os valores de Q_{90} , Q_{95} e Q_{98} , normalmente utilizados para definir a outorga do direito de uso da água. A Q_{90} encontrava-se próxima a $45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a Q_{95}

de aproximadamente $35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a Q_{98} para o período analisado foi de $25,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. O hidrograma de vazões médias anuais mostrou a variação da vazão ao longo dos anos, com valores baixos de $13,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1945) até valores muito elevados como no evento de 1983, em que a vazão média anual chegou a $199,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Gráfico 7 - Caracterização das vazões de longo período na estação fluviométrica de Passo Marombas entre 1941 e 2005.



FONTE: Próprio autor, 2019

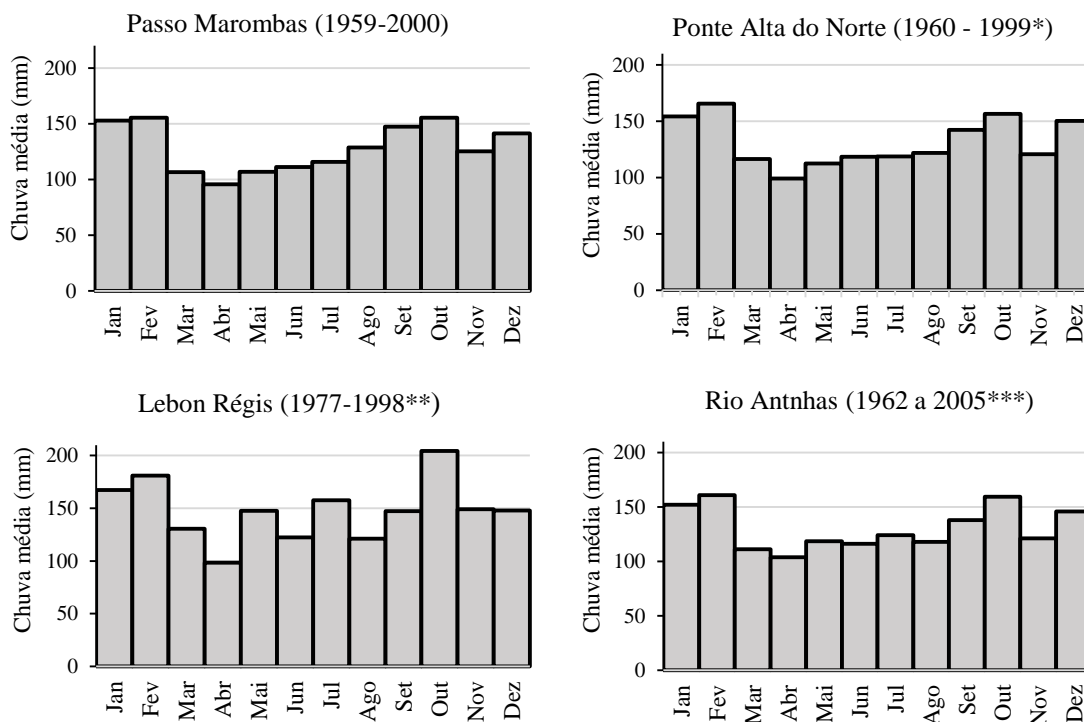
As quatro estações pluviométricas de estudo foram avaliadas de maneira isolada, a fim de caracterizar o regime de chuvas na BHM. Realizou-se essa análise individual porque a estação de Lebon Régis apresentou um pequeno período de dados consistidos (1977 a 1998), não preenchendo o requisito mínimo de 30 anos contínuos necessários para caracterizar uma série histórica pluviométrica.

As precipitações médias anuais para cada mês são apresentadas no gráfico 8. A chuva média anual da região de estudo foi de aproximadamente $1.550 \text{ mm ano}^{-1}$, quando se considera somente as estações de Passo Marombas, Ponte Alta do Norte e Rio Antinhas. A estação de Rio

Antinhas apresentou valores altos, próximos a 1774,6 mm ano⁻¹, impulsionado pela série histórica curta (1977 a 1998) não suficiente para caracterização do regime de chuvas.

Com relação a variação mensal, observou-se que, em todos os meses, a chuva superou os 100 mm mês⁻¹ e verificou-se a predominância dos maiores valores nos meses de janeiro, fevereiro, setembro e outubro. Os períodos de mínima ocorreram entre março e abril.

Gráfico 8 - Dados de chuva mensal para as estações pluviométricas utilizadas no estudo.



* O ano de 1962 foi retirado da análise devido a presença de falhas.

** O ano de 1991 foi retirado da análise devido a presença de falhas.

*** Os anos de 1965, 1966 e 1968 foram retirados da análise devido a presença de falhas.

FONTE: Próprio autor, 2019

As características hidrológicas dos períodos de aquecimento, calibração e validação do modelo hidrológico SWAT estão descritas na tabela 9. Em geral, os anos utilizados para o aquecimento e calibração do modelo seguiram o comportamento pluviométrico normal com baixo tempo de retorno (um a dois anos) e chuva anual variando entre 1300 e 1700 mm. Os únicos anos que destoaram do padrão foram 1983 com tempo de retorno de 82,69 anos e uma chuva total anual de aproximadamente 2500 mm e 1981 e 1985 que apresentaram respectivamente 1132 mm e 1101 mm de chuva total, valores bem abaixo da média na região.

A recomendação na modelagem hidrológica é que a calibração seja realizada em períodos de tempo representativos das condições climáticas da região de estudo. Entretanto, devido à ausência de séries históricas contínuas em outros períodos, optou-se por utilizar o período de 1979 a 1989 para a calibração, mesmo com a ocorrência de eventos extremos ao longo do período. A utilização de períodos mais longos de calibração também é recomendada por diversos autores como Arnold et al. (2012).

O ano de 1983 ficou marcado por causar grandes enchentes no estado de Santa Catarina bem como em toda a região sul do Brasil. Entre os dias 6 e 8 de junho de 1983 foram registrados cerca de 232,2 mm de chuva, o que resultou em um pico de vazão na estação fluviométrica de Passo Marombas de $2260 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ no dia 8 de junho. Além desse evento, o período de calibração apresentou dois anos mais secos que o normal da série histórica, 1981 e 1985, e uma estiagem de 36 dias durante o ano de 1988, devido a um prolongado período de estiagem (La Niña) resultando em intensas anomalias de temperatura da superfície do mar ($-3,5^\circ\text{C}$).

Tabela 9 - Caracterização das precipitações na BHM durante o período utilizado no estudo. NDCSC é número de dias consecutivos sem chuva

		Chuva				
	Ano	Média diárias (mm/dia)	Total anual (mm)	Tempo de retorno *	NDCSC (Dias)	Chuva máxima (diária)
Aquecimento	1977	3,9	1425	1,3	16	69,7
	1978	3,4	1225	1,1	33	48,1
	1979	4,5	1658	1,8	13	90,9
	1980	4,9	1799	2,6	16	81,7
	1981	3,1	1132	1,0	15	60,8
	1982	4,9	1783	2,5	19	58,3
Calibração	1983	6,9	2518	82,7	9	93,9
	1984	4,7	1709	2,1	9	96,6
	1985	3,0	1101	1,1	11	50,3
	1986	3,7	1350	1,2	13	55,2
	1987	4,4	1590	1,6	10	66,6
	1988	3,7	1372	1,2	36	56,2
	1989	4,1	1493	1,4	19	63,7
Validação	1994	5,0	1837	2,8	23	69,6
	1995	4,5	1645	1,8	21	58,6
	1996	5,1	1888	3,2	12	68,0
	1997	5,8	2126	7,7	16	86,6

* Tempo de retorno calculado baseado na série histórica disponível de 1977 a 1999

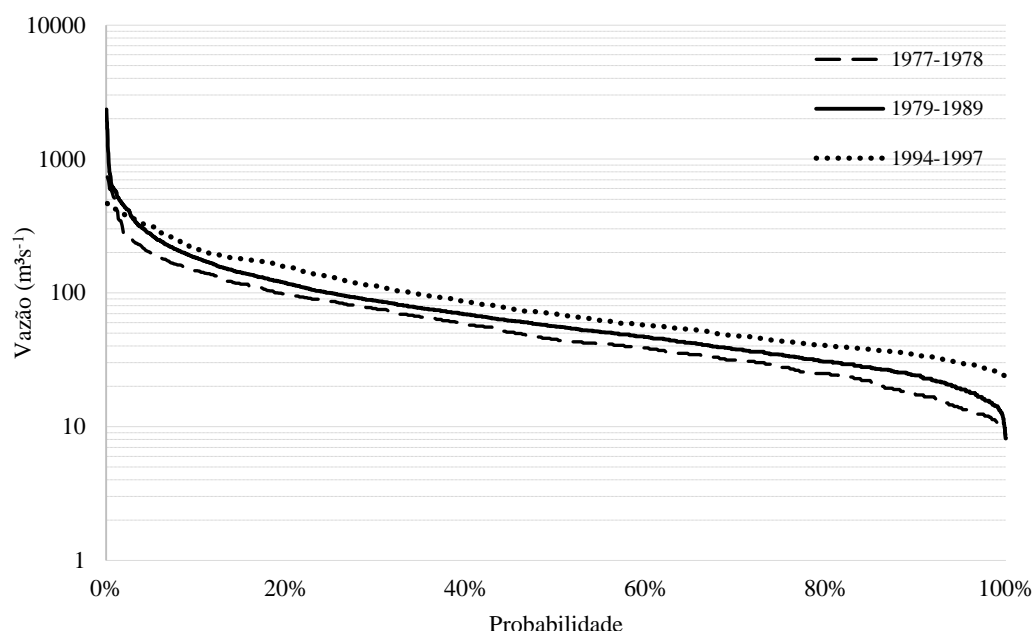
FONTE: Próprio autor, 2019

Os anos utilizados como validação do modelo foram mais chuvosos que os anos dos períodos de calibração e aquecimento. Os quatro anos escolhidos apresentaram chuva total anual maior que a média histórica de chuva e tempos de retorno maiores que dois anos, destaque

para o ano de 1997 com tempo de retorno de 7,73 anos. Sá et al. (2018) também observaram aumento das chuvas ao analisar as tendências de chuva em Lages, São Joaquim e Campos Novos.

A curva de permanência de vazões apresentada no gráfico 9, também indica aumento de chuvas nos anos selecionados para validação do modelo. A curva mostra que o período de validação (1994-1997) apresentou maiores valores de vazão que os períodos de calibração e de aquecimento do modelo. Além disso, as vazões de referência Q_{50} , Q_{90} , Q_{95} e Q_{98} foram mais elevadas no período de validação ($76,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $30,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $25,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $22,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) do que no período de calibração ($56,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $24,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $18,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $15,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Gráfico 9 - Curva de permanência de vazão para os três períodos de estudo analisados: aquecimento (1977-1978), calibração (1979 - 1989) e validação (1993 - 1997)



FONTE: Próprio autor, 2019

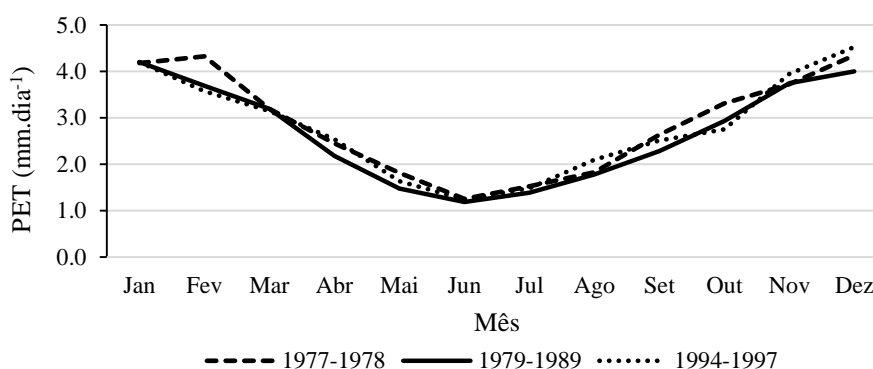
O valor máximo de vazão média diária encontrado na série histórica de calibração foi também decorrente do evento extremo de junho de 1983 que, como já citado, teve como vazão de pico aproximadamente $2260 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ainda no período de calibração, destacou-se um evento de cheia do ano de 1984, em que a vazão no exutório da bacia atingiu $1960 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. No período de validação, o pico máximo de vazão encontrado na série foi no dia 12 de outubro de 1987 em que a vazão foi de aproximadamente $1170 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Com relação aos períodos de estiagem, os menores valores de vazão foram nos dias 12 e 13 de janeiro de 1986, em que a vazão média atingiu valores próximos a $8,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. O período

mais longo sem chover ocorreu no ano de 1988 e mesmo assim, a vazão no exutório da bacia hidrográfica não atingiu valores tão baixos quanto em janeiro de 1986 devido as condições iniciais de umidade do solo mais favoráveis. No período de validação, o menor valor encontrado foi de $18,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ no ano de 1995, com o menor valor de chuva total dentre os anos utilizados para a validação.

A evapotranspiração potencial calculada pelo modelo a partir da equação de *Penman-monteith* não apresentou grandes diferenças entre os períodos de calibração, validação e aquecimento do modelo (Gráfico 10). Os maiores valores de evapotranspiração ocorreram no verão e os menores no inverno. Esse comportamento deveu-se a variação sazonal da temperatura na região, caracterizada por verões quentes e invernos com baixas temperaturas, típico do clima mesotérmico subtropical úmido.

Gráfico 10 - Evapotranspiração potencial (PET) média diária para os meses de janeiro a dezembro nos períodos de aquecimento (1977-1978), calibração (1979-1989) e validação (1994-1997) do modelo SWAT



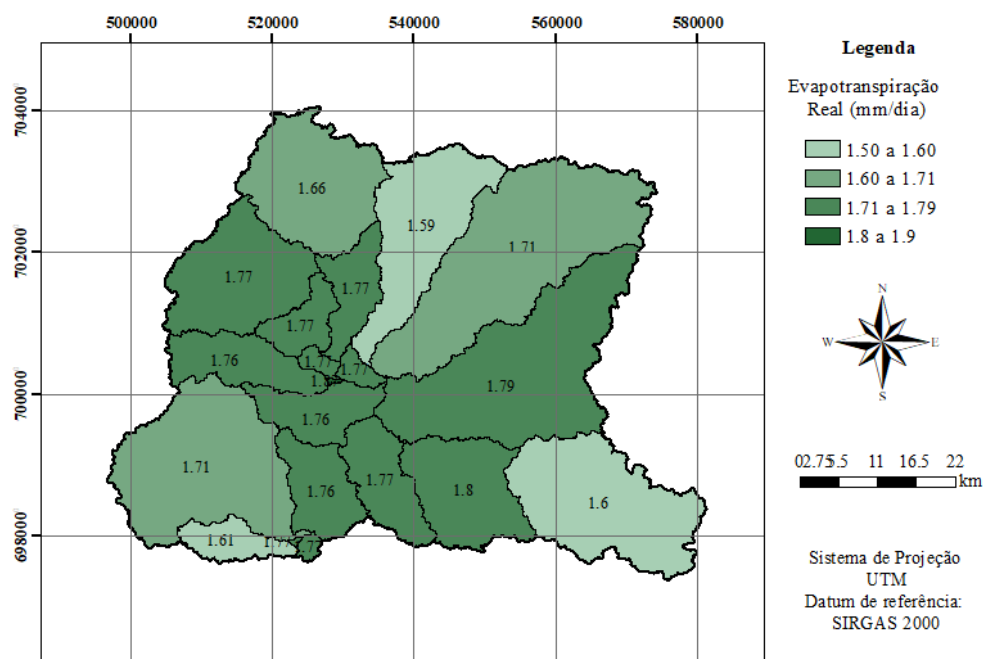
FONTE: Próprio autor, 2019

No cálculo do balanço hídrico, o modelo SWAT utiliza os valores de evapotranspiração real (ET) ao invés da evapotranspiração potencial (PET) obtida pelo método de *Penman-Monteith*. Diferentemente da PET, a ET considera a evaporação das quantidades de água armazenada no dossel das plantas e as perdas evaporativas por sublimação e evaporação do solo. Portanto, foram encontradas diferenças de ET entre as sub-bacias mesmo com os dados climáticos de temperatura do ar, umidade relativa, velocidade do vento e radiação solar sendo os mesmos para toda a bacia (Figura 10).

O modelo utilizado na simulação para obtenção do escoamento superficial, o método SCS, considera que a interceptação pelas plantas e a retenção superficial equivalem a 20% da capacidade de armazenamento de água no solo de determinada região. Devido a essa simplificação, os valores de armazenamento máximo de água no dossel (CAM_{mx}) que são

utilizados para o cálculo da evapotranspiração real foram invariáveis ao longo da bacia hidrográfica. Com isso verifica-se que diferenças de PET entre as sub-bacias são resultado da influência de outros parâmetros, como a capacidade de retenção de água no solo, que influi na demanda evaporativa.

Figura 10 – Mapa da evapotranspiração real (ET) média para as vinte sub-bacias de estudo



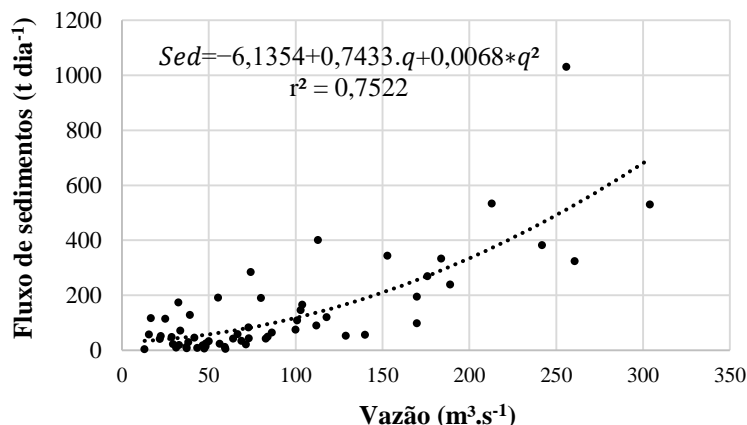
FONTE: Próprio autor, 2019

2.5.4 Constituição da série histórica sintética de sedimentos

A equação de regressão que melhor representou a correlação entre o fluxo de sedimentos e vazão foi a quadrática. No gráfico 11 estão apresentados o gráfico de correlação entre as duas variáveis, a equação de regressão e o coeficiente de determinação. A relação entre vazão e concentração de sólidos suspensos (C_{ss}) varia com o tempo, influenciada pela intensidade e distribuição da chuva, variação temporal da taxa de escoamento superficial, forma do hidrograma, uso da terra que pode beneficiar ou dificultar a ocorrência de processos erosivos, declividade da bacia hidrográfica, temperatura antecedente, condições de umidade e descarga que influem na quantidade de sedimentos a ser fornecida por erosão das vertentes e do canal, pelas distâncias percorridas pelos sedimentos, pelo armazenamento/mobilização dos sedimentos disponíveis e pela taxa de sedimentação (WILLIAMS, 1989; REID *et al.*, 1997). Considerando que o fluxo de sedimentos foi estimado neste trabalho com base na concentração

de sólido suspensos, e tendo em vista que a relação entre C_{ss} e vazão varia de acordo com uma série de fatores, pode se considerar que os valores de coeficiente de determinação (r^2) e de interseção indicam resultado satisfatório para a estimativa de sedimentos.

Gráfico 11 - Correlação entre fluxo de sedimentos e vazão observada, utilizada para construção da série de dados de sedimentos

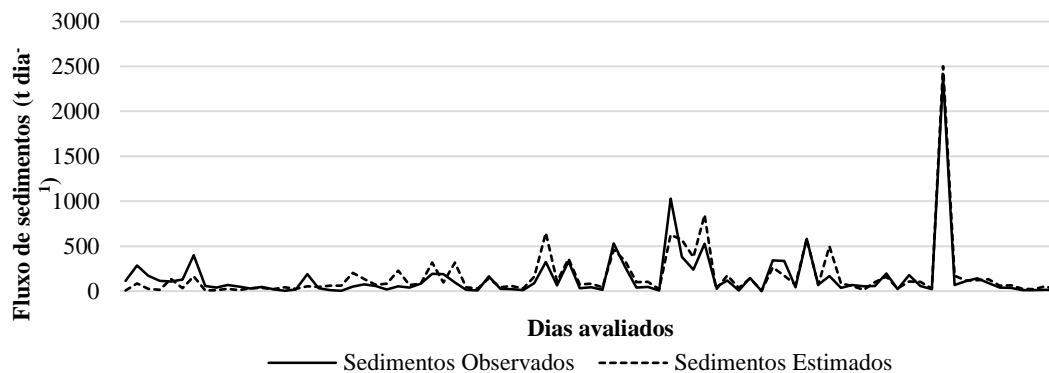


Fonte: Próprio autor, 2019

Os valores de fluxo de sedimentos observados e estimados pela equação de regressão para os 84 dados de sedimentos disponíveis na série histórica são apresentados no gráfico 12. Embora a série de dados de sedimentos não tenha sido contínua no tempo e tenha apresentado intervalos variáveis, optou-se por apresentar os referidos dados numa linha continua com o objetivo de demonstrar a aproximação dos dados de uma variável em relação à outra. Isso demonstrou que houve uma boa correspondência entre os valores observados e estimados, o que representa uma boa capacidade da equação de regressão ajustada em estimar o fluxo de sedimentos. Tais resultados serviram como embasamento para justificar a utilização da série de sedimentos sintética definida pela equação de regressão como série histórica de calibração do modelo.

A estatística descritiva de fluxo de sedimentos obtida pela série histórica sintética derivada da equação de regressão ajustada para os períodos de aquecimento, calibração e validação do modelo pode ser observadas na tabela 10. A média diária de fluxo de sedimentos que passava pelo exutório da bacia hidrográfica era de 188,48 t.dia⁻¹ considerando os períodos totais utilizados no estudo (1977 a 1989 e 1994 a 1997). Entretanto, o fluxo de sedimentos na bacia apresentou alta variabilidade, desde anos com média de 40,37 t.dia⁻¹ até valores médios de fluxo de sedimentos maiores que 800 t.dia⁻¹, como no caso do ano de 1983

Gráfico 12 - Correspondência entre os dados observados de sedimento e entre os dados estimados pela equação de regressão ajustada



Fonte: Próprio autor, 2019

A variabilidade dos valores de fluxo de sedimentos também foi observada ao longo do ano. Os valores de desvio padrão (DP) são elevados em todos os anos de estudo, devido a variabilidade das vazões e das chuvas na região de estudo.

Tabela 10 - Caracterização da sintética de sedimentos na BHM durante o período utilizado no estudo.

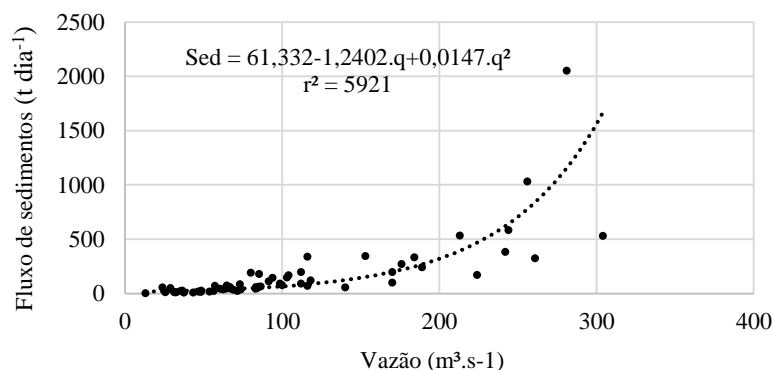
		Fluxo de Sedimentos (t)				
	Ano	Média diária (t dia ⁻¹)	Total anual (t dia ⁻¹)	Máximo (t dia ⁻¹)	Mínimo (t dia ⁻¹)	DP (%)
Aquecimento	1977	172,7	63.016	3.673	6,3	384,4
	1978	50,1	18.306	652	0,7	78,5
Calibração	1979	173,7	63.389	2.566	3,1	348,3
	1980	191,5	70.075	2.861	13,8	365,0
	1981	46,2	16.870	464	4,6	57,1
	1982	217,3	79.325	3.655	2,0	387,9
	1983	814,6	297.336	33.771	31,3	3068,6
	1984	296,9	108.690	23.732	16,7	1502,7
	1985	40,4	14.736	614	2,4	60,5
	1986	66,7	24.369	816	0,3	105,0
	1987	144,6	52.791	4.327	11,6	329,1
	1988	102,9	37.653	2.658	8,9	219,4
Validação	1989	130,9	47.786	3.873	11,6	314,1
	1994	168,3	61.427	1.427	19,8	197,8
	1995	116,9	42.666	1.676	9,9	200,5
	1996	162,2	59.370	1.306	12,3	189,5
	1997	314,9	114.934	8.803	12,8	684,6

Fonte: Próprio autor, 2019

A série sintética de sedimentos apresentada foi utilizada para a calibração do modelo SWAT. A validação do modelo foi realizada a partir de uma nova equação de regressão obtida com os dados de sedimentos coletados a partir da década de 1990 (Gráfico 13). Essa alteração objetivou a obtenção de uma série sintética que apresentasse o efeito isolado da produção de

sedimentos pós implementação do sistema de SD. A utilização da mesma equação de regressão simplificaria todos os dados de sedimentos em torno de uma equação geral sem que a hipótese pudesse ser testada.

Gráfico 13 - Correlação entre os dados observados de vazão e sedimentos utilizados para a validação do modelo



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5 Calibração e validação do modelo hidrológico SWAT

2.5.5.1 Calibração e validação da vazão média diária

Os resultados de calibração e validação da vazão média diária para a bacia de estudo estão presentes na tabela 11. Os valores de Nash-sutcliffe (NSE) encontrados para os períodos de calibração e validação indicaram um bom ajuste entre as vazões estimadas e observadas pelo modelo. Segundo Krysanova et al. (1998), o modelo deve atingir valores de NSE superiores a 0,7 para se considerar um ajuste adequado. Santhi et al. (2001) classificou os valores de NSE em relação ao seu desempenho em: muito bom ($NSE \geq 0,65$), bom ($0,65 > NSE \geq 0,54$) e satisfatório ($0,54 > NSE \geq 0,50$). De acordo com esta classificação, os valores de NSE de 0,91 para calibração e 0,74 para validação indicam um desempenho muito bom da modelagem.

De acordo com Moriasi (2007), os indicadores estatísticos MSE (*Mean Square Error*) e SSQR (*Sum of the Square of the Difference of Residues*) são valiosos porque indicam erros em termos de unidades (ou unidades quadradas) da variável de interesse. Diferentemente do MSE, o SSQR objetiva o ajuste das distribuições de frequências entre as séries observadas e estimadas sem considerar a paridade entre os dados (VAN GRIENSVEN & BAUWANS, 2003). Na função SSQR, o tempo de ocorrência de um dado valor da variável não é considerado, uma vez

que antes de se aplicar a diferença entre os termos as séries são ordenadas (BELLON, 2014). Tanto no índice MSE quanto no SSQR o valor de zero indica um ajuste perfeito.

Tabela 11 - Valores das funções objetivos encontrados na calibração e validação do modelo SWAT para vazão média diária.

	Calibração	Validação
Nash-Sutcliffe	0.91	0.74
SSQR	280	180
Pbias	0.2	-0.8
RSR	0.31	0.51
VOL_FR	1	0.99
Desvio da média	-0.2	0.86

*MSE- Mean Square Error; SSQR- Sum of the Square of the Difference of Residues; Pbias – Percent Bias; RSR – Root Square Residue.

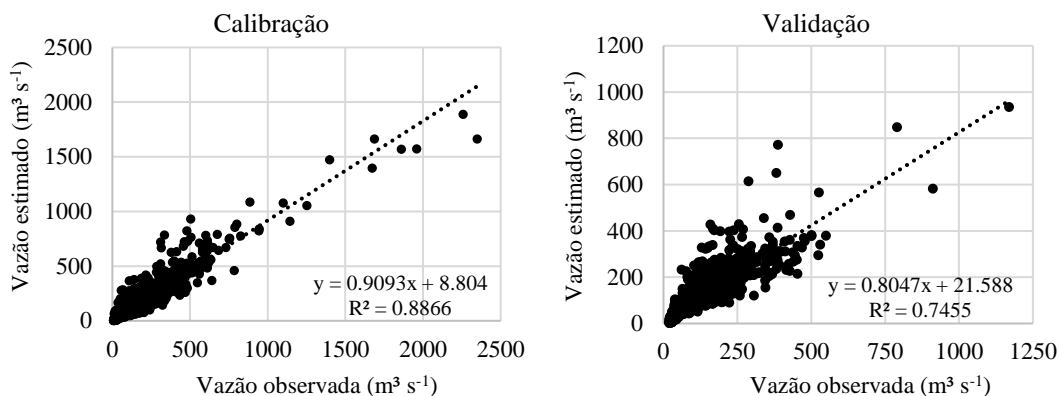
FONTE: Próprio autor, 2019

Os valores de Pbias (*Percent bias*) também mostraram a boa aderência entre os dados estimados e observados pelo modelo. Segundo Gupta et al. (1999), o valor ideal para Pbias é 0 (zero), sendo que valores negativos indicam que o modelo subestima a vazão e valores positivos superestimam a mesma. No caso do modelo SWAT verificou-se uma pequena superestimativa dos valores no período de calibração (0,2) e uma pequena subestimativa no período de validação (-0,8). Entretanto, esses valores situaram-se próximos ao valor ideal o que indica um bom resultado da simulação.

O índice RSR é uma derivação do RMSE (*Root Mean Square Method*) que utiliza o desvio padrão das observações para padronizar o RMSE. Esse índice incorpora os benefícios das estatísticas de erro e inclui um fator de normalização para que os resultados sejam visualizados de maneira mais clara (MORIASI, 2007). Ainda de acordo com Moriasi (2007), os valores de RSR podem ser classificados em: muito bom ($0,00 < \text{RSR} < 0,5$), bom ($0,50 < \text{RSR} < 0,60$), satisfatório ($0,60 < \text{RSR} < 0,70$) e insatisfatório ($\text{RSR} > 0,70$). Os valores encontrados para a calibração e validação foram de 0,31 e 0,51, respectivamente, indicando um ajuste muito bom na calibração e bom para a validação.

Os diagramas de dispersão e o coeficiente de determinação (r^2) para os períodos de calibração e validação do modelo estão dispostos no gráfico 14. Percebe-se, nos diagramas, que os dados se aproximam da tendência central no ajuste com poucos desvios, principalmente no período de calibração. No período de validação, os desvios aumentaram porque em alguns eventos o modelo não conseguiu representar as vazões adequadamente. Entretanto, na maior parte os valores também tenderam ao ajuste adequado.

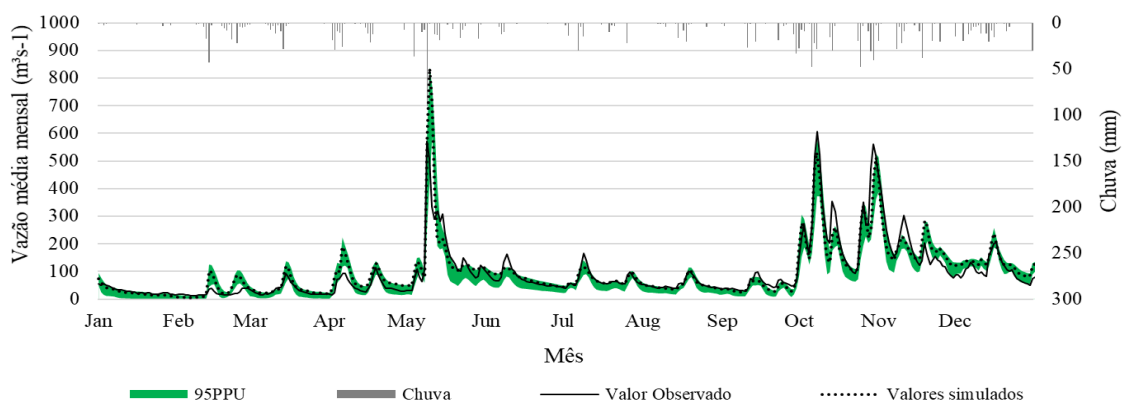
Gráfico 14 - Diagramas de dispersão das vazões simuladas pelos modelos e observadas nos períodos de calibração e validação



Fonte: Próprio autor, 2019

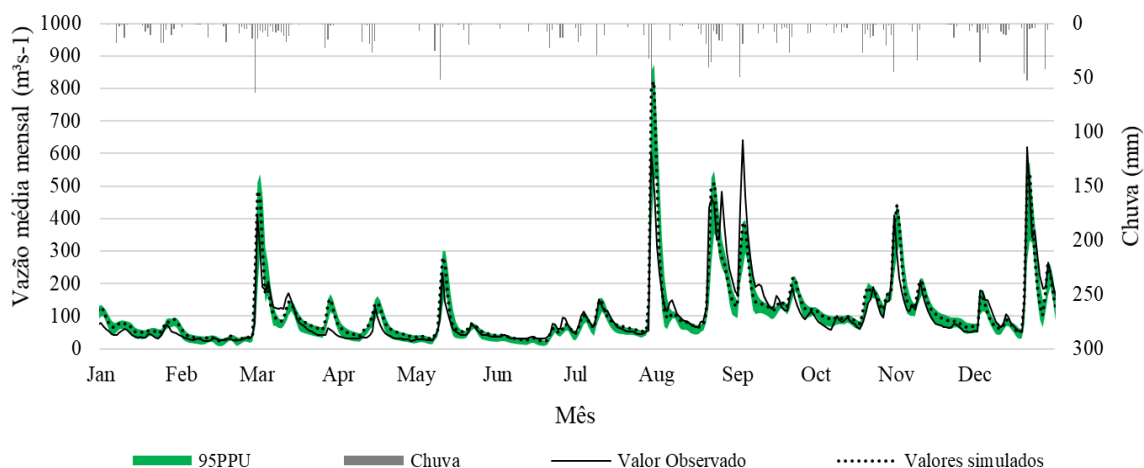
Além dos indicadores estatístico, a análise visual dos hidrogramas observado e estimado indica que houve boa aderência entre os hidrogramas durante toda a fase de calibração, o que confirma o bom desempenho do modelo na representação das vazões. Como exemplo, os hidrogramas observados e simulados para os anos de 1979 e 1980 são apresentados nos gráficos 15 e 16 e os demais anos no apêndice I. Ressalta-se aqui que essa boa aderência visual foi potencializada pela escala de visualização apresentada. Uma análise mais criteriosa dos hidrogramas indica alguns pontos de superestimação ou subestimação do modelo nas representações das vazões. Esse tipo de ocorrência na modelagem hidrológica normalmente é atribuído a distribuição espacial das chuvas, o que se justifica no presente estudo devido as dimensões da bacia e, a baixa disponibilidade de dados de chuva especializados.

Gráfico 15 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

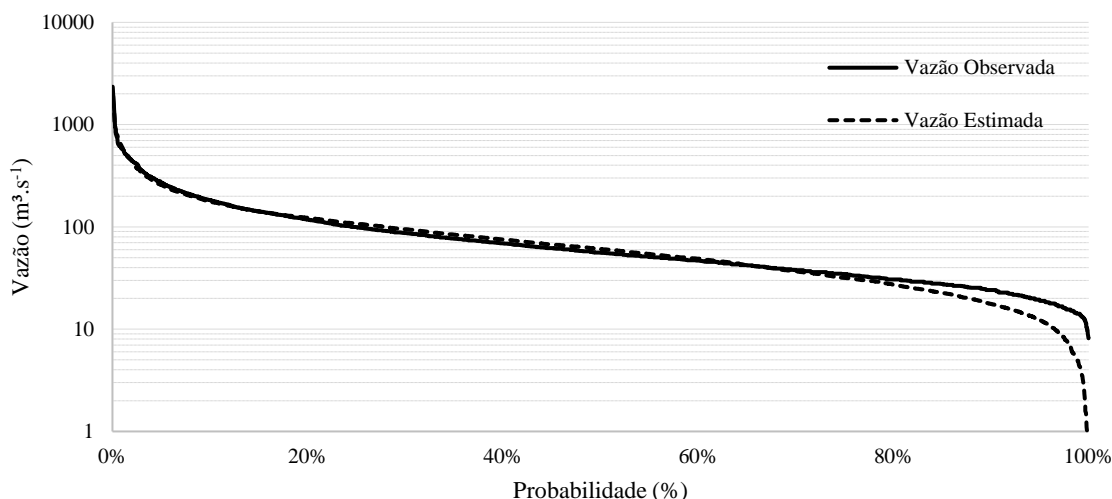
Gráfico 16 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1980



Fonte: Próprio autor, 2019

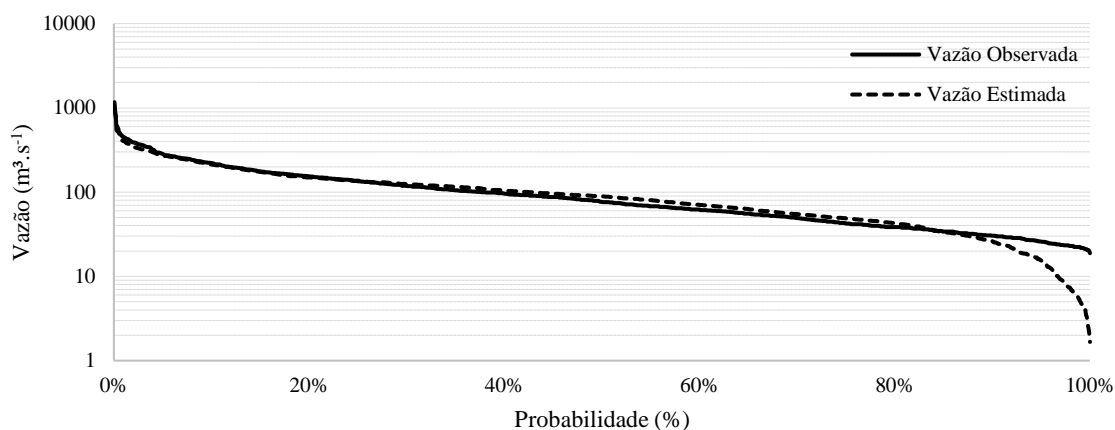
A qualidade da modelagem hidrológica pode também ser avaliada em termos de curva de permanência (Figura 17 e 18). A curva de permanência das vazões estimadas acompanhou as vazões observadas nas vazões máximas e médias. Nas vazões básicas houve subestimativa das vazões tanto no período de calibração quanto no período de validação, o que interferiu diretamente nas vazões outorgáveis. A Q_{98} , por exemplo, no período de calibração, foi subestimada em $8,29 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Esse fato pode estar relacionado a função objetivo utilizada para a calibração do modelo, o NSE, que tendeu a buscar a otimização das vazões de pico.

Gráfico 17 - Curva de permanência das vazões observadas e simuladas pelo modelo para os períodos de calibração



Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 18 - Curva de permanência das vazões observadas e simuladas pelo modelo para os períodos de validação



Fonte: Próprio autor, 2019

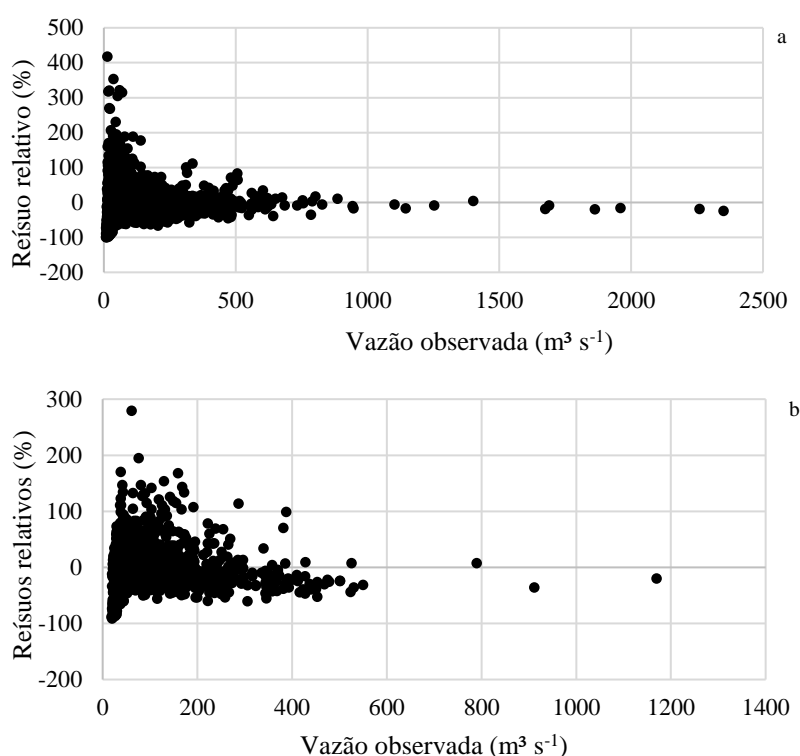
Os indicadores de eficiência, como NSE, MSE e Pbias, resumem os valores totais e médios dos resíduos em um único indicador, os quais, baseados em valores pré-definidos de limites de aceitação, são utilizados para indicar se o modelo simulou corretamente a variável avaliada. Entretanto, esses valores podem ser compensados pelo comportamento do modelo de ora superestimar a vazão e ora subestimar a mesma. Isso pode resultar em um problema nas situações em que o objetivo da simulação exige uma boa resposta diária do modelo, como para prevenção de enchentes ou para análise de projetos.

No caso do presente estudo, por exemplo, embora o índice de NSE, os outros indicadores e a própria avaliação visual do hidrograma indicarem uma boa aderência dos hidrogramas, a frequência de dados em que o modelo conseguiu atingir o valor observado com limiar de erro de até $\pm 15\%$ (análise de frequência de acertos) foi de 37,3 %. Isso significa dizer que em somente 37% dos dados o resíduo não ultrapassou 15% da vazão observada. Essa avaliação ainda indicou uma subestimativa de 33,2 % e uma superestimativa das vazões de 29,5 %. Avaliando somente os picos dos hidrogramas maiores que $35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, encontra-se uma frequência de acerto (Resíduo $< 15\%$) de 38 % e uma tendência de subestimativa dos picos de 44 %.

A análise de frequência de acertos para o período de validação indicou um acerto de 32,9 %, o que representou um acerto menor do que o observado para o período de calibração. Isso vai ao encontro dos resultados obtidos pelas funções objetivos, como o NSE, por exemplo, que indicou 0,74 para a validação e 0,91 para a calibração. No período de validação a vazão foi superestimada em 36 % do período e foi subestimada em 34 % dos dados.

Avaliando a dispersão dos valores dos resíduos em relação aos valores de vazão observada ficou evidente a tendência de queda nos valores de resíduos à medida que os valores de vazão observada aumentaram (Gráfico 19). Isso é explicado pela escolha do NSE como função objetivo de otimização do modelo. Segundo Silva (2010), a função NSE enfatiza os ajustes das vazões de pico, desta forma as vazões mínimas podem ter sido preteridas em função de um melhor ajuste das vazões de pico, já que o modelo não consegue modelar a variância de dados observados.

Gráfico 19 - Gráficos de dispersão entre os resíduos e os valores de vazão observada para o período de calibração (a) e validação (b) do modelo

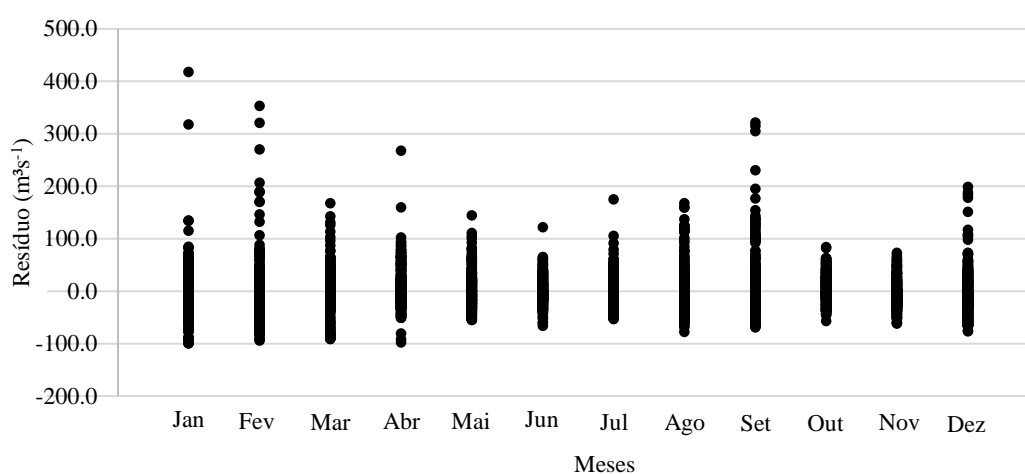


FONTE: Próprio autor, 2019

Outro fator que pode justificar a baixa percentagem de acerto do modelo é a distribuição espacial da chuva. O gráfico 20 traz a dispersão dos valores de resíduos, obtidos no período de calibração, em relação aos diferentes meses do ano. Observa-se que, embora tenham apresentado uma grande quantidade de valores de resíduos altos ($> 15\%$), os meses de maio, junho e julho apresentaram uma menor dispersão que os meses de janeiro e fevereiro, por exemplo. Isso pode ser explicado pela ocorrência de mais chuvas convectivas no verão, caracterizadas como chuvas de maior intensidade e menor duração. Essas chuvas tendem a ser melhor distribuídas espacialmente, portanto são representadas pelo modelo com maior dificuldade, devido ao escasso número de estações pluviométricas na área.

Grande parte das chuvas que ocorreram entre os meses de maio e julho apresentaram-se como chuvas de baixa intensidade e de longa duração originárias do movimento das massas de ar na atmosfera. Essas chuvas, conhecidas como frontais, tendem a apresentar maior homogeneidade ao longo da bacia o que diminuiu o efeito adverso da baixa densidade de pluviômetros. Destaca-se também, a menor dispersão nos resíduos encontrados entre outubro e novembro. Outubro foi o mês mais chuvoso da região, em que as vazões se encontraram mais altas. A já mencionada tendência do NSE em buscar os valores de pico possivelmente favoreceu o ajuste nestes meses, visto que as vazões tenderam a se manter mais elevadas.

Gráfico 20 - Dispersão dos valores de resíduo em relação aos meses do ano para o período de calibração do modelo



Fonte: Próprio autor, 2019

Com base nos resultados perante as condicionantes de qualidade já consagradas pelo meio científico, a simulação realizada pelo SWAT apresentou alto índice de desempenho e pode representar um bom indicativo em termos de comportamento da bacia hidrográfica servindo para o planejamento e gestão de recursos hídricos. Entretanto, nos casos em que as simulações devem ser mais precisas, como estudo de inundação e em projetos de obras hidráulicas, deve-se levar em conta a frequência de acerto da modelagem ou utilizar-se da abordagem baseada em eventos.

2.5.5.2 *Análise de sensibilidade e caracterização do significado físico dos parâmetros modelados para vazão média diária*

2.5.5.2.1 ALPHA BF

O ALPHE_BF representa a constante de recessão do escoamento de base. O modelo SWAT considera a presença de dois aquíferos: o aquífero raso e o aquífero profundo. O aquífero raso é um aquífero não confinado que contribui para o fluxo do canal principal ou para a extensão da sub-bacia (SWAT, 2009). Quando a água armazenada no aquífero for maior que um limite especificado pelo usuário (parâmetro GWQMN) inicia-se o escoamento subterrâneo, seguindo a seguinte equação:

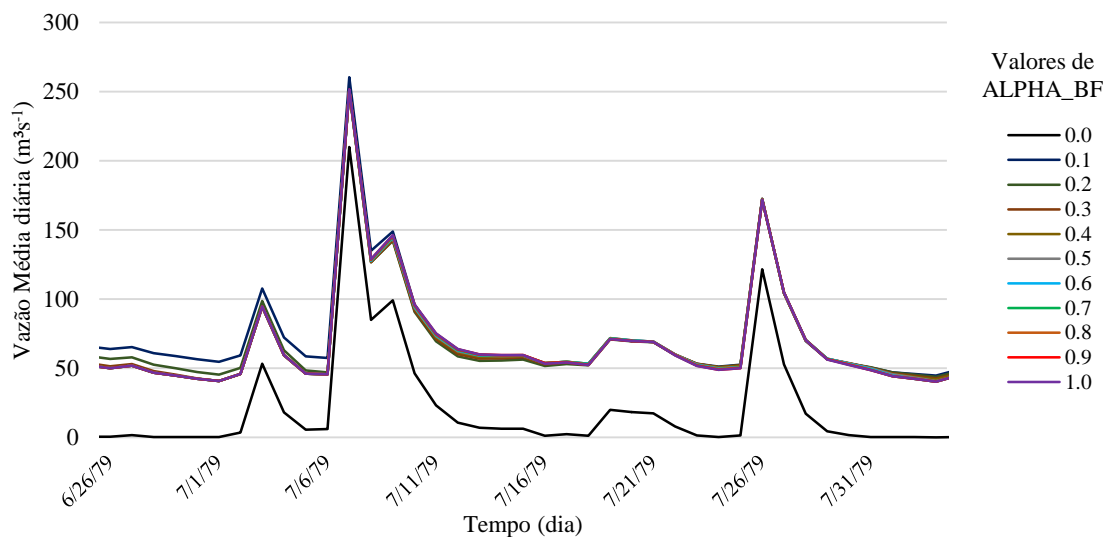
$$Q_{gw,i} = Q_{gw,i-1} \cdot \exp[-\alpha_{gw}\Delta t] + w_{rchrg,sh} \cdot (1 - \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t]) \quad (10)$$

Em que, Q_{gwi-1} é o fluxo de água subterrânea destinada ao canal principal no dia anterior; α_{gw} é a constante de recessão do escoamento de base para tempo de um dia (ALPHA_BF); $W_{rchrg,sh}$ representa a quantidade de recarga que entra no aquífero raso no dia (mm) e Δt = intervalo de tempo (1 dia).

