



LUCAS MACHADO PONTES

**HYDROSEDIMENTOLOGICAL MODELING IN THE
JAGUARÍ RIVER BASIN**

**LAVRAS – MG
2017**

LUCAS MACHADO PONTES

HYDROSEDIMENTOLOGICAL MODELING IN THE JAGUARÍ RIVER BASIN

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Recursos Ambientais e Uso da Terra, para a obtenção do título de Doutor.

Prof. Dr, Marx Leandro Naves Silva
Orientador

LAVRAS – MG
2017

**Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).**

Pontes, Lucas Machado.

Hydrosedimentological modeling in the Jaguarí River Basin /
Lucas Machado Pontes. - 2017.

82 p. : il.

Orientador(a): Marx Leandro Naves Silva.

.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Lavras, 2017.

Bibliografia.

1. Water erosion. 2. Water security. 3. SWAT. I. Silva, Marx
Leandro Naves. . II. Título.

LUCAS MACHADO PONTES

HYDROSEDIMENTOLOGICAL MODELING IN THE JAGUARÍ RIVER BASIN

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em recursos ambientais e uso da terra, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 29 de setembro de 2017.

Dr. Junior César Avanzi	UFLA
Dr. Humberto Ribeiro da Rocha	USP
Dr. Marcelo Ribeiro Viola	UFLA
Dr. Marcelo Silva de Oliveira	UFLA

Prof. Dr. Marx Leandro Naves Silva
Orientador

LAVRAS – MG
2017

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Lavras, especialmente ao Departamento de Ciência do Solo, pela oportunidade.

À CAPES, pela concessão da bolsa de doutorado. Ao CNPq, à FAPEMIG pelo fomento para a realização do estudo e, à Prefeitura Municipal de Extrema, pelo suporte logístico e financeiro.

Aos professores Marx Leandro Naves Silva, Nilton Curi, Marcelo Ribeiro Viola e Marcelo Silva de Oliveira pelo acompanhamento, orientação, e disposição em ajudar.

Aos professores e técnicos do departamento de solos da UFLA, especialmente ao Moacir Dias Jr., Fatima Maria de Souza Moreira, Bruno Montoani Silva, Geraldo César de Oliveira, Michele Duarte de Menezes Dirce Macedo, Sérgio Henrique Godinho Silva, Teotonio Soares de Carvalho, Doroteu de Abreu, Damy Pádua, Maria Alice, José Roberto (Pezão) pelo auxílio, convívio e aprendizado.

À Secretaria de Meio Ambiente da Prefeitura Municipal de Extrema, nas pessoas do Paulo e Arlindo, pelo apoio em todas as atividades de campo e pela gentileza e prontidão em nos ajudar no que fosse necessário.

Aos amigos e colegas do Departamento de Ciência do Solo, em especial ao Diêgo Faustolo Bispo, Pedro Batista, Pedro Lima, Fabio Gomes, Fabio Arnaldo, Danielle Guimarães, Dione, Bárbara Christófaro, Bernardo Cândido, Lucas Galvão, Adnane, Wharley, Diego Tassinari, Leandro Campos, Giovana Poggere, Ediu, André, Elidiane, Henrique Maluf, Zélio, Joana e Maíra Toma, pelo companheirismo, discussões filosóficas e trocas de saberes.

Ao meu pai Paulo, minha mãe Mariinha, vó Cecília, vô João. Aos meus irmãos Clara, Júlio e Luiza. Minha tia Mamo e meu Tio Pacheli (*in memoriam*).

Por fim, agradeço à minha esposa Priscila e aos meus filhos João Miguel e Laís pelas alegrias, presença e força para superar todos os desafios.

MUITO OBRIGADO!

RESUMO

O presente trabalho foi desenvolvido no contexto do projeto Conservador das Águas, do município de Extrema, MG. Este projeto realiza o pagamento por serviços ambientais para produtores rurais que participam das ações de conservação do solo e da água em suas propriedades. Tais ações têm como meta a redução da erosão hídrica e o aumento da infiltração da água no solo para recarga dos aquíferos e manutenção da vazão nos cursos d'água. Portanto, os objetivos do estudo foram avaliar os processos hidrológicos, sobretudo os relacionados à erosão hídrica, na Bacia do Rio Jaguarí e na Sub-bacia das Posses, com o uso de modelos hidrossedimentológicos e geoestatística. Foram obtidas estimativas com boa precisão e exatidão da distribuição espacial da erosividade mensal e anual das chuvas na Bacia do Rio Jaguarí. Outro estudo foi feito para testar a transferência de parâmetros calibrados com o modelo hidrológico SWAT em uma bacia para outra bacia contígua. Deste modo, obteve-se resultados satisfatórios para as simulações de vazão diária e mensal, o que pode permitir modelar uma bacia não monitorada. O SWAT também foi testado em uma bacia de pequeno porte, para estimar a vazão média mensal e a descarga de sólidos no curso d'água, com resultados satisfatórios. Entretanto, foi observado que o modelo não é sensível às mudanças de uso do solo em relação à produção de sedimentos e descarga de sólidos e, portanto, não pode ser usado neste tipo de cenário. Assim, foi possível testar o uso da modelagem em diferentes condições, de modo a prover informações importantes para a avaliação dos serviços ambientais no âmbito do programa Produtor de Água.

Palavras-chave: Erosão hídrica. Modelagem. Segurança hídrica.

ABSTRACT

The present work was developed in the context of the Conservador das Águas project, in the city of Extrema, MG. This project realizes the payment through environmental services for the farmers who participate in the soil and water conservation actions in their property. These actions aim to reduce water erosion and increase water infiltration, to recharge the aquifers and maintain the flow in the water courses. Therefore, the objectives of the study were to evaluate the hydrological processes, mainly related to water erosion, in the Jaguarí River Basin and the Posses Sub-basin, with the use of hydrosedimentological and geostatistical models. The spatial distribution of monthly and annual rainfall erosivity in the Jaguarí River Basin was obtained with good precision and accuracy. Another study was done to test a transfer of parameters calibrated with the SWAT hydrological model in a basin to another contiguous basin. In this way, satisfactory results were obtained for the daily and monthly flow simulations, which may allow to model an ungauged basin. The SWAT was also tested in a small watershed, to estimate the average monthly flow and the discharge of solids in the river, with satisfactory results. However, it was observed that the model is not sensitive to changes in soil use in relation to the landscape soil losses and in the discharge of solids in the river. Therefore, it cannot be used in this type of scenario. It was possible to test the use of modeling in different conditions, in order to provide important information for an evaluation of the services in the scope of the Water Producer program.

Keywords: Water erosion. Modeling. Water security.

SUMÁRIO

PRIMEIRA PARTE.....	8
INTRODUÇÃO.....	9
REFERÊNCIAS.....	11
SEGUNDA PARTE – ARTIGOS.....	13
ARTIGO 1 Spatial distribution of annual and monthly rainfall erosivity in Jaguarí River Basin.....	14
ARTIGO 2 Hydrological modeling of tributaries of Cantareira System, southeast Brazil, with the SWAT model.....	33
ARTIGO 3 Modelagem hidrossedimentológica com o modelo SWAT em uma pequena sub-bacia do Sistema Cantareira.....	49
ANEXO A - REVISÃO DO MÓDULO DE SEDIMENTOS DO SWAT.....	76

PRIMEIRA PARTE - INTRODUÇÃO GERAL

1 INTRODUÇÃO

A degradação do solo é indicada como um dos principais problemas ambientais de nossa época, sendo apontada como maior causa da insustentabilidade dos agroecossistemas. Dentre as causas de degradação do solo destaca-se a erosão hídrica, principal responsável pelo depauperamento acelerado das terras (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2012). Apesar de ser um fenômeno natural, responsável por moldar a superfície terrestre, a erosão, quando acelerada por ações antrópicas, torna-se a pior forma de degradação do solo (PIMENTEL, 2006).

O arraste de partículas do solo pela erosão hídrica é responsável por perdas de material sólido nas frações areia, silte e argila, fertilizantes, pesticidas, bem como do material orgânico como sementes, micro e mesofauna do solo e matéria orgânica do solo, em diversos estádios de decomposição.

No Brasil as perdas foram estimadas em mais de 500 milhões de toneladas de terra anualmente. Com isso, a erosão é o maior dreno de nutrientes do solo, sendo que mais de 8 milhões de toneladas de N, P e K são perdidos anualmente pela erosão no Brasil (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2012). Estimativas sugerem custos anuais de mais de 200 milhões para o estado de São Paulo, enquanto que na Europa e Estados Unidos os custos da erosão superam 45 bilhões de dólares (TELLES; GUIMARÃES; DECHEN, 2011).

Além disso, as partículas carregadas pela erosão são depositadas nas porções mais baixas ou côncavas do terreno, geralmente associados aos cursos d'água. Além dos sedimentos que podem levar ao assoreamento de rios e represas, diminuindo sua vida útil e volume, nutrientes, pesticidas e outros contaminantes podem chegar a algum corpo d'água e causar poluição.

Neste contexto, sobretudo com a preocupação da segurança hídrica e do abastecimento dos reservatórios responsáveis pelo abastecimento de locais densamente povoados como a cidade de São Paulo, foi criado em 2005 o Projeto Conservador das Águas (PEREIRA et al., 2010) no município de Extrema, MG. Este projeto está incluído no programa Produtor de Água da Agência Nacional das Águas (ANA) o qual prevê o pagamento por serviços ambientais prestados por agricultores em bacias hidrográficas importantes para o abastecimento público.

O programa trabalha com a regeneração de vegetação nativa das áreas de preservação permanente (APP) previstas na legislação ambiental nacional. Também atua no apoio técnico das atividades agrícolas e adoção de práticas conservacionistas do solo. Todas estas ações são implementadas nas principais bacias de cabeceira do município de Extrema, com diversos resultados positivos no aumento de áreas protegidas, regeneração florestal e capacitação de agricultores em práticas de manejo do solo (PEREIRA et al., 2010).

O município de Extrema está localizado na cabeceira das bacias dos rios Piracicaba, Camanducaia e Jaguarí (PCJ), os quais formam os principais mananciais de abastecimento das regiões metropolitanas mais populosas do estado de São Paulo como as cidades de Campinas e São Paulo. Além disso, a sub-bacia das Posses, onde estão localizados os experimentos deste trabalho, é indicada como a de maior prioridade para as intervenções do projeto Conservador das Águas (IRRIGART, 2013), por ser a sub-bacia com a menor cobertura natural.

O Ribeirão das Posses é um dos principais afluentes do Rio Jaguarí, este por sua vez é o mais expressivo afluente do reservatório do Sistema Cantareira, responsável pelo abastecimento de 45% do consumo de água na grande São Paulo (PEREIRA et al., 2010). Fato que destaca a importância da conservação ambiental nas sub-bacias que alimentam a rede de drenagem destes mananciais de água, e justifica os programas conservacionistas adotados na região.

Aliado a estas práticas são desenvolvidas uma série de pesquisas científicas com o objetivo de avaliar as ações do projeto Conservador das Águas e também para propor melhorias nas mesmas. Faltam, porém, iniciativas que permitam avaliar objetiva e concretamente as práticas conservacionistas adotadas, visto que as avaliações têm sido feitas de maneira meramente qualitativa e subjetiva.

A valoração dos serviços ambientais prestados deve se basear na eficácia das práticas adotadas (RICHARDS et al., 2015). Tal avaliação é complexa de ser feita quanto ao aumento de quantidade de água nas nascentes e cursos d'água, pois é preciso um longo período de monitoramento e experimentos bem elaborados. Portanto, a modelagem hidrossedimentológica constitui uma ferramenta importante para tentar compreender e avaliar os efeitos de mudanças no uso do solo, da adoção de práticas conservacionistas e até mesmo de mudanças climáticas no ciclo hidrológico e nos processos erosivos (BONUMÁ et al., 2015; BRESSIANI et al., 2015; ZUO et al., 2016).

O uso de modelos tem sido estimulado pelo desenvolvimento tecnológico e computacional, bem como pelo aumento de conhecimento nas áreas ambientais, o que permite utilizar esta ferramenta de maneira mais precisa e acertada. Entretanto, a modelagem deve seguir rigorosa metodologia para avaliar os resultados por ela obtidos. Também é importante uma constante revisão e evolução do conhecimento atual a respeito do objeto de estudo, que levam a atualizações e melhorias nos modelos atuais.

A Equação Universal de Perdas Solos (USLE), primeiro modelo de erosão, foi desenvolvida durante as décadas de 50 e 60 nos Estados Unidos com dados de perdas de solo e água em áreas agrícolas (WISCHMEIER; SMITH, 1978). Devido às limitações de seu uso,

foram desenvolvidas outras versões, como a Modified USLE (MUSLE), que substituiu o uso da erosividade das chuvas pela vazão média e máxima em bacias hidrográficas.

Um dos modelos hidrológicos mais utilizados em todo o mundo é o Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (ARNOLD et al., 1998). É um modelo de base física, semi-distribuído e contínuo, que tem apresentado resultados satisfatórios para diversas condições e diferentes regiões do mundo (ABBASPOUR et al., 2015; BRESSIANI et al., 2015; ZUO et al., 2016). O SWAT utiliza a MUSLE para estimar as perdas de solos na paisagem. Entretanto, existem poucos trabalhos no Brasil a respeito da modelagem dos processos erosivos com o SWAT, sobretudo em pequenas bacias hidrográficas. Isto principalmente devido à escassez de dados hidrométricos e sedimentométricos (BRESSIANI et al., 2015; MONTEIRO et al., 2015).

O objetivo geral do trabalho foi estudar as variáveis hidrológicas relacionadas aos processos erosivos como a erosividade das chuvas e o escoamento superficial no âmbito do Projeto Conservador das Águas. Como objetivos específicos têm-se a avaliação de modelos hidrológicos e de erosão em bacias hidrográficas de diferentes escalas e, a predição da distribuição espacial da erosividade das chuvas.

REFERÊNCIAS

- ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. **Journal of The American Water Resources Association**, Herndon, v. 34, n. 1, p. 73-89, 1998. doi: 10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 8. ed. São Paulo: Editora Ícone, 2012. 355p.
- BONUMÁ, N. et al. Modeling surface hydrology, soil erosion, nutrient transport, and future scenarios with the ecohydrological SWAT model in brazilian watersheds and river basins. **Tópicos em Ciência do Solo**, v.9, p.241-290, jul. 2015.
- BRESSIANI, D. de A. et al. Review of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) applications in Brazil: Challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v.8, n.3, p.9-35, may. 2015.
- IRRIGART. **Plano municipal de recursos hídricos de Extrema / MG**. [s.l.] Fundação agência das bacias PCJ, 2013.
- MONTEIRO, J. A. F. et al. Accuracy of grid precipitation data for Brazil: application in river discharge modelling of the Tocantins catchment. **Hydrological Processes**, v.30. n.9, p.1419-1430, 2015.
- PEREIRA, P. H. et al. **Conservador das Águas**. [s.l.] Dep. Meio Ambiente Extrema - MG, 2010. p. 68.

PIMENTEL, D. Soil erosion: a food and environmental threat. **Environment, development and sustainability**, v. 8, n. 1, p. 119-137, 2006.

RICHARDS, R. C. et al. Governing a pioneer program on payment for watershed services: Stakeholder involvement, legal frameworks and early lessons from the Atlantic forest of Brazil. **Ecosystem Services**, v. 16, p. 23–32, 2015.

TELLES, T. S.; GUIMARÃES, M. DE F.; DECHEN, S. C. F. The costs of soil erosion. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 2, p. 287-298, 2011.

WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. **Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning**. USDA, Science and Education Administration; 1978.

ZUO, D. et al. Assessing the effects of changes in land use and climate on runoff and sediment yields from a watershed in the Loess Plateau of China. **Science of the Total Environment**, v. 544, p. 238–250, 2016.

SEGUNDA PARTE - ARTIGOS

Artigo apresentado na íntegra, conforme foi publicado, nas normas do periódico científico Revista Brasileira de Ciência do Solo

ARTIGO 1 SPATIAL DISTRIBUTION OF ANNUAL AND MONTHLY RAINFALL EROSIVITY IN JAGUARÍ RIVER BASIN

ABSTRACT

The Jaguarí River Basin forms the main water supply sources of São Paulo Metropolitan Region and other cities in the state. Since the kinetic energy of rainfall is the driving force of water erosion, the main form of land and water degradation, we tested the hypothesis of correlation between the erosive potential of rainfall (erosivity) and geographical coordinates and altitude, with objective of obtaining a prediction of the spatial and temporal distribution of the EI_{30} rainfall erosivity index in the basin. An equation was used to estimate the erosivity index (EI_{30}) as a function of the average monthly and total annual precipitation of rainfall stations with data available for the study area. In Regression Kriging technique, the deterministic part was modeled using multiple linear regression between the dependent variable (EI_{30}) and environmental predictor variables: latitude, longitude e altitude. With the result of equations and generated maps it was possible to observe a direct correlation between erosivity and altitude. Erosivity presents a markedly seasonal behavior, with the rainy season from October to March, which concentrates 86% of the estimated EI_{30} values, monthly maximum values of up to $2.342 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ month}^{-1}$ between December and January, and minimum of $34 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ month}^{-1}$ in August. The highest values were found in the Mantiqueira Range region (annual average of up to $12.000 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$), a region that should be prioritized in soil and water conservation actions. With the validation it was possible to observe a good precision and accuracy of the model for the annual average long period, which is the main factor used in soil loss prediction models.

Keywords: geostatistic; soil and water conservation; erosion; EI_{30} .

1 INTRODUCTION

The Jaguarí River Basin has a drainage area that forms the main sources of water supply for the metropolitan areas of São Paulo, such as the Cantareira System and the Piracicaba River.

Due to the severe drought in 2013 and 2014 in the southeast region of Brazil (Coelho et al., 2015), the issue of water security has gained even more relevance in these regions. However, the problems of land use and occupation historically and continuously threaten the quality of surface water, the useful life of the reservoirs, and the productive capacity of the soil, and the greatest cause of degradation is water erosion (Telles et al., 2011). Effective control of erosive processes in river basins depends on studies of the spatial and temporal behavior of erosive factors, especially rainfall erosivity (Martins et al., 2010; Silva et al., 2010).