Observa-se que a constante de recessão indica a resposta do fluxo de água subterrânea frente as variações de recarga e de reabastecimento do aquífero profundo que ocorrem ao longo do tempo. De acordo com as recomendações do modelo, os valores de ALPHA_BF variam de 0,1 a 0,3 para terrenos com resposta lenta ao reabastecimento e de 0,9 a 1 para terrenos com resposta rápida.

No gráfico 21 são apresentados os hidrogramas simulados na bacia do Marombas para diferentes valores de ALPHA_BF. Os hidrogramas indicam uma baixa sensibilidade do modelo em relação ao parâmetro analisado.

Gráfico 21 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de ALPHA_BF para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.



Embora, o modelo apresente baixa sensibilidade ao parâmetro ALPHA_BF, percebe-se que a utilização do valor zero como constante de recessão resultaria em uma nula contribuição do escoamento subterrâneo e consequentemente em uma queda considerável da vazão na secção de saída da bacia hidrográfica. Tal fato pode indicar que a vazão na secção de saída da bacia hidrográfica é dependente, em parte, do escoamento subterrâneo proveniente do aquífero raso.

O valor otimizado para o parâmetro na calibração automática foi de 0,4463. Tomando por base os valores citados acima, pode-se caracterizar o valor calibrado como sendo mediano. Tal comportamento já foi observado por Antunes (2015) em uma calibração com o modelo SWAT na bacia hidrográfica do Alto Canoas, localizada próxima a região de estudo. Esse valor mediano pode estar associado a variação de solos existentes na bacia, visto que, cerca de 41 % da área é formada por solos mais rasos como Cambissolo Húmico e Neossolo Litólico, que são caracterizados pela predominância de partículas de areia e silte, com menor volume de microporos, e o restante da área por solos profundos e argilosos, principalmente o Nitossolo Bruno que favorecem a recarga e reduzem o escoamento subterrâneo.

2.5.5.1.2 GWQMN

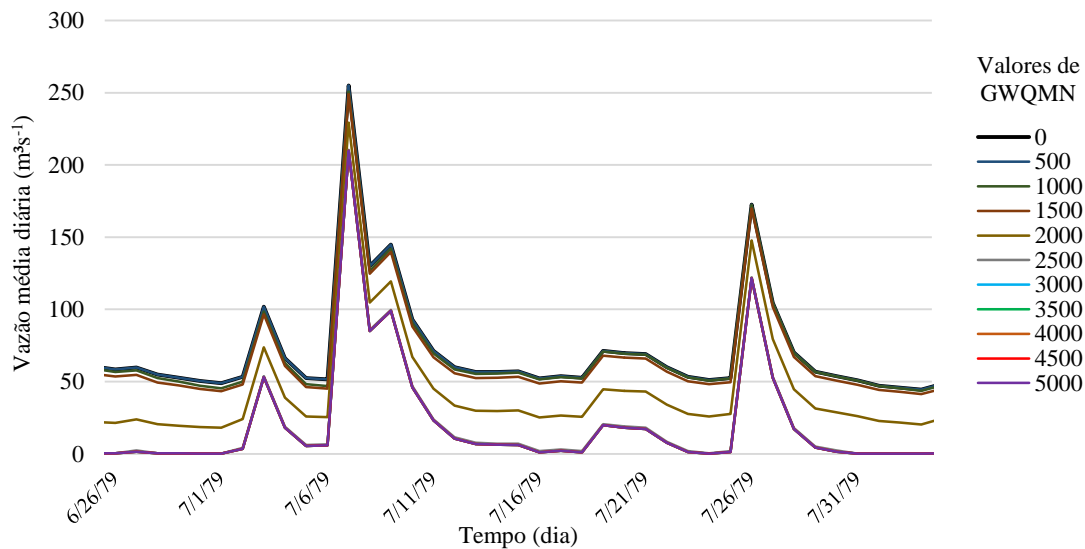
Como visto no item anterior, o aquífero raso contribui para o fluxo de base do canal principal ou extensão dentro da sub-bacia. O aquífero raso somente começa a gerar escoamento subterrâneo quando o nível de água no aquífero supera um limite pré-definido pelo usuário. Esse limite é definido a partir do parâmetro GWQMN. Em termos gerais, quanto maior o valor de GWQMN, maior é a lâmina de água necessária para que o escoamento subterrâneo se inicie.

Esse comportamento pode ser observado no gráfico 22, na qual são apresentados os valores de vazão estimada para diferentes valores de GWQMN. Verifica-se que quanto maior o valor de GWQMN, menor é a vazão média diária no exutório da bacia devido ao menor escoamento subterrâneo. Valores baixos de GWQMN tendem a favorecer a geração de fluxo de água subterrânea, como o limiar de zero, no qual toda a água armazenada no aquífero se desloca via escoamento de base.

O valor calibrado automaticamente pelo modelo para GWQMN foi de 1065 mm de nível da água, o que corresponde a uma lâmina de aproximadamente um metro para que o fluxo de água subterrânea se inicie. A utilização de um único valor de GWQMN para toda a bacia é uma simplificação do modelo, visto que, no comportamento real do sistema, esse valor tende a variar conforme o tipo e a espessura do solo. Sendo assim, esse valor de GWQMN pode ser considerado médio, considerando a variabilidade de tipos de solo existentes na bacia.

O comportamento da vazão estimada perante as variações do GWQMN reforça a ideia de que a BHM é muito dependente do escoamento subterrâneo, visto que a utilização de um limiar muito elevado para o início do escoamento subterrâneo, reduziria consideravelmente os valores de vazão.

Gráfico 22 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de GWQMN para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.1.3 GW_REVAP

O modelo SWAT considera que a água presente no aquífero raso pode se deslocar para uma zona não saturada localizada nas camadas mais profundas do solo. Esse deslocamento é chamado de REVAP e ocorre principalmente em períodos secos, em que água da franja capilar que separa a zona saturada da não saturada, evaporará e se difundirá para as camadas superiores (SWAT, 2009). A medida que essa água é removida da franja capilar via evaporação, o aquífero repõe a umidade nessas camadas mais profundas via REVAP. A quantidade máxima de água que será removida do aquífero via REVAP em um determinado dia é dada pela equação:

$$w_{revap,mx} = \beta_{rev} \cdot E_o \quad (11)$$

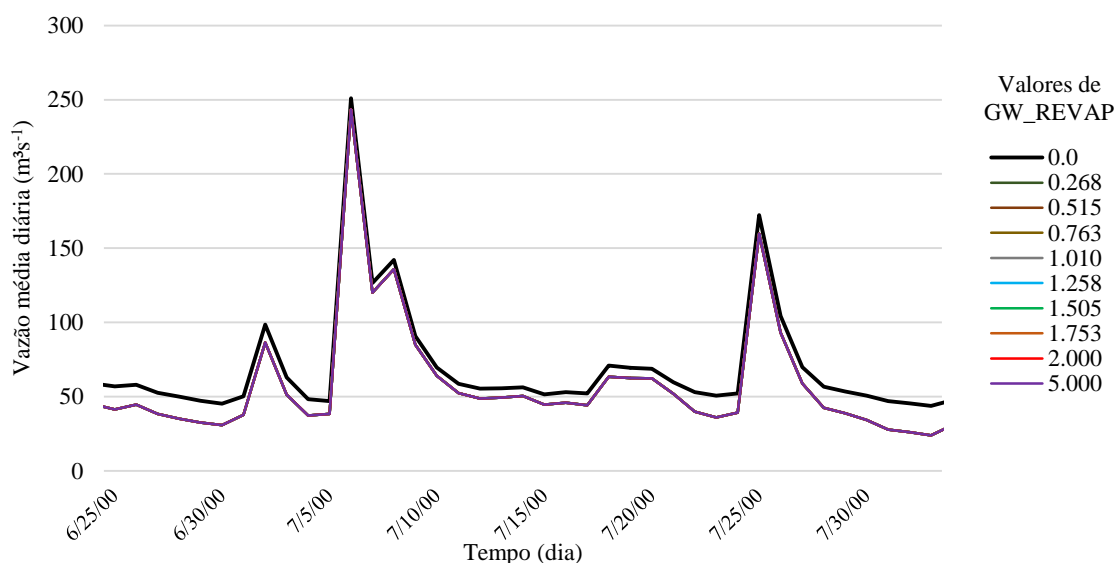
Em que: $W_{revap,mx}$ é quantidade máxima de água que penetrou na zona do solo (mm); β_{rev} corresponde ao coeficiente de REVAP (parâmetro GW_REVAP) e E_o é a evapotranspiração em potencial para o dia.

A partir da equação 11 pode-se afirmar que quanto maior o coeficiente de REVAP, representado pelo parâmetro GW_REVAP, maior será a lâmina máxima de água removida do aquífero e consequentemente menor é a contribuição do escoamento subterrâneo para o canal principal. No gráfico 23, verifica-se que o modelo apresentou baixa sensibilidade em relação aos valores de GW_REVAP. O único valor que destoou dos demais foi a consideração de um GW_REVAP igual a zero, o que, como esperado, aumentou a vazão média diária.

A calibração automática do modelo indicou um baixo valor de coeficiente de REVAP para a bacia em estudo de 0,02716. Segundo o manual do modelo (SWAT, 2009), o REVAP é muito importante em bacias hidrográficas onde a zona saturada está muito abaixo da superfície ou, onde plantas com raízes profundas estão crescendo. Diante disso, o baixo valor de GW_REVAP pode estar associado ao predomínio de áreas com vegetação rasteira de raízes curtas, como as pastagem e cultivos agrícolas anual, que, somadas, representam 52 % da área total da bacia.

Outro fator preponderante para o baixo valor de GW_REVAP é o clima mesotérmico subtropical úmido. A boa distribuição temporal da chuva e a temperatura amena ao longo do ano não permite a ocorrência de períodos secos na região a ponto de reduzir drasticamente a umidade do solo nas camadas mais profundas, pré-requisito, este, necessário para a ocorrência do REVAP.

Gráfico 23 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de GW_REVAP para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.1.4 REVAPMN

Assim como na determinação do fluxo subterrâneo, o modelo SWAT condiciona a ocorrência do REVAP à superação de um limite de nível de água pré-definido pelo usuário. Esse limite é definido pelo parâmetro REVAPMN. O modelo considera que quando o nível da água no aquífero se encontra abaixo desse limite o processo de REVAP não ocorre. Quando o nível da água supera o limite definido a quantidade de REVAP é obtida pela subtração do REVAP máximo pela quantidade de água armazenada no aquífero no dia anterior.

Dessa forma, constata-se que quanto maior o limiar definido, REVAPMN, maior é a necessidade de água no aquífero para que o processo de REVAP ocorra. Menores valores de REVAPMN resultam em uma redução na vazão no exutório, visto que o REVAP se torna mais frequente. O valor de limiar definido pela auto calibração foi de 750 mm de nível da água, o que corresponde a 75 cm de lâmina de água para que ocorresse o processo de REVAP. Esse alto valor de REVAPMN, associado ao baixo valor de GW_REVAP, indicam a baixa influência do processo de REVAP na BHM.

A análise de sensibilidade de parâmetro não mostrou importância do parâmetro analisado na calibração do modelo. Os diferentes valores de REVAPMN utilizados não refletiram em mudanças nos hidrogramas e nem nos valores da função objetivo de NSE. Essa análise confirma a hipótese de baixa influência do REVAP na bacia de estudo.

1.5.5.1.5 CH_N2 e CH_N1

Os parâmetros CH_N2 e CH_N1 referem-se ao coeficiente de rugosidade de *Manning* para o canal e para os canais tributários, respectivamente. Ambos entram nas equações utilizadas na estimativa da velocidade média e da taxa de fluxo do canal e dos tributários. A taxa de fluxo e a velocidade média são obtidas a partir das equações:

$$q_{ch} = \frac{A_{ch} \cdot R_{ch}^{2/3} \cdot slp_{ch}^{1/2}}{n} \quad (12)$$

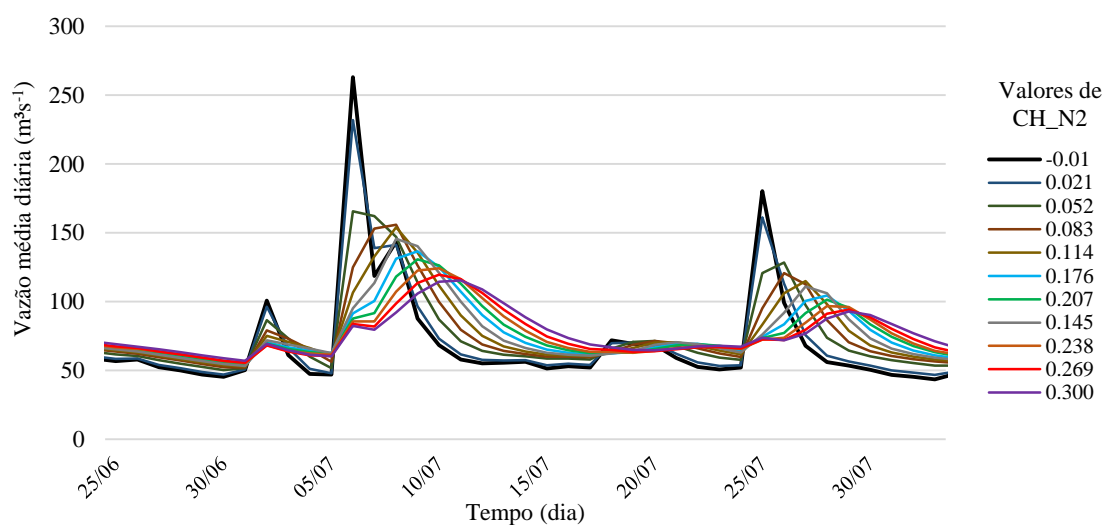
$$v_c = \frac{R_{ch}^{2/3} \cdot slp_{ch}^{1/2}}{n} \quad (13)$$

Na qual q_{ch} consiste na vazão de fluxo de canal ($m^3 s^{-1}$), A_{ch} é a área da secção transversal do fluxo de canal (m^2), R_{ch} é o raio hidráulico para uma dada profundidade do fluxo (m), slp_{ch} é a declividade ao longo do comprimento do canal ($m m^{-1}$), n consiste no coeficiente de manning para o canal e v_c é a velocidade do fluxo ($m s^{-1}$).

Valores mais altos de coeficiente de *Manning* indicam uma maior rugosidade do canal, o que atrasa o fluxo e reduz a velocidade de água ao longo do mesmo. Valores mais baixos tendem a reduzir o atrito entre a massa de água e a superfície dos taludes do canal, favorecendo um movimento mais rápido da água. De acordo com Chow (1959) o coeficiente de manning varia desde 0,025 a 0,065 para canais pouco pedregosos e com pouca vegetação a valores de 0,05 a 0,15 para canais cobertos por vegetação mais densa e mais rugosa.

O gráfico 24 ilustra o comportamento da vazão média diária no exutório da bacia em relação as variações do parâmetro CH_N2. Percebe-se que quanto maiores os valores de CH_N2 mais lenta é a resposta da bacia. Como exemplo, tem-se o maior pico da série, que, com o CH_N2 igual a 0,021 ocorreu no dia 06 de setembro e, com o valor do parâmetro em 0,3 ocorreu seis dias depois, no dia 12 do mesmo mês. Além disso, como a resposta é mais lenta o pico é suavizado e alcança valores menores que em situações de baixo coeficiente de manning.

Gráfico 24 - Hidrogramas simulados para diferentes valores de CH_N2 para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979.



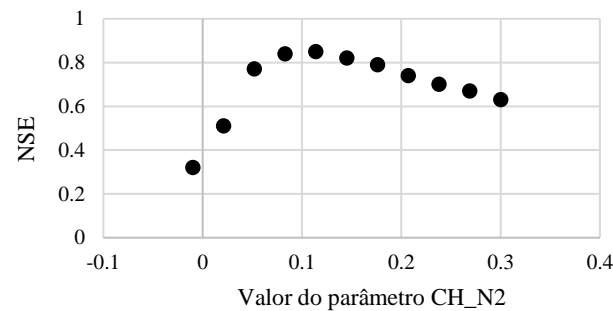
Fonte: Próprio autor, 2019

O parâmetro CH_N2 apresentou sensibilidade na modelagem. O gráfico 25 apresenta os valores da função objetivo de Nash-sutcliffe para os valores de CH_N2 utilizados. A análise de sensibilidade indicou que valores de CH_N2 entre 0,05 e 0,15 permitiram melhor simulação. A calibração automática indicou um coeficiente de rugosidade para o canal de 0,084, sendo que segundo Chow (1959) esse valor sugere canais com maior vegetação nos taludes.

Como a bacia hidrográfica apresenta poucas áreas urbanas e indústrias e um predomínio de vegetação campestre e florestas nativas, espera-se maior densidade vegetal nos canais. Em

termos de comportamento hidrológico, a variação do parâmetro CH_N1 afetou o hidrograma simulado da mesma forma que o parâmetro CH_N2, indicando que quanto maior o valor desse parâmetro, mais lenta é a resposta do hidrograma. O CH_N1 apresentou menor sensibilidade que o CH_N2 e seu valor otimizado ficou em torno 0,036.

Gráfico 25 - Gráfico de variação dos valores de Nash-sutcliffe em relação a variação do parâmetro CH_N2



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.1.6 OV_N

O parâmetro OV_N representa o coeficiente de rugosidade de manning para o escoamento superficial, e interfere principalmente na velocidade do escoamento superficial, a qual é calculada por:

$$v_{ov} = \frac{q_{ov}^{0,4} \cdot slp^{0,3}}{n^{0,6}} \quad (14)$$

Na qual, v_{ov} é a velocidade média de escoamento superficial ($m^3.s^{-1}$), slp é o declive médio da sub-bacia ($m.m^{-1}$) e n é o coeficiente de rugosidade de manning para a sub-bacia.

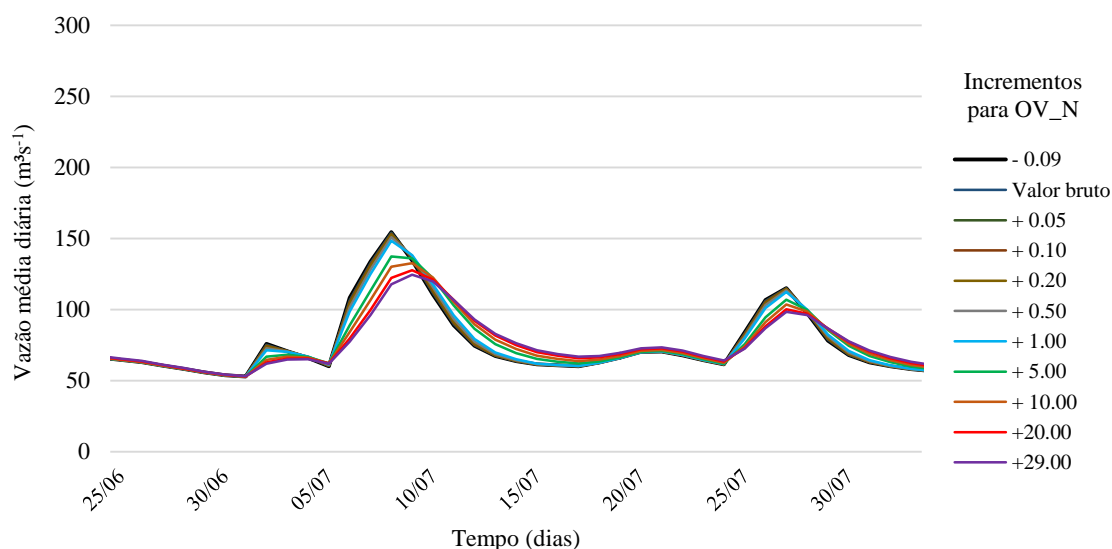
O valor de OV_N varia de acordo com o uso da terra na HRU, apresentando, dessa forma, um valor médio para cada sub-bacia. Neste estudo considerou-se 0,15 para campos, 0,1 para floresta nativa e 0,14 para agricultura e reflorestamento. Para a calibração automática utilizou-se a função *absolute*, com o objetivo de manter a variabilidade espacial do parâmetro ao longo das sub-bacias.

A análise de sensibilidade preliminar indicou influência do parâmetro OV_N na sub-bacia de estudo, como pode ser observado no gráfico 26. O gráfico ilustra que, da mesma forma que os coeficientes de rugosidade de *manning* para os canais, um aumento no valor o OV_N resultou em atraso no pico de vazão e também na redução da vazão máxima para o mesmo.

Essa suavização do hidrograma é decorrente da maior rugosidade do terreno, definida pelos altos valores do parâmetro OV_N que reduz a velocidade do escoamento superficial.

A calibração automática indicou um valor de soma de 0,159 para o parâmetro. Esse valor representa praticamente uma duplicação dos valores de coeficiente de rugosidade de Manning para todas as URH. Os valores utilizados inicialmente para a simulação do modelo foram obtidos a partir do próprio banco de dados do modelo SWAT, dessa forma, essa necessidade de ajuste pode ser decorrente da variabilidade de uso e ocupação da terra na bacia que é simplificada pelo modelo, tanto em termos de variabilidade dentro da classe de uso da terra quanto a variabilidade espacial dentro dos pixels de 30 metros definidos no mapa de uso. Deve-se levar em consideração que pode ocorrer de que nem todos os parâmetros realmente apresentem significado físico. Alguns parâmetros podem perder o significado físico com o objetivo de compensar incertezas em outros parâmetros, nos dados de entrada e na própria formulação do modelo.

Gráfico 26 - Hidrogramas simulados para diferentes valores incrementais para OV_N para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.1.7 ALPHA_BNK

O modelo SWAT assume que durante os períodos em que o curso da água não recebe contribuição de chuvas, pode ocorrer que a água seja perdida do canal via transmissão lateral, pela parte inferior do canal e pela evapotranspiração. O volume de água armazenada no canal contribui pode retornar para o canal principal ou para um rio dentro da sub-bacia. O volume de

água adicionado ao rio via armazenamento da margem é dado pela equação:

$$V_{bnk} = bnk \cdot (1 - \exp[-\alpha_{bnk}]) \quad (15)$$

Em que, V_{bnk} consiste no volume de água adicionado ao rio por fluxos de retorno do armazenamento da margem (m^3), bnk consiste na quantidade de água armazenada na margem e α_{bnk} é a constante de recessão do fluxo da margem (ALPHA_BNK).

Em termos gerais, assume-se que quanto maior o valor da constante de recessão para o fluxo de margem (ALPHA_BNK) maior é o volume adicionado ao curso da água via armazenamento de margem e consequentemente maior será a vazão do rio. Entretanto, para a bacia de estudo, o parâmetro avaliado não apresentou sensibilidade. Com isso, assume-se que a contribuição via armazenamento de margem é irrelevante na bacia de estudo, possivelmente devido as características climáticas da região, sem grandes períodos secos, situação em que esse processo é mais significativo.

2.5.5.1.8 ESCO

O parâmetro ESCO é o coeficiente de compensação da evaporação do solo. Esse parâmetro é necessário devido a distribuição da demanda evaporativa ao longo do perfil do solo. O modelo SWAT assume que 50% da demanda evaporativa do solo é alcançada nos primeiros 10 mm (ou cm) de perfil do solo. O problema é que, em algumas situações, a camada superior do solo, devido a pequena espessura, estrutura e textura, não tem capacidade de armazenamento de água suficiente para suprir toda a demanda evaporativa.

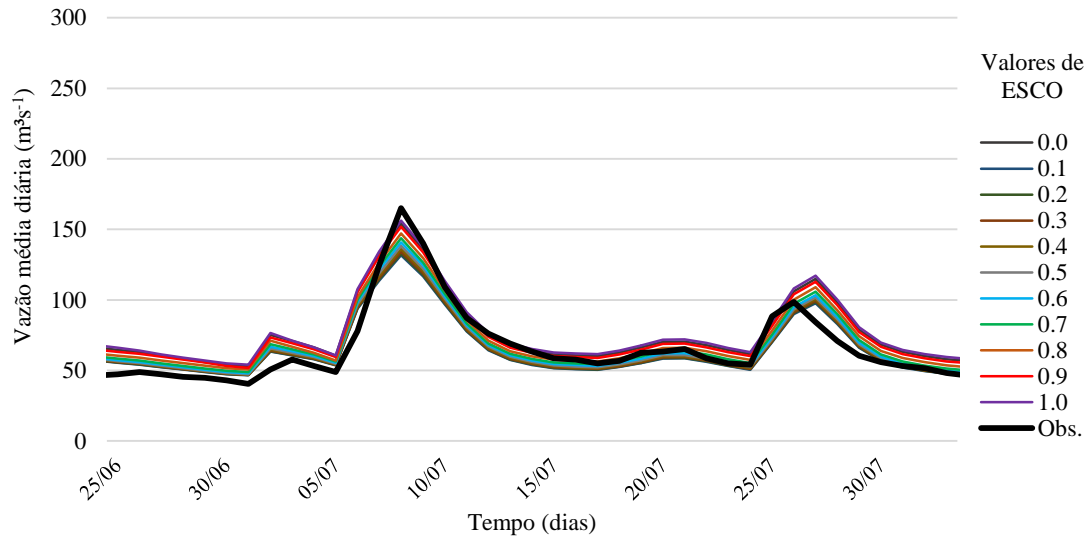
Essa incapacidade da camada de solo em alcançar a demanda evaporativa resulta na redução dos valores de evapotranspiração real e consequentemente tendem a aumentar a vazão no curso da água. A equação utilizada para a compensação da evaporação do solo é:

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \cdot ESCO \quad (16)$$

Em que, $E_{soil,ly}$ é a demanda evaporativa para a camada ly (mm), $E_{soil,zl}$ é a demanda evaporativa na delimitação inferior da camada do solo (mm), $E_{soil,zu}$ é demanda evaporativa na delimitação superior da camada do solo (mm) e ESCO é o coeficiente de compensação de evaporação do solo. O comportamento da vazão simulada em relação aos diferentes valores de ESCO são apresentados na figura 36. Observa-se que quanto maior o valor de ESCO maior é a vazão no

canal de drenagem.

Gráfico 27 - Hidrogramas simulados para diferentes valores incrementais para ESCO para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.1.9 EPCO

Semelhante ao parâmetro ESCO, o EPCO é o fator de compensação de absorção da planta. Ele se torna importante quando a camada superior no perfil do solo não contém água suficiente para satisfazer a absorção em potencial de água. A equação usada para calcular o potencial ajustado de água é:

$$w'_{up,ly} = w_{up,ly} + w_{demand} \cdot EPCO \quad (17)$$

Em que, $W'_{up,ly}$ é o potencial ajustado de absorção de água para a camada ly (mm), $w_{up,ly}$ é o potencial ajustado de absorção de água para a camada ly (mm), w_{demand} é a demanda de absorção de água não atendida pelas camadas sobrepostas do solo (mm), e EPCO é o fator de compensação de absorção da planta.

O fator EPCO pode variar de 0,01 a 1. A medida que o valor se aproxima de 1,0, o modelo permite que maior demanda da absorção de água seja atendida pelas camadas inferiores do solo. A medida que EPCO se aproxime de zero, o modelo permite uma variação menor de distribuição da profundidade. Esse parâmetro não apresentou sensibilidade para a bacia de estudo.

2.5.5.1.10 SURLAG

No caso de grandes bacias, em que o tempo de concentração é maior que um dia, nem todo o escoamento superficial atinge o canal principal no dia em que é gerado. O modelo SWAT considera esse efeito a partir do parâmetro SURLAG, que é considerado, no modelo, como um coeficiente de atraso do escoamento superficial. A quantidade de escoamento liberada para o canal principal é definida por:

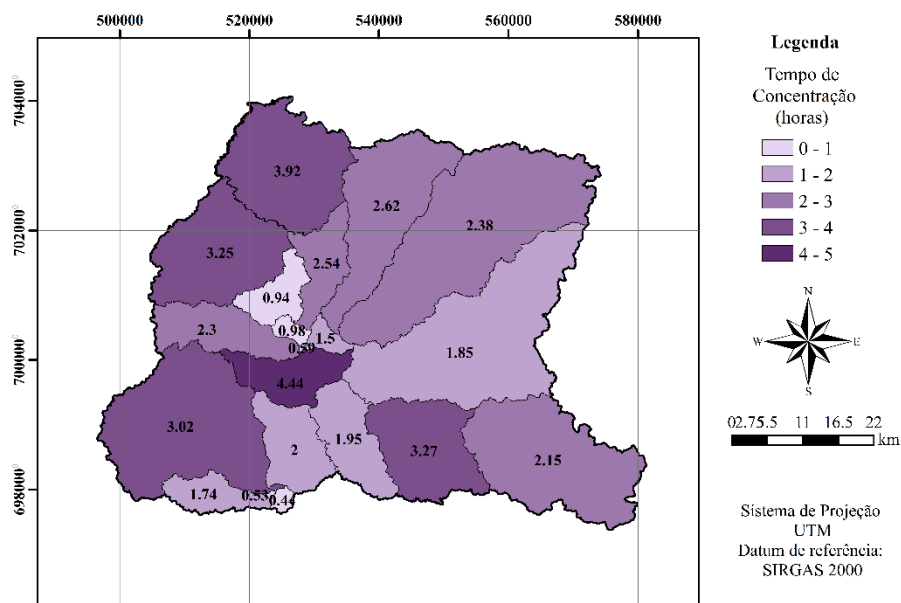
$$Q_{surf} = (Q'_{surf} + Q_{surf-1}) \left(1 - \exp \left[\frac{-surlag}{t_{conc}} \right] \right) \quad (18)$$

Em que, Q_{surf} é a quantidade de escoamento superficial descarregado no canal principal em um determinado dia (mm), Q'_{surf} é a quantidade de escoamento superficial gerado na sub-bacia em um determinado dia (mm), Q_{surf-1} é o escoamento superficial atrasado do dia anterior, $surlag$ é o coeficiente de atraso e t_{conc} é o tempo de concentração da sub-bacia.

Um valor de SURLAG igual a 0 (zero), indica que todo o escoamento superficial fica armazenado na bacia, de modo que a contribuição dessa sub-bacia para o canal principal, perante um evento de chuva, somente será verificada no dia posterior a ocorrência da mesma. Nesse caso, todo o escoamento superficial estaria mais atrasado. Valores mais altos de SURLAG correspondem a um menor armazenamento de água e consequentemente uma maior contribuição instantânea da sub-bacia para o canal principal.

A análise de sensibilidade de parâmetro não mostrou importância do parâmetro analisado na calibração do modelo. Essa baixa sensibilidade da BHM em relação ao parâmetro SURLAG está relacionada ao baixo tempo de concentração das sub-bacias definidas pelo modelo conceitual utilizado. Esse atraso no escoamento superficial é comum em sub-bacias com tempo de concentração maior que um dia, fato que não foi verificado no estudo, visto que todas as sub-bacias apresentaram um pequeno tempo de concentração do escoamento superficial, conforme pode ser observado na figura 11.

Figura 11 - Tempo de concentração do escoamento superficial para as 20 sub-bacias de estudo.



FONTE: Adaptado de RICARDO, 2019

2.5.5.1.11 CN2

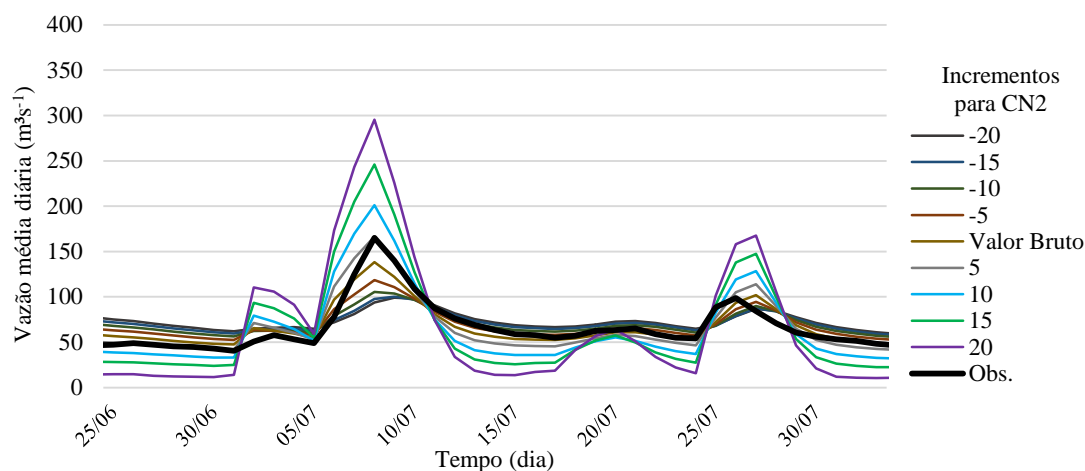
O parâmetro CN2 representa a Curva Número para a condição de umidade II, que considera uma umidade antecedente média, acima do ponto de murcha permanente e abaixo da máxima capacidade de retenção de água. Esse parâmetro é fundamental na modelagem do escoamento superficial quando o método do SCS *Curve Number* é utilizado, como é o caso do presente estudo.

Os valores de Curva Número para cada URH são obtidos a partir de tabelas que contém o uso da terra e o grupo hidrológico do solo. Além disso, cada valor de CN obtido ainda é corrigido em função da inclinação média da URH. Embora esses valores sejam calculados pelo SWAT, sua inserção no processo de calibração do modelo se justifica porque as simplificações realizadas nos dados de uso e ocupação da terra e das classes de solo resultam em uma simplificação potencializada dos valores de CN. Diante disso, a otimização com valores absolutos pode ajustar os valores de CN, com objetivo de aumentar a eficiência da calibração.

No gráfico 28 são apresentados os hidrogramas simulados para cada fator de adição utilizado na análise de sensibilidade prévia do parâmetro CN2. É evidente a alta sensibilidade do parâmetro avaliado. Um aumento do CN em termos absolutos em todas as URH de maneira semelhante resulta em um elevado aumento nas vazões de pico e uma drástica redução no

escoamento básico. Um aumento nos valores de CN reduz o parâmetro de retenção de água no solo, que é responsável por reduzir o escoamento superficial, conforme o modelo de cálculo utilizado. Ao mesmo tempo, como valores elevados de CN tendem a aumentar o escoamento superficial, tem-se uma redução na infiltração de água no solo, reduzindo a quantidade de água que escoar sub-superficialmente via escoamento lateral e via escoamento subterrâneo, responsáveis pela manutenção da vazão básica.

Gráfico 28 - Hidrogramas simulados para diferentes valores incrementais de CN2 para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

A calibração automática indicou um fator de incremento para o CN2 de -1,85. O que pode indicar que os valores de CN2 obtidos pelo modelo, a partir dos dados de entrada de uso e ocupação da terra e de tipo de solo, estão coerentes com o comportamento real da bacia hidrográfica.

2.5.5.3 Avaliação do balanço hídrico na BHM com base nos resultados obtidos na calibração e validação do modelo.

O balanço hídrico anual, resultado da calibração do modelo, é apresentado na tabela 12. Observa-se que grande parte da chuva foi utilizada para suprir o reservatório de evapotranspiração, cerca de 47 %. A importância da evapotranspiração na área de estudo é resultado dos diversos usos da terra na bacia, como campo, floresta nativa e reflorestamento, que apresentaram alta cobertura vegetal na superfície e grande interceptação (e posterior evapotranspiração) e o índice de área foliar.

Tabela 12 - Balanço hídrico anual obtido a partir da calibração do modelo

Ano	Chuva (mm)	Escoamento Superficial (mm)	Escoamento Subsuperficial (mm)	Escoamento subterrâneo (mm)	Evapotranspiração Real (mm)	Evapotranspiração Potencial (mm)
1979	1669	274	177	456	713	976
1980	1776	311	190	499	740	942
1981	1127	87	110	240	740	973
1982	1780	285	194	515	732	950
1983	2514	704	262	799	732	875
1984	1702	322	170	451	755	937
1985	1097	106	107	215	723	1032
1986	1346	155	123	194	745	1034
1987	1593	245	169	429	755	959
1988	1361	162	143	307	729	1025
1989	1478	184	156	393	774	986
Média	1586	258	164	409	740	972

FONTE: Próprio autor, 2019

O modelo indicou que 53% da chuva anual foi convertida em escoamento, dividido em escoamento subterrâneo (48,4%), escoamento sub superficial (19,4%) e escoamento superficial (30,5%). A importância da contribuição subterrânea na regularização das vazões na bacia de estudo já havia sido observada a partir da alta sensibilidade dos parâmetros do modelo referentes a vazão básica, como o ALPHA_BF e o GWQMN.

A análise do significado físico dos parâmetros indicou ainda uma baixa ocorrência do fenômeno REVAP e baixa contribuição do armazenamento de margem na bacia de estudo. Ambos os processos são mais comuns em regiões caracterizadas por períodos de estiagem ao longo do ano, raro na BHM devido às chuvas bem distribuídas ao longo do ano, como visto anteriormente.

2.5.5.4 Calibração e validação do fluxo diário de sedimentos

Os resultados de calibração e validação do fluxo diário de sedimentos no exutório da BHM são apresentados na tabela 13. Segundo a classificação de Santhi et al. (2001), o resultado da calibração do modelo foi considerado como muito bom ($NSE \geq 0,65$) e a validação satisfatória ($0,54 > NSE \geq 0,50$). Esses valores vão ao encontro dos encontrados em outros trabalhos no Brasil de estimativa de produção de sedimentos com o modelo SWAT. Lopes (2008) encontrou valores de NSE maiores que 0,50, Paim e Menezes (2009) obtiveram NSE de 0,60, Lubitz (2009) obteve 0,84 de NSE e Baltokoski et al. (2010) encontraram valores de 0,68.

Tabela 13 - Valores das funções objetivos encontrados na calibração e validação do modelo SWAT para o fluxo de sedimentos diários.

	Calibração	Validação
Nash-Sutcliffe (-)	0,71	0,52
MSE	36000	250000
SSQR	3700	180000
Pbias	-23,9	-39,9
RSR	0,54	0,69
VOL_FR	0,81	0,71
Desvio da média	35,78	91,1

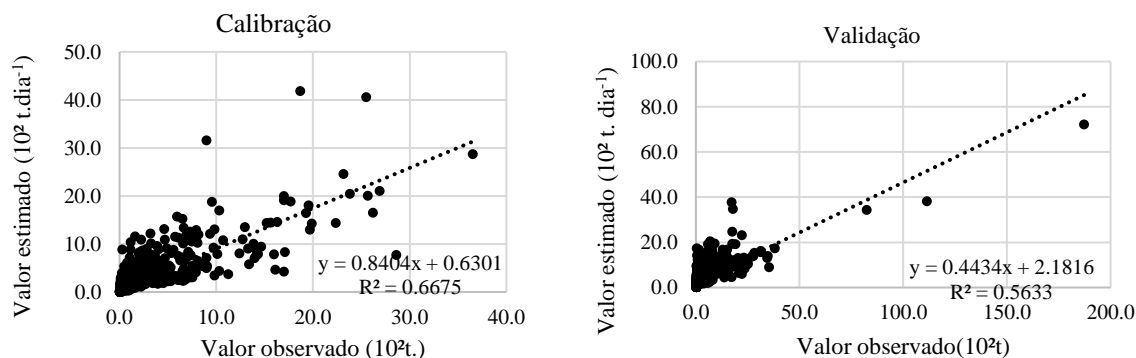
*MSE- Mean Square Error; SSQR- Sum of the Square of the Difference of Residues, Pbias – Percent Bias; RSR – Root Square Residue.

Fonte: Próprio autor, 2019

Os valores obtidos para MSE, SSQR e RSR foram elevados o que indica erros do modelo na simulação, nos períodos de calibração e validação. O valor negativo, encontrado para o indicador *Pbias*, indica uma subestimativa do fluxo diário de sedimentos (-23,9) o que difere dos resultados para o desvio de média que indicou uma superestimativa de 35,78 toneladas nos valores estimados em relação aos observados. O mesmo ocorreu no período de validação com *Pbias* de -39,9 e desvio de média de 91,1. Essa divergência pode ser decorrente da instabilidade do modelo em representar o fluxo de sedimentos, pois ora tendeu em superestimar o fluxo de sedimentos e ora em subestima-lo.

Os diagramas de dispersão e os coeficientes de determinação para os períodos de calibração e validação do modelo estão dispostos no gráfico 29, e confirmam a hipótese de variação entre subestimativa e superestimativa do fluxo de sedimentos pelo modelo. Destaca-se no período de validação uma tendência do modelo em subestimar o fluxo de sedimentos nos dias em que a série sintética apresentou altos valores de fluxo.

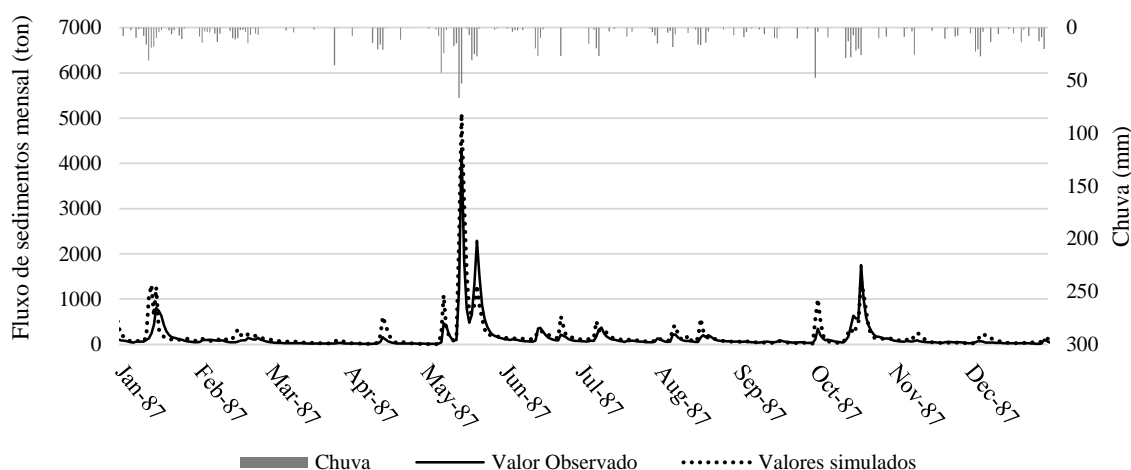
Gráfico 29 - Diagramas de dispersão das vazões simuladas pelos modelos e observadas nos períodos de calibração e validação



Fonte: Próprio autor, 2019

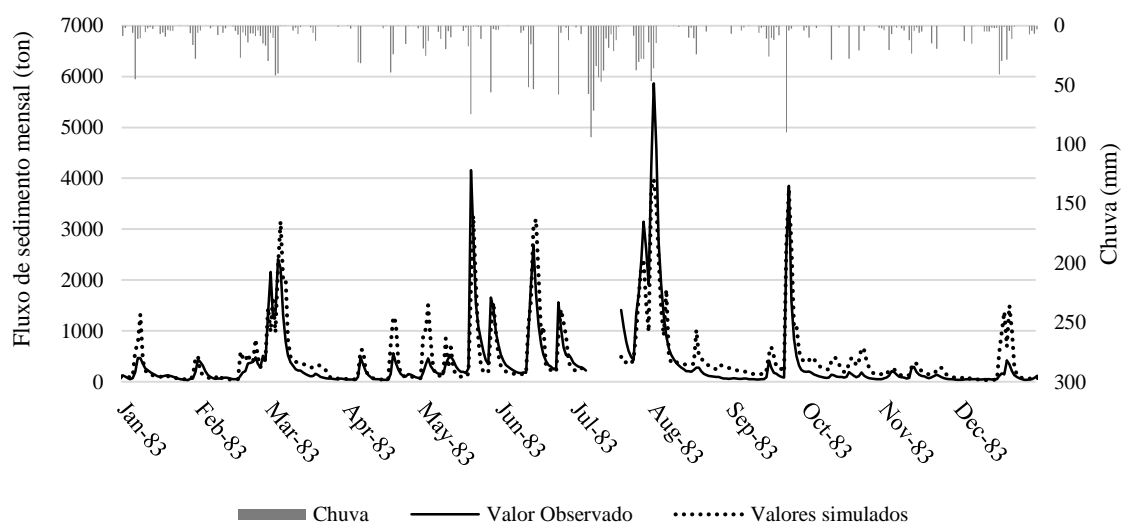
A análise visual dos dados observados e estimados pelo modelo confirma a sub e superestimativa do fluxo de sedimentos pelo modelo. Nos gráficos 30 e 31 são apresentados, respectivamente, os hidrogramas estimados e observados para o ano de 1987, um ano de pouca anomalia climática em que a chuva total anual foi semelhante à média histórica e de 1983, ano mais chuvoso da série. O comportamento do fluxo de sedimentos estimados em relação ao observado confirma a tendência de ora subestimativa e ora superestimativa do modelo. O que se observa, principalmente no gráfico 31, é que o modelo tendeu a superestimar os menores picos de fluxo de sedimentos e subestimar os picos maiores. Os demais anos estão representados no apêndice II.

Gráfico 30 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1987



Fonte: Próprio autor, 2019

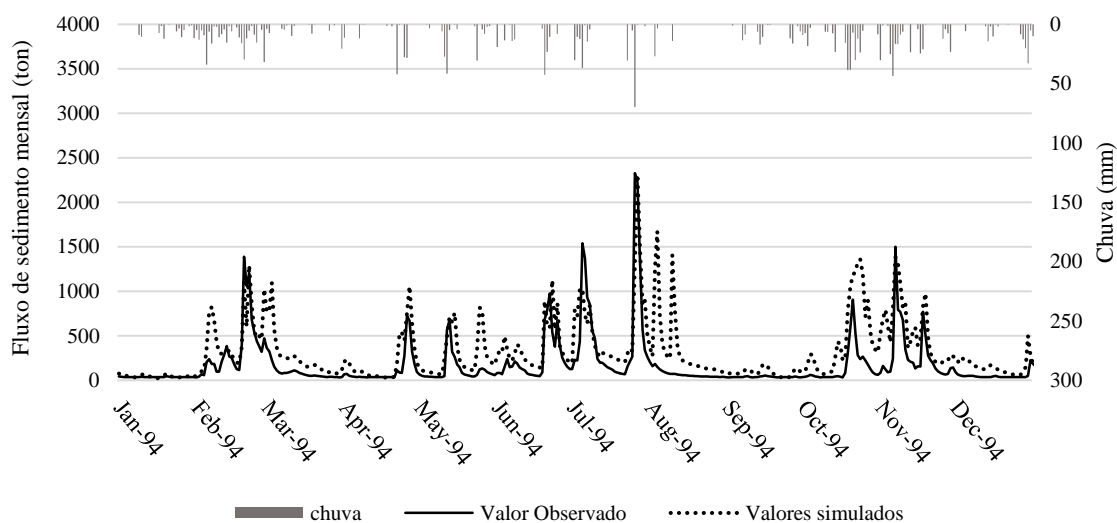
Gráfico 31 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1983



Fonte: Próprio autor, 2019

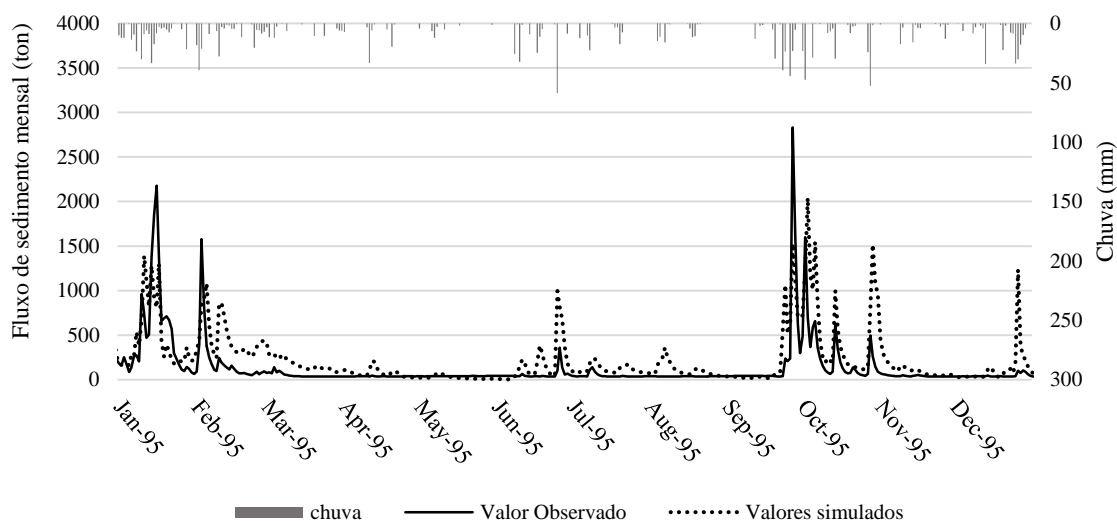
Nos gráficos 32 e 33 estão apresentados os dados observados e simulados para o fluxo de sedimentos para os anos de 1994 e 1995, correspondentes ao período de validação do modelo. Destaca-se o padrão de superestimativa dos valores estimados para o fluxo de sedimentos em relação aos valores observados. Esse fato, pode ser um indicativo de que as condições na bacia foram alteradas ao longo do tempo, resultando em um inadequado ajuste do modelo em relação aos dados observados. Essa afirmação será melhor abordada no item 1.5.3.

Gráfico 32 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1994



Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 33 - Fluxo de sedimentos observados e estimados em escala diária para o ano de 1995



Fonte: Próprio autor, 2019

A frequência de dados em que o modelo atingiu o valor observado com limiar de erro de até +/-15% (análise de frequência de acertos) foi de 19,5%. Ou seja, em apenas 19,5% dos dias avaliados o modelo captou o valor de fluxo de sedimentos com um desvio de no máximo 15% do fluxo de sedimentos observados a partir da série sintética. Na validação, o valor foi ainda menor, com uma frequência de acerto de 7,5% e uma superestimativa dos dados de aproximadamente 77%.

Embora o modelo tenha apresentado divergências em relação aos dados observados, os resultados encontrados para as funções objetivo, NSE e Pbias são considerados adequados na representação do fluxo de sedimentos. Deve-se levar em conta que o modelo foi calibrado utilizando como base uma série sintética de sedimentos obtida a partir de equações de regressão, dotadas de erros estatísticos. Portanto, os valores brutos obtidos neste trabalho devem ser analisados levando em conta os erros do processo de calibração do modelo adicionados aos provenientes do ajuste de regressão.

2.5.5.5 *Análise de sensibilidade e caracterização do significado físico dos parâmetros modelados para o fluxo de sedimentos*

2.5.5.5.1 SPexp

O modelo SWAT admite que parte dos sedimentos que atinge os cursos de água pode ser depositada no canal quando a concentração de sedimentos superar a máxima concentração de sedimentos do mesmo. No método de *Bagnold*, utilizado neste estudo, a quantidade máxima de sedimentos que pode ser transportada pelo canal é função da máxima velocidade da água no canal, obtida pela equação:

$$conc_{sed,ch,mx} = c_{sp} \cdot v_{ch,pk}^{spexp} \quad (19)$$

Em que $conc_{sed,ch,mx}$ é a concentração máxima de sedimentos que pode ser transportada pela água (kg.L^{-1} ou ton.m^{-3}), c_{sp} é um coeficiente definido pelo usuário, $v_{ch,pk}$ é a maior velocidade do canal e $spexp$ é um expoente definido pelo usuário. O parâmetro exponencial, $spexp$, varia normalmente entre 1.0 e 2.0 (ARNOLD et al., 1995) e a concentração máxima de sedimentos tende a diminuir à medida que o parâmetro assume valores mais elevados.

O modelo SWAT assume que quando a concentração de sedimentos na água do rio é maior que a concentração máxima, o processo dominante no curso da água é a deposição, fazendo diminuir o fluxo de sedimentos que atinge o exutório da bacia. Nas situações em que a concentração de sedimentos na água do rio é menor que a concentração máxima, o processo de degradação do canal torna-se predominante. As equações 20 e 21 são utilizadas pelo modelo para estimar a deposição e a degradação do canal.

Se $conc_{sed,ch,i} > conc_{sed,ch,mx}$, então:

$$Sed_{dep} = (conc_{sed,ch,i} - Conc_{sed,ch,max}) \cdot V_{ch} \quad (20)$$

Se $conc_{sed,ch,i} < conc_{sed,ch,mx}$, então:

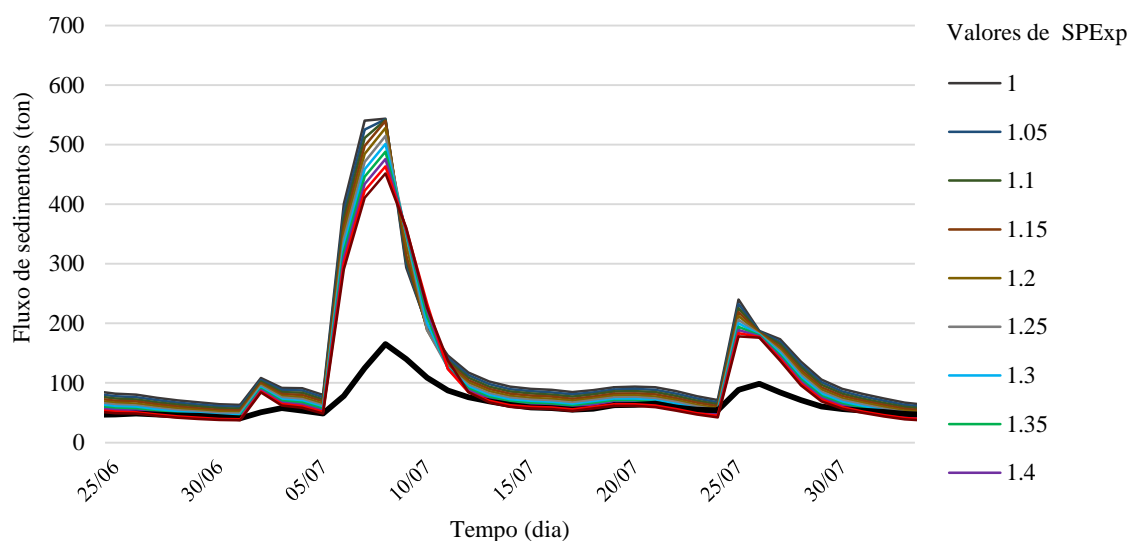
$$Sed_{deg} = (conc_{sed,ch,max} - Conc_{sed,ch,i}) \cdot V_{ch} \cdot K_{CH} \cdot C_{CH} \quad (21)$$

Em que, $conc_{sed,ch,i}$ é a concentração de sedimentos inicial no curso da água ($kg\ L^{-1}$ ou $t\ m^{-3}$), $conc_{sed,ch,max}$ é a concentração máxima de sedimentos que pode ser transportada pela água ($kg\ L^{-1}$ ou $t\ m^{-3}$); Sed_{dep} é a quantidade de sedimentos depositada no curso da água (t); Sed_{deg} é a quantidade de sedimentos carregados novamente o curso da água (t) V_{ch} é o volume de água no curso da água ($m^3\ H_2O$); K_{CH} é o fator de erosão do canal e C_{CH} é o fator cobertura do canal.

A quantidade de sedimentos transportados pelo canal é resultado da quantidade de sedimentos que chega ao canal mais os sedimentos carregados via erosão do canal subtraindo a quantidade depositada. Assume-se então que quanto maior o valor de SPexp, menor será a concentração máxima de sedimentos e consequentemente maior será a deposição no canal, reduzindo a quantidade de sedimentos que alcança o exutório da bacia.

Este comportamento é representado no gráfico 34, na qual observa-se a variação dos valores de fluxo de sedimentos no exutório em relação as variações do parâmetro SPExp. Verifica-se que os maiores valores de SPExp resultaram em valores menores de fluxo de sedimentos. A análise de sensibilidade prévia indicou melhores valores de NSE para os valores mais altos de SPExp, portanto, o parâmetro foi fixado em 1,5.

Gráfico 34 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de SPexp para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.5.2 SPcon

Esse parâmetro representa o C_{sp} da equação 19, portanto ele influi na concentração máxima de sedimentos que pode ser transportada pelo canal. É um parâmetro diretamente proporcional a concentração máxima e, portanto, ao fluxo de sedimentos. Como inicialmente o modelo tendeu a superestimar o fluxo de sedimentos, na calibração manual esse parâmetro se manteve em valores mínimos (0,0001).

2.5.5.5.3 PRF_BSN

O parâmetro PRF_BSN se insere no modelo no cálculo da velocidade mais elevada possível do canal também utilizada para o cálculo da concentração máxima de sedimentos. A velocidade mais alta do canal é obtida por:

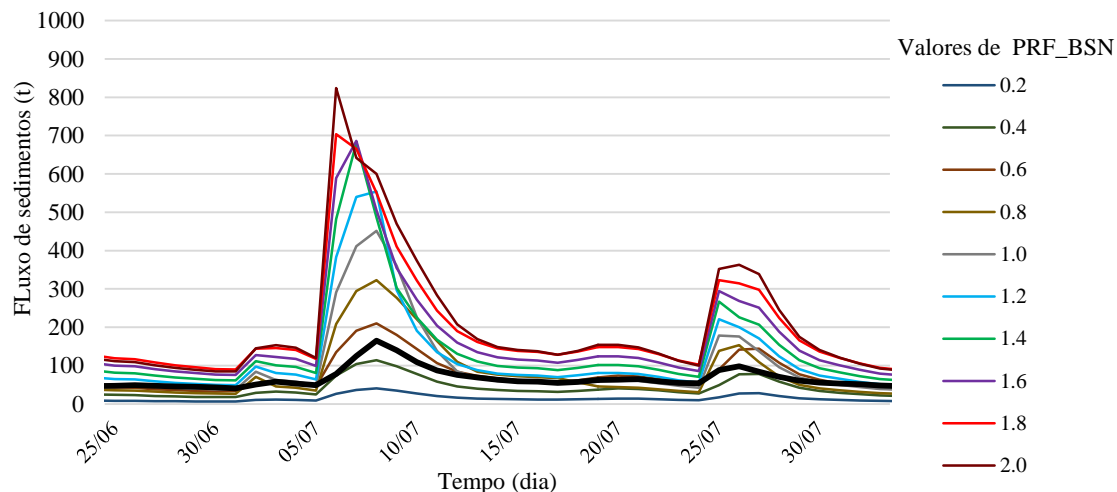
$$V_{ch,pk} = \frac{q_{ck.pk}}{A_{ch}} \quad (22)$$

Em que, $V_{ch,pk}$ é a velocidade mais alta do canal; A_{ch} é a área da secção transversal do fluxo do canal e $q_{ck.pk}$ é a maior taxa de fluxo ($m^3.s^{-1}$). A maior taxa de fluxo é definida como:

$$q_{ck.pk} = Prf \cdot q_{ch} \quad (23)$$

Onde, $q_{ck.pk}$ é a taxa de fluxo máxima ($m^3.s^{-1}$); q_{ch} é a área da secção transversal de fluxo e Prf é o fator de ajuste da taxa mais alta correspondente ao parâmetro PRF_BSN. A partir das equações assume-se que quanto maior o fator de ajuste utilizado, maior será a taxa de fluxo máxima e consequentemente a velocidade mais alta do canal. O parâmetro PRF_BSN é, portanto, diretamente proporcional a concentração máxima de sedimentos e, assim, ao fluxo de sedimentos que atinge o exutório da bacia. Esse comportamento é bem representado no gráfico 35. Como observado, o parâmetro PRF_BSN apresentou alta sensibilidade, com valores ótimos em torno de 1,0.

Gráfico 35 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de PRF_BSN para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

2.5.5.5.4 CH_ERODMO

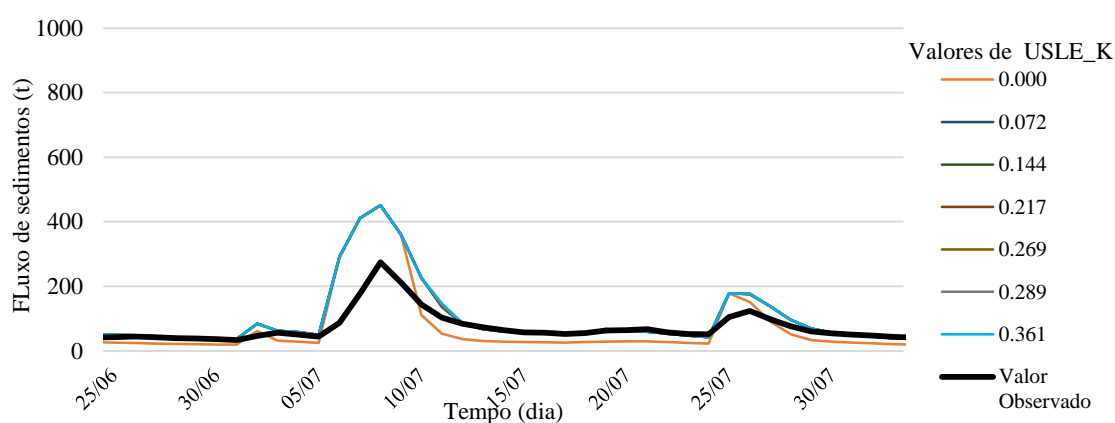
O parâmetro CH_ERODMO representa o fator erodibilidade do solo no canal. No método de *Bagnold* este fator é utilizado nas equações 20 e 21 para o cálculo da quantidade de sedimentos carregados de volta para o canal. É conceitualmente similar ao fator erodibilidade do solo da equação USLE. Seu valor depende das propriedades dos materiais de margem e leito do canal. De acordo com o manual do SWAT, seus valores são normalmente mais baixos que os valores de erodibilidade do solo, indicando maior resistência a desagregação e transporte. O parâmetro não se apresentou sensível na análise de sensibilidade, o que pode ser resultado da

manutenção do valor 0 (zero) no parâmetro CH_COV na entrada do modelo que anulou o efeito da erosão do canal na simulação.

2.5.5.5.5 USLE_K

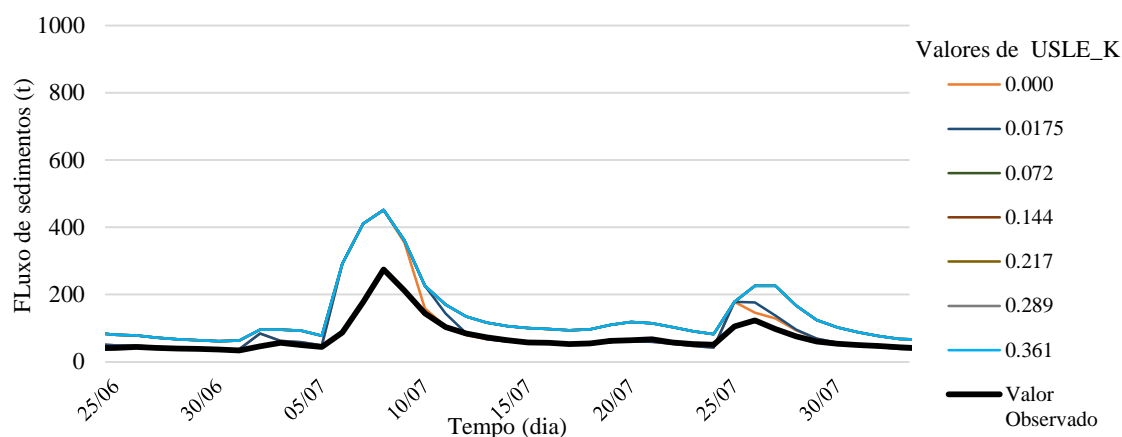
O parâmetro USLE_K representa o valor K, erodibilidade do solo, na equação da MUSLE, utilizada pelo modelo para o cálculo da produção de sedimentos. Assim como os demais parâmetros da equação da MUSLE, seu valor é dependente da produção de sedimentos. A análise de sensibilidade para este parâmetro foi realizada separadamente para cada grupo hidrológico de solo, afim de expressar a variação de erodibilidade entre os mesmos. Nos gráficos 36, 37 e 38 são apresentadas as análises de sensibilidade do fator USLE_K para as classes de solo; Neossolo, Cambissolo e para os solos do grupo hidrológico B, respectivamente.

Gráfico 36 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de USLE_K para a classe de solo Neossolo para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



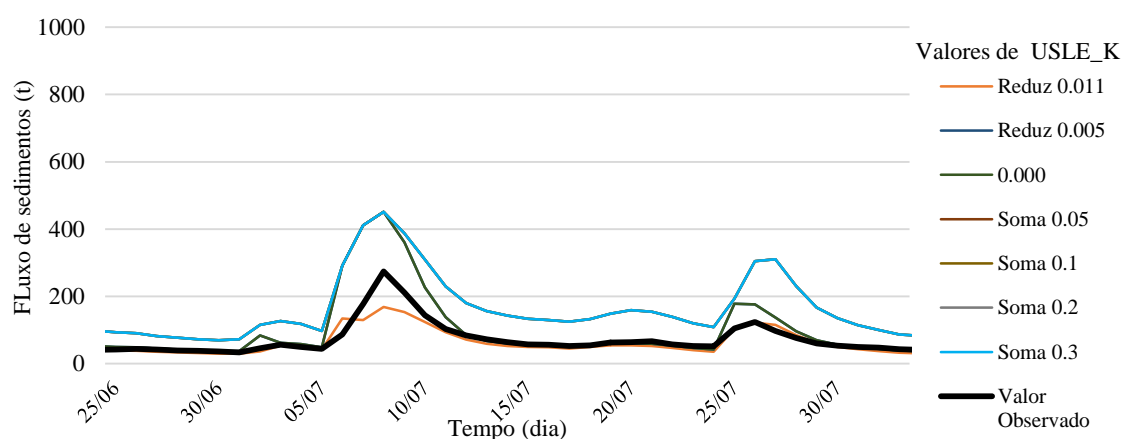
Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 37 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de USLE_K para a classe de solo Cambissolo para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979



Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 38 - Fluxo de sedimentos simulados para diferentes valores de USLE_K para as classes de solo do grupo hidrológico B para o período entre os dias 26 de junho a 03 de agosto de 1979

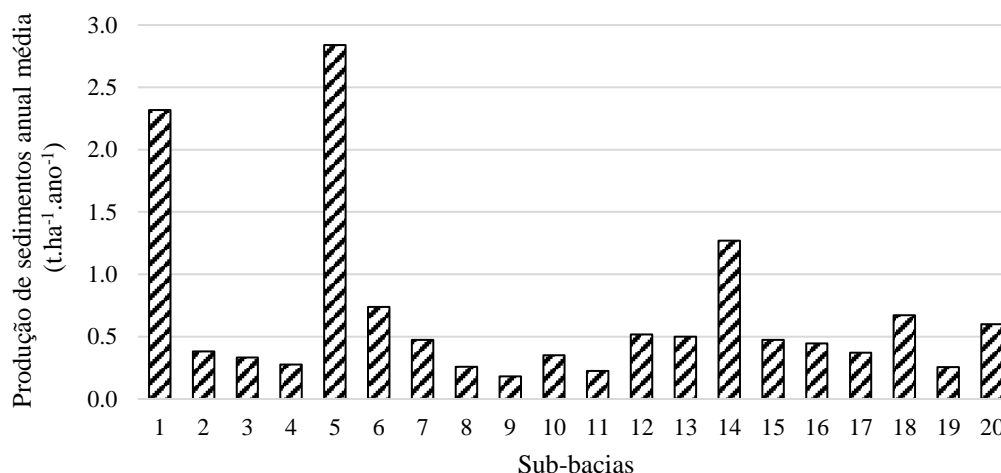


Fonte: Próprio autor, 2019

Percebe-se nos gráficos apresentados que com exceção dos valores nulos, os demais valores de USLE_K não apresentaram sensibilidade. Isso é um indicativo de que a utilização de valores mais precisos do fator K neste estudo não resultaria em grandes diferenças nos resultados de simulação do modelo. Obviamente, esse fato pode ser resultado da combinação dos parâmetros utilizados que pode ter reduzido a importância do fator K na presente simulação.

2.5.6 Análise da distribuição espacial da produção de sedimentos nas sub-bacias de estudo

O gráfico apresentado no gráfico 39 apresenta a média da produção de sedimentos anual para as sub-bacias de estudo.

Gráfico 39 - Produção de sedimentos média ($t\ ha^{-1}\ ano^{-1}$) para as 20 sub-bacias de estudo

Fonte: Próprio autor, 2019

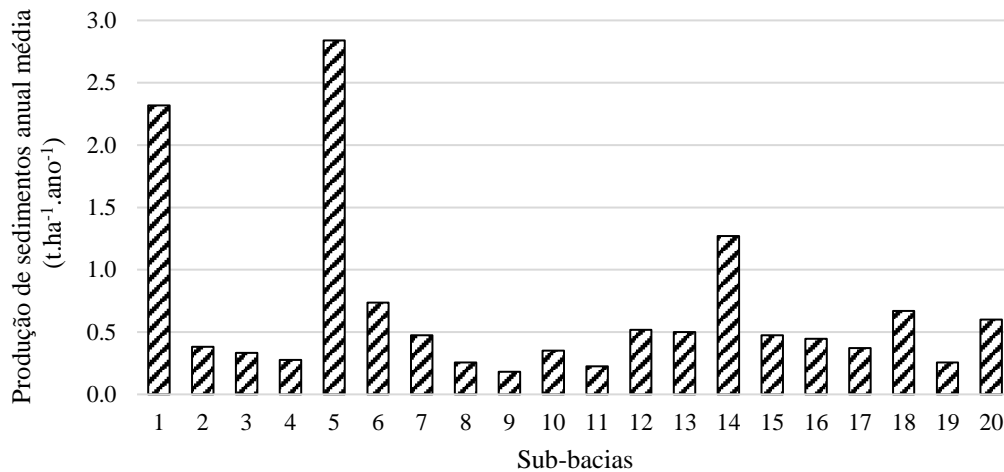
A sub-bacia 5 apresentou a maior produção de sedimentos na BHM. Trata-se de uma sub-bacia com alta declividade (mais de 34% da área apresenta declividades acima de 20%) e com predomínio do solo Neossolo Litólico (52,23%) e Cambissolo Húmico (46,75%). Os solos da classe Neossolo Litólico, além de se localizarem nas áreas mais elevadas e de maior declive do relevo, apresentam em sua constituição elevada porcentagem de areia e silte, além de baixo conteúdo de matéria orgânica no solo. Ainda, apresentou pequena profundidade do perfil com baixa capacidade de infiltração e armazenamento de água. Isso resulta em uma baixa agregação das partículas do solo o que facilita a etapa de desagregação. O valor de erodibilidade do solo utilizado para este estudo foi de $0,269\ t\ h\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$, portanto, alto.

A sub-bacia 14 também apresenta predomínio de Neossolo Litólico (37,91%) e Cambissolo Húmico (52,26%), com um relevo forte ondulado em mais de 27% da área formada com declividades maiores que 20%. Entretanto, observa-se que a sub-bacia 14 apresenta valores de produção de sedimentos bem menores que na sub-bacia 5. Esse comportamento demonstra a importância do uso da terra no controle da erosão hídrica. Enquanto a sub-bacia 5 apresenta 40% de sua área coberta por vegetação nativa e reflorestamentos, a sub-bacia 14 tem 70% da área dominada por essas vegetações florestais. Embora as áreas de reflorestamento sofram mais com a erosão que as áreas de vegetação nativa, no presente estudo os valores de C_{USLE} de 0,0001 foram utilizados para os dois tipos de cobertura, devido as associações entre os usos da terra da bacia e o banco de dados disponibilizado pelo modelo SWAT. Essa maior área de vegetação nativa e reflorestamentos na bacia 14, aumenta a cobertura do solo reduzindo a erosão hídrica.

Além disso, as raízes de espécies arbóreas atuam sobre as propriedades físicas e químicas do solo, aumentando a infiltração e reduzindo o escoamento superficial.

Na figura 12 é apresentada a distribuição espacial da produção de sedimentos nas sub-bacias do estudo. A sub-bacia 1 também se destacou na quantidade de sedimentos produzidos. Isso também está relacionado à alta declividade e a presença de Neossolo Litólico (30,9%).

Figura 12 - Produção de sedimentos média ($t\ ha^{-1}\ ano^{-1}$) distribuída nas 20 sub-bacias de estudo

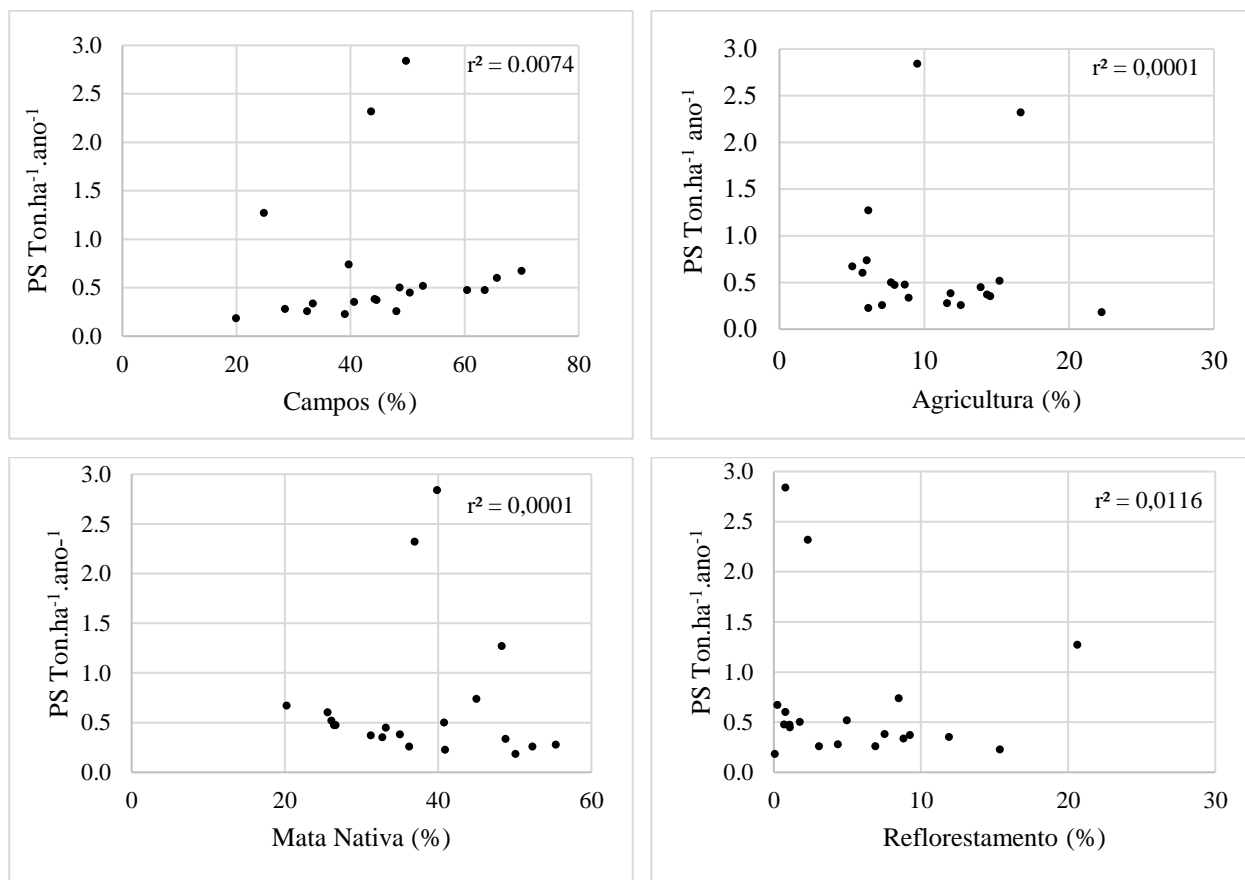


Fonte: Próprio autor, 2019

Observa-se que as três sub-bacias que apresentaram maiores valores de sedimentos têm a maior presença de solos da classe Neossolo Litólico e nas áreas de maior declive. Isso mostra que o modelo acabou sendo mais sensível ao tipo de solo e declividade do que efetivamente pelo uso da terra. Ambos fatores entram no modelo pela equação da MUSLE, na forma de K_{usle} para o tipo de solo, C_{usle} para a cobertura do solo e LS_{usle} para o fator topografia. Como os valores de K_{usle} variam dez vezes mais do que os valores de C_{usle} neste estudo, o modelo SWAT tornou-se mais sensível a classe de solo do que efetivamente ao uso da terra.

A menor relevância do uso da terra é exposta também nos menores valores de erosão no centro e oeste da bacia dominadas por Nitossolo Bruno e Latossolo Bruno, que são constituídos principalmente por argila, permitindo uma melhor consolidação e estruturação do solo, reduzindo sua erodibilidade. A baixa correlação encontrada entre a produção de sedimentos e os diferentes tipos de uso do solo, nestes solos (Gráfico 40) reforça essa hipótese de que o modelo, com os parâmetros utilizados, foi pouco sensível as alterações de uso da terra.

Gráfico 40 - Gráficos de correlação entre os usos da terra e a perda de solo (OS)

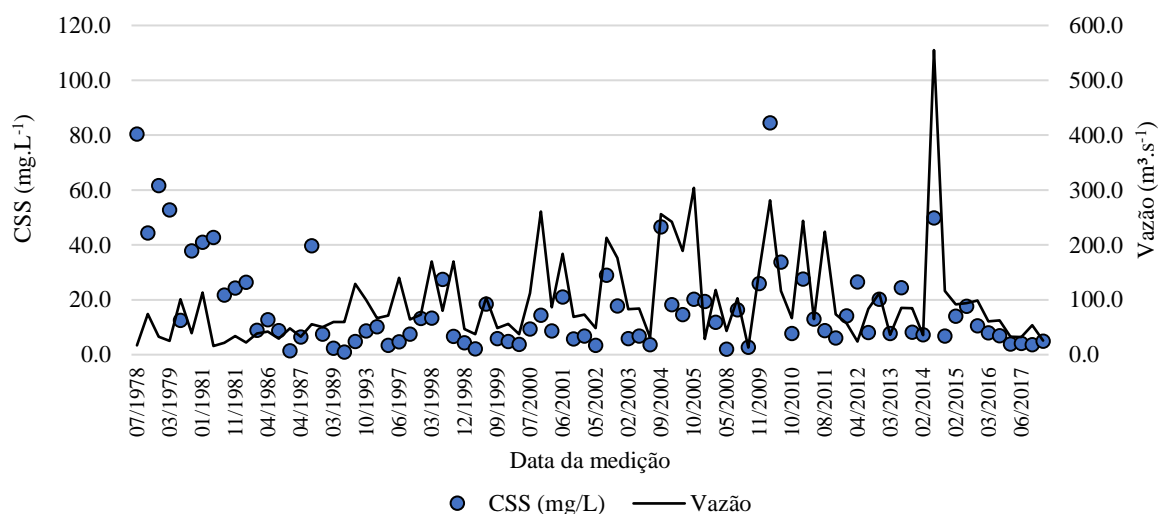


FONTE: Próprio autor, 2019

2.5.7 Influência da semeadura direta no fluxo de sedimentos na BHM

No gráfico 41 é apresentada a série histórica de concentração de sólidos em Suspensão (C_{ss}) (mg L^{-1}) e da vazão medida no momento da coleta na estação fluviométrica do Passo Marombas. Os dados de vazão foram representados a partir de linhas contínuas somente para facilitar a visualização. Observa-se na figura que as medições realizadas na década de 1980 apresentavam altos valores de concentração de sedimentos, mesmo em períodos com vazão baixa. A primeira coleta, por exemplo, apresentou uma concentração de sedimentos de $80,42 \text{ mg L}^{-1}$ em um período em que a vazão se encontrava em $16,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Gráfico 41 - Concentração de sólidos em suspensão e vazão para as medições realizadas na estação fluviométrica de Passo Marombas



Fonte: Próprio autor, 2019

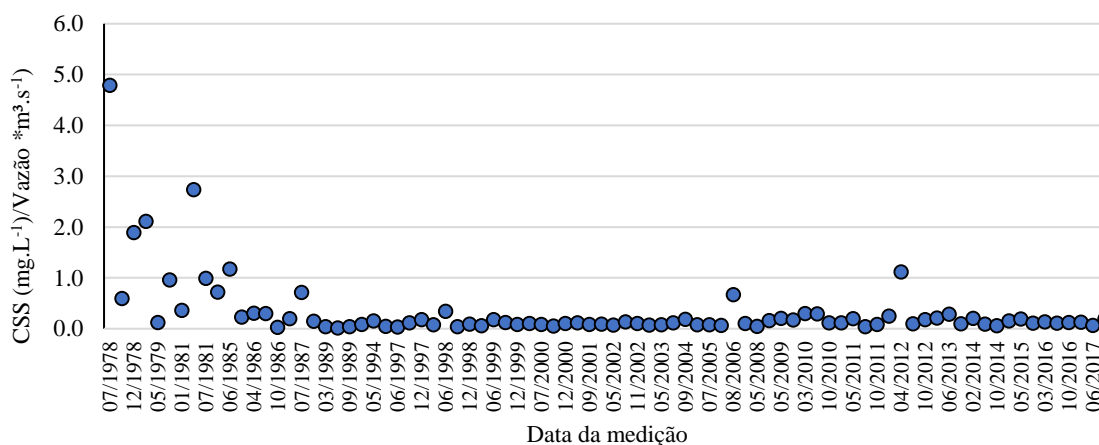
A relação entre a concentração de sedimentos e a vazão pode ser melhor avaliada no gráfico 42, no qual se realizou uma simplificação, na qual a CSS foi dividida pela vazão média medida no momento da coleta. Essa simplificação foi realizada com base na importância do escoamento superficial na produção de sedimentos. Pressupõe-se aqui que quanto maior a vazão do rio maior é o escoamento superficial decorrente nos dias anteriores a coleta.

No gráfico 42 evidencia-se a presença de maiores valores da concentração de sedimentos durante as medições realizadas na década de 1980. A partir da década de 1990 percebe-se que ocorreu redução nos valores de concentração de sedimentos, mesmo em eventos de maior vazão. Alguns exemplos ao longo da série destacam esse comportamento. No dia 19 de setembro de 1978, por exemplo, uma medição apontou 44,31 mg L⁻¹ para uma condição de vazão de 74,3 m³ s⁻¹. Uma vazão semelhante a essa foi observada em 11 de dezembro de 1997, entretanto a CSS foi de 11,15 mg L⁻¹. Vários fatores podem intervir na concentração de sedimentos, não estritamente relacionado a vazão do rio. Entretanto, os gráficos 41 e 42 demonstram uma sistematização dos resultados, nos quais, a concentração de sedimentos reduziu a partir da década de 90 mesmo em eventos que resultaram em maiores valores de vazão.

O comportamento observado nas séries de sedimentos coletados na seção de saída da bacia pode servir como base para aceitação da hipótese de que o aumento de área de cultivo na forma de SD, reduziu o fluxo de sedimentos mesmo que isso tenha representado aumento da área de cultivo agrícola em relação área total da bacia de estudo. Percebe-se nos dados apresentados na revisão bibliográfica que a quantidade de áreas de cultivo na forma de SD direta

aumentou consideravelmente em Santa Catarina, principalmente a partir da década de 1990, decorrendo, com consequente redução do fluxo de sedimentos, conforme se observa no gráfico 41. Esses resultados estão de acordo com o que foi encontrado por Bertol et al. (2007) e Leite et al. (2009) que mostraram que a SD reduziu as perdas de solo e água em torno de 84 e 59%, respectivamente, em comparação ao sistema de preparo convencional.

Gráfico 42 - Simplificação da CSS em relação vazão para as medições realizadas na estação fluviométrica de Passo Marombas



FONTE: Próprio autor, 2019

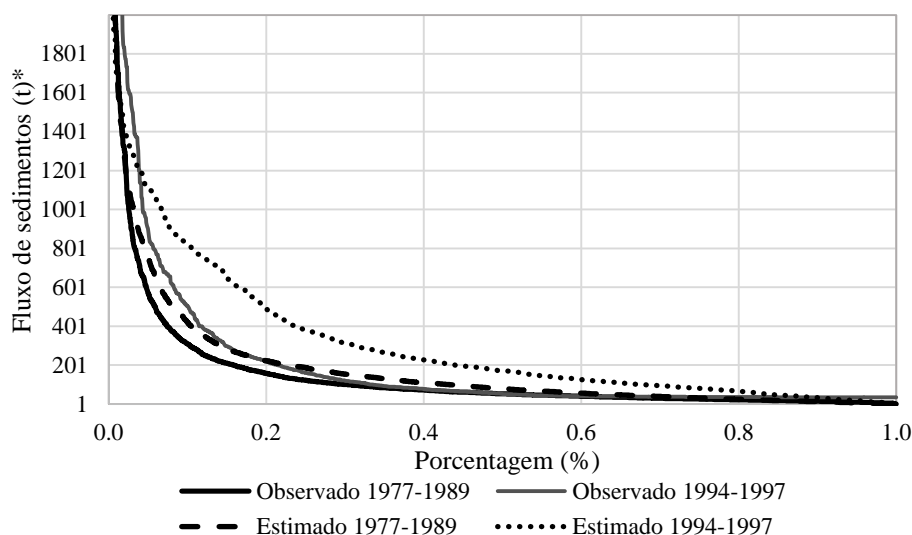
Outro indicativo da eficiência da SD na redução do fluxo de sedimentos na bacia provém dos próprios resultados da calibração e validação do modelo hidrológico. Verifica-se um comportamento sistêmico das diferenças dos resultados decorrentes da calibração e da validação do modelo. Observa-se nos gráficos 30 a 33 em que o modelo tendeu a superestimar os valores de maneira mais intensa no período de validação do que no período de calibração. Pode-se considerar que o modelo foi parametrizado nas condições agrícolas da década de 1980, e por isso refletiu em maior produção de sedimentos no período de validação. Entretanto, no sistema real, a produção de sedimentos pode ter reduzido consideravelmente devido a mudança de uso da terra com implementação da SD na região, o que fez com que os dados fossem superestimados pelo modelo.

Essa superestimativa da validação em relação ao período de calibração e aos dados observados é também observada no gráfico 43 por meio da curva de permanência dos dados de fluxo de sedimentos para os períodos analisados. Os valores estimados para o período de 1994 a 1997 são mais elevados tanto quando comparados com o período de calibração quanto com os dados observados. Esse desvio maior encontrado nos dados estimados na validação em

relação ao período de calibração, em parte, é resultado da série de vazões utilizadas, que se apresentou maior neste período, como pôde ser observado no gráfico 9. Uma maior vazão no rio sugere um maior escoamento superficial que é determinante na erosão hídrica do solo.

A diferença entre os dados obtidos pela calibração e validação em relação aos dados observados também chama a atenção. Assim como nos hidrogramas e nos índices estatísticos percebe-se uma superestimativa maior no período de validação. Essa representação, na forma de curva de permanência, evidencia novamente que algum fator fez com que o modelo não conseguisse representar os dados de maneira adequada durante a calibração. Esse fato pode servir como evidência para confirmar a tese de que o aumento das áreas de SD reduziu a erosão hídrica na região de estudo.

Gráfico 43 - Curva de permanência do fluxo de sedimentos observados e estimados pelo modelo.



* Os valores de fluxo de sedimentos são mais elevados que apresentados no gráfico. Os valores foram suprimidos para facilitar a visualização.

FONTE: Próprio autor, 2019

A substituição do preparo convencional no fim da década de 1980 pela SD refletiu principalmente na manutenção da cobertura sobre a superfície do solo e na eliminação do preparo mecânico. A cobertura do solo por resíduos culturais atua de duas maneiras sobre o processo erosivo, intercepta as gotas de chuva dissipando a energia cinética e, assim, diminuindo a desagregação e transporte das partículas de solo, e diminui a velocidade da enxurrada dissipando a tensão cisalhante do escoamento superficial e, com isso, diminuindo o transporte e desagregação de sedimentos (FOSTER, 1982).

2.6 CONCLUSÕES

O modelo hidrológico SWAT se mostrou adequado para representar a vazão diária e o fluxo de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Marombas, com valores de Nash-Sutcliffe de 0,91 e 0,74 para a calibração e validação da vazão diária, respectivamente, e de 0,71 e 0,52 para a calibração e validação do fluxo de sedimentos. Isso demonstra a capacidade do modelo em representar os processos físicos que ocorrem na bacia permitindo que outras inferências sejam feitas a partir do modelo calibrado.

Com relação a análise de sensibilidade, os parâmetros CN2, OV_N, CH_N2, CH_N1, GWQMN e ALPHA BF foram os que se mostraram mais sensíveis indicando a importância do escoamento superficial e do escoamento subterrâneo na bacia. A baixa sensibilidade de parâmetros como o GW_REVAP, REVAPMN e ALPHA_BNK indicaram uma baixa ocorrência de fenômenos de transferência da água no lençol freático para as camadas inferiores do solo e do escoamento lateral do curso da água para o leito do canal, como esperado, visto as condições climáticas da região. Os parâmetros de sedimentos, por sua vez, apresentaram alta sensibilidade, indicando a necessidade de cuidado na parametrização destes durante o processo de calibração e validação do modelo.

A hipótese testada de redução da produção de sedimentos foi aceita, mesmo diante do aumento das áreas agrícolas na região. Os resultados indicaram que a implementação da semeadura direta reduziu a quantidade de sedimentos que atinge o curso da água e que são transportados para os cursos localizados a jusante do tributário principal. Essa conclusão se baseia em três evidências encontradas no estudo: i) os fluxos de sedimentos foram menores a partir da década de 90; ii) as medições pontuais de sedimentos foram menores na década de 90 mesmo comparando dias com vazões semelhantes e iii) o modelo tendeu a superestimar o fluxo de sedimentos na validação, embora os indicadores da calibração tenham sido elevados.

A eficiência da semeadura direta em reduzir a erosão na bacia foi de grande importância na manutenção da capacidade produtiva dos solos e na manutenção da qualidade ambiental dos cursos da água. No que se refere aos solos, deve-se levar em conta que este trabalho não avaliou o trajeto e o caminho dos nutrientes ao longo da bacia. Então, embora o fluxo de sedimentos no curso da água tenha reduzido, isso não significa que esses nutrientes não saíram da lavoura e tenham chegado aos locais mais baixos do terreno sem atingir o corpo hídrico.

EFEITO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE A VAZÃO E O FLUXO DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MAROMBAS

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1.1 Mudanças climáticas

O clima é definido como a série dos estados atmosféricos em um determinado local em sua sessão habitual (SORRE, 1951), ou seja, representa o estado “médio” da atmosfera ao longo de sucessivos períodos de tempo. O padrão climático no planeta apresenta alta variabilidade espacial, resultado de uma série de fatores atmosféricos e terrestres, sendo expresso sob a forma de elementos climáticos, como a temperatura e umidade do ar, por exemplo.

Além da variabilidade espacial o clima também se apresenta variável no tempo, de forma que os elementos meteorológicos que o caracterizam se modificam ao longo dos séculos e milênios, resultado das alterações no comportamento dos parâmetros que o condicionam. Essa variabilidade atualmente é constantemente ligada ao termo mudanças climáticas. De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas – IPCC (2007) as mudanças climáticas podem ser definidas como as mudanças do clima no tempo devido à variabilidade natural e/ou resultado das atividades humanas.

No conceito apresentado pelo IPCC se destacam duas causas importantes das mudanças climáticas: o processo natural e a atividade antrópica. De acordo com Berry e Chorley (2013), a variabilidade temporal do clima provocada por processo natural é resultante principalmente de forçantes externas, como a variação da intensidade de radiação solar que atinge o topo da atmosfera devido as oscilações dos ciclos solares e forçantes internas da litosfera, como a erupção de vulcões. Segundo Spielhagen (2012), esses processos naturais reguladores do clima ocorrem na escala de tempo geológico. A atividade antrópica, por sua vez, é, muitas vezes, relacionada a intensificação dessa variabilidade climática. Isso passou a ocorrer principalmente a partir da revolução industrial em que o contínuo desenvolvimento da sociedade ocorreu com intensa utilização de combustíveis fósseis. Sua velocidade e intensidade é maior e, por isso, tem sido objeto de preocupação da comunidade científica e política mundial (KOEHLER et al., 2012)

Vários estudos indicam que os combustíveis fósseis, principalmente o dióxido de carbono (CO₂), são as principais causas do aumento da concentração de gases de efeito estufa

(GEE) na atmosfera terrestre. Os dados do relatório do IPCC (1970) já indicavam um aumento contínuo na concentração de CO₂ e gás metano (CH₄). Um estudo também produzido pelo IPCC (2013) indicou um aumento de 40 % e 150% na concentração de CO₂ e CH₄, respectivamente. Pesquisadores do *Integrated Carbon Observation System (ICOS)* também observaram aumento na concentração de CO₂ na atmosfera, de 227 ppm em 1975 para 403 ppm em 2016 (QUÉRÉ, LE et al., 2018). Outras fontes de CO₂ são o desmatamento, a queimada e a pecuária extensiva (KOEHLER et al., 2012).

Segundo Arroio Junior e Mauad (2015), uma série de estudos aponta que esse aumento da concentração do GEEs é um dos principais responsáveis pela alteração climática atual, atribuindo o aumento da temperatura média do planeta ao acúmulo desses gases na atmosfera. Nessa linha de pesquisa o aumento da concentração de GEEs faz com que uma maior quantidade de radiação solar de ondas longas se mantenha próxima a superfície causando alterações no equilíbrio energético do planeta. Além dos GEEs, são fatores antrópicos que potencializam as mudanças climáticas: a urbanização sem planejamento adequado do uso da terra (ZHENMEI et al., 2008) e a degradação de florestas (GROPPO et al., 2005).

Nas últimas décadas o IPCC tem focado parte de seus estudos na projeção de cenários futuros de elevação da temperatura do ar decorrente dessa alteração climática. Segundo reportado pelo IPCC (2013) a temperatura média da terra aumentou em torno de 0,85 ° C de 1880 a 2012, com previsão de aumento de 4,8 ° C até o fim do século XXI, caso as emissões se mantenham no nível atual. Anomalias na temperatura média sazonal mundial aumentaram no período 1981-2010, em comparação com o período de 1951-1980, principalmente durante o verão (HANSEN et al., 2012).

A desregulação do clima afeta também os demais elementos meteorológicos, como a umidade do ar, velocidade do vento (BRESLOW e SAILOR, 2002; HARRISON et al., 2008), a precipitação, e todos os processos físicos, químicos e biológicos que são influenciados por essas variáveis. A alteração do regime pluviométrico, por exemplo, afeta todas as etapas do ciclo hidrológico, com reflexo nos eventos de seca e inundação, que variam em frequência e em escala. (MAZURCZYK et al., 2018). Outras alterações climáticas e de superfície que tem sido constantemente atribuída a mudança climática são: o degelo das calotas polares (POELKING et al., 2014), as ondas de calor (SCHÄR et al., 2004), os déficits hídricos anuais (CIAIS et al., 2005), a elevação do nível dos mares (MCKAY, OVERPECK e OTTO-BLIESNER, 2011; MARENGO, 2006), entre outros.