The kinetic energy of rainfall is the driving force of water erosion, with a direct effect on detachment of soil particles, breaking the aggregates and transporting particles through surface runoff (Wischmeier and Smith, 1978; Panagos et al., 2015). Wischmeier (1959) proposed the EI_{30} , which relates the kinetic energy to the maximum intensity in 30 minutes of rain events, to represent the erosivity or erosive potential of the rains.

Traditionally, the EI_{30} is estimated through rainfall data with a minimum temporal resolution of 30 minutes, but historical series with this information are rare and, therefore, alternative approaches have been used. Equations that relate monthly and annual total rainfall data with the EI_{30} generated for locations with data availability allow the use of 24-hour resolution information, which is easier to access and to estimate erosivity in adjacent locations (Renard et al., 1997; Silva, 2004; Oliveira et al., 2012).

The spatial distribution of erosivity in river basins is indispensable information for modeling critical scenarios in conservation planning and in adoption of soil and water conservation practices on this scale (Martins et al., 2010). Studies demonstrated that geostatistical techniques have an advantage over traditional interpolators in the spatialization of environmental data (Hengl et al., 2007; Akkala et al., 2010) because the prediction model is composed of a deterministic part (overall average) and a stochastic part, provided by spatial autocorrelation, in order to obtain the Best Linear Unbiased Prediction (BLUP) (Hengl, 2007).

In regression kriging (RK), the deterministic part of spatial variance is obtained externally, with a regression model between the response variable and environmental factors as predictor variables (Hengl, 2007; Lark, 2012). These predictor variables should preferably be easy to obtain and have a better spatial distribution than the variable to be estimated. The rainfall and erosivity show correlation with continental (coordinate) and topographic (altitude) properties (Meusburger et al., 2012; Mello et al., 2013; Panagos et al., 2015), which can be used in the regression model. These properties are easily acquired through remote sensing images.

The use of regression methods combined with geostatistical methods has shown good results for large regions with complex atmospheric conditions and a limited sampling network.

Meusburger et al. (2012) used regression kriging to estimate the monthly erosivity average in Switzerland and obtained rainfall regression models with a determination coefficient of 0.68 and 0.76. Mello et al. (2013), in a study regarding annual erosivity in Brazil using regression kriging, used latitude, longitude, and altitude and their 2nd and 3rd order terms to predict erosivity and obtained equations with up to 18 terms, with a coefficient of determination above 0.68 in all cases.

Studies of erosivity mapping on a national scale (Silva, 2004; Oliveira et al., 2012; Mello et al., 2013) and for the states of Minas Gerais (Mello et al., 2007; Moreira et al., 2008), with specific details for the south of the state of Minas Gerais (Aquino et al., 2012), and São Paulo (Vieira and Lombardi Neto, 1995; Moreira et al., 2006) showed analysis on a regional scale with low spatial resolution. However, river basins are the basic unit of planning and management of water resources, and the planning and implementation of soil and water conservation practices require a level of spatial detail consistent with their scale (Silva et al., 2010).

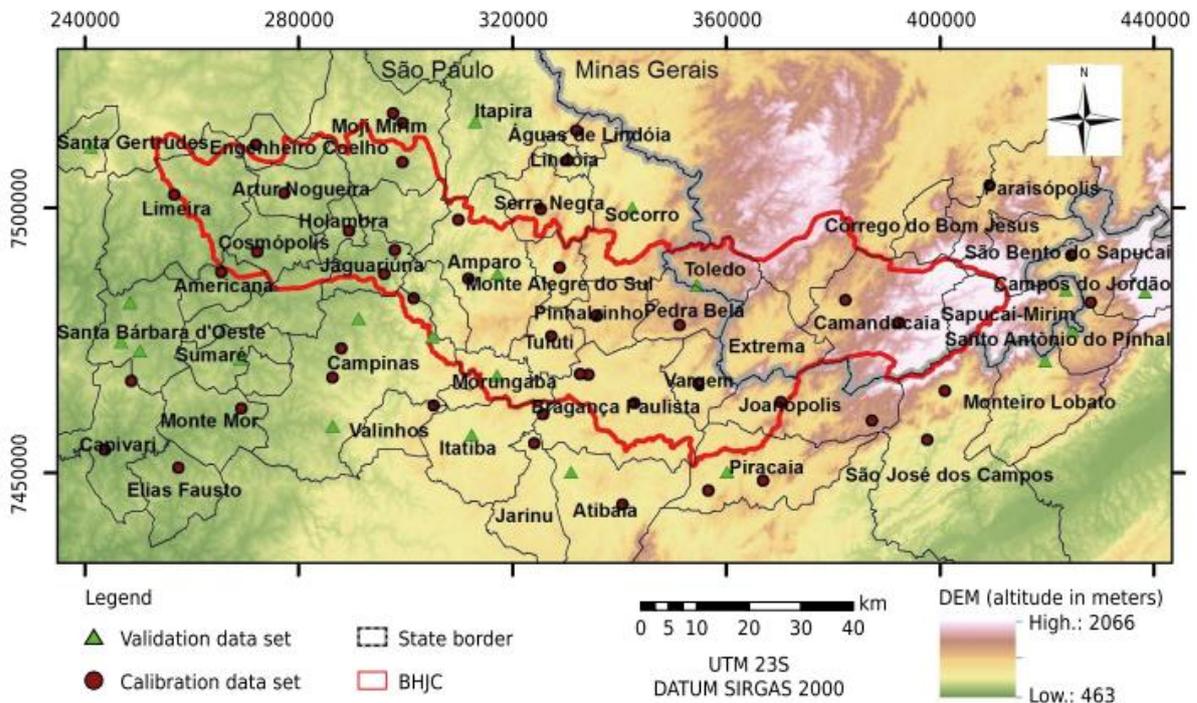
The hypothesis of correlation between the erosive potential of rainfall (erosivity) and geographical coordinates together with altitude was tested. The objective of this study was to present a technique to determine spatial prediction from measures of precision and accuracy and the seasonal rainfall erosivity standard, using the EI_{30} , for use in studies that seek to identify the areas most susceptible to erosion in the Jaguarí River Basin.

2 MATERIALS AND METHODS

2.1 Study Area

The study covers the Jaguarí River Basin, with a drainage area of 4,320 km², of which 74% are in the state of São Paulo and the highest part, with 1,140,80 km², in the state of Minas Gerais (Figure 1).

Figure 1 - Jaguarí River Basin digital elevation model (DEM) and the rainfall gauge stations locations and municipalities. DEM data: 90 m spatial resolution SRTM image, between coordinates -23,24° and -22,31° S and, 47,74° and 45,39° W.



The climate in the basin is the humid subtropical (C) and was divided into four classes, according to the Köppen classification system. The Mantiqueira Range region has a Cwb climate (dry winter and tempered summer); the Jaguari middle region has a Cfb climate (tempered summer and without dry season); and the lower part of the basin has Cwa classes (dry winter and hot summer) and Cfa (hot summer and without dry season) classes (Alvares et al., 2013). The average annual rainfall in the basin is 1,488 mm, with more than 70% concentrated in the rainy period from October to March.

2.2 Estimation of Erosivity

The EI_{30} index, which correlates the kinetic energy with the maximum intensity of rainfall in 30 minutes, was used to represent the rainfall erosivity. Originally, this index was calculated by equations proposed by Wischmeier and Smith (1978). However, due to the scarcity of adequate historical rainfall series, the erosivity has been estimated by equations that relate the EI_{30} to monthly rainfall values and annual rainfall (Oliveira et al., 2013). In this study, the equation 1, obtained for the region of Campinas, São Paulo (Neto and Moldenhauer, 1992) was used:

$$EI_{30} = 68.730 (p^2/P)^{0.841} \quad \text{Eq.1}$$

in which EI_{30} is the index that represents rainfall erosivity in $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$; p is the total monthly rainfall in mm; and P is the annual rainfall in mm. The choice of this equation was based on the proximity to the study region and because of the absence of data with the necessary temporal resolution for direct calculation of the EI_{30} in the rain gauge stations located in the hydrographic basin.

In addition, the precipitation concentration index (PCI) (Oliver, 1980), used to select the EI_{30} equations most suitable for a local data set, indicated that the data of the rain gauge stations of the basin show a monthly distribution similar to that observed in Campinas, SP. The correlation between the monthly rainfall data of the Campinas station with those of the other stations used in the study showed a correlation coefficient always above 0.94.

The data of the rain gauge stations used were those of the National Water Agency (Agência Nacional de Águas). Double mass analysis was carried out to evaluate the consistency of the data, and the Spearman and Mann-Kendall statistical tests were applied to verify trends. Thus, 66 rain gauge stations were selected (Figure 1) with stationary and consistent data for the period from 1970 to 2010. Some stations do not have information for the entire period, and in these cases, the largest available series was used, with stations with less than 20 consecutive years of data being discarded within the period mentioned.

The monthly and annual totals were calculated from the daily data, and the monthly gaps were filled using the Weighted Regionalization method. After that, the rainfall averages were reevaluated for each month, as well as the annual total, with which the EI_{30} was calculated, according to equation 1.

2.3 Regression Kriging

Spatial prediction of erosivity values using the EI_{30} was carried out using the technique known as regression kriging (RK) (Hengl et al., 2004; Hengl et al., 2007). In this study, this technique was divided into three main steps: principal component analysis, stepwise multiple linear regression, and kriging of the residues.

Principal component analysis (PCA) was carried out for the altitude (DEM), latitude, and longitude variables used to solve the multiple collinearity problem (Hengl et al., 2003; Panagos et al., 2014). The three variables were normalized before being used in the PCA, for

which the average of each variable was subtracted from the respective original data and then divided by its standard deviation.

Stepwise multiple linear regression was adjusted between the major components (eigenvectors) and the EI₃₀ monthly values and annual average. In this step, a random sampling of the stations was carried out, of which 46 (70 %) were used in the regression (calibration samples) and the rest (20 stations) were used to validate the predicted values with RK. The PCA and the regression were performed with the SAGA GIS 2.1.4 program (Conrad et al., 2015). The use of the 2nd and 3rd order terms in the PCA and in the regression was tested, but because they did not show improvement in the coefficient of determination (R^2), the simpler model was chosen.

The difference between the EI₃₀ values observed in the calibration stations and the values estimated by the regression was calculated for each rainfall station used in the regression, constituting the regression error or residue. These residues were spatialized by ordinary kriging and then added to the regression result, which characterizes the method known as regression kriging (Hengl et al., 2004). The sum of the regression surface with spatialized errors by kriging resulted in maps of the spatial distribution of erosivity.

For kriging of the residues, the spherical, Gaussian, potential, and exponential semivariogram models were tested, adjusted by minimization of the residual square sum (RSS) of the geoR (Ribeiro Junior and Diggle, 2015). The adjusted semivariogram model was selected according to external validation; the models with the lowest average error were selected.

External validation was performed with data from 20 randomly selected stations, as mentioned above, so these data were not used in the regression and kriging steps. After generating the regression kriging results, the data from the external validation stations were used to calculate the average error (ME) according to equation 2:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z(x_i) - \hat{Z}(x_i) \quad \text{Eq. 2}$$

in which n is the number of stations used in the external validation (20); $Z(x_i)$ is the erosivity data observed at point x_i ; and $\hat{Z}(x_i)$ is the erosivity value predicted by Kriging at point x_i . The average error is used as a measure of precision, so the t test was performed to verify if the ME was null at the significance level of 5 %. To evaluate the accuracy, the mean squared deviation ratio (MSDR) was used according to equation 3:

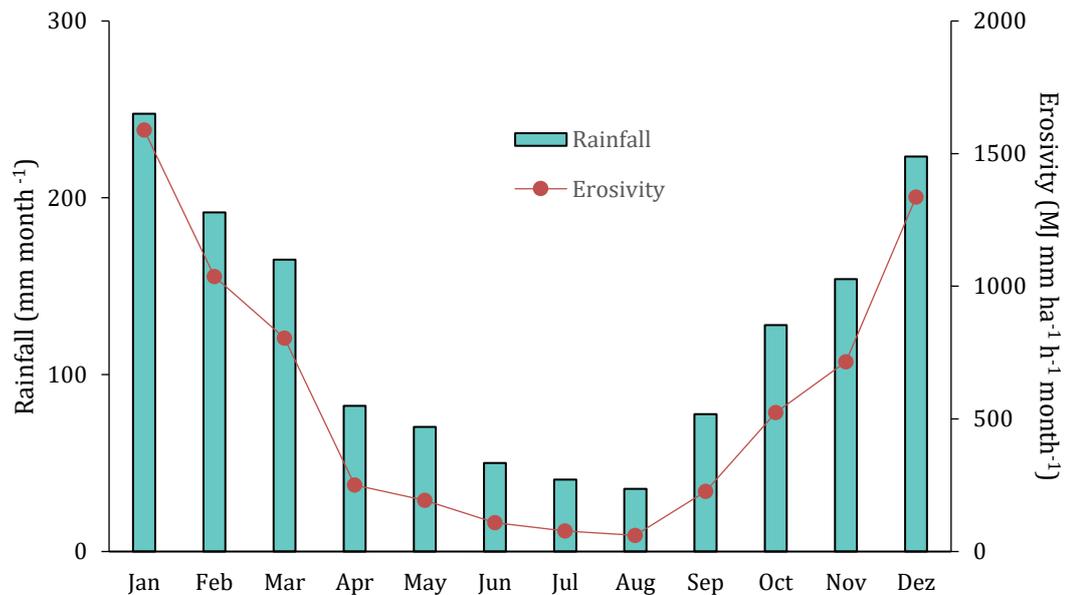
$$MSDR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\{Z(x_i) - \hat{Z}(x_i)\}^2}{\hat{\sigma}_k^2(x_i)} \quad \text{Eq. 3}$$

in which $\sigma_k^2(x_i)$ is the variance of kriging, and the other terms are the same as those indicated above. Ideally, the ME is zero, and the MSDR should be equal to or close to 1 (Oliver and Webster, 2014).

3 RESULTS AND DISCUSSION

The monthly average rainfall and estimated erosivity of the 66 rainfall stations used are shown in figure 2.

Figure 2 - Monthly means of rainfall and erosivity data from 1970 to 2010 for the 66 rain gauge stations used in regression kriging.



The region is characterized by climatic seasonality, with a predominance of dry winter and rainy summer, which directly influences the seasonal distribution of erosivity. This characteristic is common to all the rainfall stations used in this study, which justifies the use of only one equation to estimate the erosivity index (EI_{30}) in accordance with the average monthly rainfall (Michiels et al., 1992).

Longitude and altitude showed a moderate correlation (0.57); that is, the altitude increases from west to east in the basin. Thus, it is important to avoid collinearity to adjust

stepwise regression; otherwise, altitude could be disregarded and only the geographic coordinates (latitude and longitude) would be used to predict erosivity.

Thus, PCA between the coordinates and the altitude results in components orthogonal to each other, in which the variables appear independently combined, which allows multiple regression to be adjusted without the bias of the multiple collinearity. The principal components (PCA) of the altitude, latitude and longitude variables, with the explained variance, eigenvalues, and eigenvectors, are shown in table 1.

Table 1 - Results of principal components analysis (PCA) on elevation, latitude and longitude.

PC	Cumulative Variance %	Eigenvalue	Eigenvector		
			Elevation	Latitude	Longitude
1	53.70	1.611	-0.358078	-0.660220	-0.660220
2	87.03	1.000	0.000000	0.707107	-0.707107
3	100	0.389	0.933692	-0.253199	-0.253199

PC: principal component

The eigenvectors are the multiplier weights of each original variable (altitude, latitude and longitude) used to obtain each PC (principal component), which are then used in stepwise regression. The eigenvalues provide the amount of variance explained by the respective component, such that PC1 has the highest eigenvalue, PC2 the second highest, and so on.

Component 1 is a combination of the three variables explaining 54 % of the variance. Component 2, which explains 33 % of the variance, is given by a combination between latitude and longitude. Together, components 1 and 2 explained 87 % of the variance and, therefore, obtained significant angular coefficients in stepwise regression (Table 2).

Table 2 - Results of multiple linear regression (intercept and coefficients) between rainfall erosivity and principal components (PC) (continue).

Period	Coefficient*				Adjusted R ²	F – statistic
	Intercept	PC1	PC2	PC3		(F, p-value)
Annual	7867.5	95.4	-	-	49.4	44.9, 3.1 x 10 ⁻⁸
Oct	615.1	97.2	-	-	46.1	39.5, 1.3 x 10 ⁻⁷
Nov	823.0	112.6	-	-	33.1	23.3, 1.7 x 10 ⁻⁵
Dec	1505.3	187.5	-90.3	-	44.9	19.3, 1.0 x 10 ⁻⁶
Jan	1717.5	120.6	-	-	18.7	11.3, 0.002
Feb	1159.2	136.8	-	-	24.8	15.9, 0.0002
Mar	917.4	110.9	-	-	19.0	11.6, 0.001

Table 2 - Results of multiple linear regression (intercept and coefficients) between rainfall erosivity and principal components (PC) (conclusion).