Diante desses resultados uma série de variáveis climáticas tem sido estudadas em diversas regiões do mundo nos últimos anos, com o objetivo de testar a hipótese de que existe

alteração no comportamento do clima (DE MOURA, 2018) e de que essa alteração afeta a população de maneira distinta ao longo do planeta. No Brasil, por exemplo, em 2008 foi criado o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia para Mudanças Climáticas (INCT para Mudanças Climáticas), composto por uma série de universidades que cooperam na realização de pesquisas para obter base científica suficiente para entender as mudanças ambientais globais e seus impactos, estudar medidas de adaptação e redução da vulnerabilidade da população a essas mudanças e promover técnicas de mitigação e de desenvolvimento de produtos tecnológicos (RICARDO, 2019).

O resultado dos estudos das mudanças climáticas sobre a chuva, por exemplo, tem indicado uma grande variabilidade espacial dessas mudanças. Enquanto, em alguns lugares o volume de chuva tende a aumentar consideravelmente, em outros lugares as secas tendem a ser mais recorrentes. Na região Sul do Brasil, por exemplo, estudos como de Groissman et al. (2005), Salati et al. (2007) e Salviano et al. (2016) identificaram tendência de aumento do volume precipitado e dos extremos de chuva. Isso deixa clara a necessidade de estudos regionais sobre como a mudança climática poderá ocorrer, buscando informações locais e regionais que sirvam de subsídio para o planejamento e tomada de decisão futuros.

3.1.2 A modelagem climática

Com apresentado no Capítulo I, a modelagem matemática é uma representação dos sistemas físicos reais em ambiente computacional, que permite ao gestor utilizar de cenários reais e hipotéticos como ferramenta de auxílio na tomada de decisão. Trata-se de um recurso de grande importância, sobretudo para a resolução de problemas complexos como é o caso dos espaciais, nos quais a posição geográfica dos componentes interfere diretamente no comportamento do sistema. Assim como para o estudo dos processos que regem o escoamento superficial e a erosão hídrica, o clima também se caracteriza como um problema espacial, o que supõe a necessidade da modelagem como ferramenta de interpretação e entendimento do sistema.

O clima, como já destacado, além de apresentar alta variabilidade espacial também apresenta alta variabilidade temporal. Isto indica a necessidade de se inserir o fator “tempo” nos estudos climáticos, para avaliar espacial e temporalmente quais serão as alterações resultantes dos processos físicos, químicos e biológicos, cíclicos ou não, que ocorrem constantemente no planeta. A inserção do fator “tempo” torna o sistema ainda mais complexo e dificulta a decisão espacial, o que fortalece a necessidade da utilização de modelo

matemáticos. Adam (2013) afirmou que a modelagem matemática é considerada pela maioria da comunidade científica como a melhor ferramenta de tomada de decisão espacial, pois considera, de forma quantitativa, o comportamento dos compartimentos climáticos (atmosfera, oceanos, vegetação, solos, etc.) e suas interações. Isso permite que se simulem prováveis cenários de evolução do clima para vários cenários de emissão dos gases de efeito estufa, por exemplo, Beven (2011) destacou que os modelos climáticos são as principais ferramentas científicas para análise do impacto das mudanças climáticas na terra.

Os Modelos de Circulação Geral (MCGs) são muito utilizados para a projeção de cenários climáticos futuros. Esses modelos representam, em conjunto, a atmosfera, a superfície terrestre e os oceanos, sendo baseados nos princípios físicos que regem as trocas de radiação e de massa no sistema superfície-atmosfera (Barry; Chorley, 2013). Segundo De Mello (2008), os MCGs realizam projeções climáticas para análise em escala global com resolução espacial geralmente variando entre 100 a 200 km, fornecendo informações sobre vários elementos meteorológicos como temperatura do ar, radiação solar, precipitação, umidade relativa, entre outras variáveis distribuídas no tempo e no espaço.

A alta resolução espacial adotada nos MCGs fez com que em vários lugares do mundo fossem desenvolvidos os Modelos de Circulação Regional (MCR) (SILVA et al., 2016). Esses modelos são uma alternativa aos MCGs, pois realizam projeções com resolução espacial entre 5 a 50 km² permitindo um maior detalhamento dessas projeções (RICARDO, 2019). O refinamento da escala do MCGs para o MCRs é realizado com base em uma técnica denominada *downscaling* (CHOU et al., 2014). Essa técnica incorpora cerca de 26 informações locais, as quais consideram informações importantes na caracterização do mesoclima da região, como topografia, vegetação, áreas úmidas, etc. Segundo Santos, Martins e Torres (2017), uma das desvantagens da utilização dos MCGs é a não disponibilidade destes modelos regionais para todas as regiões do mundo, principalmente devido ao alto custo computacional do refinamento dos MCRs.

Independente da utilização dos MCGs ou MCRs para as projeções de alterações no clima, os modelos do sistema terrestre são forçados por um conjunto de condições de contorno determinadas por cenários de emissões antropogênicas de dióxido de carbono e outros gases radiativamente ativos (SAMPAIO & DIAS, 2014). Como já discutido, parte da variabilidade temporal do clima é justificada pelo efeito da concentração dos GEEs na atmosfera e é esse critério que comumente tem sido utilizado na elaboração dos cenários climáticos.

Os cenários utilizados para as projeções climáticas sofreram alterações ao longo do tempo. Até o 4º relatório de avaliação (AR4) das mudanças climáticas os cenários eram

nomeados pelas famílias A1, A2, B1 e B2, resultado do Relatório Especial sobre Canários de Emissões (SRES) (IPCC, 2000). A partir do 5º relatório de avaliação (AR5) (IPCC, 2013), os cenários passaram a ser denominados de Caminhos Representativos de Concentrações (RCP, em inglês).

Na primeira classificação o cenário A1 é considerado o mais “crítico”, pois leva em conta um mundo em que o crescimento é muito elevado, podendo ser dividido entre a utilização ou não de combustíveis fósseis. Uma das subdivisões do cenário A1, o cenário A1B assume um equilíbrio entre as Fontes energéticas no futuro, com um pico das emissões de GEEs em 2050 (SOLOMON et al., 2007). O cenário B2, por sua vez, é o mais “otimista” com a previsão de um mundo em que a busca pela sustentabilidade é constante, com baixo aumento populacional e pequena mudança tecnológica.

A segunda classificação passou a dar mais ênfase efetivamente a concentração de CO₂ na atmosfera. A classificação dos RCPs considera, além da concentração de CO₂, outras variáveis como o caminho, que indica a trajetória da concentração ao longo do tempo e a forçante radioativa. A descrição de cada um dos cenários RCPs é apresentada na tabela 14.

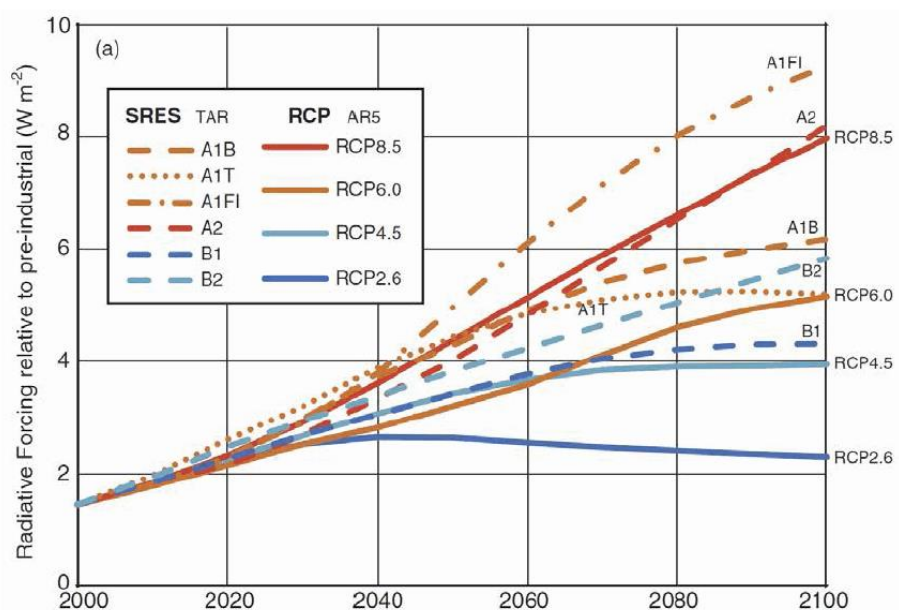
Tabela 14 - Descrição dos cenários RCPs

Cenário	Forçante radiativa	Concentração (ppm)	Caminho	Modelo
RCP 8.5	> 8.5 W m ⁻² em 2100	> 1,370 CO ₂ -equiv. Em 2100	Aumento	MESSAGE
RCP 6.0	~ 6.0 W m ⁻² com estabilização após 2100	~ 850 CO ₂ -equiv. (com estabilização após 2100)	Estabilização sem superação	AIM
RCP 4.5	~ 4.5 W m ⁻² com estabilização após 2100	~ 650 CO ₂ -equiv. (com estabilização após 2100)	Estabilização sem superação	GCAM
RCP 2.6	Pico de -3 W m ⁻² antes de 2100 e depois declínio	Pico de ~490 CO ₂ -equiv. antes de 2100 e depois declínio.	Pico e declínio	IMAGE

Os RCPs incluem um cenário de mitigação (RCP 2.6), dois cenários intermediários (RCP 4.5 e RCP 6.0) e um cenário com emissões de GEE muito altas (RCP 8.5) (DE MOURA, 2018). O cenário RCP 8.5 é o mais severo em termos de concentração de CO₂ na atmosfera com aumento de temperatura média terrestre entre 2,6° C e 4,8 °C. Os cenários 6.0 e 4.5 consideram aumentos na concentração de CO₂ menores do que no RCP 8.5 e ainda preveem uma estabilização dessa concentração após 2100. O cenário RCP 4.5, por exemplo, prevê um aumento da temperatura média terrestre de 1,1°C a 2,6°C. O cenário mais “otimista” é o RCP 2.6 em que se tem um pico na concentração de CO₂ com posterior declínio até o ano de 2100. (Figura 14).

Em uma comparação entre os cenários da primeira e segunda classificação associa-se o cenário RCP 8.5 ao cenário A1F1, o RCP 6.0 ao cenário A1B e o RCP 4.5 ao cenário B2. O cenário do RCP 2.6 é representativo de um cenário que visa manter o aquecimento global abaixo de 2° C acima das temperaturas pré-industriais porque inclui a opção de usar políticas para alcançar emissões líquidas negativas de dióxido de carbono antes do final do século, o que não acontece nos cenários previstos no AR4. (IPCC, 2014)

Figura 13 – Cenários SRES e RCP utilizados pelo IPCC na previsão climática



Fonte: IPCC (2013)

3.1.2.1 O modelo ETAHadCM3-ES

O ETAHadCM3-ES (CHOU et al., 2011) é um modelo climático regional que utiliza os dados do GCM HadCM3 (POPE et al., 2000, GORDON et al., 2000), como condição de contorno. O ETAHadCM3-ES é resultado de uma ação conjunta entre o Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), o Centro Brasileiro de Tempo e Pesquisa de Clima (CPTEC) e o Met Office Hadley Center (MOHC) e fornece projeções sobre temperatura do ar a 2 metros acima da superfície da terra (° C); temperatura do ponto de orvalho a 2 metros acima da superfície da Terra (° C); pressão atmosférica na superfície da Terra (hPa); precipitação total (mm); vento a 10 m (m/s); radiação incidente médio e de ondas curtas na superfície da terra (W/m²).

De acordo com Adam (2015) os RCMs são modelos numéricos semelhantes aos GCM's, porém com resolução espacial mais fina, permitindo a avaliação de impactos em áreas menores

e a análise mais detalhada dos impactos locais. Isso faz com que esses modelos tenham melhor desempenho que os GCMs (KAWAZOE E GUTOWSKI, 2013; VAUTARD et al., 2013).

3.1.2.2 O acoplamento de modelos climáticos com modelos hidrológicos

Como observado nos itens 1.2 e 1.3, a mudança climática altera significativamente a vazão e ao fluxo de sedimentos nos cursos da água. Isso torna a compreensão e estimativa do efeito da mudança climática sobre essas variáveis de extrema importância no ponto de vista de planejamento e gestão territorial. O conhecimento e as possíveis alterações no regime hidrológico de uma bacia podem ser obtidos a partir do acoplamento de modelos de projeção de cenários climáticos (modelos climáticos) e de projeção de cenários hidrológicos na bacia (modelos hidrológicos) (DE MOURA, 2018).

O método mais comumente utilizado para o acoplamento simples consiste em utilizar os dados obtidos a partir do modelo climático como entrada no modelo hidrológico. Atualmente, modelos hidrológicos têm sido utilizados para realizar projeções dos impactos das mudanças climáticas nos recursos hídricos em nível de bacia hidrográfica a partir de cenários climáticos fornecidos por GCMs e/ou RCMs (AMIN et al., 2017, CHILKOTI; BOLISSETTI; BALACHANDAR, 2017, ZHANG et al., 2015). Esse acoplamento permite projetar como uma alteração no comportamento atmosférico afeta os processos que ocorrem na superfície e subsuperfície do solo.

3.1.3 Efeito das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico

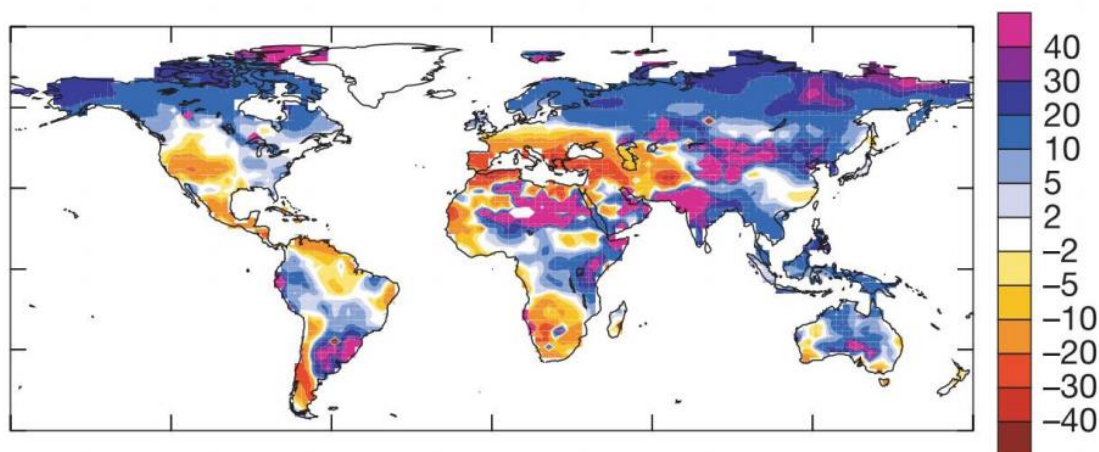
Com a intensificação da mudança climática espera-se mudança significativa também no padrão das chuvas, tornando a alteração no ciclo hidrológico acentuada. O montante pluviométrico e sua distribuição temporal e espacial, bem como o processo de evapotranspiração, será diretamente influenciado, ocasionando mudança na infiltração de água no solo e na geração de escoamento superficial. Essa alteração irá influenciar o armazenamento de água no solo e, conseqüentemente, a recarga dos aquíferos, modificando o regime hídrico e alterando a resposta hidrológica das bacias hidrográficas (TUCCI, 2007). Melo et al. (2018) enfatizaram que esse efeito é mais sentido em bacias hidrográficas com múltiplas formas de usos da água.

Os resultados dos estudos de mudança climática têm mostrado falta de padrão no efeito da mesma sobre o regime de chuvas e conseqüentemente sobre o ciclo hidrológico. A

preocupação de estudiosos de hidrologia tem sido principalmente com a utilização de dados projetados por modelos climáticos na estimativa de vazão média futura com o objetivo de prever a ocorrência ou não de eventos mais severos de cheia e de estiagem. Diante disso, uma série de trabalhos vem sendo desenvolvidos com o intuito de avaliar as tendências de vazão e desses eventos extremos.

Um trabalho global sobre o tema foi apresentado por Milly, Dunne e Vecchia (2005) que analisaram a tendência de aumento da vazão em todo o planeta a partir da utilização de 12 modelos climáticos globais (Figura 13). Os modelos projetaram aumento de 10-40% da vazão na África equatorial oriental, na bacia do rio da Prata na América do Sul e nas altas latitudes da América do Norte e Eurásia. Nas regiões de média latitudes na América do Norte, no sul da África, no Oriente Médio e no sul da Europa, verificaram uma redução de 10-30% nas vazões (MILLY; DUNNE & VECCHIA, 2005).

Figura 14 - Mudanças na vazão projetadas por 12 modelos climáticos para todo o planeta



FONTE: Milly; Dunne & Vecchia, 2005

O mesmo trabalho mostra ainda que em outras regiões do planeta a vazão será menos impactada pela alteração climática, como é o caso da América do Norte e Central, a região central e norte da América do Sul e alguns pontos de baixa latitude localizados na Ásia e África. Segundo este estudo, a região do Brasil mais afetada pela alteração climática seria a região sul, com aumento da vazão na ordem de 20 a 40%. Em termos numéricos, esses resultados coincidem com o encontrado por Marengo (2008) na bacia do Paraná-Prata; entretanto, este autor destacou que o semiárido brasileiro será o mais afetado pela mudança climática no Brasil. A análise dos trabalhos sobre o tema, verificou exatamente essa tendência encontrada no trabalho de Milly, Dunne e Vecchia (2005), enquanto, em alguns lugares a vazão tenderá a

diminuir, em outros ela tenderá a aumentar. Além disso, alguns estudos não mostraram tendência nem de aumento nem de redução, indicando uma estabilização das vazões com pouca influência das mudanças climáticas.

DE MOURA (2018) mostrou um referencial completo dos principais trabalhos sobre o tema em nível global e em nível brasileiro. De acordo com este autor, indicativos de aumento da vazão foram observados nos trabalhos de Koirala e Gentry (2012) e Jha et al. (2016) na América do Norte, Lubini e Adamowski (2013) na África, Narsimlu; Gosain e Chahar (2013), Massod et al. (2015), Massod e tekeuchi (2016) na Ásia. Em outros estudos como Dawadi e Ahmad (2012), Chien; Yen; Knouft (2013), Sun et al. (2013), Koch, Cherie (2013), Sood; Muthuwatta e McCartney (2013), Koa et al. (2014), Islam; Bari e Anwar (2014) tendências de redução na vazão foram observadas, como efeito da mudança climática. No quadro 1 é apresentado um resumo dos principais resultados encontrados nestes trabalhos.

No quadro 1 observa-se resultados de vários estudos que indicaram diferença de comportamento da mudança climática mesmo em estudos regionais como o trabalho de Li; Zang; Xu (2016). Estes autores encontraram redução da vazão entre 20,3-37,8% na bacia como um todo e aumento de 9,68-17,7% especificamente na porção superior da bacia. Em outro trabalho, como Kamal, Matin e Nasreen (2013), os autores verificaram diferença do efeito sazonal da mudança climática, sendo que, em algumas épocas do ano a vazão tendeu a aumentar e, em outras, diminuir.

No Brasil, vários estudos têm buscado compreender essa relação entre mudança climática e a vazão e os resultados também indicaram essa divergência em que em alguns locais e momentos a vazão tendeu a aumentar e, em outros, a diminuir. Adam et al. (2015), por exemplo, avaliaram o impacto da mudança climática sobre a vazão extrema na bacia do Alto Rio Paraná e encontram essa discrepância entre a magnitude e o sinal (decréscimo ou aumento) da mudança na vazão. Segundo os autores, a maioria dos resultados se encontram dentro dos limites de incerteza, sugerindo que a variabilidade temporal foi tão importante quanto o impacto da mudança climática.

O aumento na vazão diante da mudança climática foi encontrado por De Mello et al. (2008), Nobrega et al. (2011), Blainski et al. (2015) e Tejedas et al. (2016). De Mello et al. (2008) estimaram a variação da disponibilidade hídrica na bacia hidrográfica do rio Paracatu situado no médio São Francisco – MG. Os autores observaram que o cenário A2 apresentou tendência significativa de aumento na ordem de 31 a 131 % até o fim do século XXI da disponibilidade hídrica ($Q_{7,10}$) em 81% das estações utilizadas no estudo. Para o cenário B2,

também utilizado no estudo, não houve indicação aumento significativo da disponibilidade hídrica em nenhuma das estações do estudo.

Quadro 1 - Resumo de alguns trabalhos que avaliaram o efeito da mudança climática sobre o comportamento da vazão

Autor (Ano)	Local	Efeito da mudança climática na vazão
Koirala e Gentry (2012)	Bacia no leste dos estados unidos	Aumento de eventos máximos
JHA et al. (2006)	Bacia do rio Mississippi, EUA	Aumento em 36 % na média anual
Lubini e Adamoeski (2013)	Bacia do rio Simiyu, Tanzânia	Aumento de 24 a 45 % na vazão acumulada mensal
Narsimlu; Gosain e Chahar (2013)	Índia	Aumento de 16,4 % até metade do século e de 93,5 % no final do século
Massod e tekeuchi (2016)	Bacia do rio Meghna, Bangladesh - Índia	Aumento de 3 a 44 % no futuro próximo (2015 a 2039) e de 25 a 104% em um futuro distante (2075 a 2099).
Dawadi e Ahmad (2012)	Bacia do rio Colorado - EUA	Redução em 1 a 6 % nos cenários A1B, A2 e B1
Chien; Yen; Knouft (2013)	Bacia localizada nas médias latitudes do leste dos EUA	Aumento no inverno e redução de 41,1 a 61,3 % no verão
Sun et al. (2013)	Sudoeste do Tibet - China	Redução de 0,3 a 8 % em análise mensal
Koa et al. (2014)	Bacia do lago Buyo – Costa do Marfim	Redução em 27,7 % até 2050 e de 40% até 2080
Sood; Muthuwatta e McCartney (2013)	Gana, Burkina Faso, Mali e Benin	Redução de até 40 % no rio
Koch, Cherie (2013)	Etiópia	Redução de 10 a 61 % dependendo do cenário empregado (A1B e A2)
Islam; Bari e Anwar (2014)	Austrália	Redução de 13,6 e 23,6 % no cenário A2 e de 11,9 % e 11,6 para o cenário B1
Jin; Sridhar (2012)	Bacia do Rio Boise e bacia do rio Spokane- EUA	No rio Boise foi projetado aumento e na bacia do rio Spokame foi verificada redução
Li; Zang; Xu (2016)	Bacia do rio Songua - China	Redução entre 20,3 e 37,8 no geral e aumento de 9,68 -17,7% na porção superior da bacia.
Zhang et al. (2015)	Bacia do rio Amarelo - China	Aumento nos cenários A1B e B1 e redução no cenário A2
Kamal; Matin; Nasreen (2013)	Porção central de Bangladesh - Índia	Tendência de aumento de 4,5-26,9% nas monções e diminuir de 4,10-26,90 % nos períodos secos
Wagesho; Jain; Goel (2013)	Bacia do rio Hare e bacia do rio Bilate - Etiópia	As simulações indicam desde redução de até 4% ou aumento até 18%
Zahabiyou et al. (2013)	Irã	Variações de -90% a 120% entre os diferentes meses
Devkota e Gyawali (2015)	Nepal - Índia	Sem alteração

FONTE: Próprio autor, 2019

Nobrega et al. (2011), em uma quantificação de mudança climática na bacia do rio Grande, avaliaram que a vazão do rio aumentaria em relação ao período base (1961-1990) na ordem de 5-10 %. Da mesma maneira, um estudo realizado por Blainski et al. (2015), na bacia do rio Camboriú, Santa Catarina, indicou possibilidade de aumento de escoamento superficial, na evapotranspiração e na vazão próximas a Q_{10} . Tejedas et al. (2016), em um estudo nos sistemas hidrológicos do Taim e da Lagoa Mangueira (RS), encontraram, ainda, anomalias positivas de 2,86 % e de 2,48 % respectivamente para os cenários A2 e B2, no futuro próximo. Em um futuro mais longo os autores encontraram aumento nas vazões de 16,94% para o cenário A2 e 11,83 % para o cenário B2.

A tendência de redução de vazão também foi encontrada em vários outros estudos, como Horikoshi e Fisch (2007), Silva, Nóbrega e Galvinctio (2009), Montenegro e Ragab (2012), Santos, Galvinctio e Moura (2013) e Valério e Fragoso Jr. (2015). Horikoshi e Fisch (2007) encontraram possível aumento do déficit hídrico, em torno de 77 mm, para o cenário A2, e de 54 mm para o cenário B2, em um estudo na cidade de Taubaté, São Paulo, comumente afetada por estiagens severas.

Silva, Nóbrega e Galvinctio (2009), avaliaram uma tendência de redução da vazão durante o período de cheia e tendência variável na vazão nos períodos de estiagem. O estudo foi realizado na bacia do rio Ipojuca (PE), considerando um aumento de 1° C de temperatura. Na bacia do rio Tabacurá, Montenegro; Ragab (2012) observaram a possibilidade de redução de 13,90%, 22,63% e 32,91% na recarga subterrânea e redução de 4,98%, 14,28% e 20,58% na vazão, respectivamente nos períodos 2010-2039, 2040-2069 e 2070-2099.

Ainda no nordeste brasileiro, na bacia do rio Goiânia, Pernambuco, Santos, Galvinctio e Moura (2013) observaram efeito de redução no escoamento superficial em 4,2 a 17% com a utilização dos cenários de mudança climática B2 e A2. Valério e Fragoso Jr. (2015) avaliaram ainda que com a utilização do cenário B2 existiria tendência de redução da vazão de referência Q_{90} na ordem de 88% para a bacia do rio Paraguaçu e de 68% para a bacia do rio Jacuíbe.

Cabe destacar aqui o trabalho de DE MOURA (2018) que avaliou o efeito da mudança climática na bacia hidrográfica Alto Canoas, Santa Catarina, que está localizada próxima a bacia do Marombas utilizada neste estudo. Os resultados indicaram aumento da vazão média, de longo período, de 13,49% e 13,19% para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5, respectivamente. Além disso, também foi estimado aumento da vazão de referência Q_{50} e redução das vazões básicas Q_{95} e Q_{98} .

Essa discrepância de resultados já era esperada devido a heterogeneidade de padrões climáticos existente do Brasil, sobretudo resultado da grande extensão territorial, e justifica a

realização de estudos regionais de projeção climática. Estudos locais são importantes para mapear e entender como as alterações climáticas serão distribuídas espacialmente e, com isso sugerir medidas de gestão e planejamento considerando a variabilidade espacial e temporal do clima.

3.1.4 Efeito da mudança climática sobre a produção de sedimentos

Assim como a mudança climática afeta a vazão, resultado da alteração no regime pluviométrico e na evapotranspiração, a produção de sedimentos também tende a se modificar. Isso está relacionado a dois fatores principais, a influência sobre a erosividade da chuva e sobre o volume de escoamento superficial. A erosividade da chuva é influenciada pela intensidade e volume de chuva. Como observado anteriormente, vários estudos têm verificado aumento dos volumes de chuva e da frequência de eventos extremos na região sul do Brasil. Isso se reflete num aumento da erosividade, aumentando a capacidade da chuva em produzir sedimentos.

O aumento de volume de chuva também afeta a quantidade de água a ser transportada via escoamento superficial. O aumento do escoamento superficial aumenta a desagregação e o transporte de partículas do solo, aumentando a erosão hídrica. Além da chuva, deve-se considerar o efeito de outros fatores no processo erosivo, como a evapotranspiração, o índice de área foliar (IAF) que afeta a interceptação vegetal, atividade microbiana no solo, etc. Todos esses fatores fazem com que a alteração climática, resultante ou não de causas antrópicas, afete a erosão do solo. O fator climático assume um peso maior ainda nas perdas de solo em regiões tropicais, onde a variação de temperatura e chuva controla, de forma mais intensa, a magnitude do processo erosivo (AMORE et al., 2004; IPCC, 2007; MACHADO et al., 2008; XAVIER, 2009).

Como observado no capítulo I, vários estudos têm buscado compreender o efeito de alterações no uso da terra sobre a erosão no nível de bacia hidrográfica. Entretanto, poucos estudos foram realizados na avaliação do comportamento da erosão em relação a possível mudança climática, que também é responsável por alterar a intensidade e frequência do processo erosivo.

Destaca-se o trabalho de Lelis et al. (2011), um dos poucos estudos sobre o tema no Brasil, que, utilizando o cenário A1B do IPCC, considerado o mais pessimista, encontram taxa de perda de solo e escoamento muito superiores às atuais, podendo chegar até a três vezes mais em uma situação crítica de aumento do volume precipitado e maior ocorrência de picos de chuva.

Outro trabalho foi desenvolvido por Ferrigo et al. (2014) que, com a utilização do SWAT, em uma bacia experimental no córrego Capão Comprido no distrito federal, observaram que a relação entre a mudança na chuva e a produção de sedimentos foi diretamente proporcional na razão de 1:2. Além disso, os autores avaliaram que para estimativa da produção de sedimentos na bacia estudada, os resultados do modelo foram menos sensíveis às mudanças no uso da terra do que às mudanças no regime de chuva.

Essa carência de estudos sobre o tema, aliada a discrepância dos resultados encontrados nas estimativas da vazão futura com base no cenário de mudança climática, justifica a realização deste estudo, considerando a grande área de contribuição da bacia hidrográfica do rio Marombas (BHM) e sua importância no ponto de vista agrícola e de gestão dos recursos hídricos.

3.1.5 Medidas adaptativas e de controle da mudança climática

A busca por métodos adaptativos e mitigatórios que minimizem o efeito da mudança climática sobre a população deve ser uma das prioridades do debate climático mundial, independente da causa dessa mudança ser natural ou antrópica. Até então, o foco da comunidade internacional tem-se voltado para o controle das emissões de GEEs, visando principalmente a redução de CO₂ na atmosfera. Diante desse objetivo, em 2017, foi aprovado o Acordo de Paris, assinado por 196 países e que assegura como compromisso desses países controlar e/ou reduzir a emissão de GEE (JACOBI e EMPINOTTI, 2016).

Como já comentado anteriormente, a mudança climática é resultado de causas antrópicas e naturais. Isso remete a importância de buscar medidas mitigatórias e adaptativas mesmo em situações em que a ação antrópica seja controlada. O conhecimento de como a alteração climática ocorre e a magnitude dessa alteração é fundamental para o planejamento e a gestão integrada dos sistemas naturais influenciados pelas mesmas. Para entender e enfrentar os riscos e oportunidades, resultantes das mudanças climáticas, os tomadores de decisão, públicos e privados, precisam de uma orientação clara sobre como essas mudanças esperadas podem ou não impactar em seu escopo espacial (BUSTOS e VICUÑA, 2016).

No tocante a gestão de recursos hídricos, o reconhecimento de cenários futuros permite avaliar tendências de variação na disponibilidade hídrica e assim dimensionar os sistemas de abastecimento de água, redefinir os critérios de outorga de uso da água, definir locais de sensibilidade hídrica ao longo da bacia, etc. Todas essas medidas devem ser implementadas

com base em prognósticos de disponibilidade hídrica resultado de possíveis cenários de mudança climática.

É importante a avaliação de que se o clima, e consequentemente os processos que regulam o ciclo hidrológico, apresentam variabilidade temporal, isso significa que as medidas de controle e gestão dos recursos também sejam adaptáveis as possíveis novas condições climáticas e hídricas resultantes dessa variabilidade. Além do efeito sobre a disponibilidade hídrica, alguns locais indicam aumento do volume de chuva, o que pode resultar em maior número de inundações e/ou maior área alagada, dependendo das condições locais. O estudo com cenários futuros permite justamente que medidas adaptativas, que envolvem desde a mitigação e prevenção dos desastres até a resposta das autoridades frente a esses, sejam realizadas considerando esses cenários. Ludwig, Slobbe e Cofino (2014) indicaram que as pesquisas futuras devam continuar a desenvolver e testar uma abordagem que começa com o desenvolvimento de estratégias de adaptação com base em riscos atuais e futuros, a partir de projeções de cenários

Outra importante questão, normalmente ignorada nos planos de gestão territorial, como os planos de bacias, por exemplo, é a questão da erosão hídrica. A erosão hídrica é altamente influenciada pelo ciclo hidrológico, principalmente em relação ao volume e intensidade de chuva e ao escoamento superficial. Logo, alterações climáticas que impactem o ciclo hidrológico, seja intensificando a chuva ou alterando a evapotranspiração, vão afetar também a erosão hídrica.

Como já discutido no capítulo 1, a erosão hídrica é a principal forma de degradação dos solos tropicais, reduzindo a capacidade produtiva destes solos e causando problemas de poluição e assoreamento nos cursos da água. Portanto, as alterações nos quantitativos erodidos em relação as alterações nos regimes hídricos, resultado das alterações climáticas, devem ser avaliadas e quantificadas. Esse conhecimento pode ser utilizado para a gestão das áreas agrícolas, podendo definir quais são as áreas da bacia hidrográfica mais propensas a erosão, atualmente e no futuro, com vistas a tomar medidas de caráter preventivo e mitigatório nessas áreas específicas.

3.2 HIPÓTESE

A mudança climática a ocorrer ao longo do século XXI aumenta a produção de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Marombas em decorrência do aumento do volume e da intensidade da chuva na bacia.

3.3 OBJETIVOS

3.3.1 Objetivo geral

Testar a hipótese de que a mudança climática a ocorrer ao longo do século XXI aumenta a produção de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Marombas em decorrência do aumento do volume e da intensidade da chuva na bacia.

3.3.2 Objetivos específicos

- Validar os dados de projeção climática do modelo ETAHadCM3-ES na bacia hidrográfica do rio Marombas com base na normal climatológica (1961 a 1990)
- Validar os dados de vazão média mensal projetada pelo modelo SWAT com os dados de projeção climática do modelo ETAHadCM3-ES na bacia hidrográfica do rio Marombas nos anos de 2010 a 2016.
- Projetar a série de vazão média mensal para o período 2020-2099 e para os futuros centrados 2030, 2050, 2070 e 2090.
- Projetar a série de fluxo de sedimentos mensal para o período 2020-2099 e para os futuros centrados 2030, 2050, 2070 e 2090.

3.4 MATERIAIS E MÉTODOS

3.4.1 Séries de dados obtidas da projeção climática

Os dados climáticos de temperatura do ar máxima e mínima, umidade relativa, velocidade do vento, radiação solar e de chuva, necessários como entrada no modelo SWAT, foram obtidos a partir das projeções climáticas do modelo climático regionalizado Eta-HadGEM2-ES, com resolução de 20 km. Para este estudo foram considerados dois cenários futuros de emissão de CO₂: RCP 4.5 e RCP 8.5.

Os dados climáticos projetados utilizados para este estudo são provenientes de dois períodos diferentes: para a validação dos dados climáticos projetados pelo Eta-HadGEM2-ES foi empregado o período de 1961 a 1990, correspondente a normal climatológica e para a projeção da vazão e da produção de sedimentos o período de 2020 a 2099. Os dados das projeções climáticas foram disponibilizados pelo Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), por meio de parceria com a Universidade do Estado de Santa Catarina (UDESC).

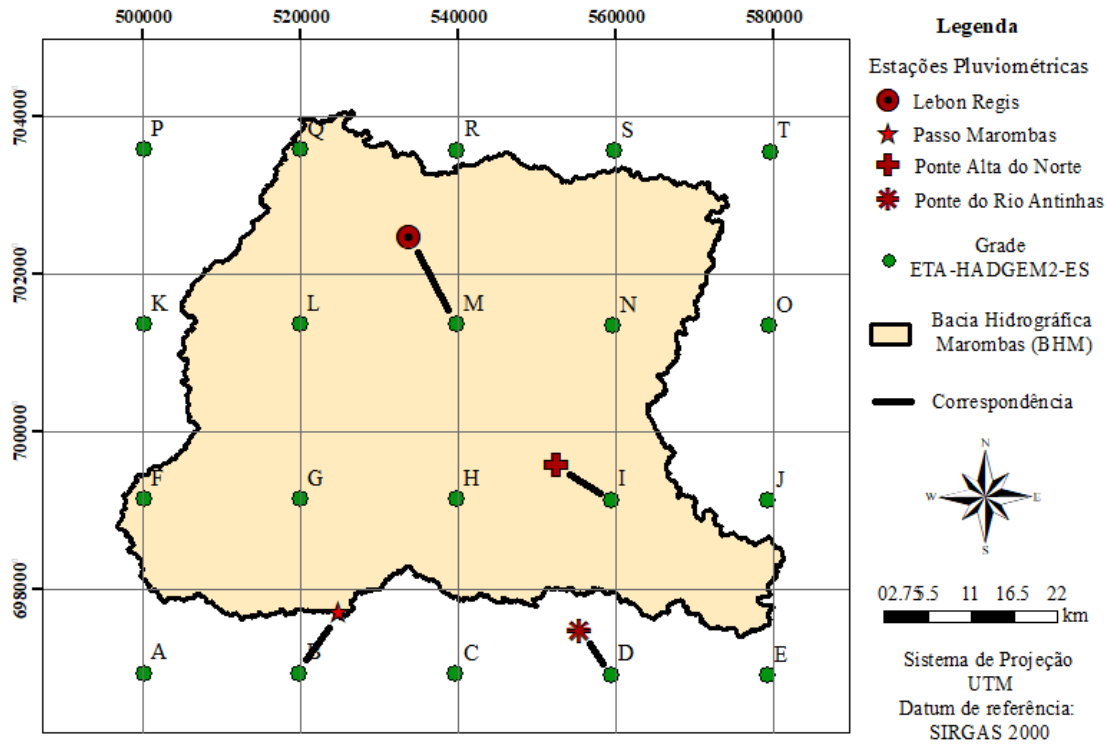
3.4.2 Validação e correção dos dados climáticos obtidos pelo modelo ETA-HADGEM2-ES

A validação do modelo climático ETA-HADGEM2-ES foi realizada pela comparação entre os dados climáticos projetados pelo modelo e a série histórica de dados observados na estação meteorológica para o período de 1961 a 1990, aqui denominado de período de controle.

Como já discutido no Capítulo I, a BHM não conta com estações meteorológicas com suficiente período de dados consistidos. Diante disso, para a validação dos dados climáticos projetados foram utilizados dados observados da estação meteorológica da EPAGRI/CIRAM/INMET de Lages (27°08' de latitude sul e 50°34' de longitude oeste) em comparação com os dados extraídos do ponto de grade do modelo ETA-HADGEM2-ES que se encontra na mesma localização da estação.

A validação dos dados de chuva foi feita com base no comparativo dos dados observados nas estações pluviométricas utilizadas na calibração do modelo com os dados estimados extraídos dos pontos de grade do modelo ETA-HADGEM2-ES mais próximos da respectiva estação. A localização dos pluviômetros e dos pontos de grade correspondentes a estes pode ser observada na figura 15.

Figura 15 - Correspondência entre os postos pluviométricos de superfície e os pontos de grade do modelo ETA-HADGEM2-ES



Fonte: Próprio autor, 2019

A validação dos dados climáticos foi realizada com base nos valores mensais das variáveis visto que as incertezas do modelo relacionadas aos dados diários são muito elevadas. Quando as médias mensais simuladas pelo modelo climático e observadas na estação meteorológica apresentaram diferenças significativas de acordo com o *teste t*, os dados foram submetidos a correção dos erros sistemáticos a partir do método *Direct approach*.

Os dados climáticos de temperatura do ar máxima e mínima, velocidade do vento, umidade relativa e radiação solar foram corrigidos com base na equação 24 e os dados de chuva foram corrigidos com base na equação 25 seguindo a metodologia proposta por OLIVEIRA; PEDROLLO; CASTRO (2015)

A equação 24 é dada por:

$$Cz_{corr_{i,j,k}} = Cz_{sim_{i,j,k}} \cdot [Cz_{obs_k}(61 - 90) - Cz_{sim_k}(61 - 90)] \quad (24)$$

Em que: $Cz_{corr_{i,j,k}}$ é o valor da variável climática z corrigida para o período de avaliação, no dia i , no mês k , no ano j ; $Cz_{sim_{i,j,k}}$ é o valor da mesma variável climática simulada no mesmo

período, dia, mês, ano; $\overline{Cz_{obs_k}(61-90)}$ é a média observada da variável climática z , no período de controle, no mês k ; $\overline{Cz_{sim_k}(61-90)}$ é a média simulada da variável climática z , no período de controle, no mês k .

Enquanto a equação 25 é expressa por:

$$P_{corr_{i,j,k}} = P_{sim_{i,j,k}} \cdot \left[\frac{\overline{P_{obs_k}(61-90)}}{\overline{P_{sim_k}(61-90)}} \right] \quad (25)$$

Em que: $P_{corr_{i,j,k}}$ é o valor da chuva corrigida para o período de avaliação, no dia i , no mês k , no ano j ; $P_{sim_{i,j,k}}$ é o valor da mesma variável climática simulada no mesmo período, dia, mês, ano; $\overline{P_{obs_k}(61-90)}$ é a média observada da chuva, no período de controle, no mês k ; $\overline{P_{sim_k}(61-90)}$ é a média simulada da chuva, no período de controle, no mês k .

A normalidade e semelhança das variâncias dos dados simulados e observados foi testada a partir do teste de Shapiro–Wilk (ROYSTON, 1982) e Teste de Levene (FOX, 2008) respectivamente. O teste t de amostras independentes foi utilizado para a comparação de médias mensais das variáveis temperatura do ar (mínima e máxima), umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento e chuva no nível de significância de 0,05.

3.4.3 Projeção da vazão e do fluxo de sedimentos da BHM

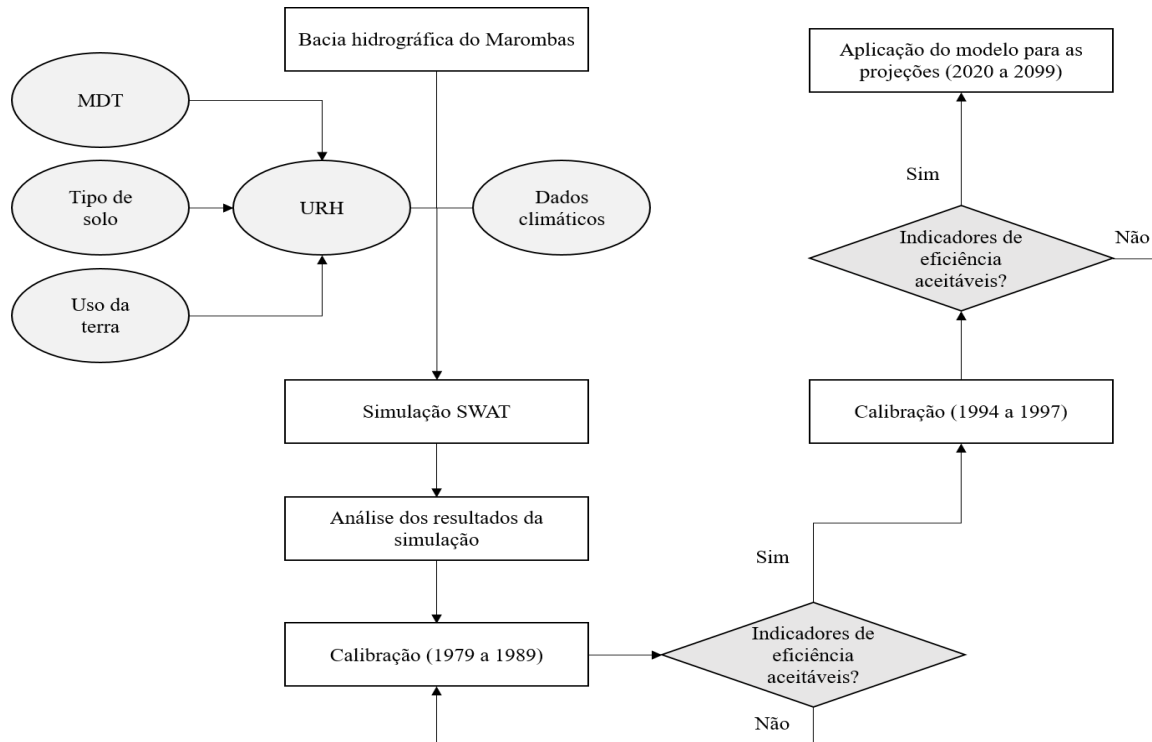
A projeção da vazão média diária e do fluxo de sedimentos diários para a bacia hidrográfica do rio Marombas (BHM) foi realizada a partir do modelo hidrológico SWAT calibrado e validado no Capítulo I. O fluxograma da calibração e validação do modelo SWAT pode ser observado na figura 16.

Conforme descrito no Capítulo 1, o modelo apresentou ótimo desempenho na calibração da vazão média diária e do fluxo de sedimentos diário e para a validação da vazão. Na validação do fluxo de sedimentos o modelo exibiu desempenho satisfatório com tendência de superestimativa dos valores. Assim, o modelo se mostrou adequado para a projeção das séries climáticas futuras, objetivo deste capítulo.

Os dados climáticos projetados pelo modelo ETA-HADGEM2-ES foram inseridos no modelo para a realização das projeções da vazão média mensal e do fluxo de sedimentos. As projeções se realizaram em duas etapas. Inicialmente, a série de vazões mensais foi projetada para os anos de 2010 a 2016 para que pudessem ser validadas com os dados observados já

disponíveis. Em seguida, foram realizadas projeções de vazões médias mensais e fluxo de sedimentos para o futuro (2020 a 2099).

Figura 16 - Fluxograma das etapas de calibração e validação do modelo SWAT



Fonte: Próprio autor, 2019

3.4.4 Validação dos dados de vazão projetados pelo modelo SWAT por meio da inserção de dados climáticos projetados pelo modelo ETA-HADGEM2-ES

Nesta segunda validação objetivou-se comparar os dados de vazão projetados pelo modelo SWAT a partir dos dados do modelo ETA-HADGEM2-ES para os dois cenários climáticos, RCP 4.5 e RCP 8.5, para o período de 2010 a 2016. Os dados projetados de vazão média mensal e anual foram comparados com os dados de vazão observados na estação fluviométrica de Passo Marombas, utilizada para a calibração do modelo.

A análise se baseou no comparativo entre as vazões médias anuais, vazões médias mensais, curva de permanência e erro médio percentual (EM%) encontrado entre os valores obtidos nos cenários projetados e os dados observados na estação, conforme a equação 26.

$$EM(\%) = \left(\frac{P_i - O_i}{O_i} \right) \cdot 100 \quad (26)$$

Em que, P_i representa a vazão projetada pelo modelo e O_i é a vazão observada na estação fluviométrica.

3.4.5 Efeitos de cenários da mudança climática sobre a vazão na BHM

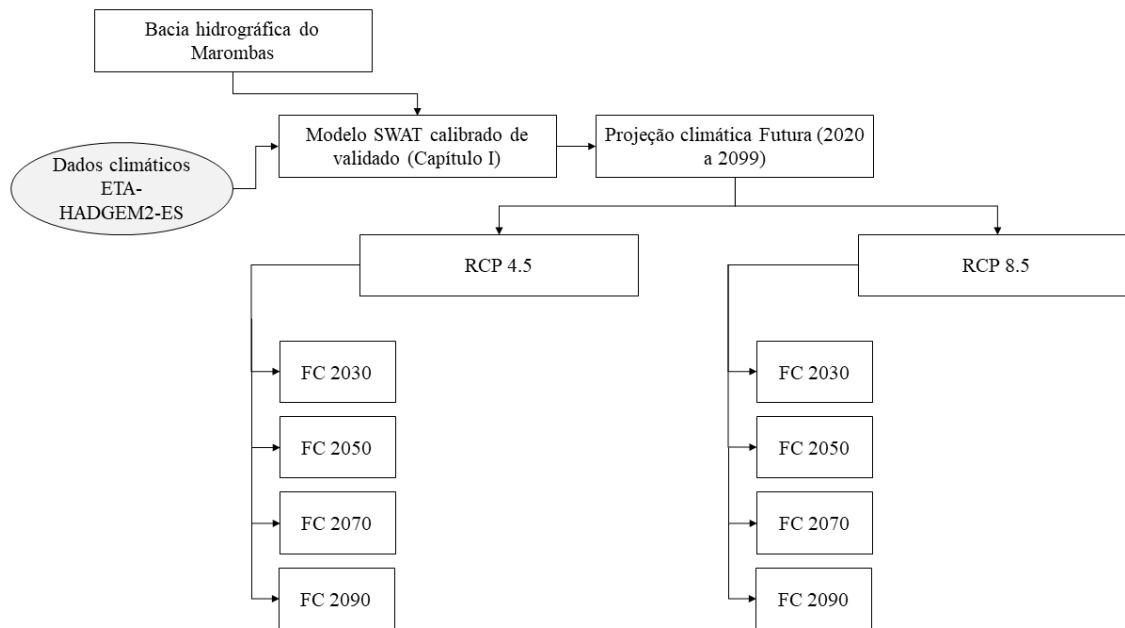
A partir do modelo calibrado e validado no capítulo I, os dados de projeção climática, corrigidos pelo método *Direct approach*, foram utilizados como entrada no modelo SWAT para a avaliação da hipótese de alteração no comportamento hidrológico da BHM decorrente das mudanças climáticas. Os dados de vazão média mensal projetados pelo modelo foram comparados com os dados de vazão média mensal observados na série histórica observadas na estação fluviométrica e Passo Marombas, no período base.