Period	Coefficient*				Adjusted R ²	F – statistic
	Intercept	PC1	PC2	PC3		(F, p-value)
Apr	310.3	72.5	-	-	45.7	38.9, 1.5 x 10 ⁻⁷
May	231.2	25.8	20.5	-	32.6	11.9, 7.9 x 10 ⁻⁵
Jun	131.8	-4.9	-	-	11.0	6.6, 0.01
Jul	96.4	12.0	18.3	-	34.1	12.6, 4.8 x 10 ⁻⁵
Aug	80.8	17.0	12.7	-	42.1	17.4, 3.0 x 10 ⁻⁶
Sep	280.3	50.4	33.3	-	49.5	23.0, 1.6 x 10 ⁻⁷

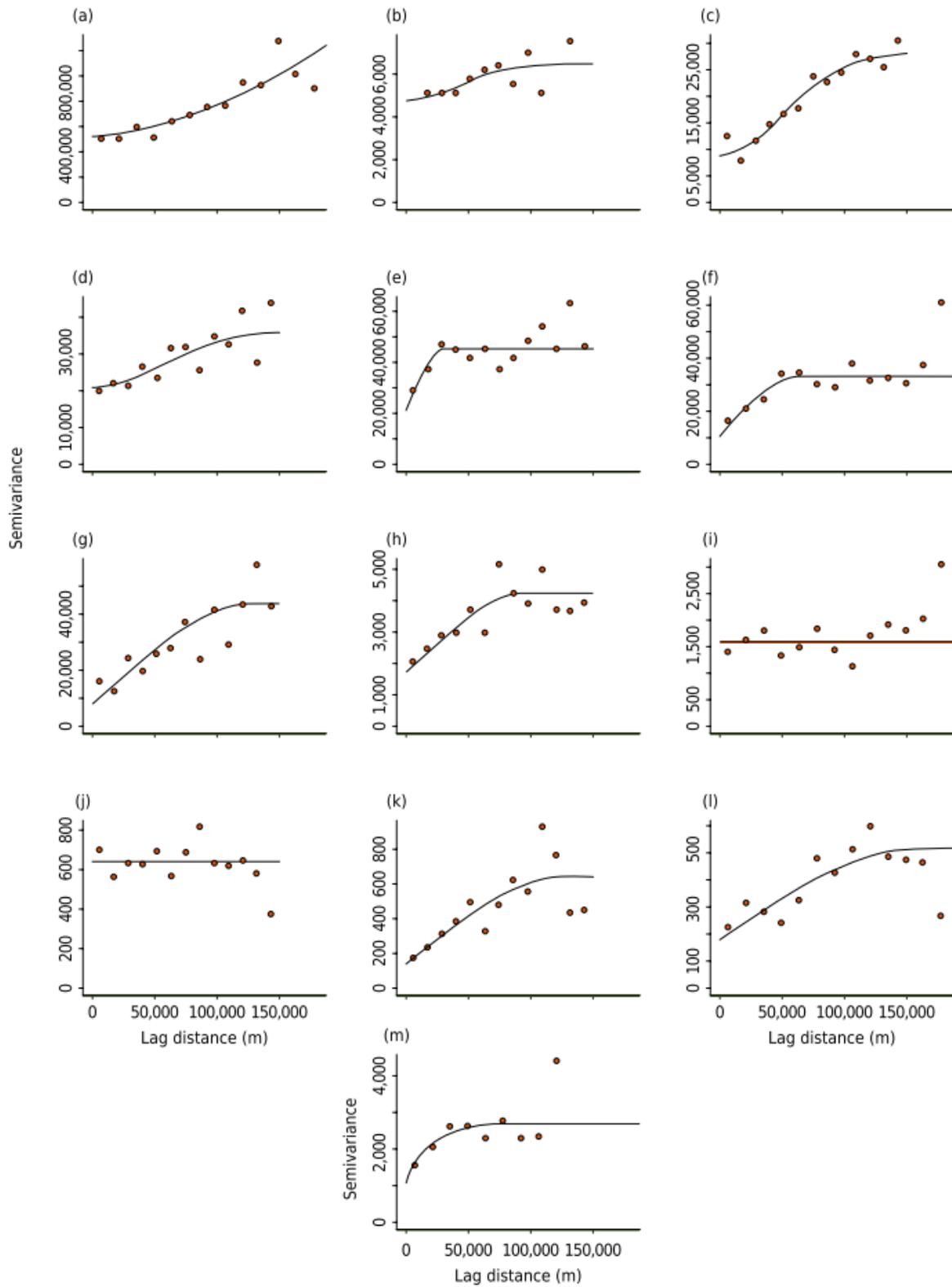
*Significant intercepts and coefficients (p-value < 0,05).

The EI₃₀ values estimated by the regression are given by the sum of the intercept with the angular coefficients multiplied by the eigenvector of the principal components.

The results of stepwise multiple linear regression obtained intercepts, angular coefficients, and coefficient of determination (R²) at a significance level of 5% (Table 2). The coefficient of determination (R²) showed values greater than 40 % for the months of October, December, April, August, and September and for the annual average. The months of January, March, and June showed R² lower than 20%, but all significant at the 5% level.

The coefficient of determination indicates the spatial variation of erosivity explained only with the regression models, that is, how much of this variation is due to the spatial trend. The difference between the values estimated by the regression and the values obtained for the calibration stations constitute the errors or residues. The residues preserve only the structure of the spatial autocorrelation of this phenomenon since the trend was withdrawn in the regression step. Thus, the errors were spatialized through the ordinary kriging, according to the study of the semivariogram for each period (Figure 3 and Table 3).

Figure 3 - Residual semivariograms for the annual mean (a), and for the months of October (b), November (c), December (d), January (e), February (f), March (g), April (h), May (i), June (j), July (k), August (l), and September (m).



For the months with the low rainfall rates, May and June, the experimental semivariograms did not show a defined structure, characterizing the pure nugget effect (Table 3).

Table 3 - Parameters of models fitted to experimental semivariograms of rainfall erosivity.

Period	Model ⁽¹⁾	R	C ₀	C ₁	C ₀ + C ₁
Annual	Pow	1.689	517.067.2	0.000907	-
Oct	Gau	58200.68	4779.538	1681.449	6460.987
Nov	Gau	72845.41	8715.848	19317.02	28032.87
Dec	Gau	77429.81	20992.01	15182.7	36174.7
Jan	Sph	31188.34	21292.64	24036.55	45329.19
Feb	Sph	65150.29	11.101.72	23682.92	34784.64
Mar	Sph	131592.7	7721.69	35431.09	43152.78
Apr	Sph	98422.44	1719.88	2513.15	4233.03
May	Nugget	0	1588.554	0	-
Jun	Nugget	0	643.3894	0	-
Jul	Sph	12330.42	139.93	495.81	635.73
Aug	Sph	159075.1	181.91	334.38	516.2931
Sep	Exp	20463.84	1082.501	1640.578	2723.078

⁽¹⁾Power (Pow), Gaussian (Gau), Spheric (Sph) and Exponential (Exp) models. Range (R), nugget (C₀), sill (C₁), and sill variation (C₀ + C₁).

The pure nugget effect model, adjusted for the months of May and June, shows only the value of the C₀ parameter (nugget), constant for the entire sampling area. This can be explained by the low rainfall in these months throughout the basin, which may bring about a low spatial correlation for erosivity due to the randomness of the process.

For the other months, Gaussian, spherical, and exponential models were adjusted, for which the threshold values (C₀ + C₁) were close to the overall variance of the erosivity data, as expected.

The range of the adjusted models was from 12.33 km (July) to 159.08 km (August). Thus, the minimum spacing between stations should be 12 km so that the spatial distribution effect of rainfall and erosivity can be detected in semivariogram studies. The average range for the monthly semivariograms was 72.67 km, similar to that found by Vieira and Lombardi Neto (1995) for the state of São Paulo (70 km).

For the annual average, the semivariogram model was of the potential type, characterized by not having a defined threshold. Therefore, the A and C₁ parameters cannot be interpreted as reach and contribution as in the other models. In this case, A and C₁ are the exponent and the angular coefficient of the potential equation, respectively (Equation 4).

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 x h^A \quad \text{Eq. 4}$$

in which $C_1 > 0$, $0 < A < 2$

These situations can be explained by the phenomenon of infinite dispersion, or by the area of study being smaller than the reach of the spatial dependence of the process, or by insufficient sampling of the area (Oliver and Webster, 2014).

Concerning the number of sampling locations, in the Mantiqueira Range region, there are only two stations with data available and that were used in the study, and only one of them, the Ponte Nova station, at 1,300 m altitude, is inside the basin. The Campos de Jordão station, located at 1,642 m altitude, is outside the limits of the basin. Therefore, in areas of higher altitude, the sampling is poor, which increases the uncertainties involved in modeling and results in larger errors in these areas (Mello and Silva, 2009).

The use of the erosivity regression model in accordance with altitude provides a measure of information that complements, even if in small degree, the lack of sampling at higher altitudes. However, the existence of this regression does not make better sampling in these sub-sampled regions unnecessary. The existence of a regression model between erosivity and altitude is corroborated by the fact that the increase in altitude from west to east leads to an increase in rainfall and erosivity in the same direction.

Regarding the temporal variation, the results of the external validation (Table 4), allow us to ascertain the quality of the predicted EI_{30} values.

Table 4 - Validation results (continue).

Period	Mean error	t - statistic (t; p-value)	MSDR accuracy
Annual	-197.15	-1.2124, 0.24	1.0245
Oct	-63.78 *	-2.44, 0.024	3.0368
Nov	-24.51	-0.8358, 0.41	1.6464
Dec	-57.91	-1.3996, 0.18	1.4920
Jan	38.95	0.733, 0.47	1.3805
Feb	18.04	0.3765, 0.71	2.1047
Mar	41.41	1.7892, 0.089	0.8411
Apr	9.34	0.5772, 0.57	2.0306
May	-21.93	-1.5764, 0.13	-
Jun	-7.82	-1.1415, 0.27	-

Table 4 - Validation results (conclusion).

Period	Mean error	t - statistic (t; p-value)	MSDR accuracy
Jul	-2.20	-0.4111, 0.68	2.4263
Aug	-12.05	-2.0569, 0.056	3.1351
Sep	-26.78	-1.3677, 0.19	3.7613

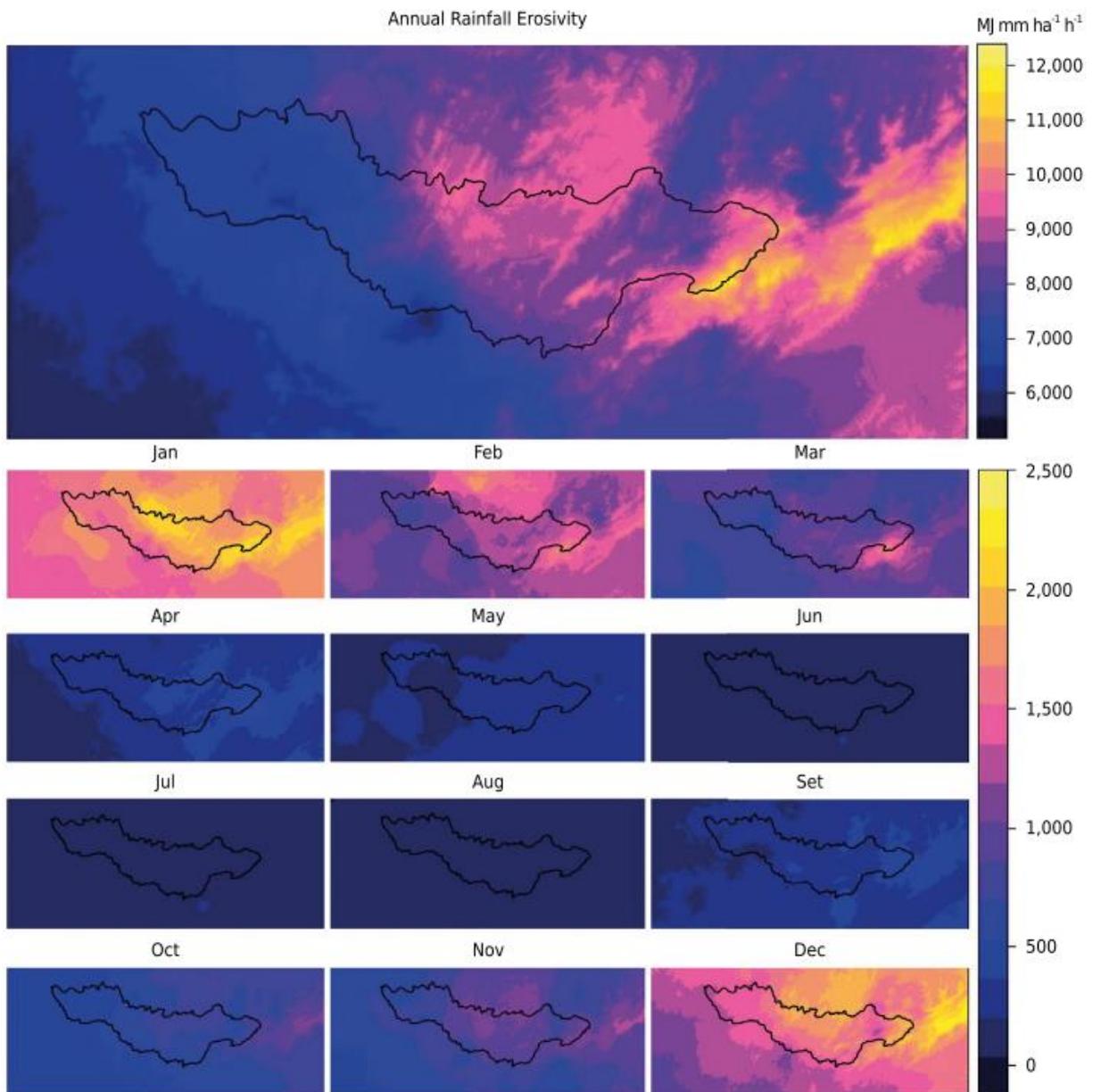
* Significantly different from zero (p-value < 0.05).

With the exception of October, where there is a significant overestimation of the EI_{30} , the average error of the external validation results was not significantly different from zero at the 5 % level in most months, which suggests a satisfactory adjustment. Yet, in general, the monthly models showed low accuracy, with MSDR values above 2 for most months. However, the annual average of long duration showed good accuracy, with an MSDR close to the unit value (1.0245). This is important because the annual average is the value most used for estimating erosivity; it is the main variable used in models for prediction of water erosion.

The months of highest rainfall: November, December, and January, showed MSDR close to 1. These months account for 52 % of annual erosivity, so it is important to have greater accuracy.

The spatial and temporal distributions of the EI_{30} index for the Jaguarí River Basin are shown in figure 4.

Figure 4 - The EI₃₀ index maps (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹) for annual e monthly erosivity obtained with regression kriging in the Jaguarí River Basin.



The average annual erosivity estimated for the basin area is 7,746 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹ with a standard deviation of 1,265, a minimum of 5,566 and a maximum of 11,955 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹. Of this annual total, 86 % occurred between October and January (Figure 4). During this period, maintenance of plant cover on the soil is essential to reduce erosive actions of the rain and, consequently, high soil losses.

The southeast region of Brazil is marked by two distinct periods in relation to rainfall: a rainy period from October to March, and a dry period from April to September. In the Jaguarí

River Basin, the same pattern is observed in the data analyzed, with average monthly rainfall of 185 mm per month in the rainy period and 62 mm per month for the dry period.

In the dry period (April to August), the maximum erosivity are displaced to the south and east of the basin. Vieira and Lombardi Neto (1995) observed the same pattern for the state of São Paulo, with increased erosivity in the south region of the state during the dry period, which may be due to the higher average rainfall in this sector of the state during the dry quarter, June-August (Prado et al., 2010).

The highest values were observed in the Mantiqueira Range region, where altitudes up to 2,066 m bring about high rainfall rates due to the orographic effect combined with the frontal (SACZ) and summer convective systems. In this region, erosivity values close to 12,000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹ were estimated, in agreement with Vieira and Lombardi Neto (1995), who studied the spatial distribution of erosivity in the state of São Paulo and reported maximum values of up to 12,000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹, mainly in the Mantiqueira Range and Serra do Mar areas. Similar results and estimated values of up to 12,000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹ in the state of Rio de Janeiro were reported, with the highest values in the mountain region located between latitudes of 20 and 22 °S.

Aquino et al. (2012) concluded that the erosivity of the south region of the state of Minas Gerais was considered high and strongly influenced by altitude in association with climatic characteristics. Higher erosivity is associated with higher altitude areas, such as along the Mantiqueira Range and high plateaus and mountains in the north-central part of the region. The annual erosivity values estimated by Mello et al. (2013) are also consistent with the estimates of erosivity in this study. These authors highlight the orographic effect found in mountainous regions in the southeast of Brazil, for which they reported values from 8,000 to 12,000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹

The west portion of the basin, where the Jaguarí River flows into the Piracicaba River, shows the lowest annual and monthly values of the EI₃₀, with values above 500 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹ only for the months from November to March, a value considered critical because above this threshold, soil losses above the limit of tolerance may occur.

The study of the spatial and temporal distribution of rainfall erosivity assists conservation planning and soil and water use and management, which are of great importance in areas of intense human occupation, such as the Jaguarí River Basin. We highlight the importance of soil and water conservation efforts in the Mantiqueira Range region, where the highest values of rainfall erosivity were found, as well as the predominance of steep slopes and shallow soils very susceptible to erosive processes.

4 CONCLUSIONS

Rainfall erosivity in the Jaguarí River Basin shows an increasing pattern from west to east, which is related to the increase in altitude in the same direction; the highest values occurred in the vicinity of the Mantiqueira Range.

Erosivity shows a marked seasonal behavior together with the rainy period from October to March, concentrating 86 % of the estimated EI_{30} values. Monthly maximum values were up to $2,342 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ month}^{-1}$ from December to January, and there was a minimum value of $34 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ month}^{-1}$ in August.

Principal Component Analysis, together with multiple linear stepwise regression, allows simplification of the regression models obtained without losing accuracy (R^2). Regression kriging resulted in non-skewed values, good accuracy, and accuracy in prediction of average annual erosivity for the Jaguarí River Basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded in part by Coordination of Superior Level Staff Improvement – CAPES, the National Counsel of Technological and Scientific Development– CNPq (Process No. 305010/2013-1), and Minas Gerais State Research Foundation – FAPEMIG (Process No. CAG-APQ 01053-15).