A utilização de dados mensais se justifica pela elevada incerteza associada aos dados diários, resultado da alta variabilidade climática, principalmente da chuva, em dias sucessivos. A utilização de dados mensais permite avaliar o padrão de comportamento da vazão de maneira sazonal e generalizada, ocasionando redução nas incertezas do modelo. O período denominado de “período base” corresponde ao conjunto dos anos entre 1977 e 1989 e entre 1993 e 1997 utilizados na calibração e validação do modelo, respectivamente.

Foram utilizados dois cenários de mudança climática, o RCP 4.5 e o RCP 8.5. Ambos foram comparados com o período base. A série de projeção contempla o período entre 2020 e 2099 e foi dividida em quatro períodos homogêneos, aqui denominados de “futuros centrados” (FCs). Essa divisão teve por objetivo captar a variação da vazão ao longo do tempo para poder avaliar se existe tendência de aumento das precipitações ao longo do século XXI. Foram considerados quatro futuros centrados: 2030 (2020 a 2039), 2050 (2040 a 2059), 2070 (2060 a 2079) e 2090 (2080 a 2099) (Figura 17)

Além da vazão média mensal, as vazões de referência Q_5 , Q_{10} , Q_{50} , Q_{90} , Q_{95} e Q_{98} foram utilizadas para a avaliação do efeito das mudanças climáticas sobre as vazões. As vazões de referência Q_5 e Q_{10} representam o comportamento das vazões máximas, a Q_{50} indica a vazão média e as vazões Q_{90} , Q_{95} e Q_{98} representam as vazões básicas e são utilizadas como critério de outorga do uso da água no estado de Santa Catarina.

Figura 17- Fluxograma das etapas de projeção dos cenários climáticos



Fonte: Próprio autor, 2019

As comparações foram realizadas inicialmente considerando as vazões projetadas de longo período (2020 a 2099), depois avaliou-se o efeito isolado em cada um dos cenários RCP 4.5 e 8,5 e, por fim, ambos os cenários foram comparados entre si, afim de avaliar as diferenças.

3.4.6 Efeitos de cenários de mudança climática sobre o fluxo de sedimentos na BHM

A metodologia utilizada para avaliar o efeito das mudanças climáticas no fluxo de sedimentos foi semelhante ao método aplicado na vazão. Os dados de fluxo de sedimentos mensal obtidos nos cenários projetados RCP 4.5 e 8.5 para a BHM foram comparados com o período base que compreendeu, novamente, os anos de calibração (1977 a 1989) e validação (1993 e 1997) do modelo.

Após a análise da série de fluxo de sedimentos projetada de longo período (2020 a 2099), a série de projeção foi dividida nos quatro “futuros centrados” conforme apresentado na figura 17, avaliou-se o efeito dos dois cenários isolados e comparou-se os dois entre si.

3.4.7 Análise de tendências

Para testar a hipótese de que a tendência de aumento nas vazões e na produção de sedimentos ao longo das séries projetadas foi utilizado o teste de *Mann-Kendall*. O teste de *Mann-Kendall* é considerado como o método mais adequado para analisar tendências em séries históricas (FERREIRA; PENNEREIRO, FONTOLAN, 2015). Trata-se de um teste estatístico não-paramétrico, que se baseia na rejeição da hipótese nula (H_0), de que não existe tendência em uma série temporal em um nível de significância α (DE MOURA, 2018).

O teste de *Mann-kendall* foi calculado separadamente para cada mês da série e para a série anual de vazão e de fluxo de sedimentos. A variável estatística S é calculada pela soma das diferenças dos sinais (sgn), aos pares, de todos os valores da série (x_i) em relação aos valores x_j imediatamente superiores, dado pelas equações 27 e 28 (SALVIANO et al., 2016).

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n sgn(x_j - x_i) \quad (27)$$

$$sgn(x_j - x_i) = \begin{cases} +1; & \text{se } x_j > x_i \\ 0; & \text{se } x_j = x_i \\ -1; & \text{se } x_j < x_i \end{cases} \quad (28)$$

Quando $n \geq 10$, a variável S pode ser comparada com uma distribuição normal, na qual, a variância S ($Var(S)$), pode ser obtida pela Equação 29, em que t_i representa o número da extensão das repetições i (por exemplo, uma série temporal com três valores iguais entre eles teria uma extensão de repetição igual a 3, ou $t_i = 1$ e $i = 3$).

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n (t_i(i-1)(2i+5))}{18} \quad (29)$$

O índice Z_{mk} segue uma distribuição normal, na qual sua média é zero, valores positivos indicam tendência de aumento e valores negativos indicam tendência de redução. De acordo com o sinal S , o índice Z_{mk} da distribuição normal é calculado pelo sistema de equações 30, 31 e 32.

$$Z_{mk} = \frac{s - 1}{\sqrt{Var(s)}}, \text{ para } S > 0 \quad (30)$$

$$z_{mk} = 0, \text{ para } S = 0 \quad (31)$$

$$z_{mk} = \frac{s+1}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, \text{ para } S \quad (32)$$

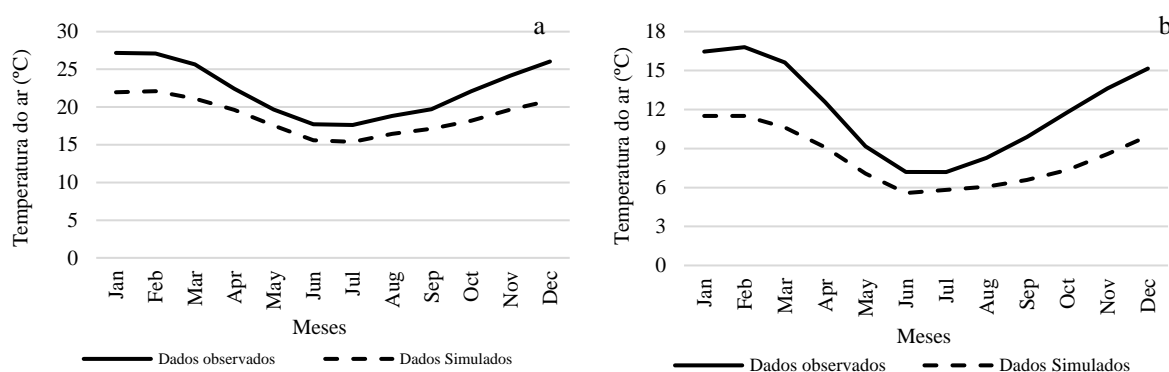
3.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.5.1 Comparação entre os dados climáticos observados nas estações de monitoramento e os dados projetados pelo modelo ETA-HADGEM2-ES

Os gráficos de distribuição anual das temperaturas máxima e mínima do ar para os dados observados e estimados pelo modelo ETA-HadGEM2-ES no período de controle estão representados no gráfico 44. Os dados mensais de temperatura máxima e mínima do ar observados e simulados pelo modelo apresentaram diferenças significativas ($\alpha = 0,05$). Entretanto, o comportamento anual das variáveis se mostrou consistente com o clima da região, com os maiores valores de temperatura ocorrendo no verão e os menores no inverno.

De acordo com CHOU et al. (2014), no Brasil, o modelo ETA-HadGEM2-ES subestima o ciclo anual de temperatura do ar na maior parte do ano. Isso é verificado na figura 44, em que o modelo apresentou uma tendência de subestimar os valores de temperatura máxima em todos os meses do ano. A temperatura mínima do ar também foi subestimada com desvios máximos de -5.3 em fevereiro. Verifica-se no gráfico que os maiores deslocamentos entre as curvas ocorreram no verão. De acordo com DE MOURA (2018) isso está relacionado à grande amplitude térmica comum na serra catarinense, com diferenças notáveis entre os mínimos e máximos de temperatura do ar, em especial no verão, e à resolução espacial do modelo.

Gráfico 44 - Comparação entre a temperatura do ar (a) máxima e (b) mínima entre a série observada na estação Lages-SC e os dados estimados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES

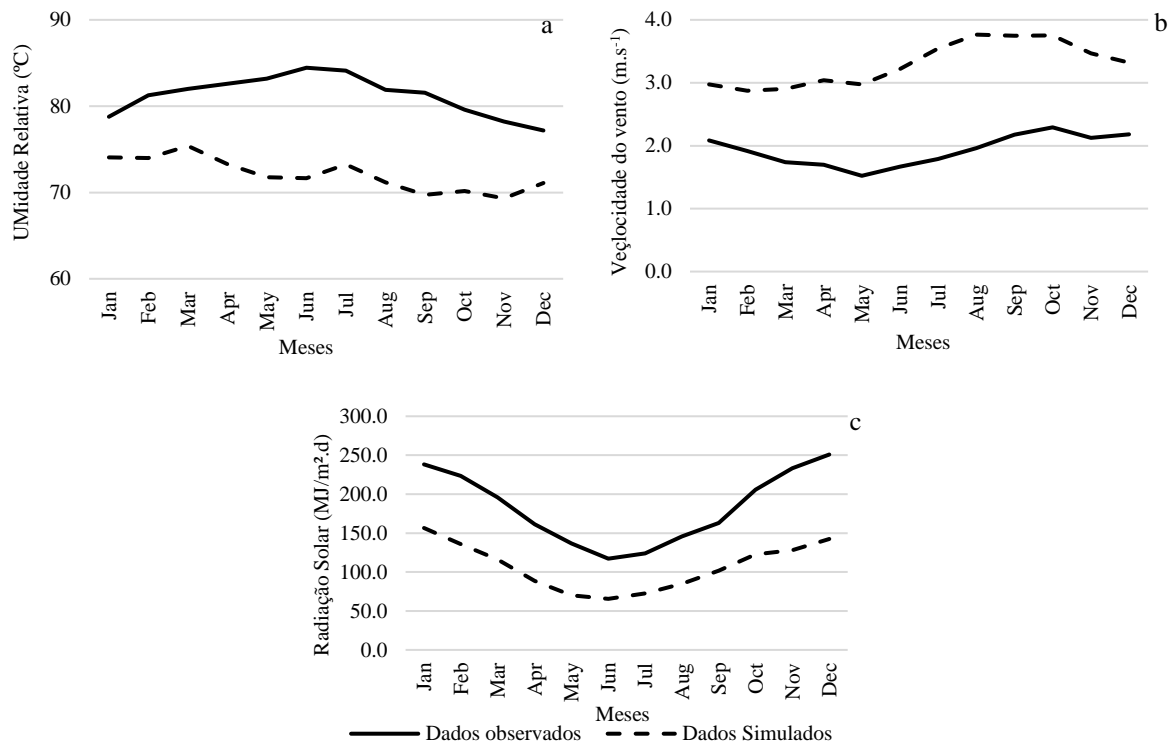


Fonte: Próprio autor, 2019

O comparativo entre os dados médios mensais observados e estimados para as variáveis umidade relativa, velocidade do vento e radiação solar são apresentados no gráfico 45. Assim, como a temperatura máxima e mínima, a umidade relativa e a radiação solar também foram

subestimadas pelo modelo, com desvios máximos de 12,8% e de 108,4 MJ m² dia⁻¹, respectivamente. Nestes casos, os dados de projeção para as três variáveis apresentaram diferenças significativas ($\alpha = 0,05$) em relação aos dados observados. A variável velocidade do vento foi superestimada pelo modelo com desvio máximo de 1,8 m s⁻¹

Gráfico 45 - Comparação entre a umidade relativa (a), velocidade do vento (b) e radiação solar (c) entre a série observada na estação Lages-SC e os dados estimados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES



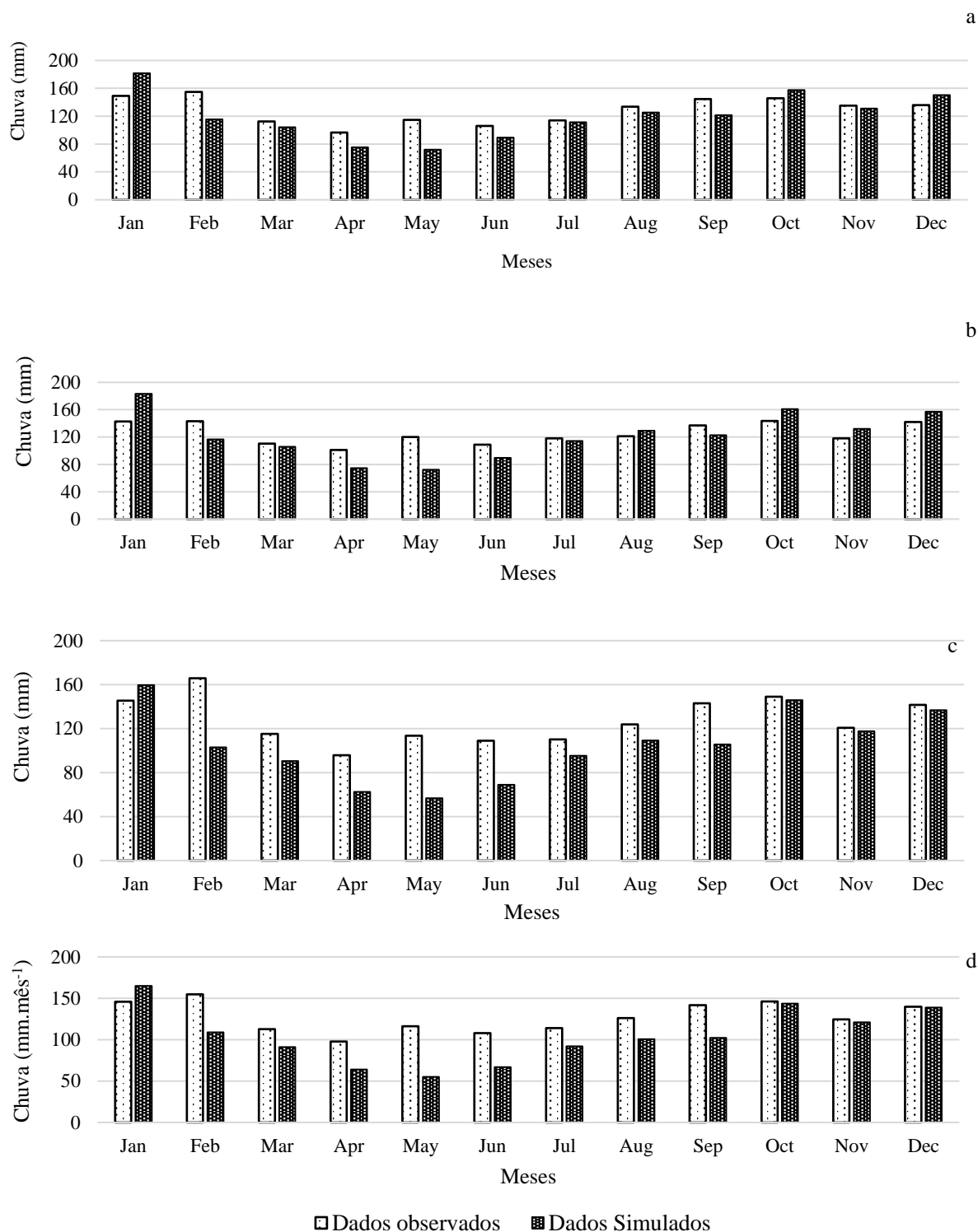
Fonte: Próprio autor, 2019

Os hietogramas observado e estimado pelo modelo para as quatro estações pluviométricas de estudo estão indicados no gráfico 46. Os gráficos indicam um comportamento dos desvios semelhantes em todos os pontos avaliados, sendo que as maiores variações se deram nos meses de janeiro, fevereiro e maio. Esse maior desvio nos meses de janeiro e fevereiro pode estar relacionado a maior ocorrência de chuvas convectivas, que são mais difíceis de se modelar devido a sua heterogeneidade espacial.

Chou et al. (2014) avaliou que, no sul do Brasil, o modelo Eta-HadGEM2-ES tendeu a superestimar as chuvas entre fevereiro e maio e subestimá-las entre junho e janeiro. Os resultados apresentados na figura 6 sugerem essa superestimativa do modelo entre os meses de fevereiro e maio, condizente com o encontrado por Chou et al. (2014), entretanto, não se

observa a mesma correspondência entre os meses de junho e janeiro, em que, ora o modelo subestimou, ora superestimou a chuva.

Gráfico 46 - Comparação da chuva média mensal entre a série observada na estação Lages-SC e os dados estimados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES. a) Ponto B e estação Passo marombas; b) Ponto D e estação Ponte rio Antinhas; c) Ponto I e estação Ponte Alta do Norte



Fonte: Próprio autor, 2019

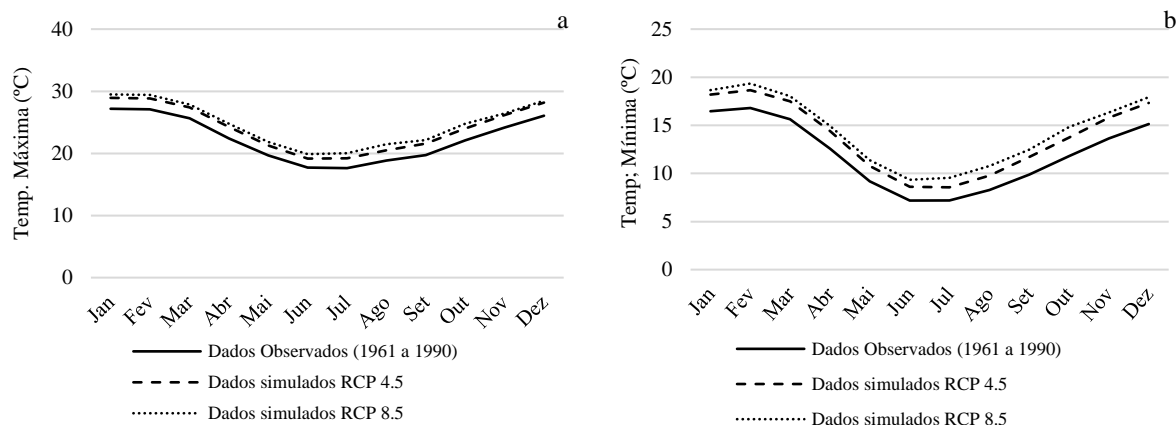
Esses resultados indicam a necessidade de realizar a correção do viés nos dados projetados, com o objetivo de eliminar os erros sistêmicos e reduzir as incertezas da modelagem hidrosedimentológica. Esses desvios podem afetar o cálculo da evapotranspiração e do escoamento superficial que são essenciais para a quantificação do balanço hídrico e do processo sedimentológico. Uma subestimativa da temperatura do ar máxima, por exemplo, faria com que o modelo estimasse uma menor evapotranspiração e, como consequência, aumentaria o escoamento superficial e a produção de sedimentos. Um subestimativa da umidade relativa, ao contrário, faria com que a evapotranspiração fosse maior, reduzindo o escoamento superficial.

Na projeção resultante dos dados estimados pelo modelo Eta-HadGEM2-ES o modelo tenderia a subestimar a evapotranspiração, o que aumentaria a quantidade de água disponível para infiltração e consequentemente, o escoamento superficial. Isso poderia resultar em uma estimativa maior da produção de sedimentos e um maior armazenamento da água na bacia, aumentando a disponibilidade hídrica. Os efeitos de viés nos dados de chuva seriam, ainda, mais significativos do que o viés nos dados climáticos, visto que, a chuva corresponde a principal entrada de água na bacia e ao principal componente da geração do escoamento superficial e do processo erosivo.

3.5.2 Análise da série de dados climáticos projetados pelo modelo ETA-HADGEM-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 corrigidos

O comparativo entre a média mensal de longo período dos dados observados das variáveis climáticas no período de controle e dos dados projetados pelo modelo com a correção de viés para os anos de 2007 a 2099 é apresentada no gráfico 47. Verifica-se um aumento das temperaturas máximas e mínimas nos dois cenários analisados em comparação com a normal climatológica. Esse aumento é esperado visto que estes cenários climáticos estabelecem um aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. Comparando os dois cenários, observa-se que as temperaturas máximas e mínimas foram maiores no RCP 8.5. A média mensal de longo período no mês de janeiro, por exemplo, foi 0.6 °C maior no cenário RCP 8.5. Isso caracteriza o cenário RCP 8.5 como sendo o mais extremo de mudanças climáticas.

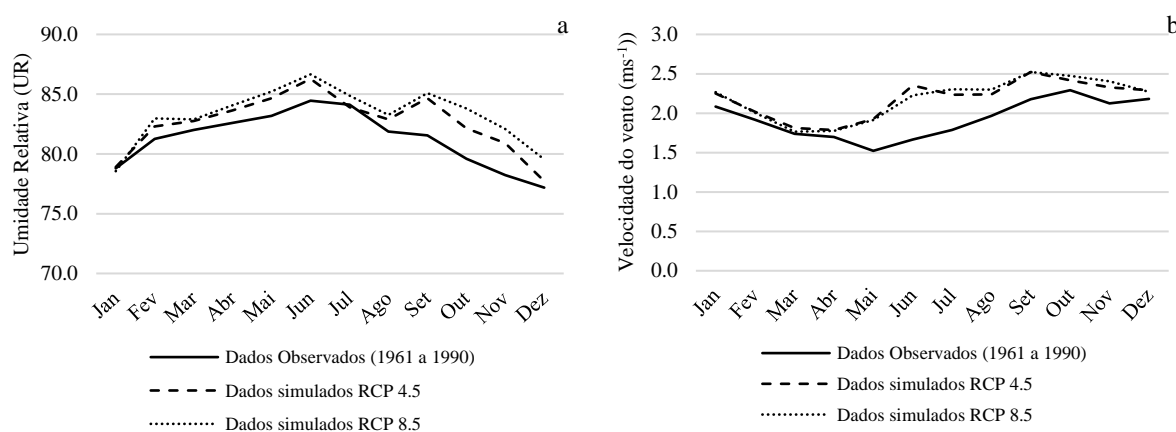
Gráfico 47 - Comparação entre a temperatura do ar (a) máxima e (b) mínima entre a série observada na estação Lages-SC entre o período de 1961 a 1990 e os dados projetados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 para os anos entre 2007 a 2099.



Fonte: Próprio autor, 2019

No gráfico 48 são apresentados os comparativos para as variáveis umidade relativa e velocidade do vento. De maneira análoga aos dados de temperatura do ar, os resultados demonstram um aumento da umidade relativa do ar e da velocidade do vento nas projeções futuras em relação a normal climatológica para os dois cenários. Esse comportamento está associado ao já observado aumento de temperatura.

Gráfico 48 - Comparação entre a umidade relativa do ar (a) e a velocidade do vento (b) entre a série observada na estação Lages-SC entre o período de 1961 a 1990 e os dados projetados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 para os anos



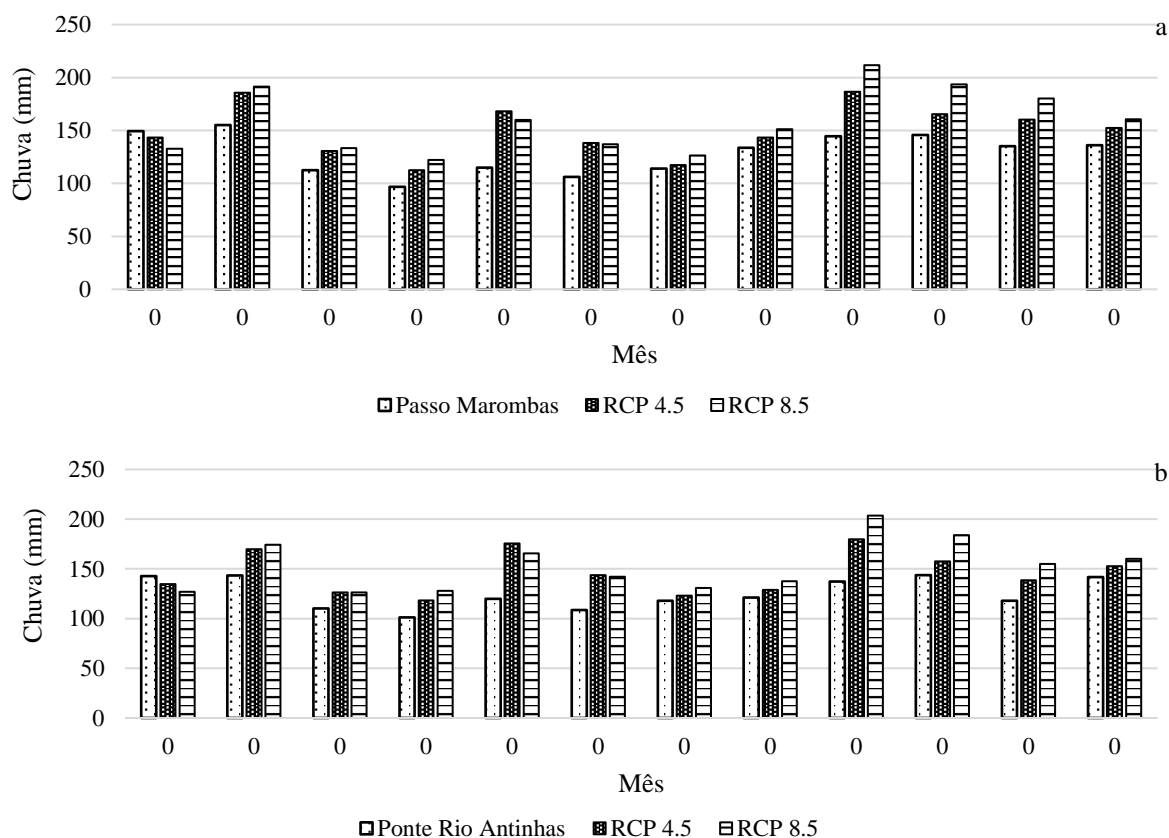
Fonte: Próprio autor, 2019

A velocidade do vento é reflexo das diferenças entre as condições de pressão atmosférica na superfície terrestre. A pressão atmosférica é dependente, entre outros fatores, da temperatura do ar e da umidade relativa. Isso explica as maiores velocidades do vento encontradas nos cenários RCP 4.5 e 8.5. Esse resultado vai de encontro com os estudos de

Breslow e Sailor (2002) que observaram que os ventos são sensíveis as mudanças climáticas resultantes de aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. Outro estudo realizado por Silva, Banga e Alves (2017) indicou que a velocidade do vento em cenários de mudanças climáticas aumentou entre 2 a 4% em termos médios anuais. No presente estudo certifica-se que as alterações foram um pouco mais intensas no cenário RCP 8.5 devido a maior concentração de CO₂ utilizada.

Os comparativos da chuva média mensal para as estações Passo Marombas e Ponte rio Antinhas são apresentados no gráfico 49. Verifica-se que na grande maioria dos meses (com exceção de janeiro) o modelo indica um aumento da chuva média mensal, tanto no cenário RCP 4.5 quanto no RCP 8.5. Esse aumento segue a tendência de aumento das chuvas na região do planalto serrano de Santa Catarina indicado por Sá et al. (2018) para os municípios de Lages, São Joaquim e Campos novos. Observa-se ainda maiores valores de chuva projetados para o cenário RCP 8.5, mostrando-o novamente como um cenário mais extremo. As outras estações apresentaram o mesmo comportamento.

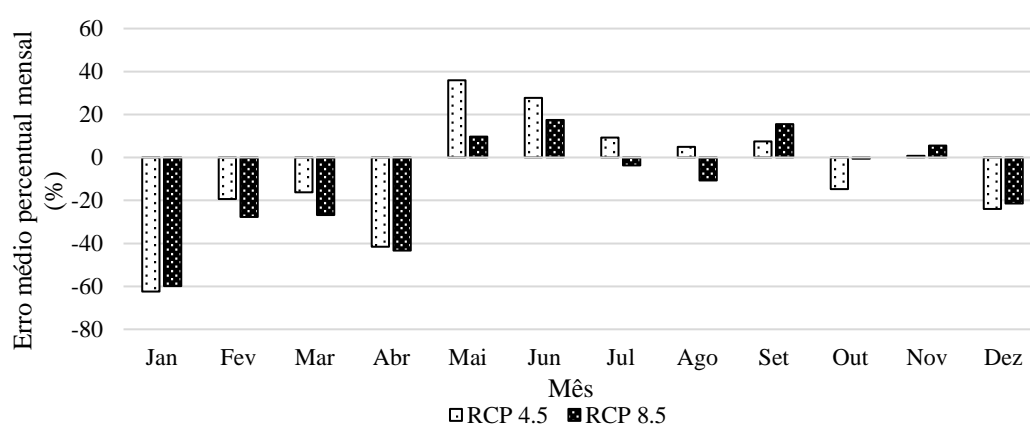
Gráfico 49 - Comparação da chuva média mensal entre a série observada na estação Lages-SC entre o período de 1961 a 1990 e os dados projetados pelo modelo climático Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP 4.5 e 8.5 para os anos de 2007 a 2009. a) Ponto B e Passo marombas; b) Ponto D e Ponte rio Antinhas



3.5.3 Validação das vazões mensais projetadas pelo modelo para o período de 2010 a 2016

A vazão média de longo período (QMPL) (2010 a 2016) observada na estação fluviométrica foi de $105,84 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, enquanto para os dados projetados pelo modelo foi de $108,29 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para o cenário RCP 4.5 e $101,85 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para o cenário RCP 8.5. De acordo com o teste t pareado as vazões médias observadas e projetadas não diferiram significativamente ($\alpha=0,05$). No gráfico 50 são apresentados os erros percentuais das vazões médias mensais de 2010 a 2016.

Gráfico 50 - Gráfico do Erro médio percentual mensal para os dois cenários climáticos no período de 2010 a 2016



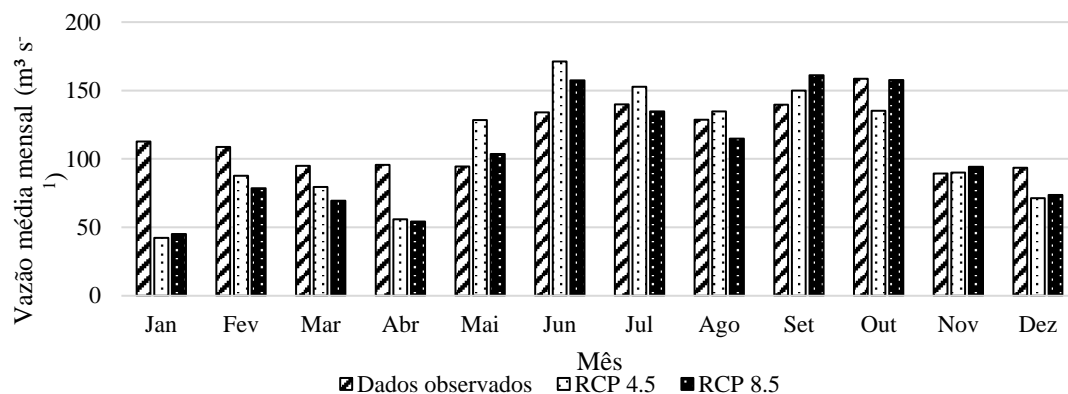
Fonte: Próprio autor, 2019

Verifica-se, com base na análise do erro médio dos dados, que, nos meses de dezembro a abril o modelo apresentou tendência de subestimar as vazões, com desvios máximos de -60 % em janeiro. Esses resultados podem ser justificados pela dificuldade do modelo em representar e projetar as chuvas convectivas, comuns na época do verão. Isso ocorre, em parte, pela grande área de estudo, que fez com que o modelo não conseguisse representar espacialmente as chuvas da mesma maneira que ocorre no sistema físico real, no qual as chuvas convectivas são mal distribuídas. Nos períodos de inverno e outono, ao contrário, o modelo tendeu, na maior parte dos meses, a superestimar as vazões, principalmente nos meses de maio e junho. É importante destacar a qualidade do modelo na representação dos meses de julho, agosto, setembro, outubro e novembro, nos quais o erro percentual foi extremamente baixo.

No gráfico 51 pode-se observar o comportamento do modelo na estimativa das médias mensais de vazão em termos absolutos. Observa-se que o modelo representou bem as vazões no segundo semestre do ano, com os principais desvios ocorrendo entre os meses de janeiro e abril. Confrontando os dois cenários climáticos não se observou evidências que pudessem

afirmar que um cenário foi melhor que outro nesta análise mensal. Em alguns meses o RCP 4.5 foi melhor, como em agosto, e em outros o RCP 8.5 apresentou melhores resultados.

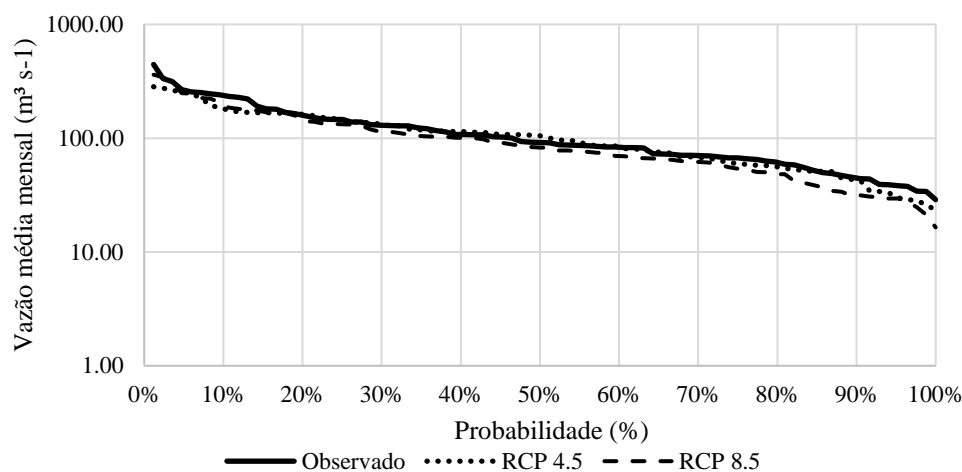
Gráfico 51 - Vazões médias mensais obtidas no período de 2010 a 2016 para os dados observados e para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.



Fonte: Próprio autor, 2019

A curva de permanência das vazões observadas e projetadas (Gráfico 52) indica que o modelo conseguiu representar com boa qualidade as vazões médias e máximas com uma subestimativa nas vazões mínimas, a partir da Q_{70} . Essa tendência de subestimativa do modelo nas vazões mínimas influenciou as vazões de referência Q_{90} , Q_{95} e Q_{98} que são utilizadas como critério de outorga. Isso indica que as projeções das vazões mínimas do modelo para os cenários futuros (2020 a 2099) podem ser subestimadas pelo modelo.

Gráfico 52 - Curva de permanência das vazões médias mensais observadas e projetadas pelo modelo nos dois cenários RCP 4.5 e 8.5 para o período entre 2010 e 2016

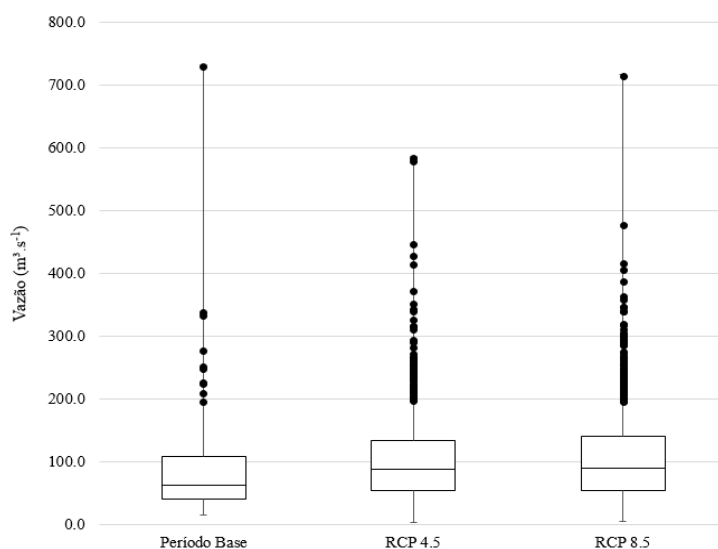


3.5.4 Efeitos dos cenários de mudanças climáticas sobre a vazão na BHM

3.5.4.1 Vazões médias de longo período projetadas pelo modelo

A utilização dos cenários futuros de mudanças climáticas indicou um acréscimo na vazão média de longo período (QMLP) de 10,42% para o cenário RCP 4.5 e de 16,42% para o cenário RCP 8.5 em relação ao período base ($91,03 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). No gráfico 53, são apresentados os gráficos *box plot* obtidos para o período base e para os dois cenários utilizados.

Gráfico 53 - Gráfico boxplot das vazões de longo período para o período base e para o RCP 4.5 e RCP 8.5



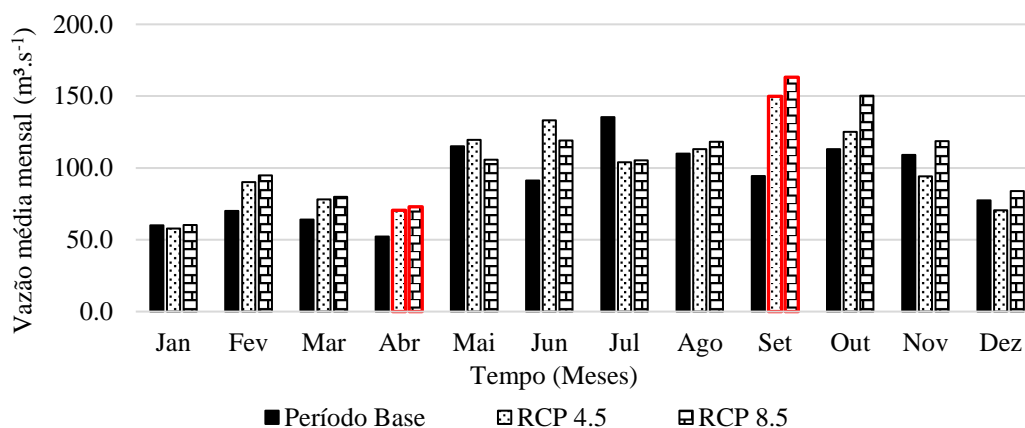
Fonte: Próprio autor, 2019

Percebe-se no gráfico 53 que além do acréscimo observado nas vazões médias de longo período (QMLP) verifica-se também uma maior variabilidade temporal das vazões resultado do maior desvio padrão obtido nos dois cenários hidrológicos. A magnitude dos eventos também tende a aumentar, visto que os resultados indicaram maior ocorrência de eventos de máxima nos cenários avaliados em comparação com o período base.

Em uma análise mensal das vazões verifica-se um aumento significativo ($\alpha = 0,05$) nas vazões nos meses de abril e setembro para os dois cenários testados em relação ao período base (Gráfico 54). Nos outros meses não foram encontradas diferenças significativas ($\alpha = 0,05$) entre os cenários e o período base, porém é possível perceber uma tendência de aumento das precipitações, principalmente, entre os meses de setembro e dezembro. Observa-se um

deslocamento das maiores vazões médias mensais do mês de julho, no período base, para o mês de setembro. Deve-se considerar, entretanto, que a vazão média mensal em julho foi superestimada devido ao evento de cheia de 1983, que assumiu valores muito acima da média histórica como já citando anteriormente.

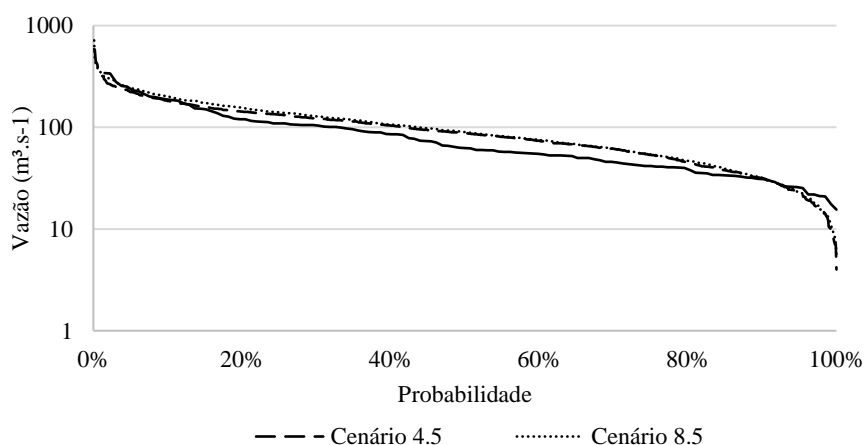
Gráfico 54 - Comparação entre as médias mensais de vazão no período base, RCP 4.5 e RCP 8.5 (2020-2099)



Fonte: Próprio autor, 2019

Outra maneira de avaliar o impacto das alterações de cenários climáticos sobre as vazões é a partir da curva de permanência (Gráfico 55). Essa permite uma avaliação visual de como os dois cenários climáticos podem influenciar nas vazões médias diárias da região de estudo. Percebe-se que na maior parte do tempo os cenários RCP 4.5 e 8.5 apresentaram-se com valores de vazão maiores que o período base, com uma drástica queda nos valores de vazão mais baixos, momento em que a disponibilidade hídrica é menor.

Gráfico 55 - Curva de permanência de vazões para o Período base e para os dois cenários alternativos de mudança climática



Fonte: Próprio autor, 2019

Na tabela 15 estão apresentados os valores de vazão de referência para o período base e para os dois cenários utilizados. A vazão de referência Q_{50} aumentou aproximadamente 40% nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5. Isso pode acarretar em uma maior vazão média ao longo do ano mantendo a disponibilidade hídrica da região em níveis adequados para o abastecimento urbano e agrícola.

Tabela 15 - Vazões referência para o período base e para os cenários RCP 4.5 e 8.5

Vazão de referência	Período base	Vazão de referência		Porcentagem de alteração	
		RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5
		-----m s ⁻¹ -----		-----%-----	
Q_5	230,0	222,3	242,6	-3,3	5,5
Q_{10}	188,3	181,7	201,0	-3,5	6,7
Q_{50}	62,5	87,4	87,5	39,6	39,8
Q_{90}	30,9	31,4	31,8	1,8	3,1
Q_{95}	25,2	22,9	23,0	-11,5	-11,1
Q_{98}	21,1	15,5	15,4	-26,4	-27,1

Fonte: Próprio autor, 2019

As demais vazões de referência utilizadas na outorga do uso da água, Q_{95} e Q_{98} , foram reduzidas nos cenários avaliados. A Q_{95} apresentou uma redução de aproximadamente 11% nos dois cenários e a Q_{98} teve um decréscimo de 26,4% e 27,1% nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5, respectivamente. Esse comportamento indica a necessidade de se avaliar constantemente os critérios para a outorga do uso da água considerando as possíveis alterações climáticas futuras. Os resultados de Q_{95} e Q_{98} indicam que no futuro poderá ocorrer uma redução da vazão nos períodos mais secos do ano. Isso indica que embora o modelo projete um aumento da Q_{50} , deve-se levar em conta o risco de secas mais severas na região.

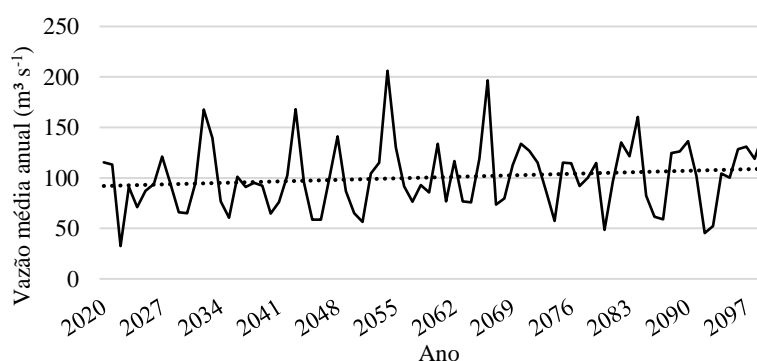
As vazões de referência Q_{10} e Q_5 , que representam as vazões máximas, apresentaram redução de 3,5% no cenário RCP 4.5 e um aumento de 5,5% para Q_5 e 6,7 para Q_{10} no cenário RCP 8.5. Isso demonstra uma redução de chuvas com maior volume no cenário RCP 4.5 e um aumento dessas chuvas para o cenário RCP 8.5, que projeta um aumento da temperatura. Entretanto, como os dados são diários, o modelo, na estrutura utilizada neste trabalho, não permite avaliações em termos de intensidade da chuva. Para estudo de vazões máximas e de produção de sedimentos a intensidade da chuva é fundamental, pois é utilizada para o cálculo da vazão de pico e também para a definição da erosividade da chuva. Os resultados encontrados neste trabalho não permitiram avaliar se a intensidade da chuva tenderia a aumentar ou não nos

cenários futuros considerados, visto que os dados não apresentam discretização temporal suficiente.

3.5.4.2 Tendência de alteração das vazões nos futuros centrados para o cenário RCP 4.5

A variação das vazões médias anuais ao longo do período de projeção (2020 a 2099) é apresentada no gráfico 56. O teste de *Mann-Kendall* não indicou tendência de aumento das vazões médias anuais para o cenário 4.5 ($p\text{-value} = 0,0877$). Em termos de vazões médias mensais, o teste de *Mann-Kendal* indicou tendência de aumento das vazões apenas no mês de dezembro ($p\text{-value} = 0,0206$). Nos demais meses, embora tenha-se percebido alguma tendência de alteração na vazão, as diferenças não foram identificadas pelo teste estatístico.

Gráfico 56 - Vazões médias anuais projetadas pelo modelo no cenário RCP 4.5 para os anos entre 2020 e 2099



Fonte: Próprio autor, 2019

Outra maneira de avaliar as alterações da vazão ao longo do tempo é a análise com base nos futuros centrados (FC). Na tabela 16 estão apresentados os valores de vazão de referência para os diferentes FCs obtidos pelo cenário RCP 4.5. Verificou-se um aumento gradual das vazões médias (Q_{50}) ao longo do século. As projeções indicam um aumento de 44,7% da vazão Q_{50} , o que sugere um aumento da disponibilidade hídrica neste cenário.

No cenário RCP 4.5 as vazões máximas (Q_5 e Q_{10}) apresentaram um comportamento variável ao longo do período analisado. Nos FCs 2030 e 2070 os valores de máxima diminuíram e nos FC 2070 e 2090 aumentaram. Essa falta de padrão não permitiu concluir se as vazões máximas neste cenário tenderam a aumentar ou reduzir. Isso pode ser resultado da própria variabilidade do clima e consequentemente da chuva.

Tabela 16 - Vazões referência para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5

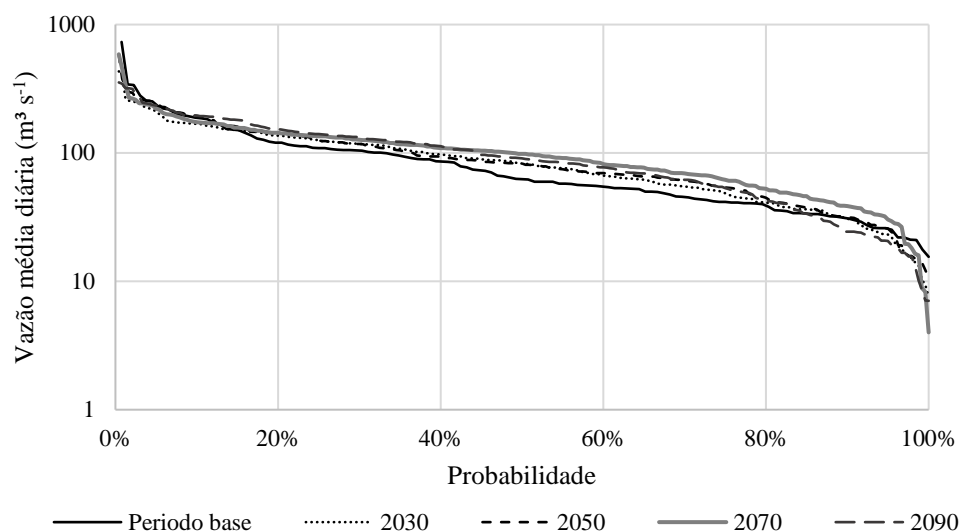
Vazão de referência	Período base	Vazão de referência				Porcentagem de alteração			
		2030	2050	2070	2090	2030	2050	2070	2090
		-----m.s ⁻¹ -----				-----%-----			
Q ₅	230,0	218,6	244,6	220,4	234,1	-4,9	6,4	-4,1	1,8
Q ₁₀	188,3	168,6	194,2	173,2	194,4	-10,5	3,1	-8,1	3,2
Q ₅₀	62,6	82,9	82,7	90,1	90,6	32,5	32,1	44,0	44,7
Q ₉₀	30,8	30,7	31,4	38,7	24,4	-0,6	1,7	25,3	-21,1
Q ₉₅	25,2	23,2	25,9	30,2	20,6	-8,2	2,6	19,9	-18,1
Q ₉₈	21,1	14,0	15,0	16,4	13,1	-33,6	-28,8	-22,3	-37,9

FONTE: Próprio autor, 2019

As vazões mínimas também apresentaram comportamento variável. A Q₉₀ e Q₉₅ reduziram no primeiro futuro centrado, aumentaram nos FCs 2050 e 2070 e voltaram a diminuir no FC 2090. Isso sugere, como já citado, que a revisão dos critérios de outorga deve ocorrer periodicamente com objetivo de respeitar as alterações fluviométricas dos rios decorrentes das alterações climáticas. A vazão Q₉₈ diminuiu no cenário RCP 4.5 em todos os FCs, com redução de quase 40% no FC 2090. Isso é preocupante do ponto de vista de manutenção das vazões básicas dos rios, visto que a Q₉₈ representa um indicativo de como o rio se encontra nos períodos de estiagem.

No gráfico 57 são apresentadas as curvas de permanência para os FCs analisados e para o período base. A curva de permanência reforça o comportamento já verificado na tabela 17. No cenário RCP 4.5 as vazões médias serão maiores em todos os FCs e as vazões básicas, principalmente a Q₉₈, serão menores, o que indica que em períodos de seca a vazão do rio será menor do que é atualmente. Na curva de permanência percebe-se ainda que os valores de vazão máxima tenderam a diminuir ao longo do tempo, o que pode indicar uma redução nas chuvas mais volumosas, o que não foi possível afirmar a partir das vazões Q₅ e Q₁₀.

Gráfico 57 - Comparação entre as curvas de permanência do período base e dos futuros centrados para o cenário RCP 4.5

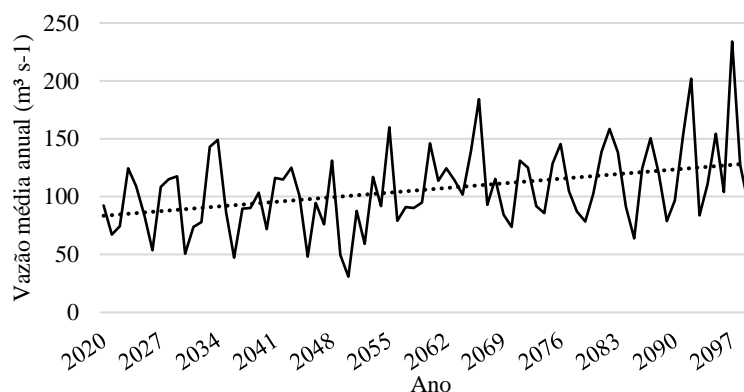


Fonte: Próprio autor, 2019

3.5.4.3 Tendência de alteração das vazões nos futuros centrados para o cenário RCP 8.5

A variação das vazões médias anuais ao longo do período de projeção (2020 a 2099) é apresentada no gráfico 58. Ao contrário do cenário 4.5, as vazões médias anuais projetadas pelo RCP 8.5 apresentaram tendência de aumento ao longo do século XXI, de acordo com o teste de *Mann-Kendall* ($p\text{-value} = 0,00185$). Em termos de vazões médias mensais o teste de *Mann-Kendal* indicou tendência de aumento das vazões nos meses de maio ($p\text{-value} = 0,0007$), junho ($p\text{-value} = 0,0012$), julho ($p\text{-value} = 0,0101$), setembro ($p\text{-value} = 0,0176$), outubro ($p\text{-value} = 0,018$) e novembro ($p\text{-value} = 0,0108$).

Gráfico 58 - Vazões médias anuais projetadas pelo modelo no cenário RCP 8.5 para os anos entre 2020 e 2099



Fonte: Próprio autor, 2019

As vazões de referência obtidas para o RCP 8.5 nos FCs são apresentadas na tabela 17. As vazões máximas (Q_5 e Q_{10}) mostraram-se basicamente constantes ao longo dos três primeiros FCs com um aumento significativo no FC 2090. As projeções mostram que a longo prazo a Q_5 e a Q_{10} aumentarão 33,7% e 28,2%, respectivamente.

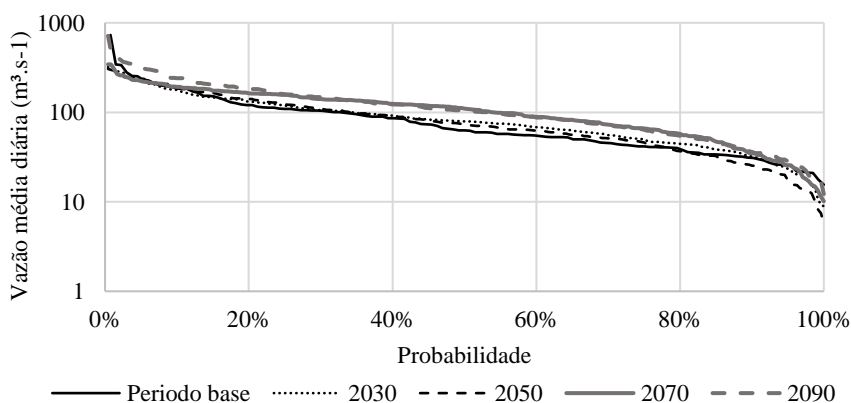
Tabela 17 - Vazões referência para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5

Vazão de referência	Período base (m.s ⁻¹)	Vazão de referência				Porcentagem de alteração			
		2030	2050	2070	2090	2030	2050	2070	2090
		-----m.s ⁻¹ -----				-----%-----			
Q_5	230,0	230,6	235,4	223,8	307,6	0,3	2,3	-2,7	33,7
Q_{10}	188,3	177,3	184,4	192,2	241,5	-5,8	-2,1	2,0	28,2
Q_{50}	62,6	79,3	73,5	109,8	104,6	26,8	17,4	75,4	67,2
Q_{90}	30,9	31,9	25,4	34,8	36,3	3,5	-17,7	12,6	17,6
Q_{95}	25,2	23,4	17,2	25,7	28,2	-7,2	-31,8	1,9	11,8
Q_{98}	21,1	15,2	12,4	15,5	18,9	-27,8	-41,4	-26,3	-10,6

Fonte: Próprio autor, 2019

A vazão média (Q_{50}) aumentou em todos os períodos, com destaque para ao FC 2070 e 2090, nos quais o aumento foi na ordem de 75,4% e 67,2% respectivamente. Assim como o RCP 4.5, o RCP 8.5 sugere, então, um aumento na disponibilidade hídrica da bacia. As vazões básicas (Q_{90} e Q_{95}) apresentaram valores variáveis, com uma redução até o FC 2050 com posterior aumento, chegando a 17,6% para Q_{90} e 11,8% para Q_{95} no FC 2090. Novamente percebe-se uma redução da Q_{98} ao longo dos FCs, entretanto verifica-se que inicialmente, entre os FC 2030 e 2070, os valores de Q_{98} serão menores mas tenderam a aumentar no FC 2090. A curva de permanência para o cenário 8.5 nos diferente FCs é apresentada no gráfico 59.

Gráfico 59 - Comparação entre as curvas de permanência do período base e dos futuros centrados para o cenário RCP 8.5



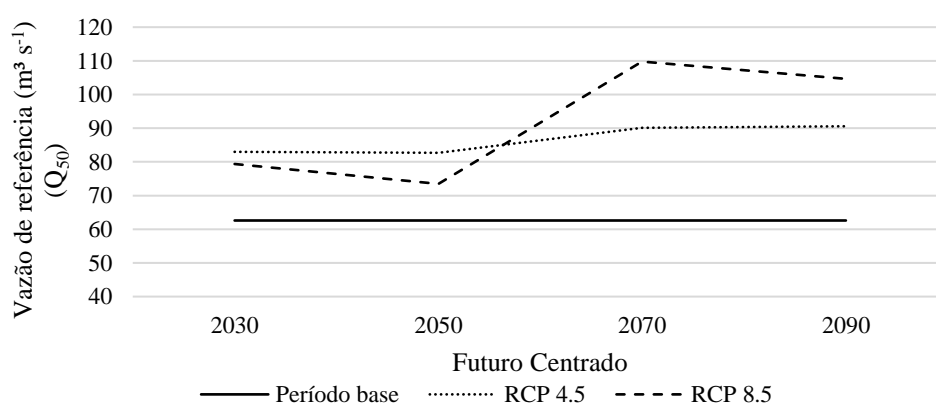
Fonte: Próprio autor, 2019

A curva de permanência mostra esse aumento das vazões médias (Q_{50}) e a redução das vazões básicas, sobretudo a Q_{98} . Observa-se que, principalmente nos FCs 2070 e 2090, a Q_{50} se mostrou maior que nos períodos anteriores. Com relação a Q_{98} verifica-se uma redução em todos os FCs. Esses resultados indicam a tendência, já encontrada no RCP 4.5, de redução da vazão do rio nos momentos de estiagem.

3.5.4.4 Diferenças entre as vazões projetadas por futuro centrado nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.

A análise por FC para os dois cenários estudados mostrou diferenças entre os períodos quando se avaliou as diferentes vazões de referência. O gráfico 60 apresentou a evolução da vazão de referência Q_{50} dos FCs em relação ao período base. Verifica-se que no cenário RCP 4.5 a vazão Q_{50} apresenta um pequeno aumento ao longo dos FCs variando desde $83,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ até $90,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Já a Q_{50} apresentou comportamento irregular, com uma queda inicial seguida tendência de aumento ao longo do tempo, com pico no FC 2070 e uma posterior queda no FC 2090. Entretanto, novamente observa-se um incremento nas vazões Q_{50} nos cenários climáticos em relação ao período base, o que contribui para o aumento da disponibilidade hídrica nos FCs.

Gráfico 60 - Evolução da vazão de referência Q_{50} nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q_{50} média do período base

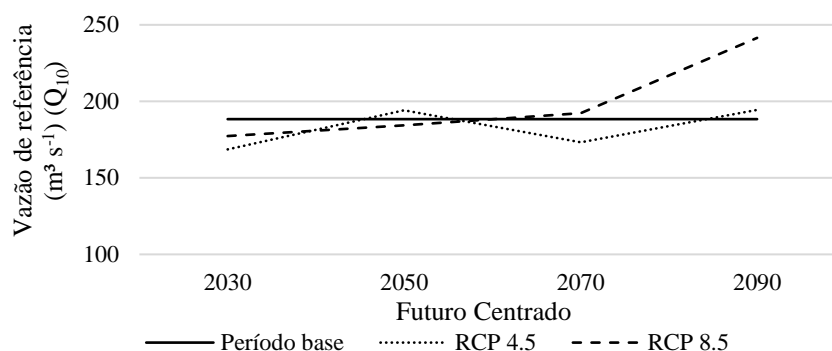


Fonte: Próprio autor, 2019

As vazões máximas, representadas pela Q_{10} apresentaram comportamento diferente entre os dois cenários (Gráfico 60). No cenário RCP 4.5 a Q_{10} se mostrou irregular ao longo dos FCs, ora com valores acima da média do período base, ora com valores abaixo do mesmo. O

cenário RCP 8.5 apresentou uma tendência de aumento no tempo, o que indica uma maior quantidade de eventos extremos de chuva que são os maiores causadores de erosão hídrica.

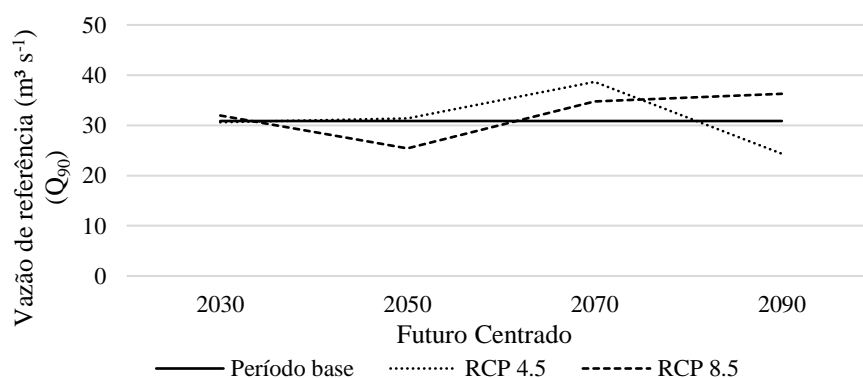
Gráfico 61 - Evolução da vazão Q10 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q10 média do período base



Fonte: Próprio autor, 2019

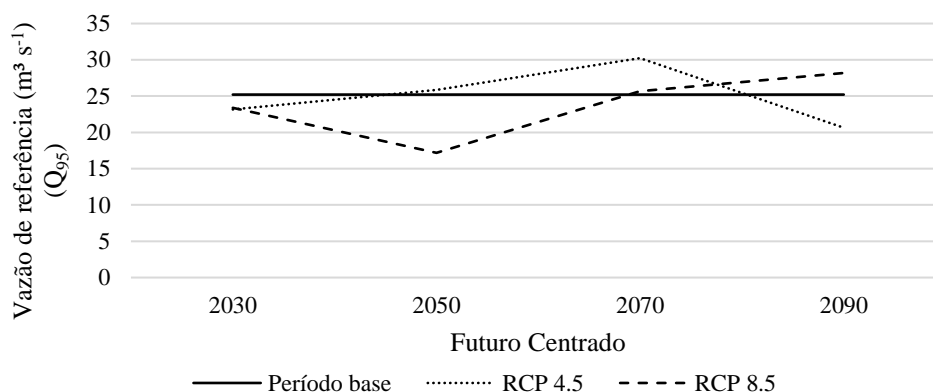
Nos gráficos 62, 63 e 64 são apresentadas a evolução das vazões de referência mínimas (Q_{90} , Q_{95} e Q_{98}) ao longo dos FCs para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em relação ao período base. Verifica-se um comportamento antagônico entre os dois cenários nas três vazões de referência. Em ambos os casos as vazões mínimas tendem a cair entre os futuros centrados 2030 e 2050, com uma projeção de aumento entre os FCs 2050 e 2070. A discrepância se encontra no ultimo futuro centrado em que as vazões mínimas tendem a reduzir no cenário RCP 8.5 e se manter estável no cenário RCP 4.5. Esse comportamento indica que o cenário RCP 8.5, sendo mais extremos em termos de aumento de temperatura, tende a aumentar a quantidade de eventos extremos e reduzir as cotas dos rios nas épocas de estiagem.

Gráfico 62 - Evolução da vazão Q90 nos cenários RCP 4.5 e RC 8.5 em comparação à Q90 média do período base



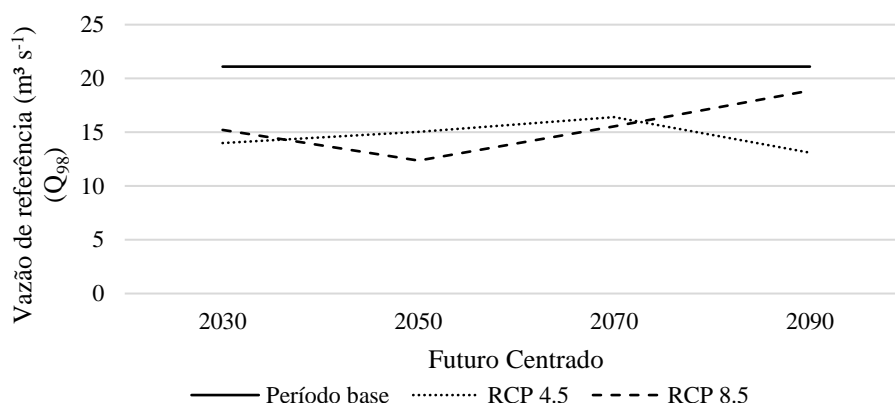
Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 63 - Evolução da vazão de referência Q90 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q90 média do período base



Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 64 - Evolução da vazão de referência Q90 nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 em comparação com a Q90 média do período base



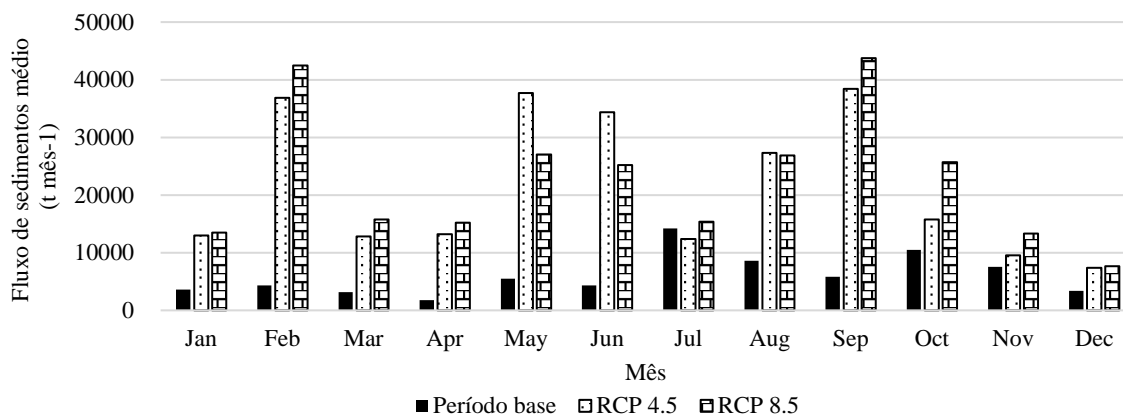
Fonte: Próprio autor, 2019

3.5.5 Efeito dos cenários de mudança climática sobre o fluxo de sedimentos na BHM

3.5.5.1 Fluxo de sedimentos projetados para o período entre 2020 a 2099

O gráfico 65 apresenta o fluxo de sedimentos médio mensal observado no período base e projetado para os cenários RCP 4.5 e 8.5. O gráfico demonstra um aumento considerável no fluxo de sedimentos médio mensal nos dois cenários analisados. Em termos anuais, as projeções indicaram que o fluxo de sedimentos vai quase que quadruplicar (aumento de 351% no RCP 4.5 e de 368% no RCP 8.5) em ambos os cenários.

Gráfico 65 - Comparação entre os valores de fluxo de sedimentos médios mensais entre os dados observados no período base e projetados pelos cenários RCP 4.5 e 8.5



Fonte: Próprio autor, 2019

Os meses de fevereiro, abril, maio, junho e setembro foram os que apresentaram maior intensificação da erosão hídrica em ambos os cenários (Tabela 18). Esses meses também apresentaram considerável aumento no volume de chuva como pode ser verificado na figura 6 e na tabela 18. O volume de chuva é um dos principais fatores que regula o processo de erosão hídrica, sendo que, quanto maior o volume maior será a quantidade de escoamento superficial e consequentemente maior desagregação e transporte das partículas. Espera-se, portanto, que a mudança climática, à medida que altera o volume precipitado, altere também a quantidade de fluxo de sedimentos, como encontrado neste trabalho.

Nos meses de janeiro, agosto, outubro, novembro e dezembro (Tabela 19) houve aumento da chuva média mensal, mas menor do que nos outros meses citados e, conforme esperado, isso refletiu em menor intensificação do processo erosivo, resultando em menor fluxo de sedimentos no exutório da bacia. O mês de julho foi o que apresentou o menor efeito da utilização dos cenários de mudança climática sobre a produção de sedimentos. Deve-se levar em consideração, entretanto, que em julho o fluxo de sedimentos médio mensal apresentou valores maiores devido ao efeito do evento crítico de 1983 que impulsionou a média para cima diminuindo as diferenças relativas entre os valores projetados e observados.

Embora o aumento da produção de sedimentos fosse esperado em um cenário de aumento do volume de chuva, as alterações foram muito elevadas, chegando a quase 900 % em fevereiro no RCP 8.5. Essa possível superestimativa das projeções, em parte, é resultado da calibração e validação do modelo. Como observado no capítulo 1, o modelo SWAT tendeu a superestimar as vazões, principalmente no período de validação, principalmente resultado da implementação da semeadura direta (SD) na região, que não foi representada pelo modelo.

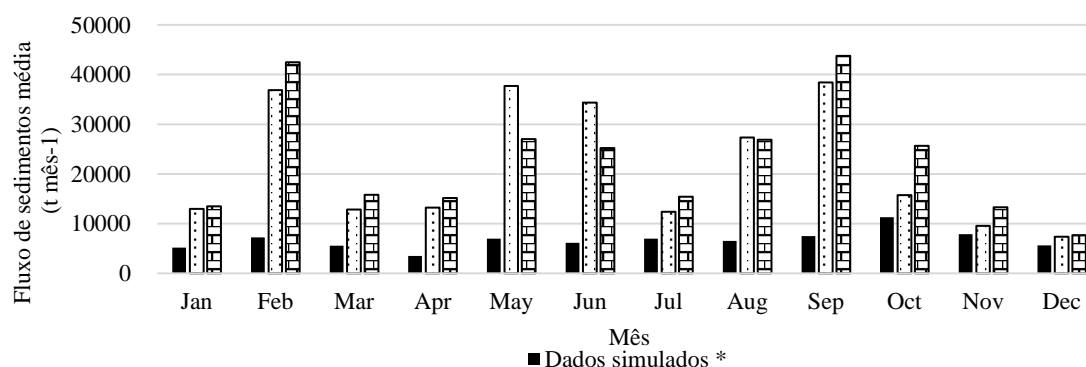
Tabela 18 - Comparação entre o fluxo médio mensal de sedimentos e da chuva média mensal entre o período base e os dois cenários analisados

Mês	Fluxo de sedimentos			Porcentagem de alteração		Aumento médio da chuva média mensal	
	Período base	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5
	-----t mês ⁻¹ -----			-----%-----		-----%-----	
Janeiro	3625	12994	13503	258	272	-6	-12
Fevereiro	4328	36864	42460	752	881	18	20
Março	3163	12844	15783	306	399	15	16
Abril	1754	13209	15185	653	766	14	22
Maio	5495	37703	27034	586	392	46	35
Junho	4328	34389	25210	695	482	30	29
Julho	14213	12404	15390	-13	8	0	7
Agosto	8586	27325	26856	218	213	8	13
Setembro	5804	38414	43757	562	654	31	47
Outubro	10479	15752	25680	50	145	9	27
Novembro	7570	9547	13304	26	76	15	30
Dezembro	3409	7388	7684	117	125	8	12

Fonte: Próprio autor, 2019

Para testar se a superestimativa na calibração e na validação do fluxo de sedimentos com o modelo SWAT foi responsável de uma possível superestimativa das projeções, os dados projetados para os cenários climáticos foram comparados com o fluxo médio mensal estimado pelo modelo (Gráfico 66 e Tabela 19). Verifica-se que, com a utilização dos dados simulados como comparativo, tem-se uma redução na percentagem de alteração do fluxo de sedimento nos dois cenários. Isso indica a veracidade da hipótese de que parte da possível superestimativa dos sedimentos é resultado dos erros decorrentes da calibração e validação do modelo.

Gráfico 66 - Comparação entre os valores de fluxo de sedimentos médios mensais entre os dados simulados na calibração e validação do modelo e projetados pelos cenários RCP 4.5 e 8.5



* O fluxo de sedimentos médio foi baseado nos dados simulados na calibração (1977 a 1978) e validação (1994 a 1997)

Fonte: Próprio autor, 2019

Tabela 19- Comparação entre o fluxo médio mensal de sedimentos e da chuva média mensal entre os dados simulados na calibração e validação do modelo e os dois cenários analisados

Mês	Fluxo de sedimentos (t mês ⁻¹)			Porcentagem de alteração		Aumento médio da chuva média mensal	
	Simulado*	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5
	-----t mês ⁻¹ -----			-----%-----		-----%-----	
Janeiro	5157	12994	13503	152	162	-6	-12
Fevereiro	7214	36864	42460	411	489	18	20
Março	5579	12844	15783	130	183	15	16
Abril	3496	13209	15185	278	334	14	22
Mai	6952	37703	27034	442	289	46	35
Junho	6131	34389	25210	461	311	30	29
Julho	6995	12404	15390	77	120	0	7
Agosto	6522	27325	26856	319	312	8	13
Setembro	7474	38414	43757	414	485	31	47
Outubro	11293	15752	25680	39	127	9	27
Novembro	7883	9547	13304	21	69	15	30
Dezembro	5642	7388	7684	31	36	8	12

* O fluxo de sedimentos médio foi obtido a partir dos dados simulados na calibração (1977 a 1978) e validação (1994 a 1997) do modelo.

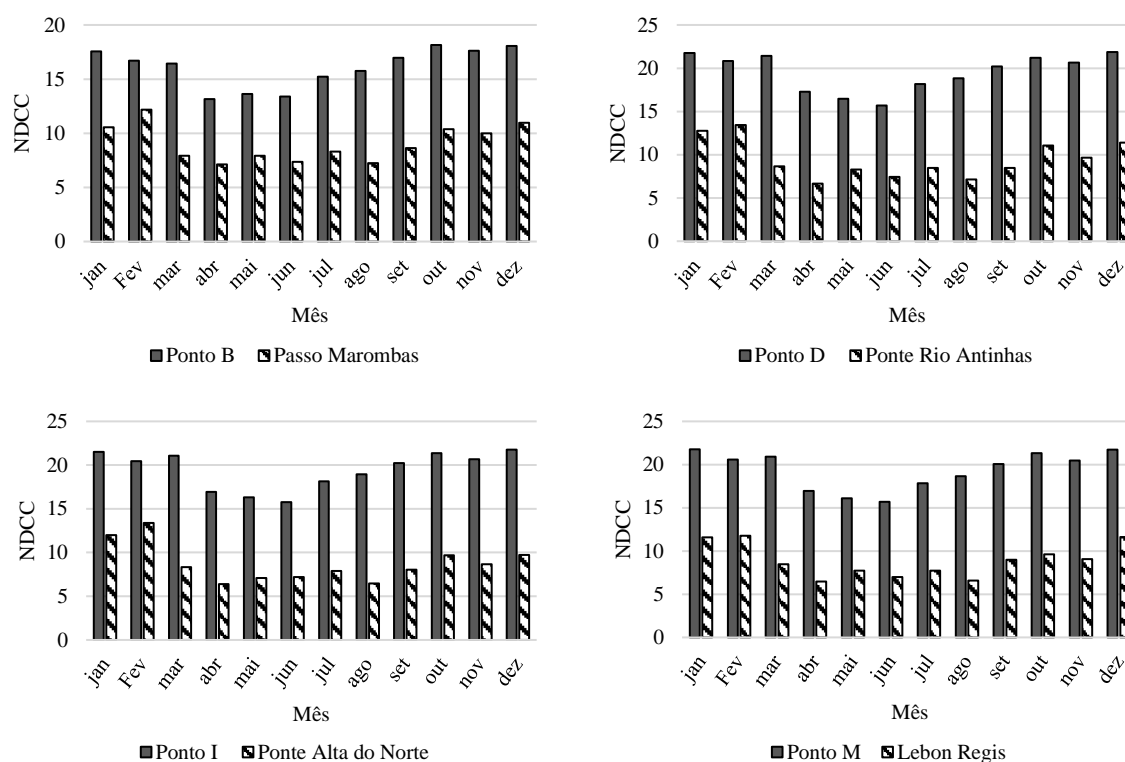
Fonte: Próprio autor, 2019

Outro fator que pode ser utilizado para explicar esse elevado aumento da produção de sedimentos na BHM é a distribuição temporal da chuva. No gráfico 67 é apresentado um comparativo do número de dias com chuva no mês entre os dados mensurados nas estações pluviométricas e os dados projetados pelo modelo. Os gráficos demonstram que, em todos os pontos projetados e em todos os meses, o número de dias com chuva aumentou.

Esses resultados apontam que nos cenários projetados a chuvas ocorrerão de forma mais distribuída ao longo do tempo, isso altera consideravelmente os efeitos sobre a erosão hídrica. O modelo SWAT obtém a taxa de produção de sedimentos para cada URH a partir da equação da MUSLE. Nesta equação, o fator erosividade da chuva é substituído pelo escoamento superficial. Este, por sua vez, é altamente dependente da umidade antecedente do solo. A ocorrência de vários dias de chuva seguidos faz com que o solo mantenha teor de água sempre próximo a sua máxima capacidade de armazenamento de água. Isso faz com que até mesmo chuvas de baixo volume sejam suficientes para gerar escoamento superficial. As experiências práticas de monitoramento de produção de sedimentos demonstram que a relação entre erosão e umidade do solo é exponencial, ou seja, quanto maior o teor de água saturado no solo, maior é o escoamento superficial e consequentemente, maior é a erosão do solo.

Essa alteração do comportamento climático, então, fará com que o solo se mantenha com maior umidade intensificando o processo erosivo. Isso justificaria os resultados gerados pelas projeções do modelo, nas quais, o aumento da produção de sedimentos foi superior ao aumento das chuvas e da vazão.

Gráfico 67 - Comparação do número de dias com chuva (NDCC) no mês entre os dados obtidos nas estações pluviométricas e projetados no cenário RCP 4.5



Fonte: Próprio autor, 2019

3.5.5.2 Fluxo de sedimento nos futuros centrados para o cenário RCP 4.5

A tabela 6 apresenta os resultados das projeções de fluxo de sedimentos para os FCs, considerando o cenário RCP 4.5. A análise por FCs confirma a tendência de aumento do fluxo de sedimentos na BHM, com exceção do mês de julho que teve o efeito do evento extremo de 1983 responsável por aumentar as médias do período base. Entretanto, verificou-se uma grande variabilidade entre os meses. O mês de maio, por exemplo, apresentou o pico do fluxo de sedimentos no FC 2050, enquanto, o mês de fevereiro apresentou o pico somente no FC 2090.

O gráfico 68 reforça o comportamento variável do fluxo de sedimentos ao longo dos futuros centrados. Observou-se falta de padrão entre os meses indicando que enquanto em alguns meses a produção de sedimentos será cada vez maior, em outros, o fluxo poderá vir até

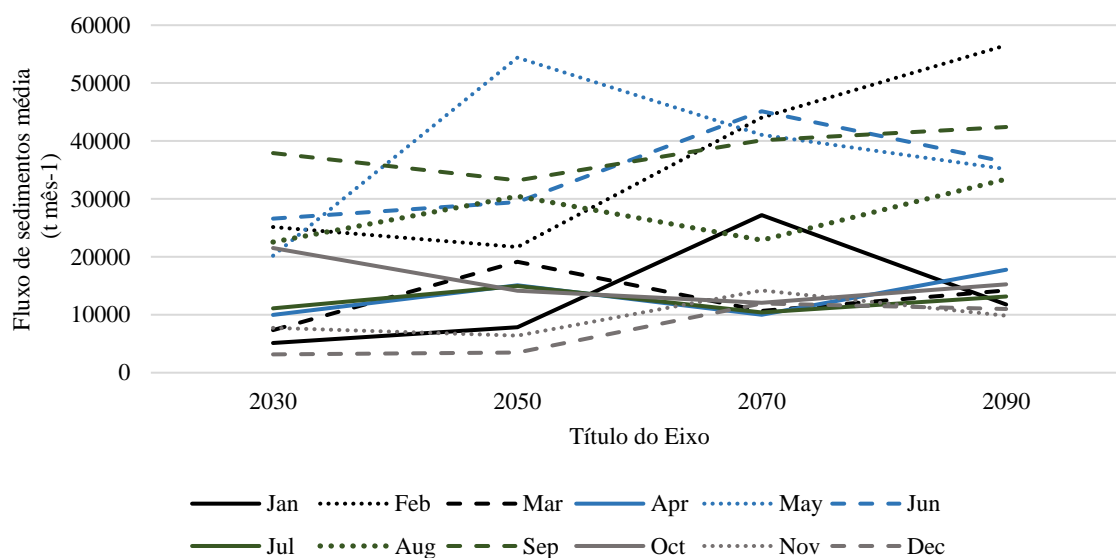
mesmo reduzir entre dois FC sucessivos. Isso está relacionado ao comportamento da chuva projetada pelo modelo que também não apresentou uma padronização.

Tabela 20 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5

Mês	Período base	Fluxo de sedimentos				Porcentagem de alteração			
		2030	2050	2070	2090	2030	2050	2070	2090
	t mês ⁻¹	t mês ⁻¹				%			
Janeiro	3625	5127	7860	27209	11780	41	117	651	225
Fevereiro	4328	25172	21698	44051	56534	482	401	918	1206
Março	3163	7352	19150	10663	14212	132	505	237	349
Abril	1754	9979	15073	10008	17777	469	759	471	913
Mai	5495	20193	54399	41048	35172	267	890	647	540
Junho	4328	26601	29444	45135	36374	515	580	943	740
Julho	14213	11090	14972	10405	13150	-22	5	-27	-7
Agosto	8586	22560	30430	22884	33428	163	254	167	289
Setembro	5804	37914	33202	40121	42420	553	472	591	631
Outubro	10479	21527	14167	12071	15244	105	35	15	45
Novembro	7570	7747	6401	14204	9837	2	-15	88	30
Dezembro	3409	3160	3457	11952	10982	-7	1	251	222

Fonte: Próprio autor, 2019

Gráfico 68 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5



Fonte: Próprio autor, 2019

O teste de *Mann-kendal* indicou tendência de aumento no fluxo de sedimento somente para os meses de janeiro ($p\text{-value} = 0,0106$), fevereiro ($p\text{-value} = 0,0199$) e dezembro ($p\text{-value}$

= 0,0066). Em relação a produção anual de sedimentos foi encontrada tendência de aumento de acordo com o teste de Mann-Kendall ($p\text{-value} = 0,00079$).

3.5.5.3 Fluxo de sedimentos nos futuros centrados para o cenário RCP 8.5

O cenário RCP 8.5 apresentou um comportamento mais homogêneo. Percebe-se nos dados da tabela 21 e no gráfico 69 três padrões de comportamento. Os meses de maio, agosto, setembro e outubro apresentaram tendência de aumento ao longo dos FCs, com os valores máximos de fluxo de sedimentos no FC 2090. Nos meses de março, janeiro e julho o pico ocorreu no FC 2070, com uma posterior redução no fluxo de sedimentos. Os demais meses exibiram aumento nos primeiros FCs e depois uma estabilização no fluxo de sedimentos.

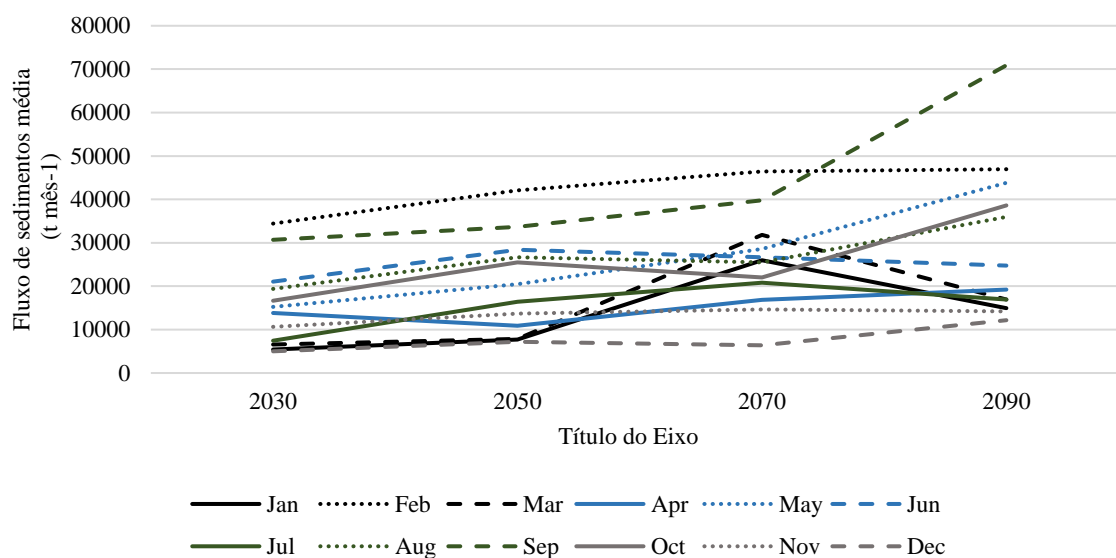
Tabela 21 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 8.5

Mês	Período base	Fluxo de sedimentos				Porcentagem de alteração			
		2030	2050	2070	2090	2030	2050	2070	2090
	t mês ⁻¹	t mês ⁻¹				%			
Janeiro	3625	5414	7704	25972	14920	49	113	616	312
Fevereiro	4328	34425	42041	46420	46954	695	871	972	985
Março	3163	6563	7828	31819	16921	107	147	906	435
Abril	1754	13814	10886	16819	19219	687	521	859	996
Maio	5495	15236	20500	28582	43815	177	273	420	697
Junho	4328	21054	28398	26653	24734	386	556	516	471
Julho	14213	7445	16412	20806	16895	-48	15	46	19
Agosto	8586	19379	26633	25452	35962	126	210	196	319
Setembro	5804	30688	33641	39800	70897	429	480	586	1122
Outubro	10479	16652	25470	21985	38613	59	143	110	268
Novembro	7570	10642	13717	14644	14212	2	-15	88	30
Dezembro	3409	4997	7207	6367	12164	-7	1	251	222

Fonte: Próprio autor, 2019

O teste de *Mann-kendal* indicou tendência de aumento no fluxo de sedimentos para os meses de janeiro ($p\text{-value} = 0,0060$), maio ($p\text{-value} = 0,0094$), setembro ($p\text{-value} = 0,022$), outubro ($p\text{-value} = 0,0122$) e novembro ($p\text{-value} = 0,0740$). Em relação a produção anual de sedimentos foi encontrada tendência de aumento de acordo com o teste de Mann-Kendall ($p\text{-value} = 0,0002$).

Gráfico 69 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 8.5

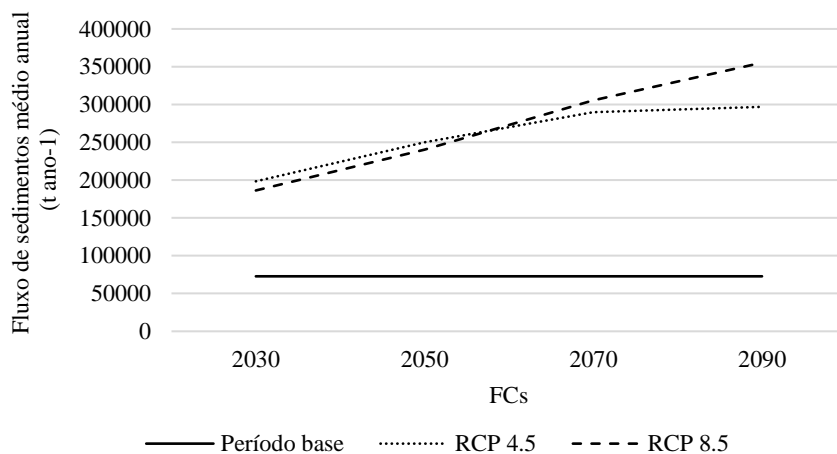


Fonte: Próprio autor, 2019

3.5.3.4 Avaliação das diferenças entre os fluxos de sedimento projetadas por futuro centrado nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5.

O comparativo do fluxo de sedimentos médio anual entre o período base e os dois cenários avaliados ao longo dos futuros centrados é apresentado no gráfico 70. Os resultados demonstram que houve tendência linear de aumento do fluxo de sedimentos no cenário RCP 8.5, seguindo as tendências observadas na análise mensal e uma tendência inicial de aumento com posterior estabilização do fluxo de sedimentos no cenário RCP 4.5.

Gráfico 70 - Fluxo de sedimentos para o período base e para os futuros centrados dos cenários RCP 4.5 e 4.8



Fonte: Próprio autor, 2019

Esses resultados fortalecem a tese de que o fluxo de sedimentos será maior quando as mudanças climáticas resultarem em aumento de chuva com padrão melhor distribuído temporalmente em que o cenário RCP 8.5, mais extremo, tenderá a apresentar incrementos na produção de sedimentos mais severos que o cenário RCP 4.5, a longo prazo. Esses resultados corroboram com a necessidade de se tomar medidas de controle das causas responsáveis pelas alterações climáticas e medidas mais rígidas de controle da erosão do solo. Para isso sugere-se a ampliação de áreas de cultivo na forma de SD e a utilização de práticas mecânicas de suporte como o cultivo em contorno e o terraceamento agrícola para reduzir a velocidade do escoamento superficial pela rugosidade e a erosão hídrica.

3.6 CONCLUSÃO

A utilização do modelo SWAT com 3 dados climáticos projetados pelo modelo ETA-HADGEM2-ES se mostrou adequada para a estimativa de vazão e de fluxo de sedimentos futuros em termos mensais. Os resultados indicaram tendência de aumento da vazão média (Q_{50}) e redução da vazão básica (Q_{95} e Q_{98}) nos dois cenários analisados, RCP 4.5 e 8.5. Isso indica uma maior disponibilidade hídrica durante a maior parte do ano e uma redução da oferta hídrica nos momentos de estiagem.

Assim como a vazão, o modelo previu que o fluxo de sedimentos também será alterado em decorrência da mudança climática. As projeções sugerem valores de fluxo de sedimentos mensais cerca de três vezes maiores nos futuros projetados que a média histórica de calibração e validação do modelo. Esse aumento no fluxo de sedimentos pode ser resultado principalmente de dois fatores: i) aumento no volume de chuva, ii) chuvas melhor distribuídas temporalmente.

A aumento do fluxo de sedimentos são resultantes do aumento do volume de chuva em praticamente todos os meses do ano e sua melhor distribuição ao longo dos dias. Essa distribuição da chuva faz com que a umidade do solo se mantenha sempre próxima a sua capacidade máxima de armazenamento permitindo que ocorra o escoamento superficial mesmo com baixos volumes de chuva. O escoamento superficial, por sua vez, é o principal agente do processo de transporte das partículas do solo influenciando também a desagregação, fases estas explícitas da erosão hídrica pluvial.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados encontrados neste estudo mostraram uma influência positiva da implementação da semeadura direta na redução do fluxo de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Marombas e tendência de aumento da produção de sedimentos com base em cenários futuros de aumento da temperatura. Essas alterações estão relacionadas a influência dos fatores clima e manejo do solo na erosão, que afetam a energia cinética da chuva e a quantidade de escoamento superficial.

A utilização da modelagem matemática se mostrou eficiente na representação do comportamento da vazão e da erosão hídrica frente aos fatores climáticos e de cobertura e manejo do solo de acordo com os indicadores estatísticos frequentemente utilizados na literatura. A vazão foi representada com mais qualidade do que o fluxo de sedimentos pelo modelo. Isso pode ser resultado da dificuldade do modelo em representar o fluxo de sedimentos principalmente pela ausência de um componente de transferência entre as HRU (Unidades de Resposta Hidrológica). Isso decorre da simplificação realizada pelo modelo, o qual assume que toda a produção de sedimentos gerada nas unidades de resposta hidrológica atinge o curso da água, desconsiderando alguns pontos de deposição entre as unidades de resposta hidrológica, tendendo a superestimar o fluxo.

Deve-se levar em consideração, ainda, a grande área da bacia de estudo e a pequena quantidade de estações pluviométricas com dados disponíveis. O número de estações foi insuficiente para representar as chuvas ao longo da bacia, principalmente as chuvas convectivas, caracterizadas pela alta intensidade e má distribuição espacial. Isso dificulta a representação do fluxo de sedimentos, visto que, as chuvas convectivas, por apresentar alta intensidade, são responsáveis por gerar uma grande quantidade de sedimentos.

Além disso, é importante destacar a grande incerteza desses modelos hidrológicos e climáticos, decorrentes dos dados de entrada, da própria formulação do modelo e dos próprios parâmetros, que nem sempre apresentam um significado físico. Essa incerteza é ampliada quando se utiliza dados de um modelo matemático como entrada para outro modelo, como no caso do estudo, em que os dados do modelo climático serviram como entrada no modelo hidrológico.

Entretanto, mesmo diante dessas limitações, verifica-se que o acoplamento dos modelos conseguiu representar com bons resultados o período entre 2010 a 2016, no qual o mesmo pode ser validado. Isso, associado aos bons valores de indicadores estatísticos encontrados na calibração e validação do modelo SWAT, mostrou que a modelagem pode ser utilizada como

referência para a realização de prognósticos futuros e assim permitir uma gestão adequada dos recursos, de forma a garantir sua manutenção no ambiente em condições adequadas para a população futura.

Este trabalho, além de responder as hipóteses testadas, pode servir como prognóstico para a gestão dos recursos hídricos e de produção de sedimentos na bacia. A produção de sedimentos que, aliás, comumente é desprezada pelos planos regionais e municipais, deve ser objeto de políticas públicas, que visem a preservação, com o objetivo de reduzir as perdas da capacidade produtiva dos solos agrícolas e a poluição dos recursos hídricos. Este trabalho mostrou que, embora a erosão hídrica tenha reduzido a partir da implementação da semeadura direta, a mesma tendeu a aumentar nas próximas décadas resultado da variação climática. Adicione-se a isso uma possível alteração de uso da terra, com substituição de áreas com alta cobertura vegetal natural por áreas antropizadas. O cenário é de aumento considerável na erosão hídrica.

Portanto, será necessária a utilização de práticas conservacionistas de suporte, como o terraceamento que controla eficazmente o escoamento superficial, e não somente da semeadura direta que controla basicamente a erosão superficial. Além disso, deve-se observar o zoneamento agrícola que determina o uso de cultivos adequados para cada região climática da bacia hidrográfica, além da realização de estudos sobre as fontes de sedimentos na bacia para a mitigação e o controle dos impactos futuros. Os estudos de erosão hídrica também devem se ater na identificação da qualidade destes sedimentos que estão sendo gerados e que estão atingindo os recursos hídricos da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAM, K. N. et al. Mudanças climáticas e vazões extremas na bacia do Rio Paraná. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 999-1007, 2015. Disponível em: https://abrh.s3.sa-east-1.amazonaws.com/Sumarios/156/b8a64474d6220a2218e1575774de5c94_2ff93b824084515ac727e49d7d740b68.pdf. Acesso em: 07 fev. 2019.

ADAM, K. N.; COLLISCHONN, W. Análise dos impactos de mudanças climáticas nos regimes de precipitação e vazão na bacia hidrográfica do rio Ibicuí. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p. 69-79, 2013. Disponível em: https://abrh.s3.sa-east-1.amazonaws.com/Sumarios/109/1efabe1c7dd08617fa552e4ae4b34871_c75dd0a1d55c679777eeae46f897c749.pdf. Acesso em: 07 fev. 2019.

AMIM, M. Z. M. et al. Future climate change impact assessment of watershed scale hydrologic processes in Peninsular Malaysia by a regional climate model coupled with a physically-based hydrology model. **Science of the Total Environment**, v. 575, p. 12-22, 2017. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/258773223_The_simulation_of_European_heat_waves_from_an_ensemble_of_regional_climate_models_within_the_EURO-CORDEX_project. Acesso em: 31 jan. 2019.

AMORE, E. et al. Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. **Journal of Hydrology**, v. 293, p. 100-114, 2004. <file:///G:/Tese/Mudanças%20Climaticas%20nos%20recursos%20hidricos/LELIS,%202011.pdf> Disponível em: Acesso em: 01 fev. 2019.

ANDRADE, M. A.; DE MELO, C. R.; BESKOW, S. Simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica representativa dos Latossolos na região Alto Rio Grande, MG. **Revista brasileira de engenharia agrícola e ambiental**, v. 17, n.1, 2013. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1415-43662013000100010. Acesso em: 07 jan. 2019

ANTUNES, T. A. **Modelagem hidrológica da bacia hidrográfica do Alto Canoas**. 130 p. 2015. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Universidade do Estado de Santa Catarina. Lages, 2015.