REFERENCES

- Akkala A, Devabhaktuni V, Kumar A. Interpolation techniques and associated software for environmental data. *Environ Prog Sustain Energy*. 2010;29:134-141. <https://doi.org/10.1002/ep.10455>
- Alvares CA, Stape JL, Sentelhas PC, Moraes G de, Leonardo J, Sparovek G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol Z*. 2013;22:711-728. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>
- Aquino RF, Silva MLN, Freitas DAF de, Curi N, Mello CR de, Avanzi JC. Spatial variability of the rainfall erosivity in Southern region of Minas Gerais State, Brazil. *Ciênc agrotec*. 2012;36:533-542. <http://dx.doi.org/10.1590/S1413-70542012000500006>
- Coelho CA, Cardoso DH, Firpo MA. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*. 2015;1:1-16. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1540-9>

Conrad O, Bechtel B, Bock M, Dietrich H, Fischer E, Gerlitz L, Wehberg J, Wichmann V, Böhner J. System for automated geoscientific analyses (SAGA) v. 2.1. 4. Geoscientific Model Development. 2015;8:1991-2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>

Gonçalves FA, Silva DD da, Pruski FF, Carvalho DF de, Cruz ES da. Índices e espacialização da erosividade das chuvas para o Estado do Rio de Janeiro. Rev Bras Eng Agric Ambient. 2006;10:269-276. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662006000200004>

Hengl T. A practical guide to geostatistical mapping of environmental variables. 2009. p. 293. Hengl T, Heuvelink GB, Rossiter DG. About regression-kriging: from equations to case studies. Computers & Geosciences. 2007;33:1301-1315. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.05.001>

Hengl T, Heuvelink GB, Stein A. A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression-kriging. Geoderma. 2004;120:75-93. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.08.018>

Hengl T, Rossiter DG, Stein A. Soil sampling strategies for spatial prediction by correlation with auxiliary maps. Soil Res. 2003;41:1403-1422. <https://doi.org/10.1071/SR03005>
Lark R. Towards soil geostatistics. Spatial Statistics. 2012;1:92-99. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2012.02.001>

Lima KC, Satyamurty P. Post-summer heavy rainfall events in Southeast Brazil associated with South Atlantic Convergence Zone. Atmos Sci Lett. 2010;11:13-20. <https://doi.org/10.1002/asl.246>

Martins SG, Avanzi JC, Silva MLN, Curi N, Norton LD, Fonseca S. Rainfall erosivity and rainfall return period in the experimental watershed of Aracruz, in the coastal plain of Espírito Santo, Brazil. R Bras Ci Solo. 2010;34:999-1004. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832010000300042>

Mello C de, Silva A da. Modelagem estatística da precipitação mensal e anual e no período seco para o estado de Minas Gerais. Rev Bras Eng Agric Ambient. 2009;13:68-74.

Mello C de, Viola M, Beskow S, Norton L. Multivariate models for annual rainfall erosivity in Brazil. Geoderma. 2013;202:88-102. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.03.009>

Mello CR de, Sá MAC de, Curi N, Mello JM de, Viola MR, Silva AM da. Erosividade mensal e anual da chuva no Estado de Minas Gerais. Pesq. Agropec. Bras. 2007;42:537-545. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2007000400012>

Mello CR, Norton LD, Curi N, Yanagi SNM. Sea surface temperature (sst) and rainfall erosivity in the Upper Grande River Basin, southeast Brazil. Ciênc agropec. 2012;36:53-59. <http://dx.doi.org/10.1590/S1413-70542012000100007>

Meusburger K, Steel A, Panagos P, Montanarella L, Alewell C. Spatial and temporal variability of rainfall erosivity factor for Switzerland. Hydrol Earth Syst Sc. 2012;16:167-177. <https://doi.org/10.5194/hessd-8-8291-2011>

Michiels P, Gabriels D, Hartmann R. Using the seasonal and temporal precipitation concentration index for characterizing the monthly rainfall distribution in Spain. *Catena*. 1992;19:43-58. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(92\)90016-5](https://doi.org/10.1016/0341-8162(92)90016-5)

Montebeller CA, Ceddia MB, Carvalho D de, Vieira SR, Franco EM. Variabilidade espacial do potencial erosivo das chuvas no Estado do Rio de Janeiro. *Eng Agríc*. 2007;27:426-435. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-69162007000300011>

Moreira MC, Cecílio RA, Pinto F de A de C, Pruski FF. Desenvolvimento e análise de uma rede neural artificial para estimativa da erosividade da chuva para o Estado de São Paulo. *R Bras Ci Solo*. 2006;30:1069-1076. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832006000600016>

Moreira MC, Pruski FF, Oliveira TEC de, Pinto F de A de C, Silva DD da. NetErosividade MG: rainfall erosivity for Minas Gerais state, Brazil. *R. Bras Ci Solo*. 2008;32:1349-1353. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000300042>

Neto FL, Moldenhauer W. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP. *Bragantia*. 1992;51:189-196.

Oliveira PTS, Wendland E, Nearing MA. Rainfall erosivity in Brazil: A review. *Catena*. 2013;100:139-147. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.08.006>

Oliver JE. Monthly precipitation distribution: a comparative index. *Professional Geographer*. 1980;32:300-309.

Oliver M, Webster R. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. *Catena*. 2014;113:56-69. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.006>

Panagos P, Ballabio C, Borrelli P, Meusburger K, Klik A, Rousseva S, Tadi MP, Michaelides S, Hrabalíková M, Olsen P, Aalto J, Lakatos M, Rymaszewicz A, Dumitrescu A, Beguería S, Alewell C. Rainfall erosivity in Europe. *Sci Total Environ*. 2015;511:801-814.

Panagos P, Meusburger K, Ballabio C, Borrelli P, Alewell C. Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. *Sci Total Environ*. 2014;479:189-200. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.01.008>

Prado LF, Pereira Filho AJ, Xavier TMBS. Variabilidade espaço-temporal dos quantis de precipitação no Estado de São Paulo durante o verão no período de 1901 a 2007. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010.

Reboita MS, Gan MA, Rocha RP da, Ambrizzi T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Rev Bras Meteorol*. 2010;25:185-204. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004>

Renard KG, Foster GR, Weesies G, McCool D, Yoder D, others. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). US Department of Agriculture, Agricultural Research Service Washington; 1997.

Ribeiro Jr. PJ, Diggle PJ. *geoR: analysis of geostatistical data*. R package version 1.7-5.1; 2015 [acessado em: 15 Jan 2017]. disponível em <https://CRAN.R-project.org/package=geoR>
Silva AM da. Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*. 2004;57:251-259.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2003.11.006>

Silva M da, Silva MLN, Curi N, Santos GR dos, Marques JJ, Menezes MD de, Leite FP. Avaliação e espacialização da erosividade da chuva no Vale do Rio Doce, Região Centro-Leste do Estado de Minas Gerais. *R Bras Ci Solo*. 2010;34:1029-1039.
<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832010000400003>

Silva M, Freitas P de, Blancaneaux P, Curi N, Lima JM de. Relação entre parâmetros da chuva e perdas de solo e determinação da erodibilidade de um latossolo vermelho-escuro em Goiânia (GO). *R Bras Ci Solo*. 1997;21:131-137.

Telles TS, Guimarães M de F, Dechen SCF. The costs of soil erosion. *R Bras Ci Solo*. 2011;35:287-298. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832011000200001>
Vieira SR, Lombardi Neto F. Variabilidade espacial do potencial de erosão das chuvas do estado de São Paulo. *Bragantia*. 1995;54:405-412.

Viola MR, Avanzi JC, Mello CR de, Oliveira Lima S de, Alves MVG. Distribuição e potencial erosivo das chuvas no Estado do Tocantins. *Pesqui Agropec Bras*. 2014;49:125-135.
<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2014000200007>

Wischmeier WH. A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. *Soil Sci Soc Am J*; 1959;23:246-9. <http://doi.org/10.2136/sssaj1959.03615995002300030027x>

Wischmeier WH, Smith DD. *Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning*. Washington, DC: USDA; 1978. (Agricultural Handbook, 537).

Artigo apresentado na íntegra, conforme foi publicado, nas normas do periódico científico Engenharia Agrícola

ARTIGO 2 HYDROLOGICAL MODELING OF TRIBUTARIES OF CANTAREIRA SYSTEM, SOUTHEAST BRAZIL, WITH THE SWAT MODEL

ABSTRACT

The lack of hydrological data in Brazil is the main limitation for structuring hydrological models, which are able to assist water resources management. Therefore, studies are needed to evaluate the performance of models without on-site calibration. Within this context, the aim of this study was to calibrate the SWAT hydrological model for the Camanducaia River Basin and to evaluate the performance of this calibration in a contiguous drainage basin, one of the Jaguarí River. For the calibration and validation steps, the SWAT-CUP program was utilized. Uncertainty analysis and calculation of efficiency indexes were carried out through the SUFI-2 algorithm. The SWAT adjustment in the Camanducaia River Basin obtained adequate results, with a Nash-Sutcliffe coefficient higher than 0.80 in the monthly time step and of 0.64 for the daily time step. With the parametrical transfer of this model to the Jaguarí River Basin, simulations were classified as very good in the monthly time step and acceptable for the daily time step. Based on these results, it can be concluded that the parametric transfer is a promising technique to model ungauged catchments, and can contribute towards water resources management in the river basins of the Mantiqueira Range region, as well as in other regions with shortage of hydrological monitoring.

Keywords: calibration, model transfer, uncertainty analysis, water security.

MODELAGEM HIDROLÓGICA DE AFLUENTES DO SISTEMA CANTAREIRA, SUDESTE DO BRASIL, COM O MODELO SWAT

RESUMO

A escassez de dados hidrológicos no Brasil é a principal limitação na estruturação de modelos hidrológicos capazes de auxiliar na gestão dos recursos hídricos, portanto, estudos são necessários para avaliar o desempenho de modelos sem calibração in loco. Dentro deste contexto, o objetivo deste trabalho foi calibrar o modelo hidrológico SWAT para a Bacia do

Rio Camanducaia e avaliar o desempenho desta calibração em uma bacia hidrográfica contígua, a do Rio Jaguarí. Para as etapas de calibração e validação foi utilizado o programa SWAT-CUP, com emprego da análise de incerteza pelo algoritmo SUFI-2 e cálculo dos índices de eficiência para as melhores simulações. O ajuste do SWAT na Bacia do Rio Camanducaia obteve resultados adequados, com índice de eficiência de Nash-Sutcliffe superior à 0,80 no passo mensal e de 0,64 para o passo diário. Com a transposição paramétrica deste modelo para a Bacia do Rio Jaguarí foram obtidas simulações enquadradas como muito boas no passo mensal e aceitáveis para o passo diário. Com base nos resultados, conclui-se que a transposição paramétrica é uma técnica promissora para modelar bacias hidrográficas não monitoradas e, pode contribuir com a gestão dos recursos hídricos nas bacias da região da Serra da Mantiqueira e em outras regiões com deficiência de monitoramento hidrológico.

Palavras-chave: calibração, transferência de modelo, análise de incerteza, segurança hídrica.

1 INTRODUCTION

The Cantareira Supply System provides water for about 47% of the São Paulo Metropolitan Area. The main tributary of this system is the Jaguarí River, which is also one of the main tributaries to the Piracicaba River, an important water source for agricultural activities. Between 2013 and early 2015, the Southeastern region of Brazil underwent a severe drought (COELHO et al., 2015). During such period, the Jaguarí River discharge and the water level at dams from the Cantareira System reached the lowest values ever recorded. Water use concessions were temporarily suspended and farmers were asked to reduce water use for irrigation, which further emphasized the issue of water security and water management.

Hydrological modeling is one of the leading tools for water resource management, because it allows evaluating both the spatial and temporal distributions of hydrological phenomena. It also enables the simulation of possible effects of land use and climate changes.

The Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (ARNOLD et al., 1998) is a time-continuous, semi-distributed, process-based hydrological model. It is developed for assessing the impact of management and climate on water supplies, sediment, and agricultural chemical yields in watersheds and larger river basins. SWAT has been widely studied and applied to a number of regions in the world with satisfactory results (BONUMÁ et al., 2014, 2015; PEREIRA et al., 2014; ZHANG et al., 2014; ABBASPOUR et al., 2015; BRESSIANI et al., 2015).

SWAT-CUP (ABBASPOUR et al., 2007) is a software developed for calibrating SWAT parameters and for performing an uncertainty analysis of the modeling results. SWAT has proved to be a promising tool regarding hydrological modeling, even in catchments with a poor availability of rainfall data (ASHRAF VAGHEFI et al., 2013; BONUMÁ et al., 2013, 2015; RODRIGUES et al., 2014; BRESSIANI et al., 2015; MONTEIRO et al., 2015).

However, obtaining hydrometeorological data is still the greatest challenge regarding hydrological modeling in Brazil (BRESSIANI et al., 2015; MONTEIRO et al., 2015). Such difficulty increases the uncertainties involved in the modeling process, especially during the calibration and validation stages. Therefore, methods which evaluate the uncertainty and the sensitivity of modeling parameters are necessary (ZHANG et al., 2014).

In this sense, Klemeš (1986) proposed a proxy basin test, in which model parameters of a given basin with poor input data availability are calibrated based on data from an analogous, well monitored, basin. This test allows a broader evaluation of modeling quality at ungauged catchments (HENRIKSEN et al., 2003; POHLERT et al., 2007; VIOLA, 2008; GAUTAM, 2012).

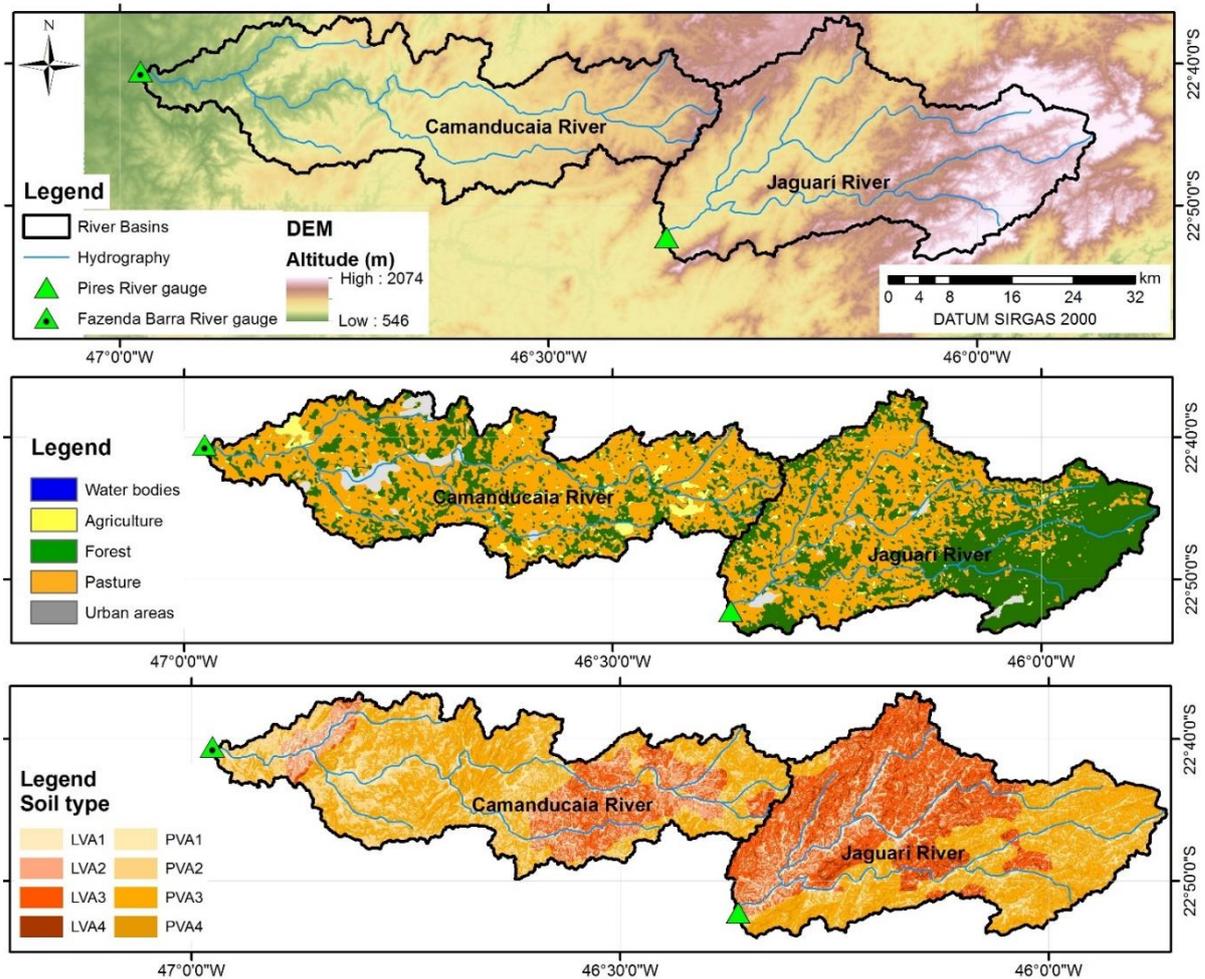
In such context the objectives of this study were to calibrate and validate the SWAT model in the Camanducaia River Basin; and also, to evaluate the model application in the Jaguarí River Basin, using the previously calibrated set of parameters. The hypothesis is that calibrated parameters can be transferred from neighboring basins, with analogous catchment area, and under the same geological and pedobioclimatic characteristics.

2 MATERIAL AND METHODS

2.1 Study Area

The study area comprehends two contiguous river basins situated in the south ridge of the Mantiqueira Range: the Camanducaia River Basin and the Jaguarí River Basin, which are situated between the geographic coordinates 22.60° S and 22.91° S of latitude and 45.85° W and 47.00° W of longitude (Figure 1a). The Köppen climatic classification for the basins is the Cfb (humid subtropical with temperate summer) (ALVARES et al., 2013). The native vegetation is seasonal semideciduous forest, inserted in the Atlantic Forest Biome. The current land use is predominantly grazing pasture (Figure 1b). The geology of the area is represented by the granite-gneiss and the main soil classes are Red-Yellow Latosols (LVA) and Red-Yellow Argisol (PVA) (Figure 1c).

Figure 1 - Localization of the studied basins, river gauges and DEM with 30 meters of spatial resolution (a). Land use map (b) and pedological map (c).



LVA: Red-Yellow Latosol, PVA: Red-Yellow Argisol. Slopes degrees: 1: 0 to 8%; 2: 8 to 20%; 3: 20 to 45% and; 4: > 45%.

2.2 SWAT model setup

The hydrological simulation was developed with the ArcSWAT version 2012. In order to characterize the relief, satellite images of Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (FARR et al., 2007) with spatial resolution of 1 arc-seg (30 m) were utilized. The land use and soil cover were classified (Figure 1b) using Landsat imagery from September 5th 2004. The orthorectified images were made available by the Division of Imaging of National Institute for Space Research (DGI/INPE).

The SWAT model uses the concept of hydrological response units (HRU), which are obtained by separating homogeneous combinations of soil classes, land use and slope classes.

In the present study, the slope classes adopted were of 0 to 10%, 10 to 20%, 20 to 45% and greater than 45%.

2.3 Input Data

Rainfall, river and weather stations with daily historical series for the period of 1971 to 1993 were selected (Figure 1). The name and code of the rain gauge stations provided by the National Water Agency (ANA) were: Amparo (2246023), Bairro do Analdino (2245084), Camanducaia (2246057), Cambuí (2246050), Fazenda da Barra (2246021), Fazenda Chapadão (2246020), Formiga (2246088), Joanópolis (2246090), Monte Alegre do Sul (2246022), Pedra Bela (2246095), Pedreira (2246028), Pinhalzinho (2246025), Ponte Nova (2246139), São Benedito (2245045), São Bento do Sapucaí (2245011), São Francisco Xavier (2245050), Serra Negra (2246019), Socorro (2246017), Tuiuti (2246029) and Zé da Rosa (2245029).

The weather data consisted of temperature, relative humidity, wind speed and solar radiation, obtained from five weather stations: Caldas (83681), Campos de Jordão (83714), Guarulhos (83075), São Carlos (83726) and Sorocaba (83851). The information was provided by the Meteorological Database for Teaching and Research (BDMEP) of the National Weather Institute (INMET).

Also, daily and monthly discharge data of the river gauging stations Fazenda Barra (62628000), with a drainage area of 928 km² on the Camanducaia River, and Pires, (62590000) with a drainage area of 955 km² on the Jaguarí River, were utilized to calibrate and validate the models. The period from 1974 to 1983 was used in the calibration stage for the Camanducaia River Basin, whereas the period from 1984 to 1993 was used for validation. The period of 1971 to 1973 was utilized as a “*warm-up*” period, in which simulations are used to reduce the uncertainties related to initial conditions, such as initial soil water content, and thus the model does not display the output results to the period.

2.4 Calibration, validation and sensitivity and uncertainty analyses

For the processes of calibration, validation, sensitivity and uncertainty analysis, the SUFI-2 algorithm (ABBASPOUR et al., 2007) of the SWAT-CUP program was utilized. This algorithm enables the stochastic evaluation of the simulation through the P-factor and R-factor statistics, from the determination of the 95% prediction uncertainties (95PPU). The 95PPU is

calculated at the 2.5% and 97.5% levels of the cumulative distribution of the simulation results, obtained through Latin hypercube sampling.

The P-factor represents the fraction of the measured data bracketed by the 95PPU band. The R-factor is the ratio of the average width of the 95PPU band and the standard deviation of the measured variable. Values of P-factor > 0.7 and R-factor < 1.5 are recommended (ABBASPOUR et al., 2015).

During model calibration, five iterations with 500 simulations each were performed. The calibrated parameters and their initial minimum and maximum values (range) were chosen according to expert knowledge, based on a bibliographical review (ARNOLD et al., 2012; LELIS et al., 2012; SHEN et al., 2012; ZHANG et al., 2014) (Table 1).

Table 1 - List of SWAT's parameters that were fitted and their initial range values.

Parameters	Description	Initial range
*v__ESCO.hru	Soil evaporation compensation coefficient	0.5 to 0.95
**r__CN2.mgt	Moisture constitution II curve number	-0.1 to 0.1
*v__ALPHA_BF.gw	Baseflow recession constant (days)	0 to 0.174
***a__GW_DELAY.gw	Delay time for aquifer recharge (days)	-30 to 60
***a__GWQMN.gw	Threshold water level in shallow aquifer for base flow (mmH ₂ O)	-1000 to 1000
*v__CANMX.hru	Maximum amount of water that can be trapped in the canopy when it is fully developed (mmH ₂ O)	0 to 30
*v__CH_K2.rte	Effective hydraulic conductivity in main channel alluvium (mm/hr)	0 to 10
*v__CH_N2.rte	Manning's "n" value for the main channel	-0.01 to 0.2
*v__EPCO.bsn	Plant uptake compensation factor	0.01 to 1
*v__GW_REVAP.gw	Groundwater "revap" coefficient	0.02 to 0.2
***a__REVAPMN.gw	Threshold depth of water in the shallow aquifer for "revap" to occur (mmH ₂ O)	-1000 to 1000
**r__SOL_AWC().sol	Available water capacity (mmH ₂ O mm _{soil} ⁻¹)	-0.05 to 0.05
**r__SOL_K().sol	Saturated hydraulic conductivity (mm h ⁻¹)	-0.1 to 0.1
*v__SURLAG.bsn	Surface runoff lag time (days)	0.01 to 24
*v__CH_N1.sub	Manning's "n" value for the tributary channels	0.01 to 0.2
*v__CH_K1.sub	Effective hydraulic conductivity in tributary channel alluvium (mm h ⁻¹)	0 to 5
*v__SLSOIL.hru	Slope length for lateral flow (m)	0 to 150
*v__LAT_TTIME.hru	Lateral flow travel time (days)	0 to 150
**r__HRU_SLP.hru	Average slope steepness (m m ⁻¹)	-0.25 to 0.25
**r__SLSUBBSN.hru	Average slope length (m)	-0.25 to 0.25
**r__HRU_SLP.hru	Average slope steepness (m m ⁻¹)	-0.25 to 0.25

*v – value, the initial value is replaced by the value of the calibrated parameter; **r – relative, the value points out the percent increment to be applied to the initial value; ***a – absolute, the value is summed to the initial value of the parameter. For further details, refer to the SWAT-CUP manual (http://swat.tamu.edu/media/114860/usermanual_swatcup.pdf).

Parameter sensitivity was estimated automatically by SWAT-CUP with the Global Sensitivity Analysis (GSA) method. This technique enables the identification of the parameters of greatest sensitivity in the calibration process through the Student's t-test p-value. At each new iteration, the parameters which presented p-value < 0.05 in the previous iteration had their range reduced by half, with the central value of the range presumed equal to the fitted value in the previous iteration. This procedure was done with the objective of standardizing the calibration process.

SWAT-CUP also calculates efficiency indexes which compare observed to simulated data. In this study, the Nash-Sutcliffe efficiency index (NSE) (SCHAEFLI & GUPTA, 2007) and the percent bias index (PBIAS) were utilized. For PBIAS the following classification was used for the SWAT applications (VAN LIEW et al., 2007): $|\text{PBIAS}| < 10\%$, very good; $10\% < |\text{PBIAS}| < 15\%$, good; $15\% < |\text{PBIAS}| < 25\%$, satisfactory; and $|\text{PBIAS}| > 25\%$, inadequate. For NSE, the classification proposed by MORIASI et al. (2007) was utilized: $\text{NSE} > 0.65$, very good; $0.54 < \text{NSE} < 0.65$, adequate; $\text{NSE} > 0.5$, satisfactory; and $\text{NSE} < 0.5$, unsatisfactory.

In order to simplify the presentation of the results, the hydrograms and the PBIAS and NSE statistics were calculated for the best-fitted hydrogram simulation. The calibrated, best-fitted, parameter values were also used for model validation, in order to obtain the NSE and PBIAS indexes.

2.5 Proxy basin test

The proxy basin test is a validation method for hydrological models (KLEMEŠ, 1986). The test is developed for situations in which model parameters are calibrated for a basin and then applied to another contiguous basin, presupposing that the hydrological conditions of two basins are stationary. For its application, the two monitored basins must have similar geological and pedobioclimatic characteristics.

In this study, in order to perform the proxy basin test, we calibrated the SWAT parameters in the Camanducaia River Basin and applied them to the Jaguarí River Basin. The 99PPU, the P-factor and R-factor evaluation indexes, as well as the NSE and PBIAS, were generated using SWAT-CUP, according to the previously discussed methodology.

3 RESULTS AND DISCUSSION

The uncertainty analysis results and the precision statistics of model calibration and validation for the Camanducaia River Basin are presented in Table 2.

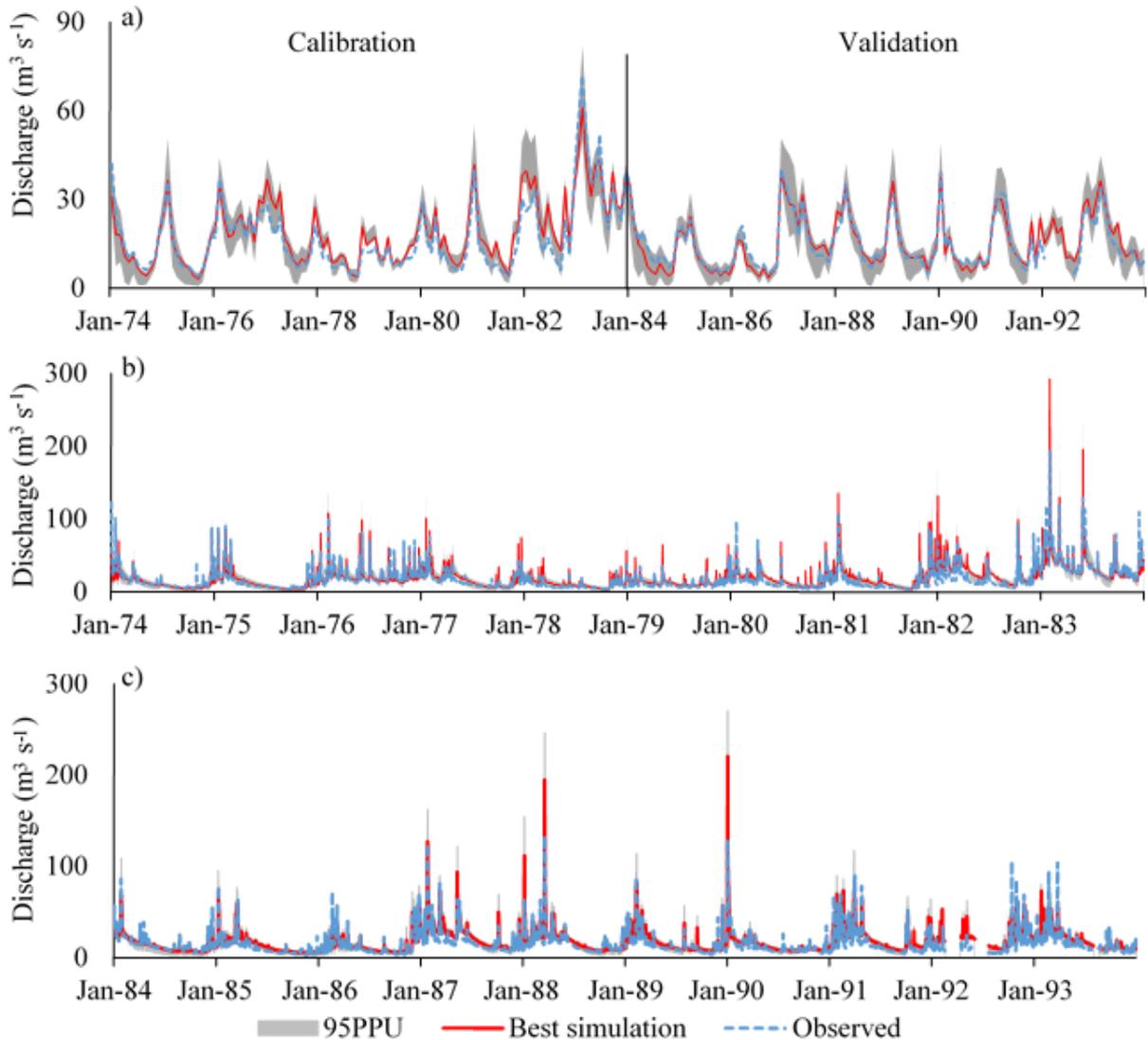
Table 2 - Statistical indexes used to evaluate the modeling performance: monthly and daily time steps for the calibration and validation periods in the Camanducaia River Basin.

Index	Monthly time step		Daily time step	
	Calibration	Validation	Calibration	Validation
P-factor	0.80	0.87	0.79	0.71
R-factor	0.80	0.84	0.78	0.69
NSE	0.85	0.88	0.73	0.64
PBIAS	-10.9	-1.1	-7.3	-1.8

The monthly and daily simulations results were classified as very good according to the NSE (MORIASI et al., 2007) and PBIAS (VAN LIEW et al., 2007), except for the monthly time step during the calibration period, in which the PBIAS was greater than |10%|. The P-factor values for the monthly and daily time steps were above 0.7 during the calibration period, which indicates that the model results are adequate.

It is interesting to notice that the NSE and P-factor values of the monthly simulation were higher for the validation period than in the calibration period. Such results indicate a good model performance, demonstrated by its capacity to simulate average monthly discharge values. Moreover, the low PBIAS values observed in monthly and daily time steps of the validation period indicate that the prediction error is low. The hydrograms presented in Figure 2 reinforce the good results of the precision statistics, with adequate representation of the maximum events and the recession periods.

Figure 2 - Comparison between simulated and observed discharges, monthly (a) and daily time steps, for calibration (b) and validation (c) periods in the Camanducaia River Basin. Region 95PPU represents the 95% prediction uncertainty calculated.



In the daily time step, the simulated data is less accurate, which is expected, given that in a larger time period analysis the hydrological processes tend to be more stable. In this sense, greater accuracy from hydrological models forecasts are expected at monthly and annual time steps (POHLERT et al., 2007). The results from this study displayed an overestimation of extreme events at the daily time step, as in February 1983, March 1988 and January 1990.

The overestimation of extreme events can be mainly associated with the uncertainties from the CN2 parameter, which is used by the curve number method to estimate the direct surface runoff. Furthermore, soil water storage capacity (parameter SOL_AWC), soil water evaporation compensation coefficient (ESCO parameter), and surface water runoff delay coefficient (SURLAG parameter) are sensitive parameters for estimating surface runoff and

may help to explain such overestimation. Due to the high sensitivity of these parameters, their initial range was narrowed in order to reduce the uncertainty associated to the parameter estimation (Table 3).

Table 3 - Results of the parameter calibration in the monthly and daily time steps for the Camanducaia River Basin.

Parameter	Monthly time step			Daily time step		
	Best simulation	Final Range		Best simulation	Final Range	
	Fitted value	Below limit	Upper limit	Fitted value	Below limit	Upper limit
v__ESCO.hru	0.518	0.5	0.567	0.519	0.5	0.668
r__CN2.mgt	-0.0915	-0.1	-0.0342	-0.0752	-0.1	-0.0327
v__ALPHA_BF.gw	0.00596	0.0	0.0283	0.143	0.0868	0.261
a__GW_DELAY.gw	-18.985	-30	24.80	25.563	-18.80	60
a__GWQMN.gw	-86.270	-498.704	663.082	389.509	-59.58	889.865
v__CANMX.hru	19.985	6.323	30	23.244	11.79	30
v__CH_K2.rte	5.406	4.810	8	3.438	0	3.807
v__CH_N2.rte	0.199	0.144	0.2	0.134	0.118	0.2
v__EPCO.bsn	0.260	0.01	1	0.060	0.01	1
v__GW_REVAP.gw	0.196	0.160	0.2	0.194	0.172	0.2
a__REVAPMN.gw	633.774	-414	1000	-167.442	-1000	598
r__SOL_AWC().sol	0.0493	0.0224	0.05	-0.0311	-0.05	0.0181
r__SOL_K().sol	-0.0814	-0.1	0.1	0.0166	-0.1	0.1
v__SURLAG.bsn	15.433	3.651	24	12.461	0.01	24
v__CH_N1.sub	-	-	-	0.174	0.160	0.196
v__CH_K1.sub	-	-	-	1.435	0	5
v__SLSOIL.hru	-	-	-	10.896	0	47.168
v__LAT_TTIME.hru	-	-	-	110.951	61.899	149.649
r__HRU_SLP.hru	-	-	-	-0.0223	-0.164	0.25
r__SLSUBBSN.hru	-	-	-	-0.236	-0.25	0.25

The parameter values obtained from the calibration of SWAT in the Camanducaia River Basin (Table 3) were then used for the proxy basin test in the Jaguarí River Basin.

3.1 Proxy basin test

The parametric transfer enabled the evaluation of the SWAT model using the proxy basin test. Figure 3 presents the hydrograms generated by the SWAT results in the Jaguarí River Basin, using the calibrated input parameters from the Camanducaia River Basin. The statistical indexes of modeling efficiency are displayed in Table 4.

Figure 3 - Proxy basin test: results of the monthly (a) and daily simulation in the Jaguarí River Basin, from 1974 to 1983 (b) and from 1984 to 1993 (c).