ANDRADE, M. A.; DE MELO, C. R.; BESKOW, S. Simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica representativa dos Latossolos na região Alto Rio Grande, MG. **Revista brasileira de engenharia agrícola e ambiental**, v. 17, n.1, 2013. Disponível em:

http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1415-43662013000100010. Acesso em: 07 jan. 2019

ARAUJO PEDRON, F. et al. Condutividade e retenção de água em neossolos e saprolitos derivados de arenito. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 35, n. 4, p. 1253-1262, 2011. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-06832011000400018&script=sci_abstract&tlng=pt. Acesso em: 07 jan. 2019

ARNOLD, J. G. et al. SWAT: Model use calibration and validation. **Transactions of ASABE**, v. 55, n. 4, p. 1494-1508, 2012. Disponível em: <https://swat.tamu.edu/media/90102/azdezas.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019

ARROIO JÚNIOR, P. P.; MAUAD, F. F. Simulação dos impactos das mudanças climáticas na vazão da bacia do Ribeirão do Feijão – SP. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 3, p. 741 – 751, 2015. Disponível em: <https://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=182&SUMARIO=5103>. Acesso em: 07 jan. 2019

BACK, Á. J. **Bacia hidrográficas: classificação e caracterização física (com o programa HidroBacias para cálculos)**. Florianópolis: EPAGRI, 2014, 162p.

BAGARELLO V.; FERRO V. Analysis of soil loss data from plots of differing length for the Sparacia experimental area, Sicily, Italy. **Biosystems Engineering**, v. 105, n. 3, p. 411-422, Mar, 2010. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S153751101000005X>. Acesso em: 07 jan. 2019

BAKKER, M. M. et al. Soil Erosion as a driver of land-use change. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Louvain-la-neuve, v. 105, p. 467-481, 2005. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167880904002002> Acesso em: 07 jan. 2019

BALDISSERA, P. **Aplicabilidade do modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil And Water Assssment Tool), para a bacia hidrográfica do rio Cuiabá/MT**. 142 p. 2005. Dissertação (Pós-graduação de Física e Meio Ambiente) – Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, 2005.

BALTOKOSKI, V. et al. Calibração de modelo para a simulação de vazão e de fósforo total nas sub-bacias dos rios Conrado e Pinheiro – Pato Branco (PR). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.34, p.253-261, 2010. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-06832010000100026&script=sci_abstract&tlng=pt. Acesso em: 07 jan. 2019

BARRY R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. Porto Alegre: Editora Bookman, p. 512. 2013.

BELLON E. **Planejamento de recursos hídricos de áreas rurais degradada: aplicação do modelo SWAT em bacia hidrográfica experimental na região Noroeste do Estado do Rio de Janeiro**. 2014. 112 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014. Disponível em: http://www.peamb.eng.uerj.br/trabalhosconclusao/2014/Peamb2014ErnaniBellon_Final_04_06_2014.pdf. Acesso em: 07 jan. 2019

BERTOL, I. et al. Aspectos financeiros relacionados às perdas de nutrientes por erosão hídrica em diferentes sistemas de manejo do solo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages-SC, v.31, p. 133-142, 2007. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v31n1/14.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

BERTOL, I. et al. Propriedades físicas do solo sob preparo convencional e semeadura direta em rotação e sucessão de culturas comparadas às do campo nativo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages-SC, v. 28, p. 155-163, 2004. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v28n1/a15v28n1.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019

BERTOL, I.; COGO, N. P.; LEVIEN, R. Erosão hídrica em diferentes preparos do solo logo após as colheitas de milho e trigo, na presença e na ausência de resíduos culturais. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages-SC, v.21, n.3, p. 409-418, 1997. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-06831997000300009&script=sci_abstract&tlng=pt Acesso em: 07 jan. 2019

BERTOL, I. et al. Propriedades físicas de um Cambissolo Húmico álico afetadas pelo manejo do solo. **Ciência Rural**, 30:91-95, 2000. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0103-84782000000100015&script=sci_abstract&tlng=pt. Acesso em: 07 jan. 2019

BERTOL, O. J. et al. Perdas de solo e água e qualidade do escoamento superficial associadas à erosão entre sulcos em área cultivada sob semeadura direta e submetida às adubações mineral e orgânica. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages-SC, v.31, p. 781-792, 2007. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v31n4/a18v31n4.pdf>. Acesso em: 07 Jan. 2019.

BERTONI J.; LOMBARDI NETO F. **Conservação do solo**. 2. ed. São Paulo, Ícone, 1990.

BEVEN, K. I believe in climate change but how precautionary do we need to be in planning for the future? **Hydrological Processes**, v. 25, n. 9, p. 1517–1520, 2011.

BISPO, D. F. A. et al. Phosphorus transfer at a small catchment in southeastern Brazil: distributed modelling in land use scenarios. **Ciência e Tecnologia**, Lavras, MG, v. 41, n.5, p. 565-579. Sept.-Oct. 2017. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/cagro/v41n5/1981-1829-cagro-41-05-565.pdf> Acesso em: 07 jan. 2019.

BLAINSKI, E.; ARAUJO, I.; GOMES, P. 2011. **Modelagem e simulação do uso do solo e as alterações no ambiente**. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 2011, Uberlândia. XXXIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo.

BLAINSKI, E. et al. Simulação de cenários de mudanças climáticas e impactos na bacia hidrográfica do rio Camboriú – SC. In: **Anais do XXI Simpósio de Recursos Hídricos**. In: XXI Simpósio de Recursos Hídricos. Brasília-DF, 2015.

BRAIDA, J. A. **Relações da erosão em entre sulcos com resíduos vegetais em cobertura e erosão em sulcos em um solo Podzólico Vermelho Escuro**. 1994. 152 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994. Disponível em <https://www.ufrgs.br/agronomia/materiais/JoaoAlfredoBraida.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

BRESLOW P.B. and SAILOR D.J. Vulnerability of Wind Power Resources to Climate Change in the Continental United States. **Renewable Energy**, v. 27, n. 4, p. 585-598, 2002. Disponível em. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0960148101001100> .Acesso em: 31 jan. 2019.

BRIGHENTI, T. M., BONUMA, N. B., CHAFFE, P. L. B. Calibração hierárquica do modelo SWAT em uma bacia hidrográfica Catarinense. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 1, p. 53-64. 2016

BUSTOS, E. S.; VICUÑA, S. D. Decision making and adaptation processes to climate change. **Ambiente e Sociedade**, v. 19, n.4, 2016. Disponível em. <http://www.scielo.br/pdf/asoc/v19n4/1809-4422-asoc-19-04-00215.pdf>. Acesso em: 01 fev. 2019.

BUSTOS, E. S.; VICUÑA, S. D. Decision making and adaptation processes to climate change. **Ambiente e Sociedade**, v. 19, n.4, 2016. Disponível em. <http://www.scielo.br/pdf/asoc/v19n4/1809-4422-asoc-19-04-00215.pdf>. Acesso em: 01 fev. 2019.

CASÃO JUNIOR, R.; ARAÚJO, A. G.; LLANILLO, R. F. **No-till agriculture in Southern Brazil**. Londrina, IAPAR/FAO, 2012.

- CASSOL E. A.; DENARDIN J. E.; KOCHHANN, R. A. Sistema Plantio Direto: Evolução e Implicações sobre a conservação do solo e da água. **Tópicos em Ciências do solo**, Viçosa, MG, v. 5, p. 332-369. 2007.
- CARVALHO NETO, J. G.; SRINIVASAN, V. S.; RUFINO, I. A. A. Simulação hidrossedimentológica, analisando dois MDEs, de duas pequenas sub-bacias no cariri paraibano utilizando o modelo SWAT. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 5, p. 48-58. 2011.
- CHIEN, H.; YEH, P. J. F.; KNOUFT, J. H. Modeling the potential impacts of climate change on streamflow in agricultural watersheds of the Midwestern United States. **Journal of Hydrology**, v. 491, n. 1, p. 73–88, 2013. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413002357>. Acesso em: 01 fev. 2019.
- CHILKOTI, V.; BOLISSETTI, T.; BALACHANDAR, R. Climate change impact assessment on hydropower generation using multi-model climate ensemble. **Renewable Energy**, v. 109, p. 510-517, 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0960148117301271>. Acesso em: 01 fev. 2019.
- CHOW, Ven te. **Open Channel Hydraulics**. New York: McGraw-Hill Book Company, 1959.
- CHOU, S. C. et al. Evaluation of the Eta Simulations Nested in Three Global Climate Models. **American Journal of Climate Change**, v. 03, n. 05, p. 438–454, 2014
- CIAIS, P. et al. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. **Nature**, v. 437, n. 7058, p. 529–533, 2005.
- COGO, N. P.; MOLDENHAUER, W. C.; FOSTER, G. R. Soil reductions from conservation tillage practices. **Soil Science of America Journal**, v. 48, n.2, p. 368-373, Mar, 1984.
- COGO, N.; LEVIEN, R.; SCHWARZ, R. A. Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declive e níveis de fertilidade do solo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v.27, p. 743-753, 2003. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v27n4/a19v27n4.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.
- COSTA, F. S. et al. Propriedades físicas de um latossolo bruno afetada pelos sistemas plantio direto e preparo convencional. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 27, n. 3, 2003.
- CORRÊA, E. A. et al. Influência do cultivo de cana-de-açúcar nas perdas de solo por erosão hídrica em cambissolos no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São

Paulo, v.19, n.2, p. 231-243, Abr-jun. 2018. Disponível em <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1303>. Acesso em: 07 jan. 2019.

DAWADI, S.; AHMAD, S. Changing climatic conditions in the Colorado River Basin: Implications for water resources management. **Journal of Hydrology**, v. 430-431, p. 127–141, 2012. Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412001084>. Acesso em: 07 jan. 2019.

DE MOURA, C. N. **Impactos hidrológicos de mudanças climáticas na bacia hidrográfica do Alto Canoas, SC** / Carolina Natel de Moura. - Lages , 2017. 124 p.

DENARDIN, J. E. et al. “Vertical mulching” como prática conservacionista para manejo de enxurrada em sistema de plantio direto. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, [S. I], v.32, p. 2847-2852, 2008. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v32nspe/31.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

DE VENTE, J.; POESEN, J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. **Earth-Science Reviews**. Leuven, v. 71, n. 1-2, p. 95-125, jun, 2005. Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825205000206>. Acesso em: 07 jan. 2019.

DIDONÉ, E. J. et al. Impact of no-tillage agricultural systems on sediment yield in two large catchments in Southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1287– 1297, 23 jan. 2014.

ELLISON, W. D. **Estudios sobre erosion del suelo**. Buenos Aires: INTA - Instituto Nacional de Tecnologia Agropecuária, fev. 1963. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v32nspe/31.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

EMPRESA BRASILEIRA DE PERQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, 1999. 412 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Solos do Estado de Santa Catarina**: Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004, 721 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004. mapa, Escala 1:250.000.

FERNANDEZ, J. G.; GALVÍNCIO, J. D.; FREIRE, M. B. G. dos S. O Modelo SWAT e suas Possibilidades de Aplicações em APL Agrícolas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, p. 115-126. 2012.

FERREIRA, D. H. L.; PENEIRO, J. C.; FONTOLAN, M. R. Análises Estatísticas de Tendências das Séries Hidro climáticas e de ações antrópicas ao longo das sub-bacias do rio Tietê. **Holos**, v. 2, 2015. Disponível em. http://www2.ifrn.edu.br/ojs/index.php/HOLOS/article/viewFile/1455/pdf_188. Acesso em: 01 fev. 2019.

FERRIGO, S. **Utilização do modelo SWAT na estimativa de produção de sedimentos na bacia do córrego Capão Comprido no Distrito Federal**. 2011. 91 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Agronomia) – Universidade Federal de Santa Catarina, 2014.

FOX, J. **Applied regression analysis and generalized linear models**. 2ª ed. Sage, 2008

FREITAS, V. H.; BET, M.; GUBERT, R. **Situação da adubação verde/plantas de cobertura em Santa Catarina**. In: Reunião Centro-Sul de Adubação Verde e Rotação de Culturas, 5, 1995. Resumos. Empresa de Pesquisa Agropecuária e difusão de tecnologia de Santa Catarina (EPAGRI), Chapecó, Florianópolis, Brasil. p. 111-122, 1998.

GALHARTE, C. A.; VILLELA, J. M.; CRESTANA, S. Estimativa da produção de sedimentos em função da mudança de uso e cobertura do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.2, p.194–201, 2014. Disponível em. http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S1415-43662014000200010&script=sci_abstract&tlng=pt. Acesso em: 31 jan. 2019

GORDON, C. C. et al. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transport in a version of the Hadley centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics**, v.16, p. 147–168, 2000. Disponível em. <https://link.springer.com/article/10.1007/s003820050010>. Acesso em: 31 jan. 2019

GROISSMAN, P. et al. Trends in intense precipitation in the climate record. **Journal of Climate**, v.18, p. 1326-1350, 2005. Disponível em. <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI3339.1> . Acesso em: 31 jan. 2019.

GROPPO, J.D. et al. Análise de séries temporais de vazão e precipitação em algumas bacias do Estado de São Paulo com diferentes graus de intervenções antrópicas. **Geociências**, v. 24, n. 2, p. 181-193, 2005. Disponível em. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/GEOSP/article/view/9733>. Acesso em: 31 jan. 2019.

GRUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **Journal of hydrologic Engineering**, [S. l.], v. 4, n. 2, Apr, 1999. Disponível em <https://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%291084-0699%281999%294%3A2%28135%29>. Acesso em: 07 jan. 2019

GUY, B. T.; DICKINSON, W.T.; RUDRA, R. P. The roles of rainfall and runoff in the sediment transport capacity of interrill flow. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 30, n. 5, p. 1378-1385, Sept-oct, 1987. Disponível em https://www.researchgate.net/publication/275576459_The_Roles_of_Rainfall_and_Runoff_in_the_Sediment_Transport_Capacity_of_Interrill_Flow. Acesso em: 07 jan. 2019.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Perception of climate change. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.109, p.2415-2423, 2012. Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100204X2017000600380&lang=pt. Acesso em: 31 jan. 2019.

HARRISON, G.P., CRADDEN, L.C., CHICK, J.P. Preliminary assessment of climate change on the UK onshore wind energy resource. **Energy Sources**, v. 30, n.14, p. 1286-1299, 2008. Disponível em <https://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.1080/15567030701839326>. Acesso em: 31 jan. 2019.

HERNANI L. C. et al. Perdas por erosão e rendimentos de soja e de trigo em diferentes sistemas de preparo de um latossolo roxo de dourados (MS). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Dourados, MG, v.21, p. 667-676, 1997. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v21n4/18.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

HORIKOSHI, A. S. FISCH, G. Balanço hídrico atual e simulações para cenários climáticos futuros no município de Taubaté, SP, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, v. 2, n.2, p. 33-46, 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo Agropecuário**, 2006. Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1414-753X2016000400001&lang=pt. Acesso em: 01 fev. 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, **Censo Agropecuário**, 2017. Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1414-753X2016000400001&lang=pt. Acesso em: 01 fev. 2019.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Land use, Land-use Change, and Forestry: A Special Report**. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 2000

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Summary for policymakers.** In: PARRY, M. L. et al. (Ed.). Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability; contribution of the Working Group II to the Fourth INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **The physical science basis.** In: Climate change 2013: Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva. 2013.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Climate Change 2014: Synthesis Report. **Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 p. 2014

ISLAM, S. A.; BARI, M. A.; ANWAR, A. H. M. F. Hydrologic impact of climate change on Murray-Hotham catchment of western Australia: A projection of rainfall-runoff for future water resources planning. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 9, p. 3591–3614, 2014.

JACOBI, P. R.; EMPINOTTI, V. L. Climate change: the long road from theory to action. **Ambiente & Sociedade**, v. 19, n. 4, Oct-Dec, 2016. Disponível em. http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1414-753X2016000400001&lang=pt. Acesso em: 01 fev. 2019.

JHA, M. et al. Climate change sensitivity assessment on upper Mississippi river basin streamflows using SWAT. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 42, n. 4, p. 997-1016, aug. 2006.

KAWAZOE, S.; GUTOWSKI, W. J. Regional, Extreme Daily Precipitation in CMIP5 Simulations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 1228-1242, 2013. Disponível em. <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-12-0112.1>. Acesso em: 31 jan. 2019.

KRYASANOVA, V.; MULLER-WOHLFEIL, D.; BECKER, A. Development and test of spatially distributed hydrological/ water quality model for mesoscale watersheds. **Ecological Modelling**, Potsdam, v. 106, n. 2-3, p. 261-289, mar, 1998. Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304380097002044>. Acesso em: 07 jan. 2019.

KOEHLER, H.S.; WATZLAWICK, L.F.; KIRCHNER, F.F. Fontes e níveis de erros nas estimativas do potencial de fixação de carbono. In: SANQUETTA, C.R.; WATZLAWICK, L.F.; BALBINOT, R. (Ed.). **As florestas e o carbono**, Curitiba: FUPEF/Imprensa da UFPR, 2002. p. 251-264.

KOIRALA, S. R.; GENTRY, R.W. SWAT and wavelet analysis for understanding the climate change impact on hydrologic response. **Open Journal of Modern Hydrology**, v. 2, p. 41 – 48, 2012.

KOUA, T. J. et al. Potential climate change impacts on water resources in the Buyo Lake Basin (Southwest of Ivory Coast). **International Journal of Innovation and Applied Studies**, v. 8, n. 3, p. 1094–1111, 2014.

LAL, L. Soil degradation by erosion. **Land degradation and Development**, Columbs, Ohio, v. 12, p. 513-539, Aug. 2001. Disponível em:
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1002/ldr.472> Acesso em: 07 jan. 2019

LEITE M. H. S. et al. Perdas de solo e nutrientes num latossolo vermelho-amarelo âcrico típico, com diferentes sistemas de preparo e sob chuva natural. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, [S. I], v.33, p. 689-699, 2009. Disponível em
<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v33n3/v33n3a21.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

LELIS, T. A; CALIJURI, M. L. 2010. Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica na região sudeste do Brasil, utilizando o SWAT. **Revista Ambiente & Água – An Interdisciplinary Journal of Applied Science**. 5(2): 158-174. 2010.

LELIS, T. A. et al. Análise de sensibilidade e calibração do modelo SWAT aplicado em bacia hidrográfica da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36. 623-634. 2012.

LELIS, T. A. et al. Impactos causados pelas mudanças climáticas nos processos erosivos de uma bacia hidrográfica: Simulação de cenários. **Revista Ambiente & Água**, v. 6, n. 2, 2011. Disponível em:
<file:///G:/Tese/Mudancas%20Climaticas%20nos%20recursos%20hidricos/LELIS,%202011.pdf> Acesso em: 01 fev. 2019.

LE QUERÉ, C. et al. Global carbono budget. **Earth System Science Data**, v. 7, n. 1, p. 47-85, 2015. Disponível em <https://www.ingentaconnect.com/search;jsessionid=36ibd71id33f.x-ic-live-03?option2=author&value2=R.+A.+Houghton>. Acesso em: 07 jan. 2019.

LI, L. et al. An overview of soil loss tolerance. **Catena**. [S. I]. v. 78, n.2, p. 93-99. Aug. 2009. Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816209000721> . Acesso em: 07 jan. 2019.

LI, F.; ZHANG, G.; XU, Y. Assessing climate change impacts on water resources in the Songhua River Basin. **Water**, v. 8, n. 10, p. 420, 2016. Disponível em

https://www.researchgate.net/publication/308663329_Assessing_Climate_Change_Impacts_on_Water_Resources_in_the_Songhua_River_Basin. Acesso em: 07 jan. 2019.

LINO, J. F. L. et al. Análise da vazão da bacia hidrográfica do rio Preto com o modelo SWAT. **In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Campo Grande, Mato Grosso do Sul. Brasil. 2009.

LOPES, P. R. C.; COGO, N. P.; LEVIEN, R. Eficácia relativa de tipo e quantidade de resíduos culturais espalhados uniformemente sobre o solo na redução da erosão hídrica. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, [S. I], v.11, p. 71-75, 1987.

LOPES, N. H. Y.; GODOY, F. B.; KOBAYAMA, M. Análise da produção de água e de sedimento em uma microbacia experimental com a aplicação do modelo SWAT. **In: VI Simpósio Brasileiro de Engenharia Ambiental**, Serra Negra. 2008

LUBINI, A.; ADAMOWSKI, J. Assessing the potential impacts of four climate change scenarios on the discharge of the Simiyu river, Tanzania using the SWAT model. **International Journal of Water Sciences**, v. 2, n. 1, 2013.

LUBITZ, E. Avaliação da aplicação do modelo hidrológico SWAT à Bacia do Ribeirão Concórdia – Lontras, SC. **Dissertação de Mestrado**, Instituto de Engenharia Ambiental, Universidade Regional de Blumenau. 125p. 2009.

LUBITZ, E.; PINHEIRO, A.; KAUFMANN, V. Simulação do Transporte de Sedimentos, Nitrogênio e Fósforo na Bacia do Ribeirão Concórdia, SC. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18 n.2, 39-54, 2013. Disponível em <https://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=98&SUMARIO=1550>. Acesso em: 07 jan. 2019.

LUDWIG, F.; VAN SLOBBE, E.; COFINO, W. Climate change adaptation and integrated Water Resource Management in the water sector. **Journal of hydrology**, v. 518, p. 235-242, 2014.

KAMAL, R.; MATIN, M. A.; NASREEN, S. Response of River Flow Regime to Various Climate Change Scenarios in Ganges-Brahmaputra - Meghna Basin. **Journal of Water Resources and Ocean Science**, v. 2, n. 2, p. 15, 2013. Disponível em <https://pdfs.semanticscholar.org/5dbc/66d1f65d1b79d3c415fff31e374b57ba65c8.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

KOCH, M.; CHERIE, N. Modeling of the impact of future climate change on the hydrology and the water resources in the Upper Blue Nile River basin, Ethiopia. **In: 6th International**

Conference on Water Resources and Environment Research. Anais, p. 488–523, 2013. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/328215161_SWAT-Modeling_of_the_Impact_of_future_Climate_Change_on_the_Hydrology_and_the_Water_Resources_in_the_Upper_Blue_Nile_River_Basin_Ethiopia. Acesso em: 31 jan. 2019.

MACHADO, R. E. Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. 2002 154f. **Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de São Paulo, Piracicaba, São Paulo.** 2002.

MACHADO, R. E; VETTORAZZI, C. A; XAVIER, A. C. Simulação de cenários alternativos de uso da terra em uma microbacia utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas. v. 27. p. 727-733. 2003. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S0100-06832003000400017&lng=en&nrm=iso&tlng=pt. Acesso em: 31 jan. 2019.

MACHADO, R. L. et al. Análise da erosividade das chuvas associada aos padrões de precipitação pluvial na região de Ribeirão das Lajes (RJ). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 2113-1223, 2008. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v32n5/32.pdf>. Acesso em: 01 fev. 2019

MANZATTO, C. V.; JUNIOR, E. D. F.; PERES, J. R. R. **Uso Agrícola dos Solos Brasileiros.** Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. p. 174

MARCHIORE, J. Avaliação hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do rio Quatorze, Fransisco Beltrão (PR), por meio de modelo hidrológico computacional. **Trabalho de conclusão de curso (Graduação) – Universidade Tecnológica Federal do Paraná – UTFPR.** 2014.

MARCHIORO, E. Modelagem hidrosedimentológica na bacia do Córrego Santa Maria: Subsídio à Aplicação de Práticas de Conservação de Água e Solo no Noroeste Fluminense. 196f. **Tese (Doutorado) – Programa Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.** 2008.

MARCHIORO, E. et al. Modelagem da produção de sedimento no nordeste fluminense como subsidio ao planejamento ambiental: um estudo de caso da bacia do córrego Santa Maria. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.1, p.29-39, 2011. Disponível em <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/216/169>. Acesso em: 01 fev. 2019

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI.** Brasília: MMA: 2006. Disponível em

http://www.mma.gov.br/estruturas/chm/arquivos/14_2_bio_Parte%201.pdf. Acesso em: 01 fev. 2019

MARINHO FILHO, G. M. et al. Modelos hidrológicos: Conceitos e aplicabilidades. **Revista de Ciências Ambientais**, Canoas, v.6, n.2, p. 35 a 47, 2012. Disponível em <https://revistas.unilasalle.edu.br/index.php/Rbca/article/view/268>. Acesso em: 01 fev. 2019

MARIOTI, J. Erosão em semeadura direta de milho e soja nas direções da pendente e em contorno ao declive, comparada ao solo sem cultivo e descoberto. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages, SC, v. 37, p. 1361-1371, 2013. Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-06832013000500025&script=sci_abstract&tlng=pt. Acesso em: 01 fev. 2019

MARQUES, J. J. G. S. M. Índices de erosividade da chuva, perdas de solo e fator erodibilidade para dois solos da região dos cerrados – primeira aproximação. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lavras, v. 21, p. 427-434, 1997. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v21n3/11.pdf>. Acesso em: 01 fev. 2019

MAYOR A. G.; BAUTISTA, S.; BELLOT, J. Scale-dependent variation in runoff and sediment yield in a semiarid Mediterranean catchment. **Journal of hydrology**, Alicante, v. 397, n. 1-2, p. 128-135, jan, 2011. Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410007353>. Acesso em: 07 jan. 2019

MAZURCZYK, T. et al. American archiver and climate change: Risk and adaptation. **Climate Risk Management**, [N. I]. v. 20, p. 111-125, 2018. Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2212096318300135>. Acesso em: 31 jan. 2019.

MARENGO, J. A. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. **Biodiversidade**, Brasília, v. 26, 2006. Disponível em http://www.mma.gov.br/estruturas/chm/arquivos/14_2_bio_Parte%201.pdf. Acesso em: 31 jan. 2019.

MASOOD, M. et al. Model study of the impacts of future climate change on the hydrology of Ganges-Brahmaputra-Meghna basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 2, p. 747–770, 2015. Disponível em <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/747/2015/hess-19-747-2015.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

MASOOD, M.; TAKEUSHI, K. Climate changes impacts and implications on future water resources management in the Meghna basin. **Futures**, v. 78 – 79, p. 1 – 18, 2016. Disponível

em. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016328715300173>. Acesso em: 31 jan. 2019.

MCKAY, N. P.; OVERPECK, J. T.; OTTO-BLIESNER, B. L. The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 14, p. 4–9, 2011. Disponível em. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2011GL048280>. Acesso em: 31 jan. 2019.

MELO, M. M. M. S. et al. Trends in Temperature and Rainfall Extremes near the Artificial Sobradinho Lake, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.33, n. 3, p. 426-440, 2018. Disponível em. <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v33n3/0102-7786-rbmet-33-03-0426.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

MELLO, E. L et al. Efeito das mudanças climáticas na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica do rio Paracatu. **Engenharia Agrônômica**, v. 28, n. 4, p. 635-644, 2008. Disponível em. http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-69162008000400003&script=sci_abstract&tlng=ES. Acesso em: 31 jan. 2019.

MERTENS G. H.; MINELLA, J. P. Qualidade da água em bacias hidrográficas rurais: um desafio atual para a sobrevivência futura. **Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável**, Porto Alegre, v.3, n. 4, p. 33-38, Out-dez, 2002. Disponível em. http://www.emater.tche.br/docs/agroeco/revista/ano3_n4/artigo2.pdf. Acesso em: 07 jan. 2019.

MILLY, P. C. D.; DUNNE, K. A.; VECCHIA, A.V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**, v. 438, 347-50, 2005. Disponível em. <https://www.nature.com/articles/nature04312>. Acesso em: 07 jan. 2019

MORAES, J. M. et al. Propriedades físicas dos solos na parametrização de um modelo hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 8, n. 1, p. 61-70, 2003. Disponível em. <https://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=37&SUMARIO=573>. Acesso em: 07 jan. 2019

MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: a case study from north eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434, p. 55-68, 2012. Disponível em. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412001497>. Acesso em: 07 jan. 2019

MORIASI D. N. Model Evaluatin Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulation. **American Society of agricultural and biological Enginners**, [S. I]. v. 50, n. 3, p.885-900, 2007. Disponível em <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.532.2506&rep=rep1&type=pdf>. Acesso em: 09 jan. 2019

MORO, M. A utilização da interface SWAT-SIG no estudo da produção de sedimentos e do volume de escoamento superficial com simulação de cenários alternativos. **Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura “Luiz Queiroz”**. Universidade de São Paulo, 100p. 2005.

NAKAYAMA, P. Sistema de suporte a decisão: previsão de chuva e alerta a inundações com radar meteorológico. **Tese (Doutorado) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo**. São Paulo. 1998.

NARSIMLU, B.; GOSAIN, A. K.; CHAHAR, B. R. Assessment of future climate change impacts on water resources of Upper Sind river basin, India using SWAT model. **Water Resources Management**, v. 27, n. 10, p. 3647–3662, 2013. Disponível em. <https://link.springer.com/article/10.1007/s11269-013-0371-7> . Acesso em: 31 jan. 2019.

NASH J.E., SUTCLIFFE J.E, River flow forecasting through conceptual models. Part I – A discussion of principles. **Journal of Hidrology**, Amsterdan, v. 10, p. 282-290, 1970.

NETO, S.L.R. Um modelo conceitual de sistemas de apoio a decisão espacial para a gestão de desastres por inundações. **Tese (Doutorado) – Escola politécnica da Universidade de São Paulo**. Universidade de São Paulo, 201p. 2000.

NEVES FF; SILVA, FGB; CRESTANA, S. Uso do modelo AVSWAT na avaliação do aporte de nitrogênio (N) e fósforo (P) aos mananciais de uma microbacia hidrográfica contendo atividade avícola. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, v.11 no.4. Rio de Janeiro Oct./Dec. 311-317. 2006.

NOBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. Hydrol. **Journal of Earth System Science**, v. 15, p. 585-595, 2011. Disponível em. <file:///G:/Tese/Mudanças%20Climaticas%20nos%20recursos%20hidricos/NOBREGA,%202011.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

OLIVEIRA, G. G.; PEDROLLO, O. C.; CASTRO, N. M. R. Stochastic approach to analyzing the uncertainties and possible changes in the availability of water in the future based on scenarios of climate change. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 8, p. 3585–3604, 2015.

OZCAN, A. U.; ERPUL, GUNAY, BASARAN, M. Use of USLE/GIS technology integrated with geostatistics to assess soil erosion risk in different land uses of Indagi Mountain Pass-Çankiri, Turkey. **Environmental Geology**, v. 53, p. 1731-1751, 2008. Disponível em. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00254-007-0779-6>. Acesso em: 31 jan. 2019.

PAIM, J. B; MENEZES, J. T. Estimativa do balanço sedimentar da bacia do rio Tijucas (SC-Brasil) a partir da aplicação do modelo hidrológico SWAT. **Revista Geográfica Acadêmica**. 3(2): 5-14. 2009. Disponível em. <https://biblat.unam.mx/pt/revista/revista-geografica-academica/articulo/estimativa-do-balanco-sedimentar-da-bacia-do-rio-tijucas-sc-brasil-a-partir-da-aplicacao-do-modelo-hidrologico-swat>. Acesso em: 31 jan. 2019

PAULINO, P. S.; **Atributos físicos como indicadores da qualidade do solo em sistemas de manejo no estado de Santa Catarina**. 2013. 95 f. Dissertação (Mestrado em Manejo do Solo) – Universidade do Estado de Santa Catarina, 2013. Disponível em. http://www.cav.udesc.br/arquivos/id_submenu/832/dissertacao_patricia_paulino_final_26_09_2013_trres_partes.pdf. Acesso em: 31 jan. 2019

PERAZZOLI M.; PINHEIRO, A.; KAUFMANN, V. Efeitos de cenários de uso do solo sobre o regime hídrico e produção de sedimentos na bacia do ribeirão concórdia - SC. **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v.37, n.5, p.859-869, 2013. Disponível em. http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-67622013000500008&script=sci_abstract&tlng=pt. Acesso em: 31 jan. 2019

PINTO, D. B. F. Aplicação do modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) na simulação hidrossedimentológica em bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira, MG. **Tese Doutorado. Lavras: UFLA**, 225p. 2011.

POELKING, E. L. et al. Variações da frente da geleira polar club, península potter (Ilha rei george, Antártica marítima) entre 1986 e 2011. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 379–388, 2014. Disponível em. http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S0102-77862014000300006&lng=pt&nrm=iso. Acesso em: 31 jan. 2019

POPE, V.; GALLANI, M.; ROWTREE, P.; STRATTON, R. The Impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre Climate model. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 123-146, 2000. Disponível em. <https://link.springer.com/article/10.1007/s003820050009>. Acesso em: 31 jan. 2019.

PRADO, T.B.G. Evolução Do Uso Das Terras E Produção De Sedimentos Na Bacia Hidrográfica Do Rio Jundiá-Mirim. 2005. 72f. **Dissertação (Mestre Em Agronomia)** – Instituto Agrônomo, Universidade De Campinas, Campinas, 2005.

PRASANNAKUMAR, V. et al. Estimation of soil erosion risk within a small mountainous sub-watershed in Kerala, India, using Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) and geo-information technology. **Geosciences Frontier**, Kerala, v. 3, n.2, p. 209-215, Mar. 2012. Disponível em. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987111001034>
Acesso em: 07 jan. 2019.

PRUSKI, F. F. **Conservação de solo e água: Práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica**. 2 ed. atual. ampl. Viçosa, MG, UFV. 2013.

QUINTON, J. N. et al. The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling. **Nature Geoscience**, v. 3, p. 311-314, apr. 2010. Disponível em. <https://www.nature.com/articles/ngeo838> Acesso em: 07 jan. 2019

RAMOS J. C. et al. Influência das condições de superfície e do cultivo do solo na erosão hídrica em um cambissolo húmico. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages, SC, v.38, p. 2698-1600, 2014. Disponível em. <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v38n5/a24v38n5.pdf>.
Acesso em: 07 jan. 2019

REID, I. et al. Sediment Erosion, Transport and Deposition. In: THORNE, C. R.; HEY, R. D.; NEWSON, M. D. **Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management**, New York: John Wiley & Sons, 1997. p. 95 135.

RIBEIRO, B. T. Energia cinética de gotas de chuva simulada e energia ultra-sônica na desagregação de um cambissolo. 2006. 76 f. **Dissertação (Programa de pós-graduação em Agronomia)** – Universidade Federal de Lavras, 2006. Disponível em. http://repositorio.ufla.br/bitstream/1/2150/1/DISSERTA%C3%87%C3%83O_Energia%20cin%C3%A9tica%20de%20gotas%20de%20chuva%20simulada%20e%20energia%20ultra-s%C3%B4nica%20na%20desagrega%C3%A7%C3%A3o%20de%20um%20Cambissolo.pdf.
Acesso em: 07 jan. 2019

RICARDO, G. D. Impacto de cenários de mudanças climáticas na hidrologia da bacia hidrográfica Passo Marombas. 2018. 111 f. **Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais)** – Universidade do Estado de Santa Catarina, 2019.

RODERJAN, C. V. et al. As regiões fitogeográficas do Estado do Paraná. **Revista Ciência e Ambiente**, 2002; 24: 75-92. Disponível em. <http://www.mauroparolin.pro.br/biogeografia/parana.pdf>
Acesso em: 06 feb. 2019.

RODRIGUES, L. R. et al. Impact of changes in land use in the flow of the Pará River Basin, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.19, n.1, p.70–76, 2015.

Disponível em. http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S1415-43662015000100070&lng=pt&nrm=iso&tlng=en. Acesso em: 06 feb. 2019.

ROYSTON, P. An extension of Shapiro and Wilk's W test for normality to large samples. **Applied Statistics**, 31, 115–124, 1982. Disponível em. https://www.researchgate.net/publication/265367031_An_Extension_of_Shapiro_and_Wilk's_W_Test_for_Normality_to_Large_Samples. Acesso em: 06 feb. 2019.

SÁ et al. Trends in daily Precipitation in highlands region of Santa Catarina, southern Brazil. **Revista Ambiente e Água**, Lages, SC, v. 13, n.1, 2018. Disponível em. <http://www.scielo.br/pdf/ambiagua/v13n1/1980-993X-ambiagua-13-01-e2149.pdf>. Acesso em: 09 jan. 2019.

SCHÄR, C. et al. The role of increasing temperature variability in European summer. **Nature**, v. 427, n. January, p. 332–336, 2004. Disponível em. <https://www.nature.com/articles/nature02300>. Acesso em: 09 jan. 2019.

SALATI, E; CAMPANHOL, T.; VILLA NOVA, N. **Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI**. Relatório 4. Tendências de Variações Climáticas para o Brasil no Século XX e Balanços Hídricos para Cenários Climáticos para o Século XXI. 182p. 2007. Disponível em. http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Livro2_completo.pdf. Acesso em: 31 jan. 2019.

SALTON J. C.; HERNANI L. C.; FONTES, C. Z. **Sistema de plantio direto: o produtor pergunta a Embrapa responde**. EMBRAPA. Brasília, 1998.

SALVIANO, M. F.; GROppo, J. D.; PELLEGRINO, G. Q. Análise de tendências em dados de precipitação e temperatura no Brasil. **Revista Brasileira e Meteorologia**, v.31, n. 1, p. 64-73, 2016. Disponível em. <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v31n1/0102-7786-rbmet-31-01-0064.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019

SAMPAIO, G.; DIAS, P. L. DA S. Evolução dos Modelos Climáticos e de Previsão de Tempo e Clima. **Revista USP**, n. 103, p. 41, 2014.

SANTHI, C. J. G. et al. Validation of the SWAT Model on a large River Basin with point and Nonpoint Sources. **Journal of the American water resource association**, [S. I]. v. 27, n. 5, 1169-1188, oct, 2001. Disponível em. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1111/j.1752-1688.2001.tb03630>. Acesso em: 09 jan. 2019.

SANTOS, A. M.; GALVINCIO, J. D.; DE MOURA, M. S. B. Mudanças climáticas e o escoamento superficial na bacia hidrográfica do rio Goiana – Pernambuco – Brasil. *Investigações Geográficas, Boletim del Instituto de Geografia*, UNAM, n. 81, p. 51-65, 2013. Disponível em <file:///G:/Tese/Mudanças%20Climaticas%20nos%20recursos%20hidricos/SANTOS%202013.pdf>. Acesso em: 01 fev. 2019.

SANTOS D. F.; MARTINS, F. B.; TORRES, R. R. Impacts of climate projections on water balance and implications on alive crop in Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiente**, v. 21, n. 2, p. 77-82, 2017. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v21n2/1415-4366-rbeaa-21-02-0077.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

SANTOS, L. Modelos Hidráulico-Hidrológicos: Conceitos e Aplicações. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, PE, v. 2, n.2, p.1-19, 2009. Disponível em <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/viewFile/232624/26638>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SANTOS, J. C. N. et al. Land use impact on soil erosion at different scales in the Brazilian semi-arid. **Revista Ciências Agrícolas**, Fortaleza CE, v. 48, n. 2, p. 251-260, abr-jun, 2017. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rca/v48n2/1806-6690-rca-48-02-0251.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SANTOS, R. O. et al. Avaliação da Produção e Aporte de Sedimentos para o Rio Potengi, RN. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18, n.3 ,149-163. 2013. Disponível em <https://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=109&SUMARIO=1618>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A. M.; LOMBARDI NETO, F. Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do serviço de conservação do solo dos Estados Unidos Parte 2: Aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.10, n. 4, 2005. Disponível em https://abrh.s3.sa-east-1.amazonaws.com/Sumarios/26/2ad1ccf5cc715b1182f18ada4b78a527_94e5e2ff168aa7bdb82e9438b8838466.pdf. Acesso em: 07 jan. 2019.

SCHICK J. et al. Erosão hídrica em cambissolo húmico aluminico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: I. Perdas de solo e água. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages, SC, v.24, p. 427-436, 2000. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v24n2/19.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SCHICK J. et al. Water erosion in a long-term soil management experimete with a humic cambisol. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Lages, SC, v.41, 2017. Disponível em

<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v41/0100-0683-rbcs-18069657rbcs20160383.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SCHWAB, G. Q. et al. **Soil and water Conservation engineering**, 4 ed. John Wiley and sons, [S. I], 1993

SILVA, C. R. Calibração e validação da equação universal de perda de solos modificada (MUSLE) utilizando dados hidrosedimentológicos locais. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 35, p. 1431-1439, 2011. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v35n4/a37v35n4.pdf> . Acesso em: 07 jan. 2019.

SILVA, E. M.; BANGA, N. M.; ALVES, J. M. B. Modelagem dos Recursos Eólicos sobre Moçambique Considerando um Cenário de Mudanças Climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, n.1. 2017. Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862017000100157 Acesso em: 01 fev. 2019.

SILVA, I. F.; NÓBREGA, R. S.; GALVINCIO, J. D. Impacto das mudanças climáticas nas respostas hidrológicas do rio Ipojuca (PE) – Parte 2: Cenários de aumento de temperatura. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 2, n. 2, p. 19-30. 2009. Disponível em <file:///G:/Tese/Mudancas%20Climaticas%20nos%20recursos%20hidricos/SILVA%202009.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

SILVA, R. L.; MARIA de, I. C. Erosão em sistema plantio direto: Influência do comprimento de rampa e da direção de semeadura. **Revista Brasileira de Engenharia Agrônômica e ambiental**, Campinas, v.15, n.6, p. 554-561, 2011. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v15n6/v15n06a03.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SILVA, R. V. Desenvolvimento de um modelo hidrológico distribuído por meio de células voronoi com consideração das profundidades do solo. 2010. 226p. **Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental)** – Universidade federal de Santa Catarina – UDESC, Florianópolis, 2010.

SILVA, P. et al. Future Projections of fire occurrence in Brazil using EC-Earth Climate Model. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 3, p. 288-297, 2016. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v31n3/0102-7786-rbmet-31-03-0288.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

SILVA, V. A. et al. Uso da terra e perda de solo na bacia hidrográfica do rio colônia, Bahia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, p.310-315, 2011. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v15n3/v15n3a13>. Acesso em: 31 jan. 2019.

SINGH, J.; KNAPP, H. V.; DEMISSIE M. Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. **Journal of the American water resources association**, Illinois State Water Survey, 2004. Disponível em <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x>. Acesso em: 07 jan. 2019.

SOLOMON, S. et al. **Irreversible climate chance due to carbon dioxide emissions**, The National Academy of Science of The USA, vol. 106, no. 6, 1704-1709.

SORRE, M. Le Climat. In: SORRE, M. **Les Fondements de la Géographie Humaine**, Paris: Armand Colin, Chap. 5, p.13-43, 1951.

SPIELAGEN, R.F. Hotspots in the Arctic: Natural archives as an early warning system for global warming. **Geology**, Boulder, v. 40, n. 11, p. 1055-1056, 2012. Disponível em <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article/40/11/1055/130766/hotspots-in-the-arctic-natural-archives-as-an>. Acesso em: 31 jan. 2019.

SUN, R. et al. SWAT-based streamflow estimation and its responses to climate change in the kadongjia river watershed, southern Tibet. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, oct, 2013. Disponível em <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JHM-D-12-0159.1>. Acesso em: 31 jan. 2019.

SOIL & WATER ASSESSMENT TOOL. **College of Agriculture and Life Sciences**. 2009. Disponível em <https://swat.tamu.edu/media/99192/swat2009-theory.pdf>. Acesso em: 31 jan. 2019.

TEJADAS et al. Projeções de vazão afluente à lagoa Mangueira com base em cenários de mudanças climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 3, p. 262-272, 2016. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v31n3/0102-7786-rbmet-31-03-0262.pdf>. Acesso em: 07 jan. 2019.

TIECHER, T. et al. Contribuição das fontes de sedimentos em uma bacia hidrográfica agrícola sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Santa Maria, p. 639-649, 2014. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v38n2/28.pdf> . Acesso em: 07 jan. 2019.
TIECHER, T. **Manejo e Conservação do solo e da água em pequenas propriedades rurais no Sul do Brasil: Contextualizando as atividades agropecuárias e os problemas erosivos**. Universidade Regional Integrada do Alto Uruguai e das Missões. 152 p. 2016.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p., 1998.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4.ed, Porto Alegre: Editora UFRGS/ABRH, 2007, p. 943.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Global Environmental Change Data Assessment and Integration **Project. CIESIN. Research report on advances in spatial decision support system technology and application**. 1997

UZEIKA, T. Aplicabilidade do modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) na simulação da produção de sedimentos em uma pequena bacia hidrográfica rural. **Dissertação de Mestrado, Instituto de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental**, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 130p. 2009.

VALÉRIO, E. L. S.; FRAGOSO JÚNIOR, C. R. Avaliação dos efeitos de mudanças climáticas no regime hidrológico da bacia do rio Paraguaçu, BA. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 872-887, 2015. Disponível em <https://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=156&SUMARIO=5114>. Acesso em: 09 jan. 2019.

VAN GRIENSVEN, A.; BAUWENS, W. Multiobjective autocalibration for semidistributed water quality models. **Water Resources Research, Brussels**, [S. I], v. 39, n. 12, Dec, 2003. Disponível em <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2003WR002284>. Acesso em: 09 jan. 2019.

VAUTARD, R. et al. The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EUROCORDEX project. **Climate Dynamics**, v. 41, p. 2555–2575, 2013. Disponível em. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-013-1714-z> . Acesso em: 31 jan. 2019

VIEIRA, M.J.; COGO, N.P.; CASSOL, E.A. Perdas por erosão nos diferentes sistemas de preparo do solo para a cultura da soja (Glycine Max), em condições de chuva simulada. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, [S. I], v.2, p. 209-214, 1978.

WHITE, K. L.; CHAUBEY, I. Sensitivity analysis calibration, and validations for a multisite and multivariable SWAT model. **Journal of the American water resources association**, Florida, 2005. Disponível em. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03786.x>. Acesso em: 14 jan. 2019.

WILKINSON, B. H.; MCELROY, B. J. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. **Geological Society of America Bulletin**, [S. I]. 119 (1-2), p. 140-156, Jan. 2005

WILLIAMS, J. R. Sediment – yield prediction with universal equation using runoff energy factor. **Proceedings of the sediment Yield Workshop**, USDA. 1975

WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during simple hydrologic events in rivers. **Journal of hydrology**, Amsterdam, v. 111, p. 89-106, 1989.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. **Agricultural Handbook**, Washington: USDA, 1978.

WITHERS, P. J. A. et al. Transitions to sustainable management of phosphorus in Brazilian agriculture. **Scientific Reports**, [S. I]. v. 8:2537, Feb. 2018. Disponível em. <https://www.nature.com/articles/s41598-018-20887-z>. Acesso em: 07 jan. 2019.

XAVIER, F. V. Contribuição metodológica ao estudo da produção e distribuição espacial de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio Manso, utilizando o modelo AVSWAT. 2009. 166f. **Dissertação (Mestrado em Física Ambiental)** - Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2009.

YANG, J.; et al. Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. **Journal of hydrology**, v. 358, n. 1-2, p. 1-23, 2008. Disponível em. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408002370>. Acesso em: 14 jan. 2019.

ZHANG, Y. et al. Impact of projected climate change on the hydrology in the headwaters of the Yellow River basin. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 20, p. 4379–4397, 2015

ZHENMEI, M. et al. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. **Journal of hydrology**, v. 352, n. 3-4, p. 239-249, 2008. Disponível em. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407007779>. Acesso em: 31 jan. 2019.