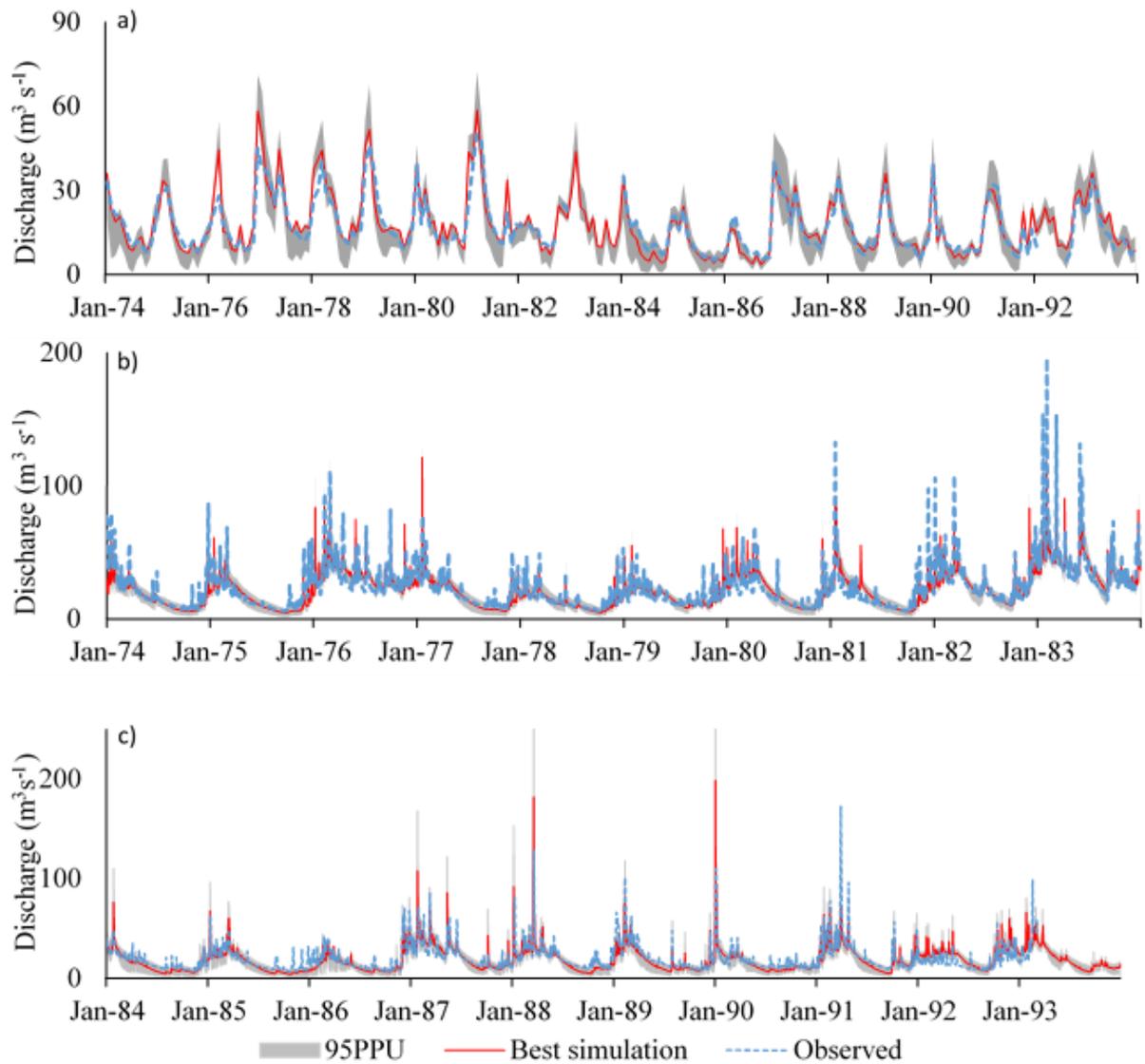


Table 4. Proxy basin test: statistical indexes obtained from the monthly and daily time steps in the Jaguarí River Basin.

Index	Monthly time step		Daily time step	
	1974-1983	1984-1993	1974-1983	1984-1993
P-factor	0.72	0.78	0.81	0.69
R-factor	0.68	0.73	0.71	0.66
NSE	0.81	0.71	0.65	0.59
PBIAS	4.10	-3.50	7.90	-0.70

Figure 3 displays a good match between the simulated and observed discharges values. The efficiency indexes (Table 4) point in the same direction, with a good balance between the R-factor and P-factor, i.e. the 95PPU range was sufficiently narrow and enveloped much of the observed data. In addition, the NSE value classifies the simulation as very good in the monthly time step and good for the daily time step (MORIASI et al., 2007).

The proxy basin validation method indicated a good performance for the SWAT model in the Jaguarí River Basin, considering that the model parameters were only calibrated in the Camanducaia River Basin, using observed data comprised from 1974 to 1983. However, it is important to highlight that in the daily time step, during the 1984-1993 periods, the P-factor value was below the recommended by the SWAT-CUP developers. Nevertheless, the NSE and PBIAS values were classified as very good for the monthly time step ($NSE > 0.65$ and $|PBIAS| < 10\%$) and adequate in the daily time step ($0.54 < NSE < 0.65$ and $|PBIAS| < 10\%$) (MORIASI et al., 2007). These results suggest that the parametric transfer employed in this study is a viable technique for calibrating the SWAT parameters and ungauged catchments.

Satisfactory results with the proxy test basin were also reported in other studies. VIOLA (2008) applied the hydrological model LASH calibrated to the Rio Grande River, MG, in an adjacent basin, that of the Aiuruoca River, located in the Southeast region of Brazil, obtaining NSE of 0.76. COLLISCHONN et al. (2007) applied the distributed model MGB-IPH, calibrated to the Taquari-Antas River Basin, RS, in the Uruguay River Basin, with the NSE ranging from 0.62 to 0.84.

In Germany, POHLERT et al. (2007) calibrated SWAT to a basin in the mountainous region of Hesse and applied the same parameterization in sub-basins upstream, obtaining good results in most cases, with NSE between 0.76 and 0.51. Only a headwater sub-basin, with distinct geology from the rest of the basin obtained unsatisfactory results ($NSE = 0.14$). Moreover, GAUTAM (2012) obtained satisfactory results at monthly time steps ($NSE = 0.73$) and unsatisfactory ones for the daily time step with the proxy basin test in two small-sized basins in Canada. In Denmark, HENRIKSEN et al. (2003) evaluated different hydrological models and used the proxy basin test to evaluate the simulations, obtaining satisfactory results when the climatic, pedologic and land use conditions of the basins were similar. These authors concluded that the geographic parametric transfer is a promising method to obtain consistent hydrological simulations at ungauged basins.

It should be highlighted that an important feature of the present study was the uncertainty analysis associated with the proxy basin test, which allowed a broader evaluation of the modeling quality. The results for the monthly and daily times steps were satisfactory in

calibration, validation and uncertainty analysis (P-factor > 0.70) and in relation to the efficiency index (NSE > 0.5).

The results obtained in this study suggest that the SWAT model may provide useful information for water resource management in the Cantareira System and other watercourses in the Mantiqueira Range region. Model applications include the evaluation of different land use scenarios, which allows for a more adequate soil and water conservation planning. Moreover, the accurate estimations of minimum discharges using parametric transfer presented in this study can provide useful reference values for water concessions at ungauged basins. Also, the hydrological simulation at climate changing scenarios can assist the decision-making for public policy developers in cases of extreme events of drought or flood.

4 CONCLUSIONS

The SWAT modeling results in the Camanducaia River Basin presented in this study are qualified as adequate for hydrological simulations, as indicated by the efficiency indexes and the uncertainty analysis for the calibration and validation steps.

The SWAT parametric transfer from the Camanducaia River Basin to the Jaguarí River Basin increases the modeling degree of uncertainty (decrease of P-factor), but, keeps the efficiency indexes in the range classified as very good in the monthly time step and adequate in the daily time step.

The geographical parametric transfer is a promising technique to model ungauged catchments, where the lack or shortage of hydrological data precludes the direct model calibration. However, such methodology requires data from well monitored catchments, with similar drainage area, geological and pedobioclimatic conditions. The parametric transfer can contribute towards water resources management in the river basins of the Mantiqueira Range region, as well as in other regions with shortage of hydrological monitoring.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are thankful to CAPES, CNPq (305010/2013-1, 471522/2012-0) and FAPEMIG (PPM – 00422-13, CAG-APQ- 01053-15) for the research funding and post graduate scholarships and to municipal government of Extrema, MG, for the logistical support.

REFERENCES

ABBASPOUR, K. C.; YANG, J.; MAXIMOV, I.; SIBER, R.; BOGNER, K.; MIELEITNER, J.; ZOBRIST, J.; SRINIVASAN, R. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, v.333, n.2, p.413-430, feb. 2007. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.014

ABBASPOUR, K.; ROUHOLAHNEJAD, E.; VAGHEFI, S.; SRINIVASAN, R.; YANG, H.; KLØVE, B. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal of Hydrology**, v.524, n. p.733-752, may. 2015. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.027

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; MORAES, G. de; LEONARDO, J.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v.22, n.6, p.711-728, jan. 2013. doi: 10.1127/0941-2948/2013/0507

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. **Journal Of The American Water Resources Association**, v.34, n.1, p.73-89, feb. 1998. doi: 10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x

ARNOLD, J.; MORIASI, D.; GASSMAN, P.; ABBASPOUR, K.; WHITE, M.; SRINIVASAN, R.; SANTHI, C.; HARMEL, R.; VAN GRIENSVEN, A.; VAN LIEW, M.; KANNAN, N.; JHA, M. K. SWAT: Model use, calibration, and validation. **Transactions of the ASABE**, v.55, n.4, p.1491-1508, jul. 2012. Available in: <>. Access: 21 jan 2016.

ASHRAF VAGHEFI, S.; MOUSAVI, S.; ABBASPOUR, K.; SRINIVASAN, R.; YANG, H. Analyses of the impact of climate change on water resources components, drought and wheat yield in semiarid regions: Karkheh River Basin in Iran. **Hydrological Processes**, v.28, n.4, p.2018-2032, mar. 2013. doi: 10.1002/hyp.9747

BONUMÁ, N.; ROSSI, C.; ARNOLD, J.; REICHERT, J.; PAIVA, E. Hydrology evaluation of the Soil and Water Assessment Tool considering measurement uncertainty for a small watershed in Southern Brazil. **Applied Engineering in Agriculture**, v.29, n.2, p.189-200, mar. 2013. doi: 10.13031/2013.42651

BONUMÁ, N. B.; ROSSI, C. G.; ARNOLD, J. G.; REICHERT, J. M.; MINELLA, J. P.; ALLEN, P. M.; VOLK, M. Simulating landscape sediment transport capacity by using a modified SWAT model. **Journal of Environmental Quality**, v.43, n.1, p.55-66, jan. 2014. doi: 10.2134/jeq2012.0217

BONUMÁ, N.; REICHERT, J.; RODRIGUES, M.; MONTEIRO, J.; ARNOLD, J.; SRINIVASAN, R. Modeling surface hydrology, soil erosion, nutrient transport, and future scenarios with the ecohydrological swat model in brazilian watersheds and river basins. **Tópicos em Ciência do Solo**, v.9, p.241-290, jul. 2015.

BRESSIANI, D. de A.; GASSMAN, P. W.; FERNANDES, J. G.; GARBOSSA, L. H. P.; SRINIVASAN, R.; BONUMÁ, N. B.; MENDIONDO, E. M. Review of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) applications in Brazil: Challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v.8, n.3, p.9-35, may. 2015.

COELHO, C. A.; CARDOSO, D. H.; FIRPO, M. A. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, p.1-16, jul. 2015. doi: 10.1007/s00704-015-1540-9

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; DA SILVA, B. C.; TUCCI, C. E. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v.52, n.5, p.878-895, 2007. doi:10.1623/hysj.52.5.878

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. **The shuttle radar topography mission**. *Reviews of Geophysics*, v.45, n.2, p.1-33, 2007. doi:10.1029/2005RG000183

GAUTAM, B. **Modelling streamflow from forested watersheds on the canadian boreal shield using the soil and water assessment tool (SWAT)**. 2012. 141f. Thesis (Master of Civil and Geological Engineering) - University of Saskatchewan, Saskatoon, 2012.

HENRIKSEN, H. J.; TROLDBORG, L.; NYEGAARD, P.; SONNENBORG, T. O.; REFSGAARD, J. C.; MADSEN, B. Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. **Journal of Hydrology**, v.280, n.1, p.52-71, sep. 2003. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00186-0

KLEMEŠ, V. Operational testing of hydrological simulation models. **Hydrological Sciences Journal**, v.31, n.1, p.13-24, 1986. doi:10.1080/02626668609491024

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L.; FONSECA SANTIAGO, A. da; LIMA, D. C. de; OLIVEIRA ROCHA, E. de. 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, n.2, p.623-634, 2012. doi: 10.1590/S0100-06832012000200031

MONTEIRO, J. A.; STRAUCH, M.; SRINIVASAN, R.; ABBASPOUR, K.; GUCKER, B. Accuracy of grid precipitation data for Brazil: application in river discharge modelling of the Tocantins catchment. **Hydrological Processes**, 2015. doi: 10.1002/hyp.10708

MORIASI, D.; ARNOLD, J.; VAN LIEW, M.; BINGNER, R.; HARMEL, R.; VEITH, T. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Trans. Asabe**, v.50, n.3, p.885-900, mar. 2007.

PEREIRA, D. R.; MARTINEZ, M. A.; ALMEIDA, A. Q.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; ZONTA, J. H. Hydrological simulation using SWAT model in headwater basin in Southeast Brazil. **Engenharia Agrícola**, v.34, n.4, p.789-799, jul./aug. 2014. doi:10.1590/S0100-69162014000400018

POHLERT, T.; BREUER, L.; HUISMAN, J.; FREDE, H. G. Assessing the model performance of an integrated hydrological and biogeochemical model for discharge and nitrate load predictions. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v.11, n.2, p.997-1011, mar. 2007. doi:10.5194/hess-11-997-2007

RODRIGUES, D. B.; GUPTA, H. V.; MENDIONDO, E. M. A blue/green water-based accounting framework for assessment of water security. **Water Resources Research**, v.50, n.9, p.7187-7205, set. 2014. doi: 10.1002/2013WR014274

SCHAEFLI, B.; GUPTA, H. V. Do Nash values have value? **Hydrological Processes**, v.21, n.15, p.2075-2080, jun. 2007. doi: 10.1002/hyp.6825

SHEN, Z.; CHEN, L.; CHEN, T. Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.16, n.1, p.121-132, jan. 2012. doi:10.5194/hess-16-121-2012

VAN LIEW, M. W.; VEITH, T. L.; BOSCH, D. D.; ARNOLD, J. G. Suitability of SWAT for the conservation effects assessment project: Comparison on USDA agricultural research service watersheds. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.12, n.2, p.173-189, mar. 2007. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:2(173)

VIOLA, M. **Simulação hidrológica na região alto rio grande a montante do reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120f. Dissertation (Master in Agricultural Engineering) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

ZHANG, P.; LIU, R.; BAO, Y.; WANG, J.; YU, W.; SHEN, Z. Uncertainty of SWAT model at different DEM resolutions in a large mountainous watershed. **Water Research**, v.53, p.132-144, apr. 2014. doi: 10.1016/j.watres.2014.01.018

ARTIGO 3 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA COM O MODELO SWAT EM UMA PEQUENA SUB-BACIA DO SISTEMA CANTAREIRA

RESUMO

O projeto Conservador das Águas, no município de Extrema, MG é pioneiro no pagamento por serviços ambientais no Brasil. A valoração dos serviços ambientais é feita com base nos resultados obtidos com as práticas adotadas, como redução da erosão e regularização da vazão dos cursos d'água. Tais resultados podem ser avaliados com o uso de modelos hidrossedimentológicos. O objetivo do presente trabalho foi avaliar as estimativas das vazões mensais e da descarga de sólidos obtidas com o modelo SWAT em uma pequena sub-bacia hidrográfica inserida no projeto Conservador das Águas. Foram utilizados dados hidrometeorológicos diários para inserir no SWAT, e dados mensais de vazão e descarga de sólidos para calibração e validação. As simulações de vazão média mensal obtiveram resultados satisfatórios para a calibração e validação, com coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0,75 e 0,51 respectivamente. Para a descarga de sólidos os resultados foram satisfatórios para a calibração (NSE = 0,65) e satisfatório para a validação (NSE = 0,52). O modelo não apresentou sensibilidade para os parâmetros referentes à produção de sedimentos nas encostas, e portanto, não pode ser usado para avaliar os efeitos da alteração do uso do solo no processo erosivo. Desta maneira, concluiu-se que o modelo foi adequado para estimar as vazões mensais em pequenas bacias, porém apresenta falhas na modelagem dos processos erosivos nessas condições.

Palavras-chave: Erosão hídrica. Modelagem. Segurança hídrica.

ABSTRACT

The Water Conservation project, in the municipality of Extrema, MG, is pioneer in payment for environmental services in Brazil. The evaluation of environmental services is based on the results obtained with the adopted practices, such as erosion reduction and regularization of water flow, and these results can be evaluated with the use of hydrosedimentological models. The objective of the present work was to evaluate the monthly flows and the discharge of solids obtained with the SWAT model in a small hydrographic basin

inserted in the Water Conservation project. Daily precipitation and climate data were used to configure SWAT and monthly flow and discharge data was used for calibration and validation. The monthly mean flow simulations obtained satisfactory results for calibration and validation, with Nash-Sutcliffe coefficients (NSE) of 0.75 and 0.51 respectively. For the solid discharge the results were satisfactory for the calibration (NSE = 0.65) and satisfactory for the validation (NSE = 0.52). The model did not show sensitivity to the parameters related to the sediment landscape production, and therefore, it cannot be used to evaluate the effects of the alteration of the soil use in the erosive process. In this way, it was concluded that the model was adequate to estimate the monthly flows in small basins, but presents failures in the modeling of erosive processes under these conditions.

Keywords: Water erosion. Modeling. Water security.

1 INTRODUÇÃO

Os serviços ambientais têm ganhado cada vez mais destaque, sobretudo devido às secas observadas recentemente. No sudeste do Brasil uma severa estiagem no ano de 2014 (COELHO, 2015) evidenciou os desafios para o abastecimento público das grandes metrópoles e até mesmo de pequenos municípios. Muitos reservatórios usados como manancial de abastecimento atingiram níveis mínimos históricos.

Muito embora essa seca possa ser atribuída à baixa pluviosidade dos anos antecedentes, são os processos erosivos que causam assoreamento de cursos d'água e reservatórios, o que diminui sua vida e volume útil. O Sistema Cantareira é responsável pelo abastecimento de 47% dos mais de 12 milhões de habitantes da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) (SABESP, 2014).

Dentro deste contexto, o Município de Extrema, MG criou o projeto Conservador das Águas, que visa incentivar a adoção de práticas de conservação do solo e da água para revitalizar nascentes e cursos d'água das bacias hidrográficas do município, afluente do Cantareira. O projeto faz o pagamento por serviços ambientais prestados pelos agricultores, como o reflorestamento de áreas ripárias e de recarga das nascentes (RICHARDS et al., 2015).

A valoração dos serviços ambientais prestados deve se basear na eficácia das práticas adotadas (RICHARDS et al., 2015). Tal avaliação é complexa de ser feita quanto ao aumento de quantidade de água nas nascentes e cursos d'água pois, é preciso um longo período de monitoramento e experimentos bem elaborados. Portanto, a modelagem hidrossedimentológica

constitui uma ferramenta importante para tentar compreender e avaliar os efeitos de mudanças no uso do solo, da adoção de práticas conservacionistas e até mesmo de mudanças climáticas no ciclo hidrológico e nos processos erosivos (BONUMÁ et al., 2015; BRESSIANI et al., 2015; ZUO et al., 2016).

Um dos modelos hidrológicos mais utilizados em todo o mundo é o Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (ARNOLD et al., 1998). É um modelo de base física, semi-distribuído e contínuo, que tem apresentado resultados satisfatórios para diversas condições e diferentes regiões do mundo (ABBASPOUR et al., 2015; BRESSIANI et al., 2015; ZUO et al., 2016). Entretanto, existem poucos trabalhos no Brasil a respeito da modelagem dos processos erosivos com o SWAT, sobretudo em pequenas bacias hidrográficas. Isto principalmente devido à escassez de dados hidrossedimentométricos (BRESSIANI et al., 2015; MONTEIRO et al., 2015).

Dentro desta perspectiva, os objetivos do trabalho foram estimar a vazão média mensal, o transporte de sedimentos no Ribeirão das Posses, e o aporte de sedimentos deste ribeirão no Rio Jaguari. E, avaliar a modelagem hidrossedimentológica com o SWAT para uma sub-bacia de pequeno porte, no contexto do projeto Conservador das Águas.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

A área de estudo abrange a Sub-bacia Hidrográfica do Ribeirão das Posses, localizada no município de Extrema, MG, entre as coordenadas 22,83° e 22,90° de latitude sul e, 46,22° e 46,26° de longitude oeste. A Sub-bacia tem 12 km² de área de drenagem, com altitudes entre 1.050 e 1.350 m. A temperatura média anual é de 18 °C, e a precipitação média anual é de 1.652 mm.

A área está localizada em uma região montanhosa da Serra da Mantiqueira, no bioma Mata Atlântica no sudeste do Brasil.

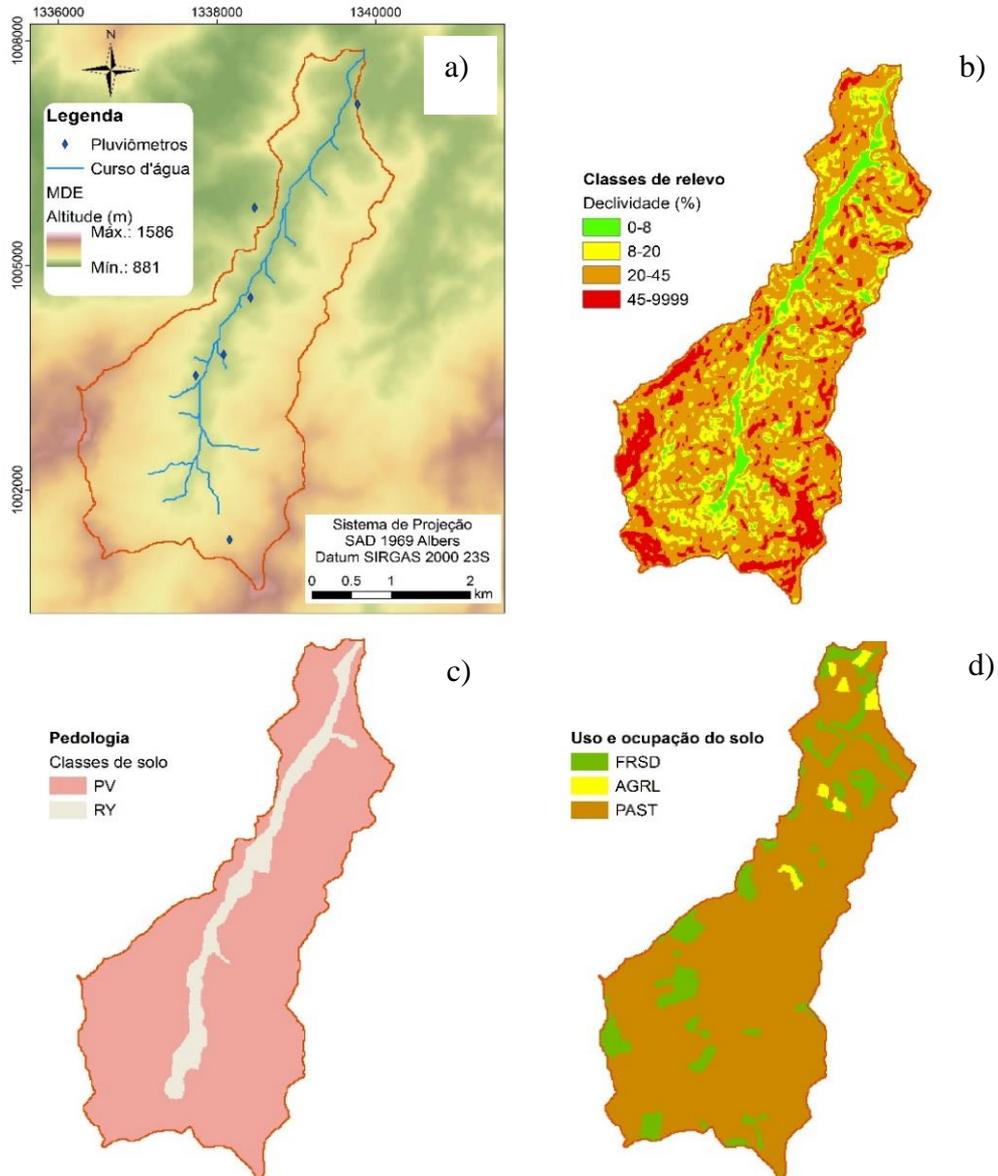
A geologia da Sub-bacia das Posses é composta, principalmente, de duas formações geológicas, a formação Granito Piracaia - Granitoide Alcalino e a formação Paragnaisse Migmatizado (CPRM, 2003), o. Já as feições geomorfológicas desta Sub-bacia são originárias de relevo de degradação em planaltos dissecados, caracterizados por terrenos baixos e planos junto às margens dos rios, constituindo planícies aluviais.

Predomina na Sub-bacia o relevo de dissecação fluvial, marcado pelo aprofundamento da rede de drenagem, que nas cabeceiras encontra-se ramificada e no restante da Sub-bacia tem cursos d'água mais retilíneos e encaixados, com afluentes de primeira e segunda ordem. As classes de declividade do relevo dominantes na Sub-bacia das Posses são: ondulado e forte ondulado, com área plana praticamente desprezível. A erosão hídrica é fortemente favorecida nestas áreas de relevo mais íngreme que frequentemente são utilizadas para pastagem sem adoção de práticas conservacionistas.

A classe de solo predominante na bacia é o Argissolo Vermelho, e apesar de serem encontrados Cambissolos e Neossolos Litólicos, no presente trabalho foi utilizado um mapa pedológico com Argissolo Vermelho e Neossolo Flúvico (Figura 1).

A vegetação nativa é a Floresta Subperenifólia, porém, o uso atual do solo é predominantemente pastagem.

Figura 1 - Mapas de a) relevo, rede de drenagem e os pontos de monitoramento da precipitação; b) pedologia; c) uso do solo na Sub-bacia do Ribeirão das Posses usados como entrada no modelo SWAT. PV: Argissolo Vermelho; RY: Neossolo Flúvico. FRSD: Floresta Semidecídua; AGRL: agricultura; PAST: pastagem.



2.2 Dados de entrada

Para executar as simulações foram utilizados dados diários de estações pluviométricas e climatológicas para o período de 2008 a 2014. Foram utilizadas cinco estações pluviométricas inseridas na Sub-bacia das Posses, disponibilizadas pela Agência Nacional das Águas (ANA): Bela Vista (2246170), Nascente Principal (2246167), Ratinho (2246171), Siriema (2246169) e Sítio São José (2246168).

Também foi testado o modelo no passo de tempo sub-horário, para o qual foram utilizados os dados de precipitação de 20 minutos do pluviógrafo instalado na cidade de Extrema, disponibilizado no Portal Agrometeorológico e Hidrológico do Estado de São Paulo (<http://www.ciiagro.org.br/>).

Os dados climáticos: temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e radiação solar, foram obtidos da estação Monte Verde (A509) no site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET - <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesAutomaticas>).

2.3 Configuração do modelo

A simulação hidrológica foi desenvolvida com a versão 2012 do ArcSWAT. Para caracterizar o relevo foram utilizadas imagens de satélite do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) (FARR et al., 2007) com resolução espacial de 1 arc-seg (30 m).

O modelo SWAT utiliza o conceito de unidades de resposta hidrológica (HRU), obtidas por meio da combinação das classes de solo, dos usos do solo e das classes de declividade. No presente trabalho foram utilizadas as classes de declividade de: 0 a 10%, 10 a 20%, 20 a 45% e maior que 45%, e para a separação das sub-bacias adotou-se uma área mínima equivalente a 2% de cada bacia.

O modelo foi executado no passo de tempo mensal e no passo de tempo sub-horário. Para o passo de tempo mensal foram usados dados meteorológicos e de precipitação diários, neste caso o modelo estima o balanço hídrico diário e fornece a resposta mensal. Para o passo de tempo sub-horário foram utilizados dados de precipitação de 20 minutos da estação localizada na cidade de Extrema. Neste caso, é necessário alterar a configuração do cálculo do escoamento superficial do método da curva-número (CN-SCS) (MOCKUS, 1972), para o método de Green-Ampt (GREEN; AMPT, 1911).

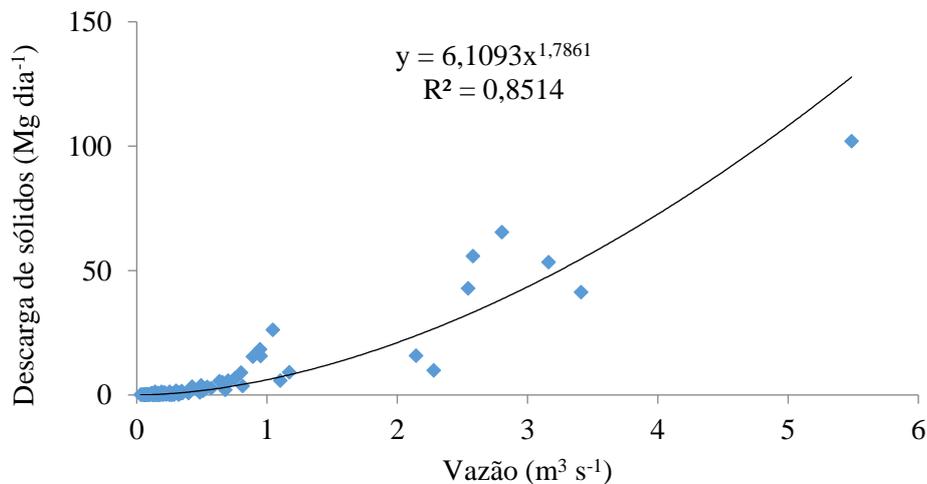
O método de Green-Ampt requer dados de precipitação sub-horário e estima a infiltração de água no solo como uma função da condutividade hidráulica efetiva e o potencial matricial da frente de molhamento. A água que não infiltra torna-se escoamento superficial, o que caracteriza como um método de base física, ao contrário do método CN que é empírico.

2.4 Calibração e validação

Para a calibração e validação da vazão média mensal foram utilizados os dados da estação fluviométrica Foz Ribeirão das Posses (62584600). E, para a calibração e validação da descarga de sólidos foi utilizada uma série estimada com base na vazão observada e em medidas de sólidos em suspensão (g dm^{-3}) obtidas com amostras de água na foz do Ribeirão das Posses. Utilizou-se o método 2540D do *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (EATON et al., 2005) para obter a concentração de sólidos em suspensão nas amostras.

Os valores de sólidos em suspensão (g dm^{-3}) foram multiplicados pelo volume de água diário escoado na foz para se obter a descarga diária de sólidos (Mg dia^{-1}), e com estes valores foi estabelecida uma equação de regressão potencial entre a vazão observada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) e a descarga de sólidos (Mg dia^{-1}) (Figura 2).

Figura 2 - Curva chave para a descarga de sólidos na foz do Ribeirão das Posses.



Para as etapas de calibração, validação, análise de sensibilidade e incerteza foi utilizado o algoritmo SUFI-2 (ABBASPOUR; JOHNSON; VAN GENUCHTEN, 2004; ABBASPOUR et al., 2007) do programa SWAT-CUP (ABBASPOUR, 2011). Este algoritmo possibilita a avaliação estocástica da simulação através das estatísticas P-fator e R-fator, a partir da determinação da faixa de 95% de incertezas de predição (95PPU). A faixa 95PPU é calculada com os níveis de 2,5% e 97,5% da distribuição cumulativa do resultado das simulações obtidas com amostragem por Hipercubo Latino. O P-fator representa a fração dos dados observados inseridos na faixa de 95PPU e o R-fator é a proporção entre a largura média desta faixa e o

desvio padrão dos dados observados. Recomenda-se um P-fator $> 0,7$ e R-fator $< 1,5$ (ABBASPOUR et al., 2015).

A calibração foi feita primeiro para a vazão mensal. Uma vez calibrados os parâmetros de vazão, estes foram fixados. Posteriormente o modelo foi calibrado para a descarga de sólidos. Para a calibração foram utilizadas 5 iterações com 500 simulações cada. A escolha dos parâmetros de vazão calibrados e seus valores mínimos e máximos iniciais (“range”) foi feita de acordo com revisão bibliográfica (ARNOLD et al., 2012; LELIS et al., 2012; SHEN; CHEN; CHEN, 2012; ZHANG et al., 2014, NEITSCH et al., 2011).

Foram calibrados 14 parâmetros relativos à vazão e 3 parâmetros relativos aos processos erosivos (Tabela 1).

Tabela 1 - Parâmetros calibrados e faixas de valores iniciais utilizados na calibração (continua).

Parâmetro	Descrição	Faixa (Range)
v_ESCO.hru	Coeficiente de compensação de evaporação de água do solo	0,5 a 0,95
r_CN2.mgt	Curva-Número para umidade II	-0,1 a 0,1
v_ALPHA_BF.gw	Coeficiente de recessão do escoamento de base (dias)	0 a 0,174
a_GW_DELAY.gw	Intervalo de tempo para recarga do aquífero (dias)	-30 a 60
a_GWQMN.gw	Limite de água no aquífero raso para ocorrência de fluxo de base (mmH ₂ O)	-1000 a 1000
v_CANMX.hru	Quantidade de água máxima interceptada pela vegetação (mmH ₂ O)	0 a 30
v_CH_K2.rte	Condutividade hidráulica do canal (mm h ⁻¹)	0 a 10
v_CH_N2.rte	Número de Manning	-0,01 a 0,2
v_EPCO.bsn	Coeficiente de absorção de água pelas plantas	0,01 a 1
v_GW_REVAP.gw	Coeficiente de ascensão da água à zona saturada	0,02 a 0,2
a_REVAPMN.gw	Limite de água no solo para ocorrência da ascensão capilar à zona saturada (mmH ₂ O)	-1000 a 1000
r_SOL_AWC().sol	Capacidade de armazenamento de água no solo (mmH ₂ O mmsolo ⁻¹)	-0,05 a 0,05
r_SOL_K().sol	Condutividade hidráulica saturada do solo (mm h ⁻¹)	-0,1 a 0,1

Tabela 1 - Parâmetros calibrados e faixas de valores iniciais utilizados na calibração (conclusão).

Parâmetro	Descrição	Faixa (Range)
v_SURLAG.bsn	Coefficiente de retardamento do escoamento superficial (dias)	0,01 a 24
v__CH_N1.sub	Número de Manning para canais tributários	0,01 a 0,2
v__CH_K1.sub	Condutividade hidráulica efetiva em canais tributários (mm h ⁻¹)	0 a 5
v__SLSOIL.hru	Comprimento da declividade para fluxo lateral (m)	0 a 150
v__LAT_TTIME.hru	Tempo de fluxo lateral (dia)	0 a 150
r__HRU_SLP.hru	Comprimento médio da declividade (m m ⁻¹)	-0,25 a 0,25
r__SLSUBBSN.hru	Comprimento médio da encosta da sub-bacia (m)	-0,25 a 0,25
V__SPEXP.bsn	Parâmetro exponencial para calcular a quantidade máxima de sedimento que pode ser ressuspensionado durante a fase de rastreamento do sedimento no canal.	1,0 1,50
V__SPCON.bsn	Parâmetro linear para calcular a quantidade máxima de sedimento que pode ser ressuspensionado durante a fase de rastreamento do sedimento no canal.	0,0005 0,0010
V__CH_COV2.rte	Fator de cobertura do canal	0,00010 1,0

Além dos parâmetros apresentados na Tabela 1, os parâmetros ADJ_PKR, CH_COV1, CH_ERODMO, PRF_BSN, USLE_C e USLE_K, relacionados ao módulo de erosão do SWAT, foram testados com a análise de sensibilidade OAT (*One-at-time*), em que cada parâmetro testado varia dentro de uma faixa, selecionada de acordo com a sua representação física, enquanto os demais parâmetros são mantidos fixos (VAN GRIENSVEN et al., 2006). Desta maneira, pode-se verificar se as alterações de valores causam alguma resposta na variável estimada, e, portanto, foram passíveis de serem calibradas.

A sensibilidade global foi estimada de maneira automática pelo SWAT-CUP com uso do método Global Sensitivity Analysis (GSA). Esta técnica possibilita a identificação dos parâmetros de maior sensibilidade no processo de calibração e que devem ter a amplitude de variação reduzida, (ABBASPOUR, 2011). À cada nova iteração, os parâmetros que apresentaram p-value < 0,05 na iteração anterior tiveram sua faixa (“range”) reduzida pela metade, com valor central da faixa assumido igual ao valor calibrado (“fitted value”) na iteração anterior.

O SWAT-CUP também calcula índices de eficiência que comparam dados observados com dados simulados. Neste trabalho foram utilizados o índice de eficiência de Nash-Sutcliffe

(NSE) (SCHAEFLI; GUPTA, 2007) e o percentual de viés (PBIAS). Moriasi et al. (2015) sugerem para o PBIAS a seguinte classificação para simulações de vazão mensal: $|PBIAS| < 3\%$, muito bom; $3\% < |PBIAS| < 10\%$, bom; $10\% < |PBIAS| < 15\%$, satisfatório; e $|PBIAS| > 15\%$, inadequado. Para o NSE: $NSE > 0,85$, muito bom; $0,70 \leq NSE \leq 0,85$, adequado; $0,70 < NSE < 0,55$, satisfatório; e $NSE \leq 0,55$, insatisfatório.