Apêndice I

Figura 1 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1979

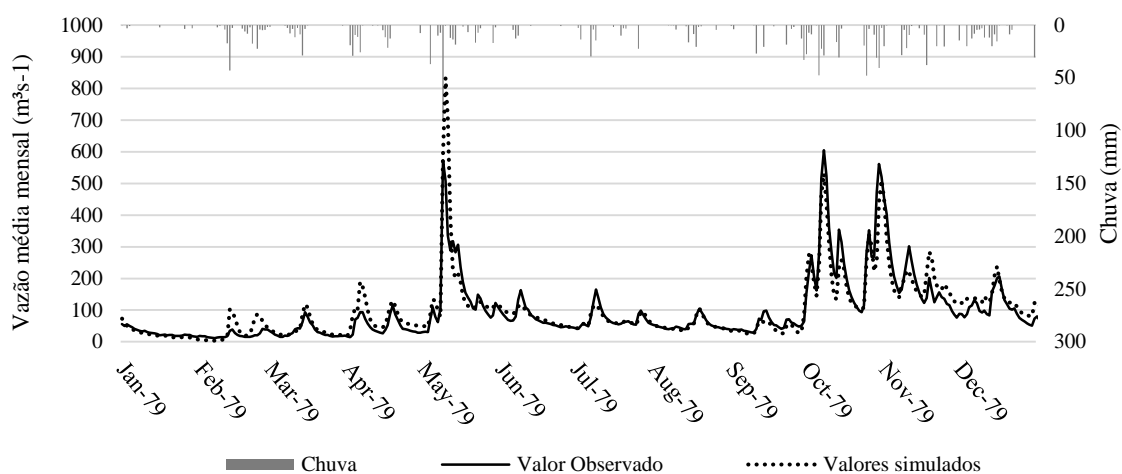


Figura 2 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1980

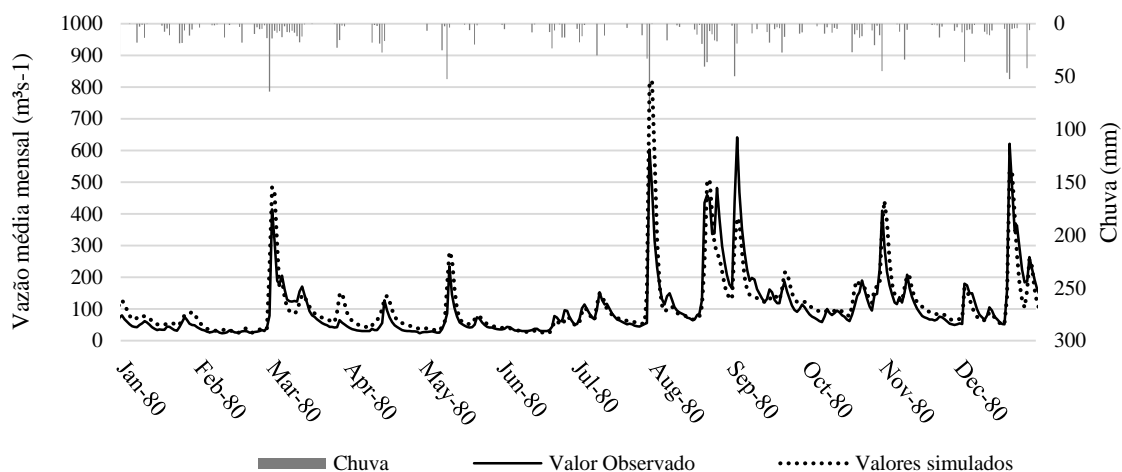


Figura 3 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1981

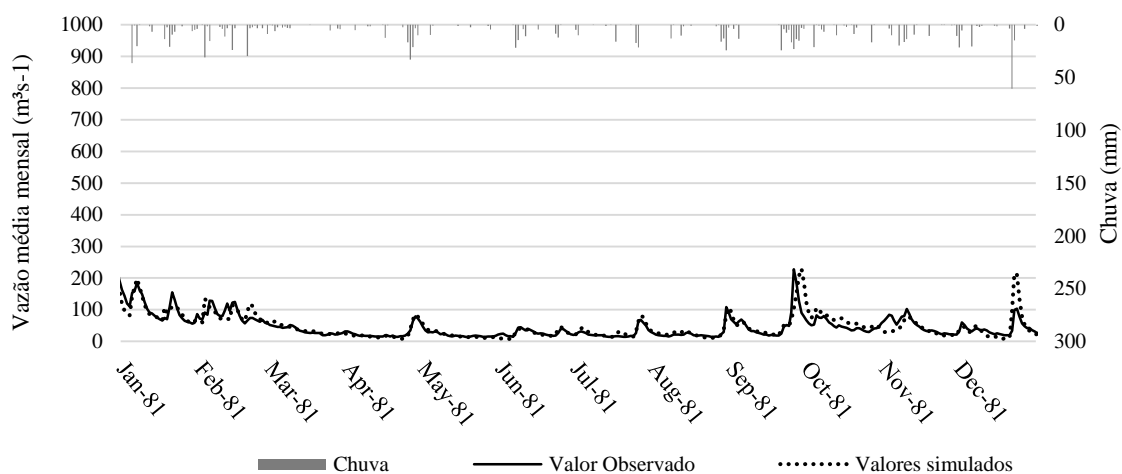


Figura 4 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1982

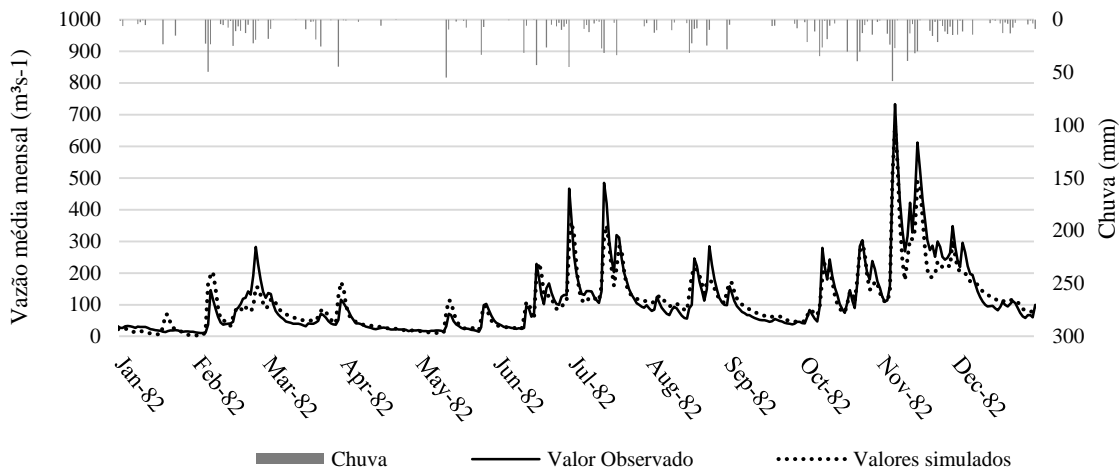


Figura 5 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1983

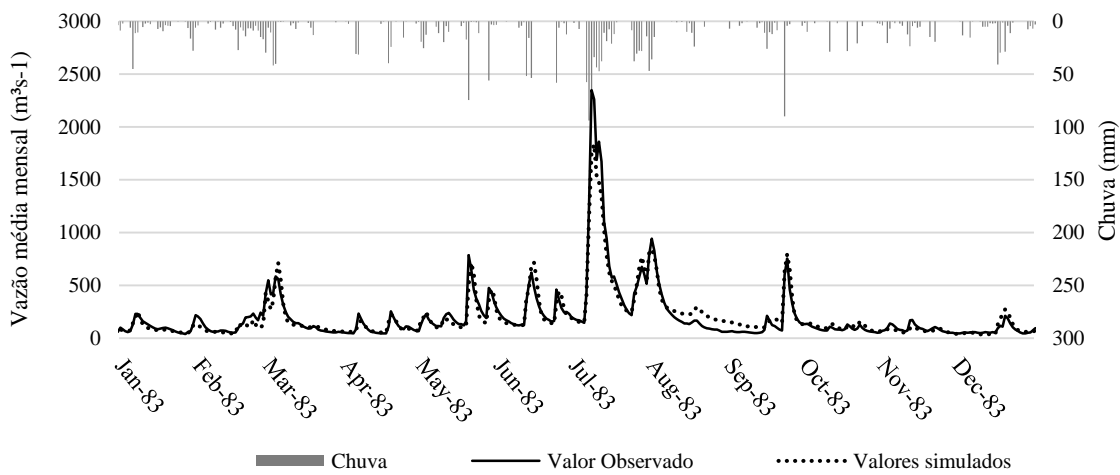


Figura 6 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1984

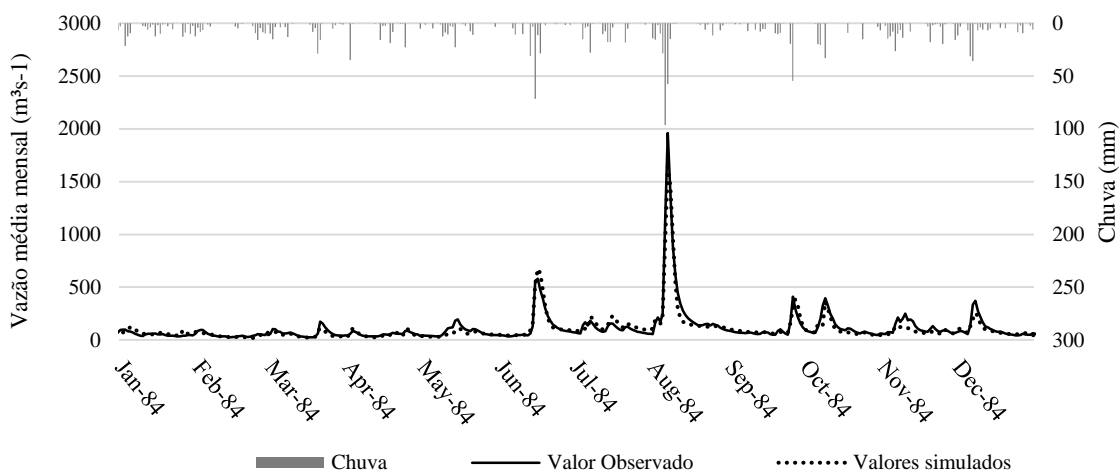


Figura 7 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1985

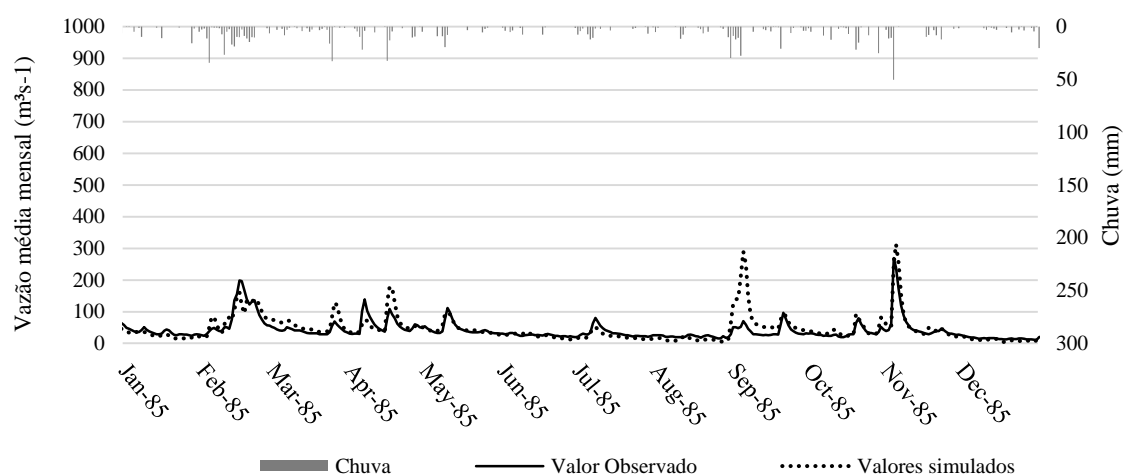


Figura 8 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1986

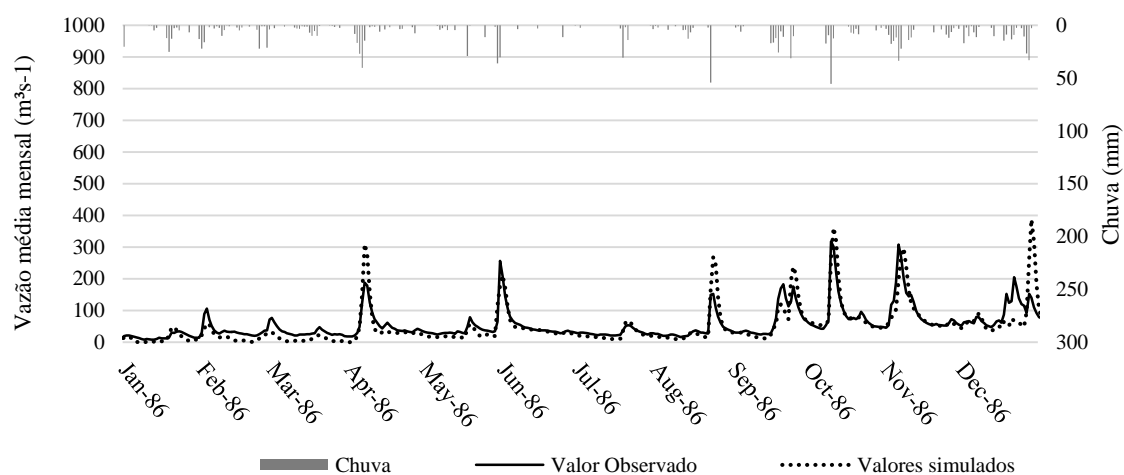


Figura 9 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1987

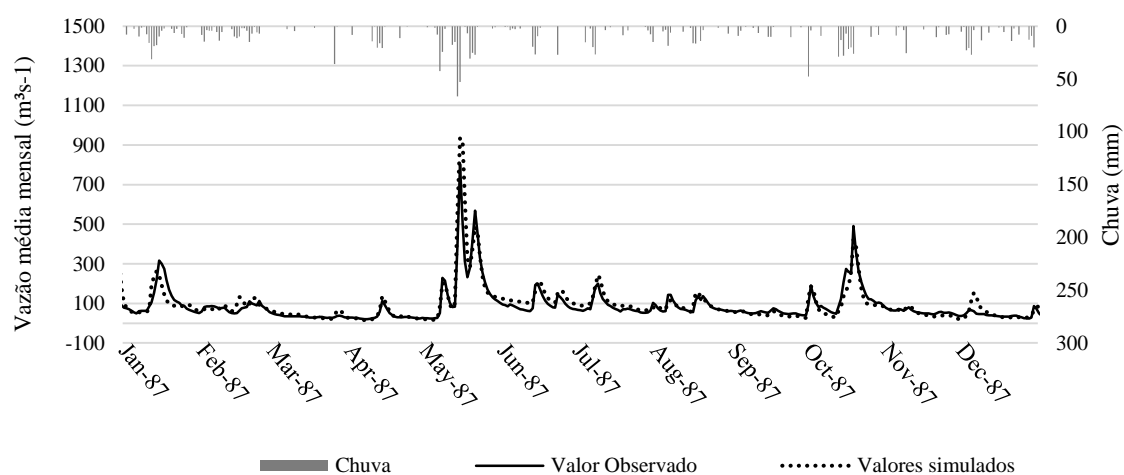


Figura 10 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1988

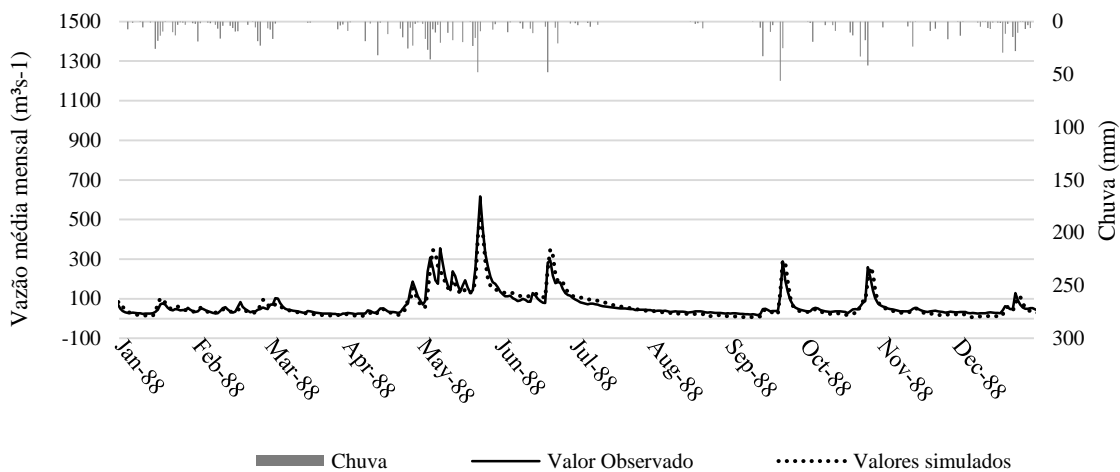


Figura 11 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1989

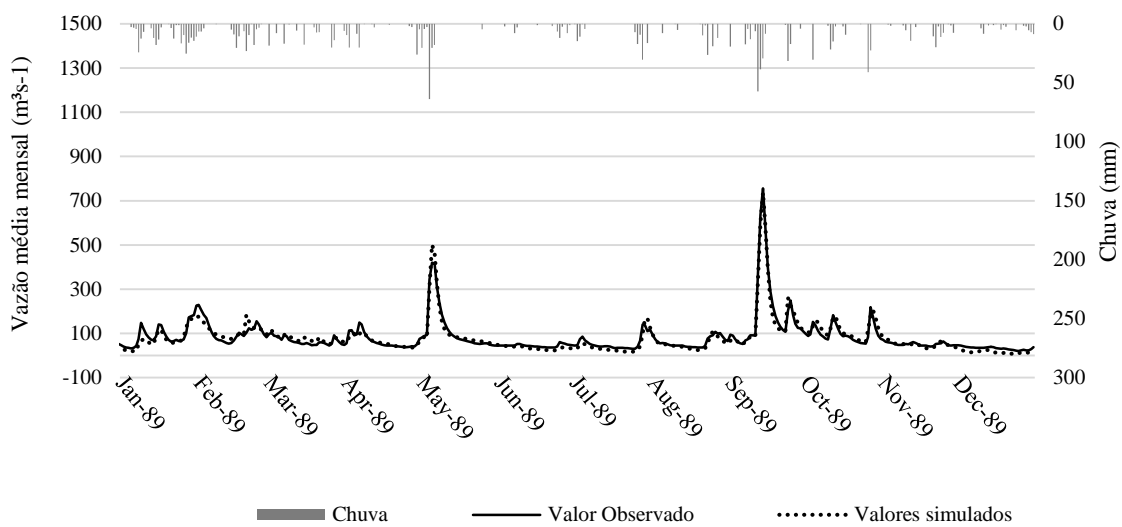


Figura 12 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1994

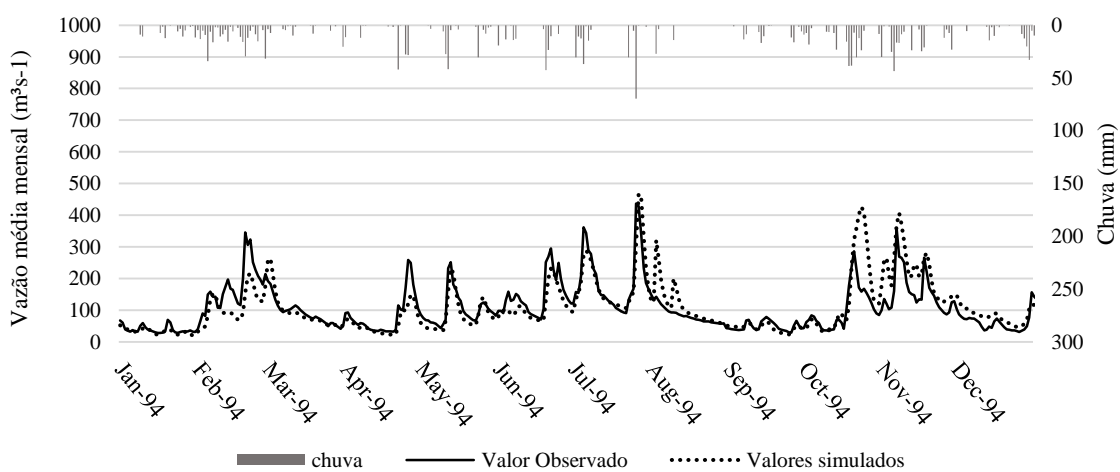


Figura 13 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1995

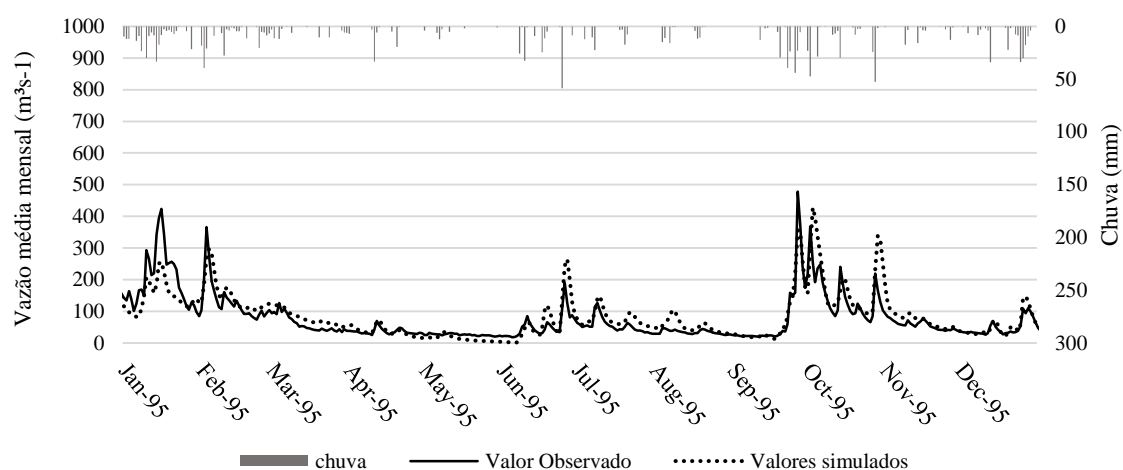


Figura 14 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1996

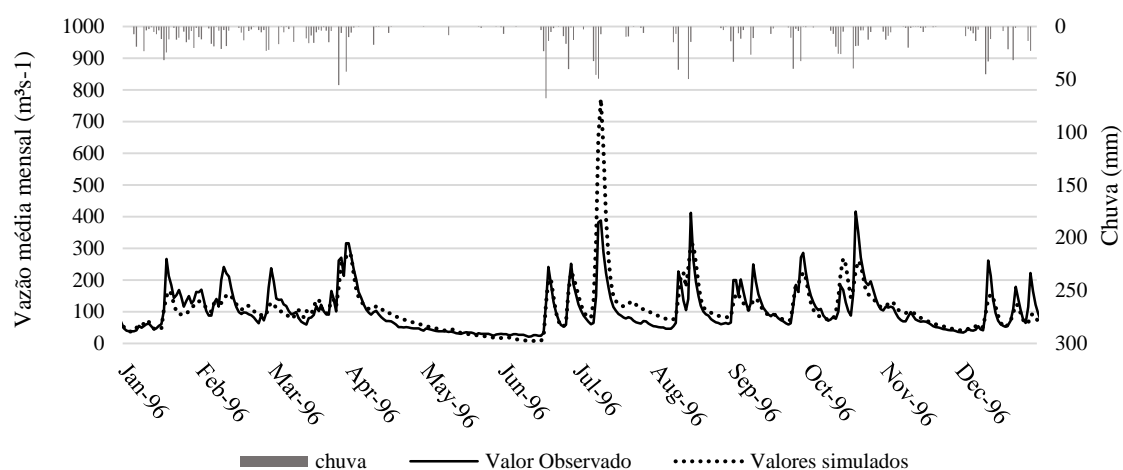
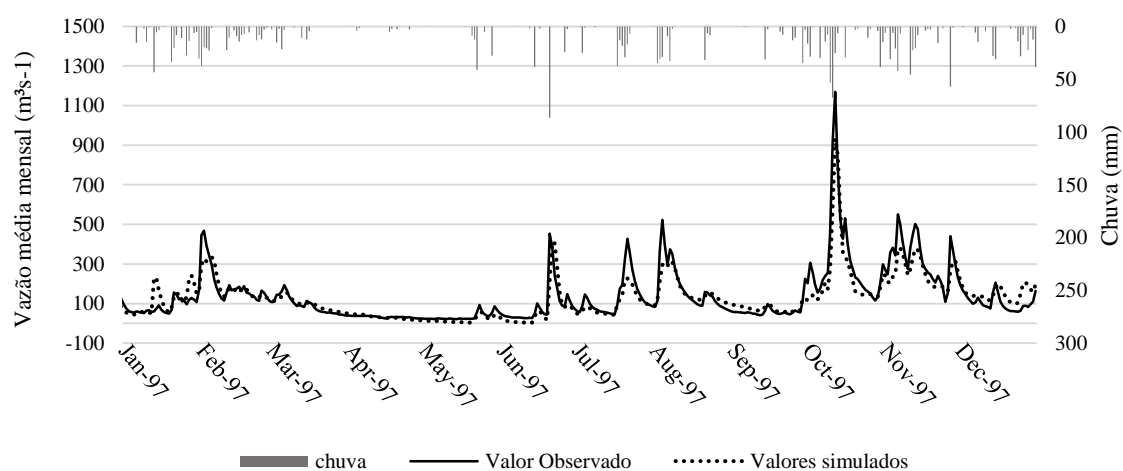


Figura 15 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1997



Apêndice II

Figura 1 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1979

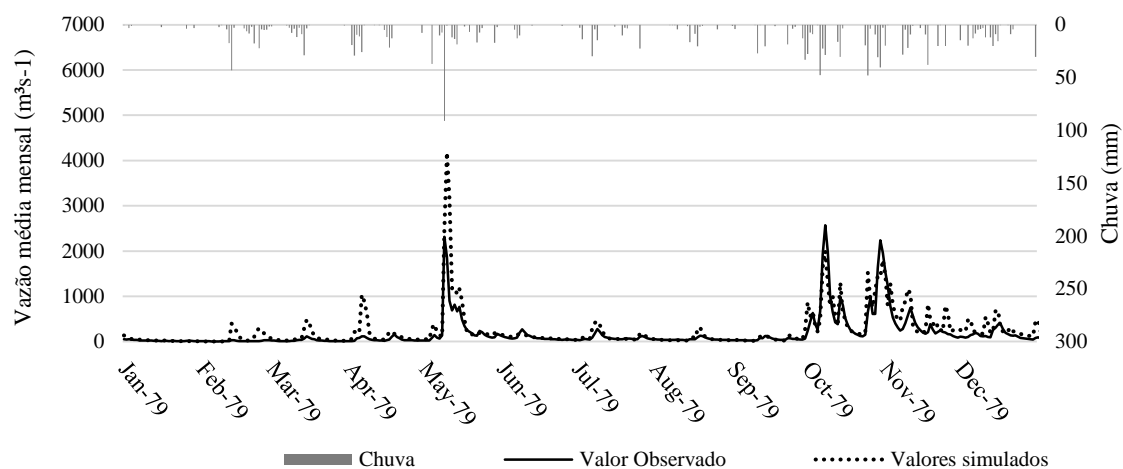


Figura 2 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1980

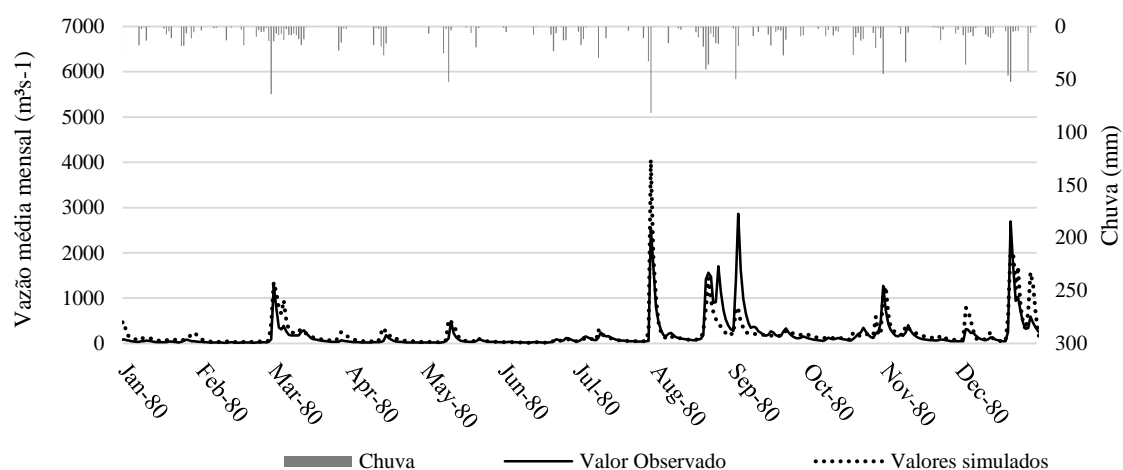


Figura 3 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1981

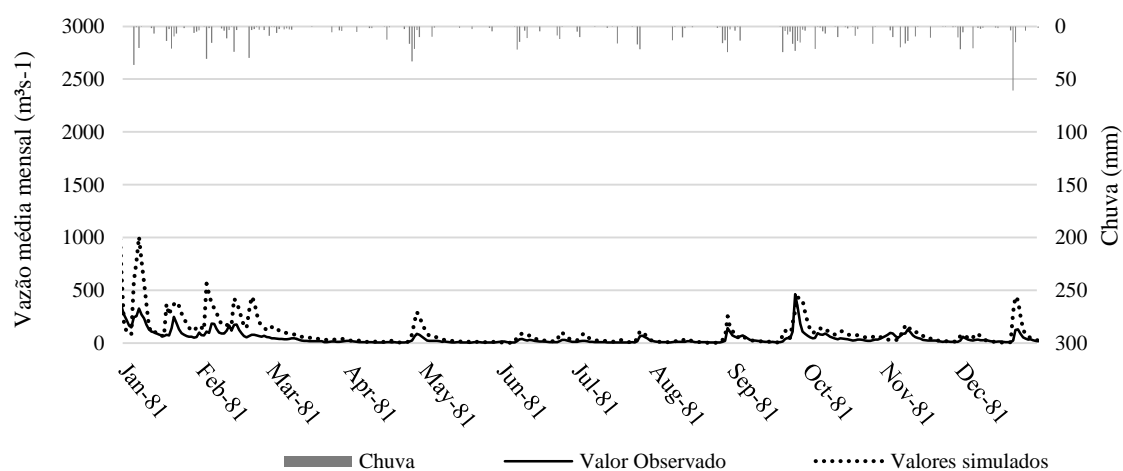


Figura 4 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1982

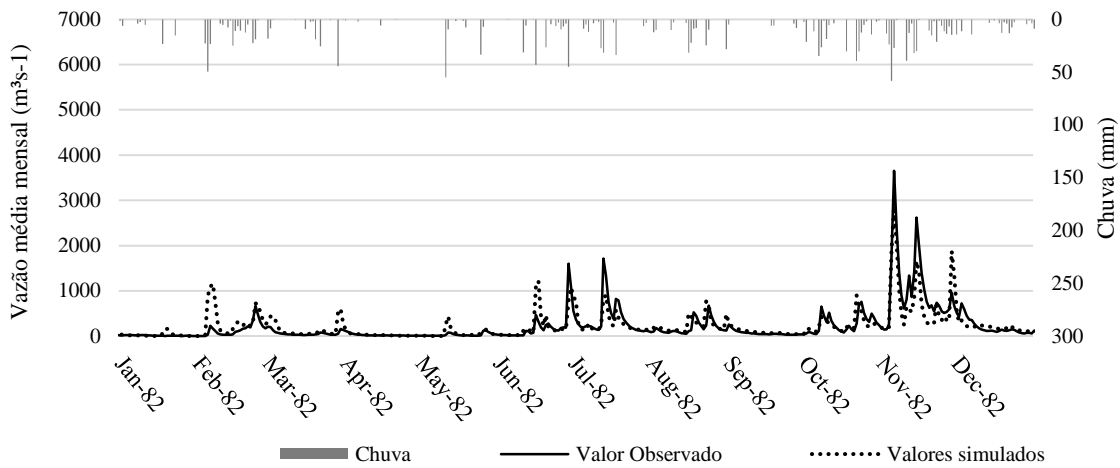


Figura 5 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1983

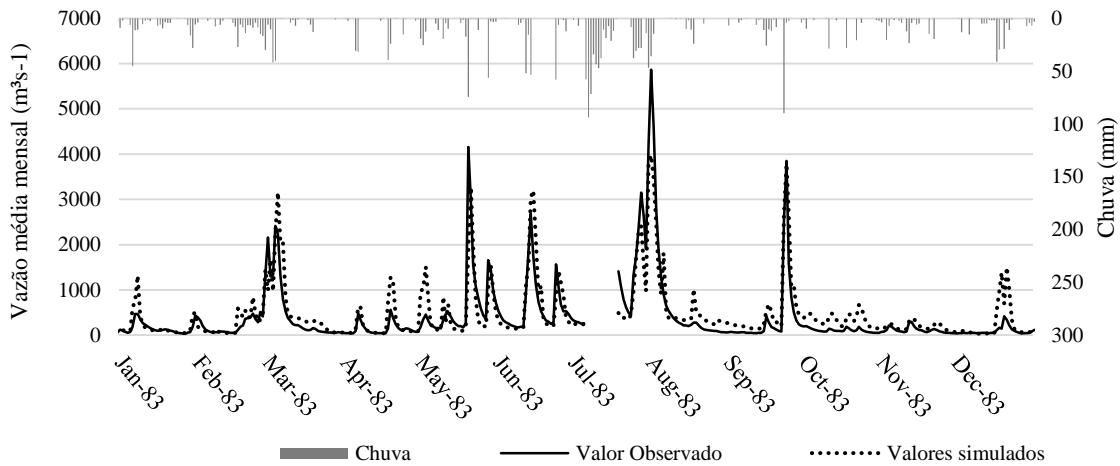


Figura 6 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1984

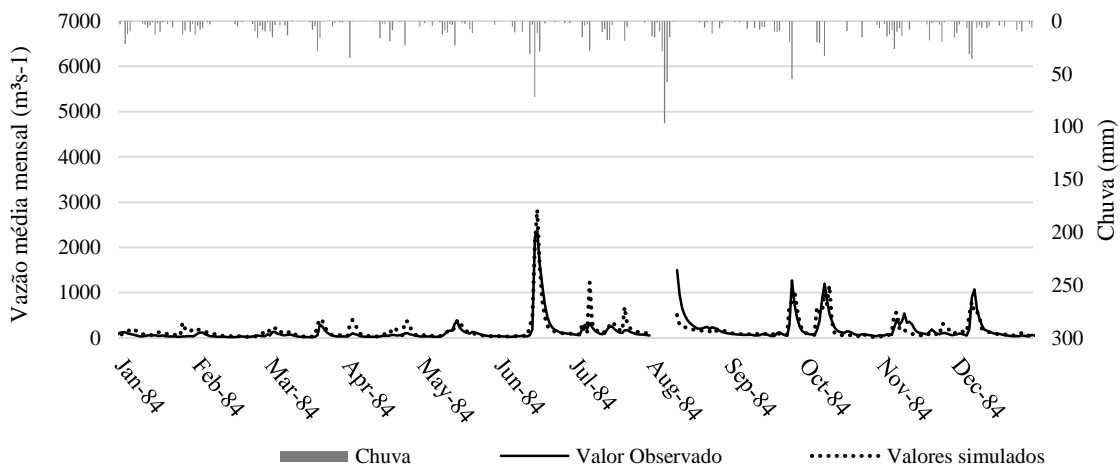


Figura 7 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1985

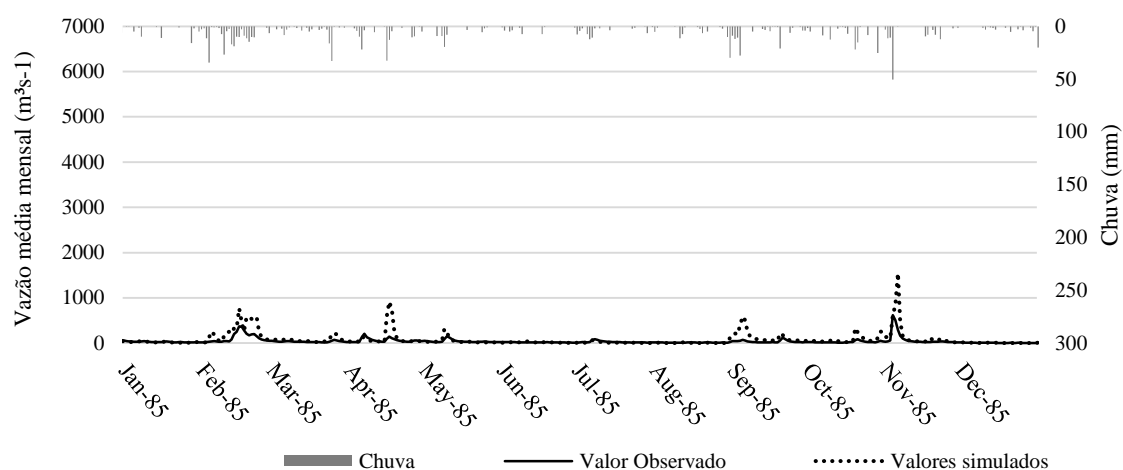


Figura 8 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1986

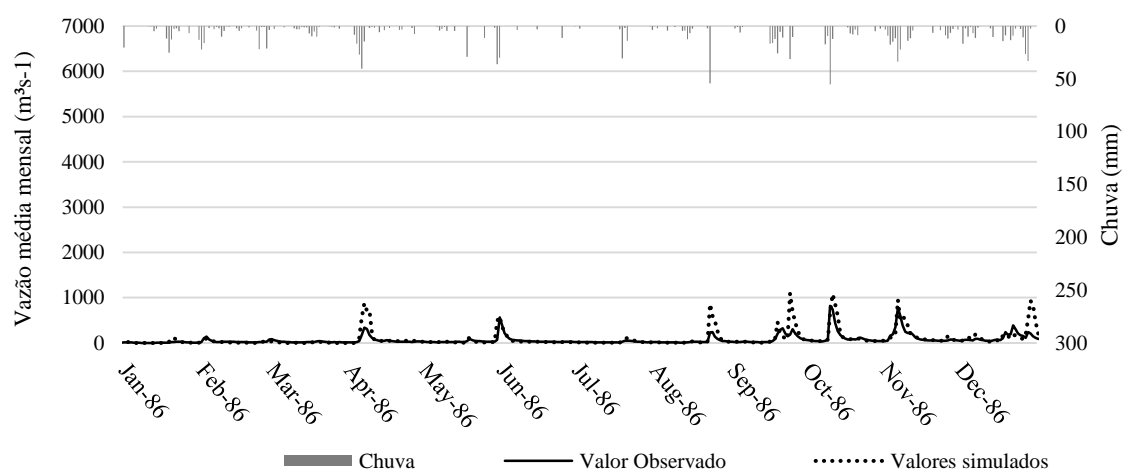


Figura 9 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1987

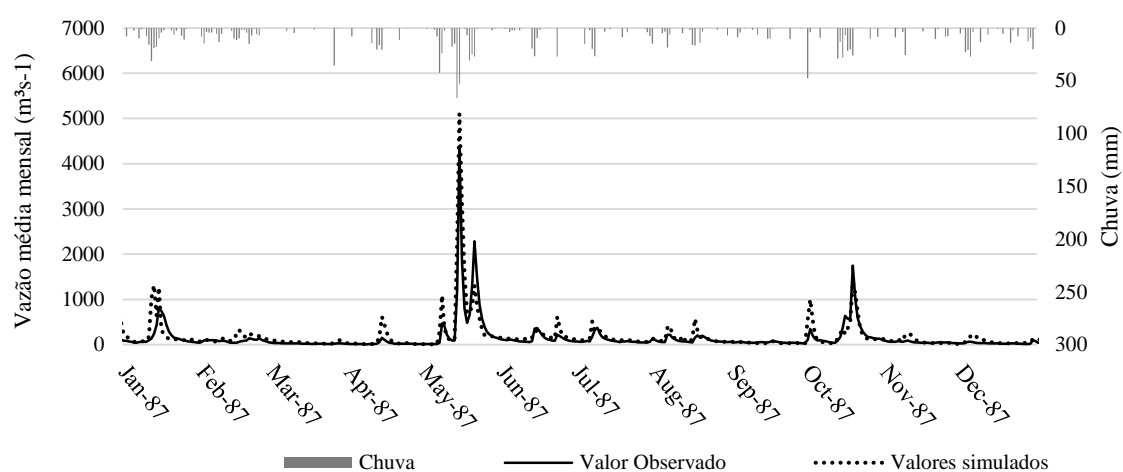


Figura 10 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1988

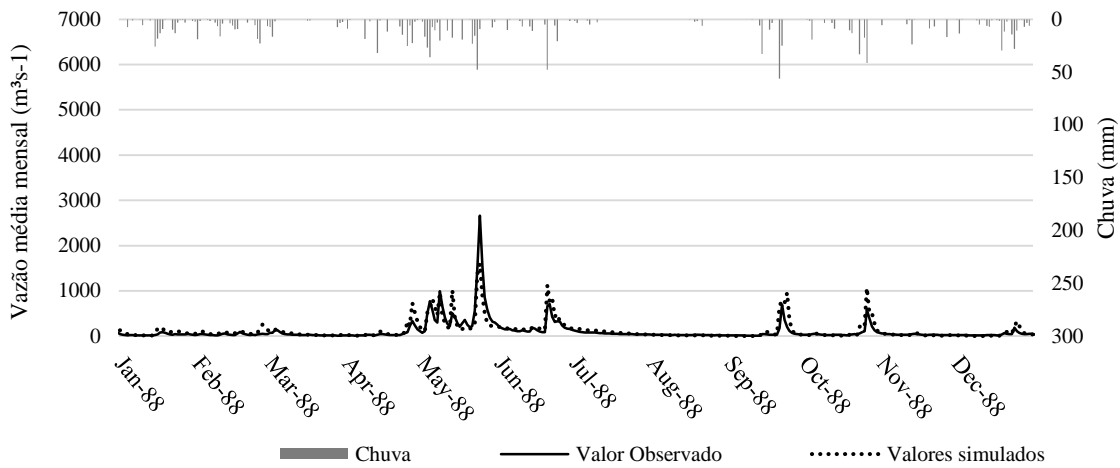


Figura 11 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1989

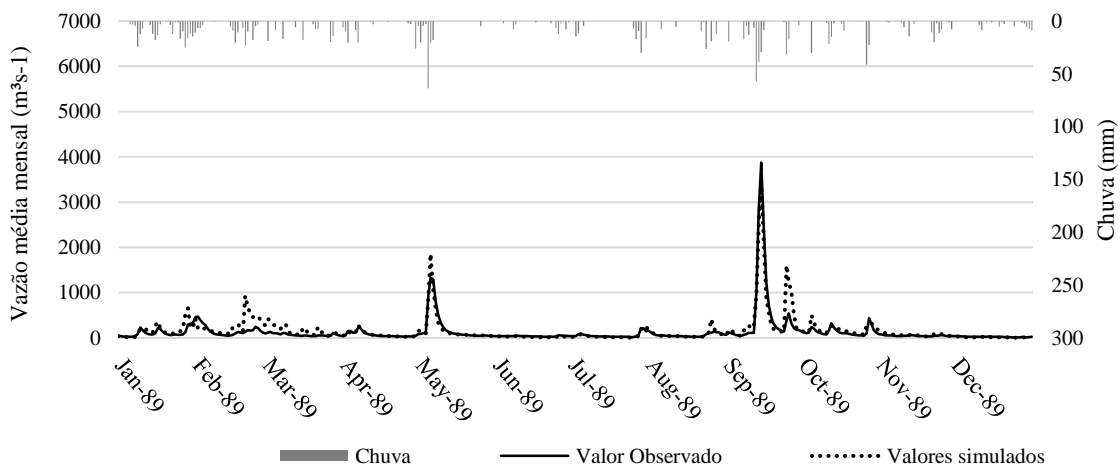


Figura 12 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1994

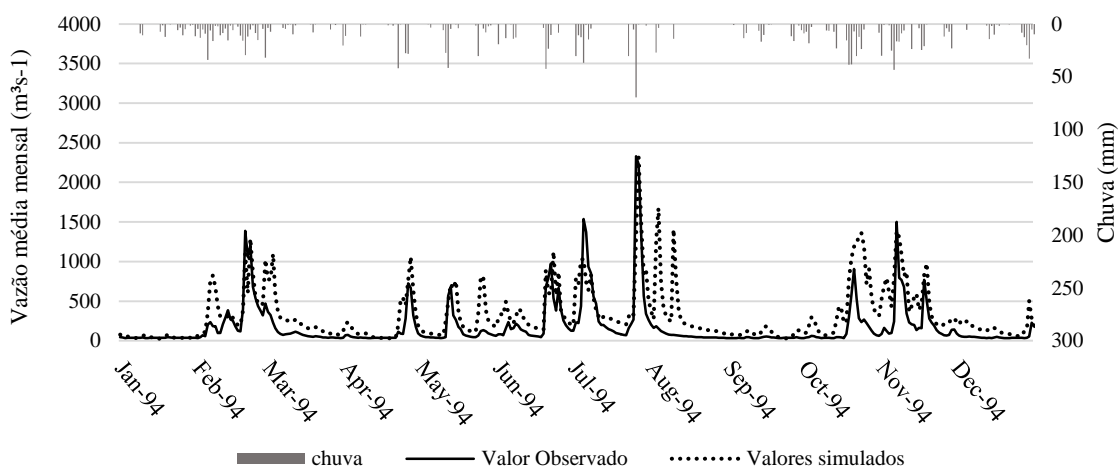


Figura 13 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1995

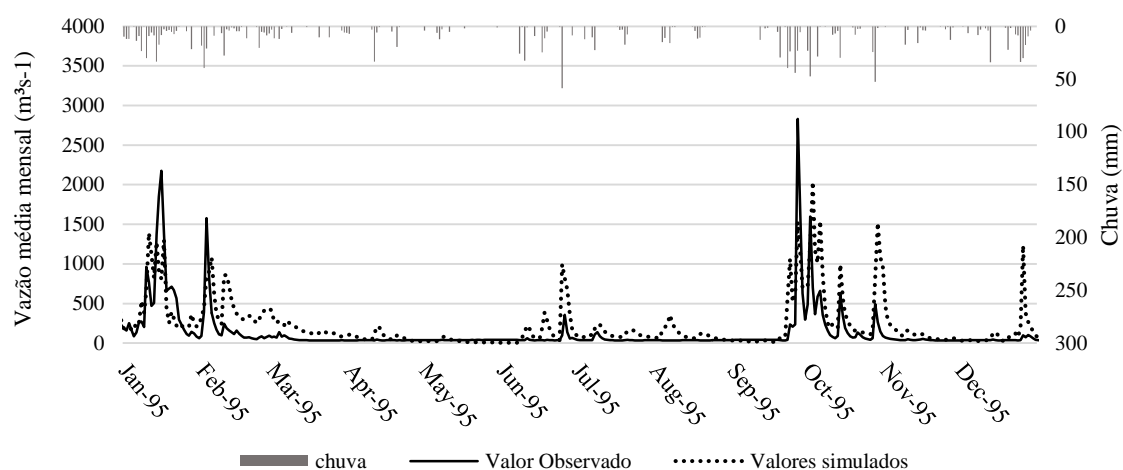


Figura 14 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1996

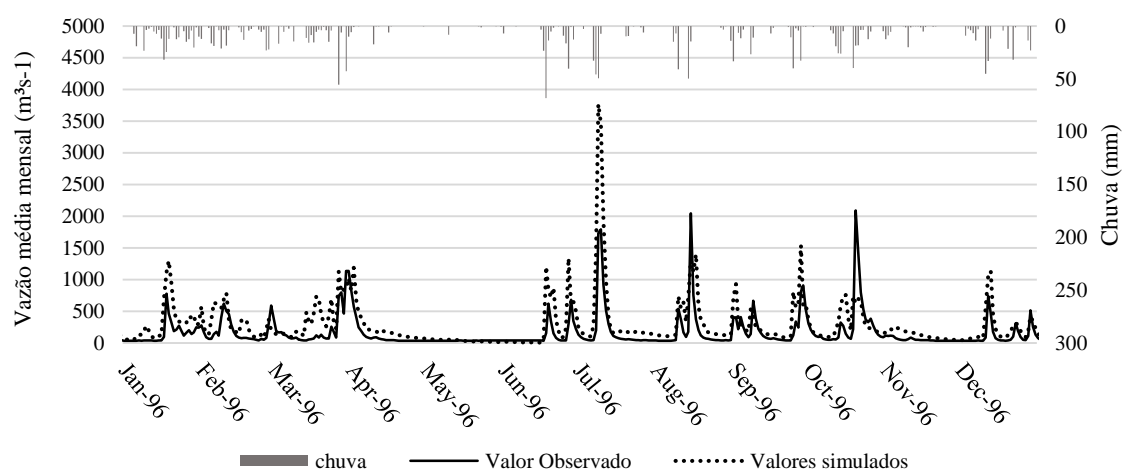


Figura 15 - Hidrogramas observados e estimados em escala diária para o ano de 1997