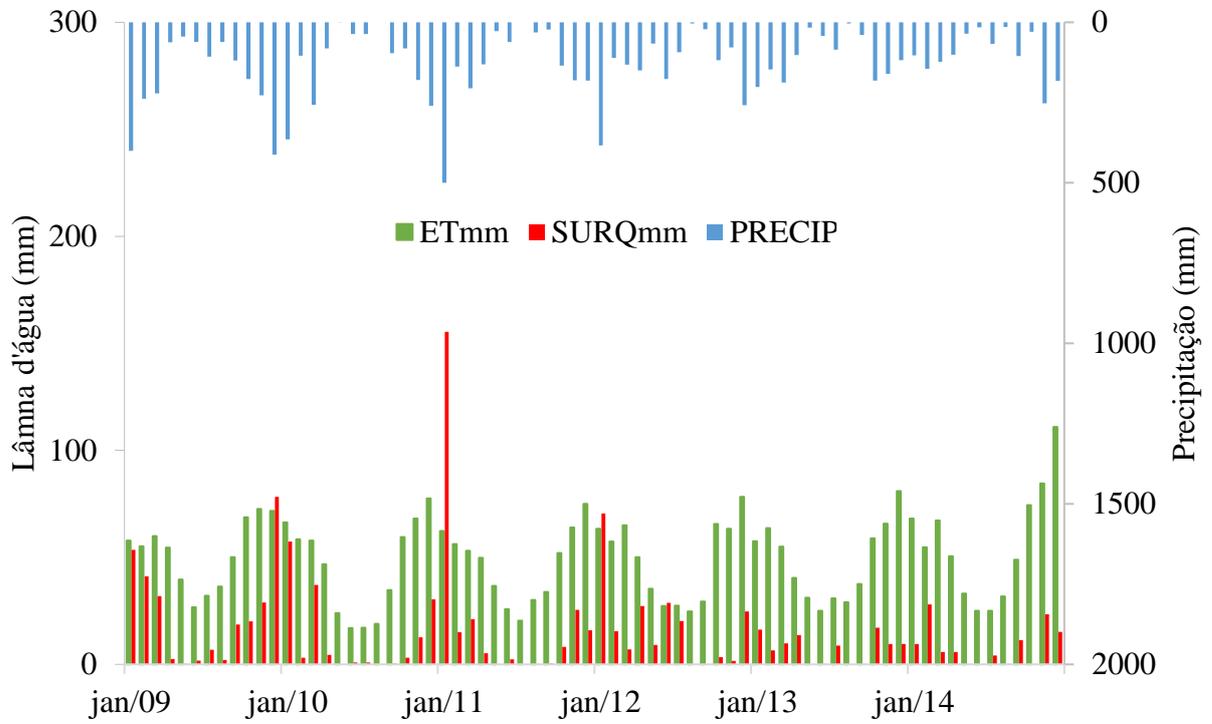
Para avaliar simulações de descarga de sólidos mensais Moriasi et al (2015) sugerem: $|PBIAS| \leq 1\%$, muito bom; $1\% < |PBIAS| < 10\%$, bom; $10\% \leq |PBIAS| \leq 20\%$, satisfatório; e $|PBIAS| > 20\%$, inadequado. E: $NSE > 0,80$, muito bom; $0,70 \leq NSE \leq 0,80$, adequado; $0,70 < NSE < 0,45$, satisfatório; e $NSE \leq 0,45$, insatisfatório.

De maneira complementar, as perdas de solos nas HRUs foram comparadas com parcelas padrão de erosão instaladas na Sub-bacia das Posses. Para isso, foram identificadas HRUs com uso do solo e declividade correspondentes aos das parcelas, com dados entre novembro de 2013 e dezembro de 2014.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O modelo configurado para a Sub-bacia das Posses foi discretizado em 25 sub-bacias e 138 HRU. Os componentes do balanço hídrico precipitação, escoamento superficial, evapotranspiração, infiltração e recarga no passo de tempo mensal estão apresentados na Figura 3.

Figura 3 – Hietograma e os valores mensais de evapotranspiração (ETmm) e escoamento superficial (SURQmm) obtidos com as simulações do SWAT para a Sub-bacia das Posses.

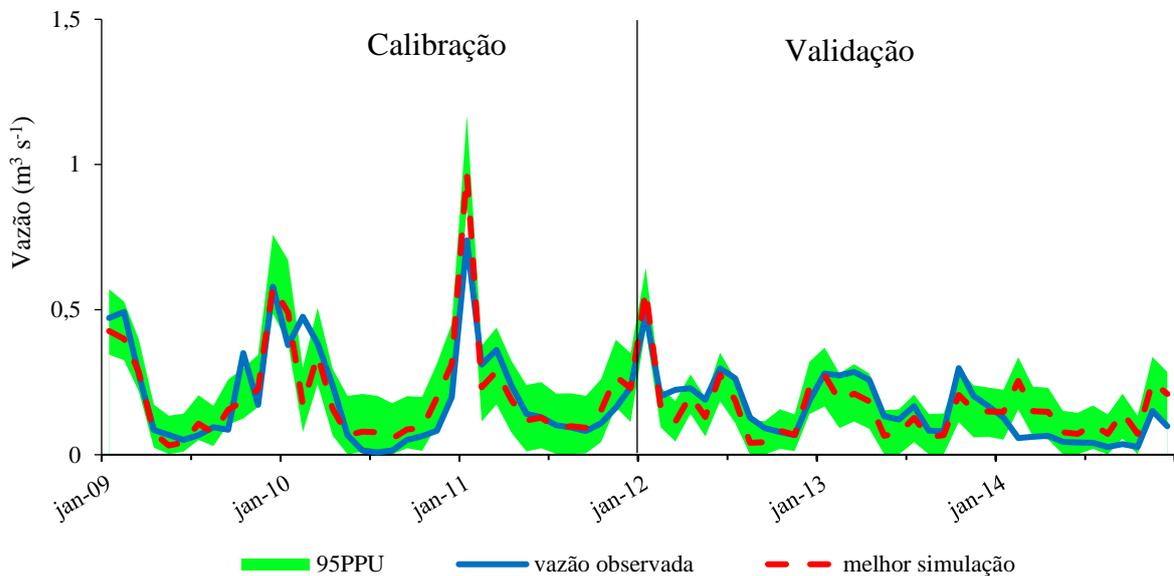


A média anual da precipitação foi de 1.554 mm, o escoamento superficial de 158,94 mm, a recarga de 543,24 mm. A evapotranspiração média anual foi de 597 mm, o que corresponde a 38% da precipitação. Observa-se que a evapotranspiração apresenta comportamento sazonal, e também que não apresentou deriva, ou seja, sua flutuação está estável, o que é um importante indicador de que o balanço hídrico está coerente.

Silva (2013) utilizou o modelo SWAT na Sub-bacia das Posses para os anos de 2011 e 2012, para os quais obteve valores anuais médios e as respectivas porcentagens da precipitação de 127,48 mm (8%), 457,61 mm (28,73%), 638,50 mm (40,1%), para o escoamento superficial, recarga e evapotranspiração respectivamente. Observa-se a concordância com os valores obtidos no presente trabalho. Sobretudo em relação a evapotranspiração, o qual o autor usou parâmetros calibrados na Bacia do Rio Piracicaba.

Os hidrogramas de vazão média mensal observados e simulados no passo de tempo diário para a Sub-bacia das Posses estão apresentados na Figura 4.

Figura 4 - Hidrogramas observados e simulados e a faixa com 95% das incertezas de previsão da calibração e validação da vazão média mensal com o modelo SWAT para a Sub-bacia das Posses.



As simulações de vazão média mensal produziram resultados coerentes com as vazões observadas, que pode ser observado pela boa correspondência entre a melhor simulação e o hidrograma observado. Observa-se também que a faixa com 95PPU é estreita e contém a maior parte da vazão observada, o que pode ser confirmado pelos índices estatísticos obtidos (Tabela 2).

Tabela 2 - Índices estatísticos utilizados para avaliar a performance das simulações das vazões mensais para o período de calibração (2009 a 2011) e validação (2012 – 2014) na Sub-bacia das Posses.

Índice	Passo de tempo mensal	
	Calibração	Validação
P-fator	0,83	0,92
R-fator	0,90	1,55
NSE	0,75	0,51
PBIAS	-1,40	5,30

Os resultados dos coeficientes de eficiência NSE e PBIAS explicitam os bons resultados obtidos durante o período de calibração, que pode ser classificada como boa (MORIASI et al, 2015). Para o período de validação a modelagem pode ser classificada como não satisfatória, porém muito próximo ao limite para ser classificado como aceitável (MORIASI et al, 2015). Moriasi et al. (2007) consideram satisfatório um valor de NSE > 0,50 para simulações de vazão mensal com o SWAT.

Nota-se uma menor correspondência entre a simulação e as vazões observadas durante a validação, o que pode ser explicado em grande parte pelo ano de 2014, caracterizado pela baixa precipitação pluviométrica e conseqüente baixos valores de vazão observada, e superestimativa das vazões simuladas. Resultados menos precisos na validação são comuns, pois as condições gerais diferem da calibração, e os parâmetros são mantidos fixos (ROTH et al., 2016).

Como o SWAT foi criado para bacias hidrográficas de grande porte, o modelo apresenta melhores resultados nessa escala. Diversos estudos conduzidos em grandes bacias no Brasil obtiveram resultados satisfatórios na modelagem da vazão mensal e diária com o SWAT (BONUMÁ et al., 2013; BRESSIANI et al., 2015; EDUARDO et al., 2016; FUKUNAGA et al., 2015; LELIS et al., 2012; PEREIRA et al., 2014; PONTES et al., 2016).

Em bacias de pequeno porte o SWAT também obteve resultados satisfatórios, sobretudo no passo de tempo mensal. Em uma bacia hidrográfica rural com 1,19 km² de área, no sul do Brasil, Uzeika et al. (2012) obtiveram NSE de 0,45 a 0,84 para a vazão mensal estimada com o SWAT. Para uma bacia hidrográfica de 4,8 km² Bonumá et al. (2013) obtiveram coeficientes NSE de 0,87 e 0,76 para a calibração e validação da vazão, respectivamente.

Na Etiópia Yesuf et al. (2016) testaram o SWAT para uma bacia de 1,14 km² e obtiveram NSE > 0,63 tanto para a calibração e validação da vazão. Himanshu et al. (2017) utilizaram o SWAT em uma bacia de 28,67 km² na Índia e também obtiveram resultados satisfatórios, com NSE > 0,75 para as estimativas de vazão diária e mensal.

Os resultados da análise de incerteza foram adequados durante a calibração e validação, apesar de que nesta etapa o R-fator, que indica a largura da banda com 95PPU, foi maior que 1,5, enquanto que o indicado são valores menores ou iguais a 1 (ABBASPOUR, 2010). Isto significa que o intervalo dos parâmetros calibrados produziu uma faixa de 95PPU durante a validação mais larga do que o recomendável, ou seja, a incerteza nesse caso foi maior. Para o período de validação a variação da vazão foi muito pequena e com isso o R-fator aumentou.

Os valores dos parâmetros para a melhor simulação e os limites inferiores e superiores da faixa final obtida na calibração estão apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 - Resultados dos parâmetros calibrados nos passos de tempos mensal e sub-horário para a Sub-bacia das Posses, apresentando o valor do parâmetro para a melhor simulação (“best simulation”) e a faixa final (“range”) obtida na quinta simulação do processo de calibração.

Parâmetro	Passo de tempo mensal		
	Melhor Simulação	Faixa Final	
	Valor	Limite inferior	Limite superior
*v__ESCO.hru	0,77061	0,593717	0,878568
**r__CN2.mgt	-0,09539	-0,1	-0,059221
*v__ALPHA_BF.gw	0,00045	0	0,001461
***a__GW_DELAY.gw	-26,27625	-30	-18,75
***a__GWQMN.gw	-350,50971	-775,521057	197,044922
*v__CANMX.hru	20,92124	8,435249	30
*v__CH_K2.rte	7,61946	4,415545	8,681745
*v__CH_N2.rte	0,11172	0,056458	0,2
*v__EPCO.bsn	0,46045	0,01	1
*v__GW_REVAP.gw	0,07387	0,0569	0,177247
***a__REVAPMN.gw	174,00000	-1000	1000
**r__SOL_AWC().sol	0,03010	-0,05	0,05
**r__SOL_K().sol	-0,09464	-0,1	0,085
*v__SURLAG.bsn	17,69063	0,01	24
*v__SPEXP.bsn	1,012301	1	1,110818
*v__SPCON.bsn	0,000165	0,0001	0,000826
*v__CH_COV2.rte	0,733027	0,0001	1

*v – value, o valor inicial é substituído pelo valor do parâmetro calibrado; **r – relative, o valor indica o percentual de incremento a ser aplicado ao valor inicial; ***a – absolute, o valor é somado ao valor

Na Tabela 3 vale ressaltar que os parâmetros que demonstraram maior sensibilidade durante a calibração, e que, portanto, ficaram com a faixa final estreitada foram: ALPHA_BF, GWQMN, CH_N2, CH_K2, CN2, e ESCO. Estes parâmetros apresentaram sensibilidade desde as iterações iniciais até a quarta iteração. Outros trabalhos relataram também esses como parâmetros de elevada sensibilidade e portanto passíveis de calibração (DE ARAGÃO et al., 2013; FUKUNAGA et al., 2015).

Também foram apresentados os valores calibrados dos parâmetros referentes ao processo erosivo pelo modelo SWAT. Porém, deve-se destacar que a escolha da calibração destes parâmetros foi feita de acordo com os resultados da análise de sensibilidade *One-at-time* (OAT).

Os parâmetros referentes ao processo erosivo que apresentaram sensibilidade na análise de sensibilidade OAT foram: CH_COV2, SP_EXP, SP_CON. Estes dois últimos referentes à equação de Bagnold, que estima a capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo d’água (Figuras 5, 6 e 7).

Figura 5 - Análise de sensibilidade *One-at-Time* (OAT) para o parâmetro SP_EXP na descarga de sólidos no Ribeirão das Posses.

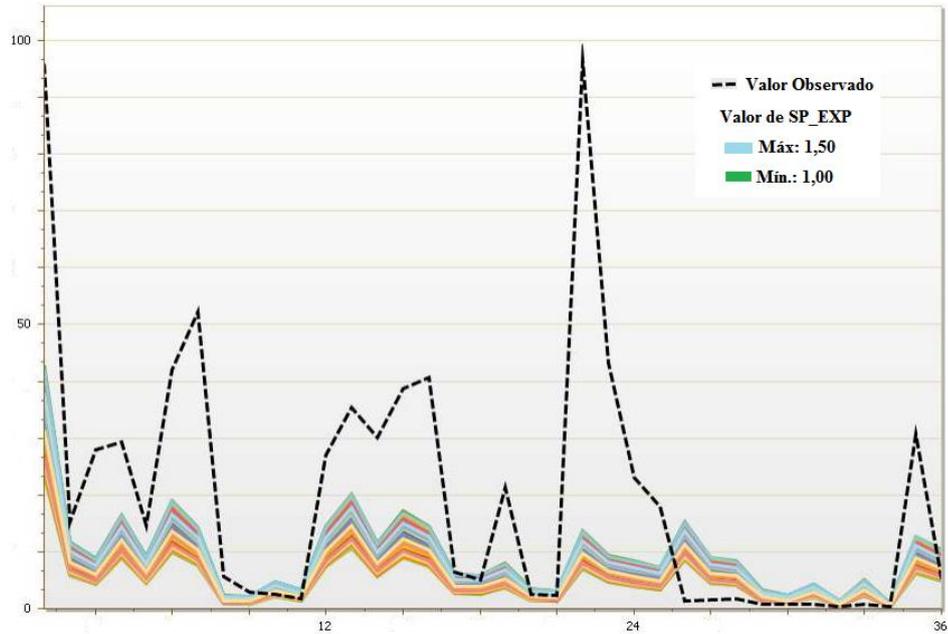


Figura 6 - Análise de sensibilidade *One-at-Time* (OAT) para o parâmetro SP_CON na descarga de sólidos no Ribeirão das Posses.

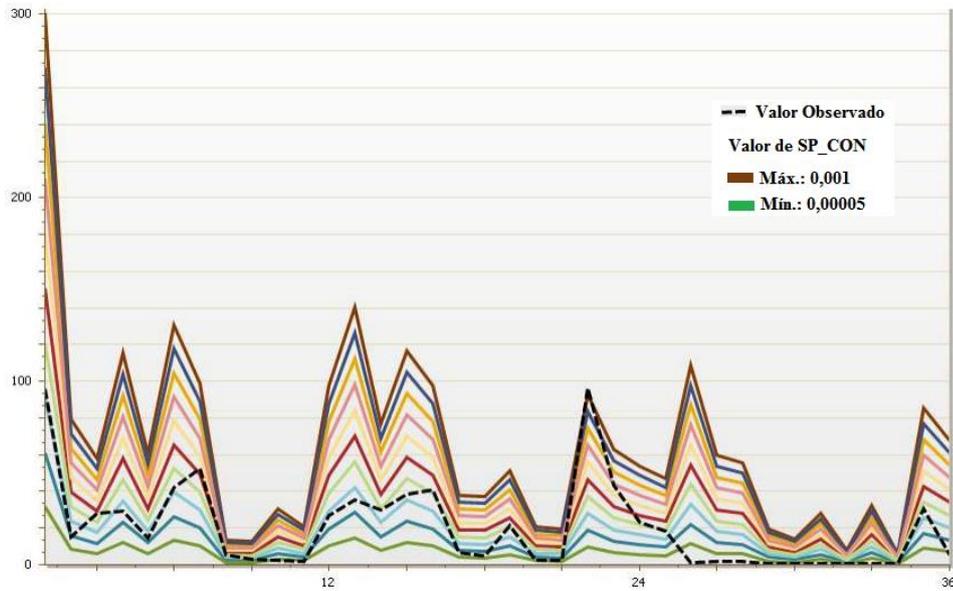
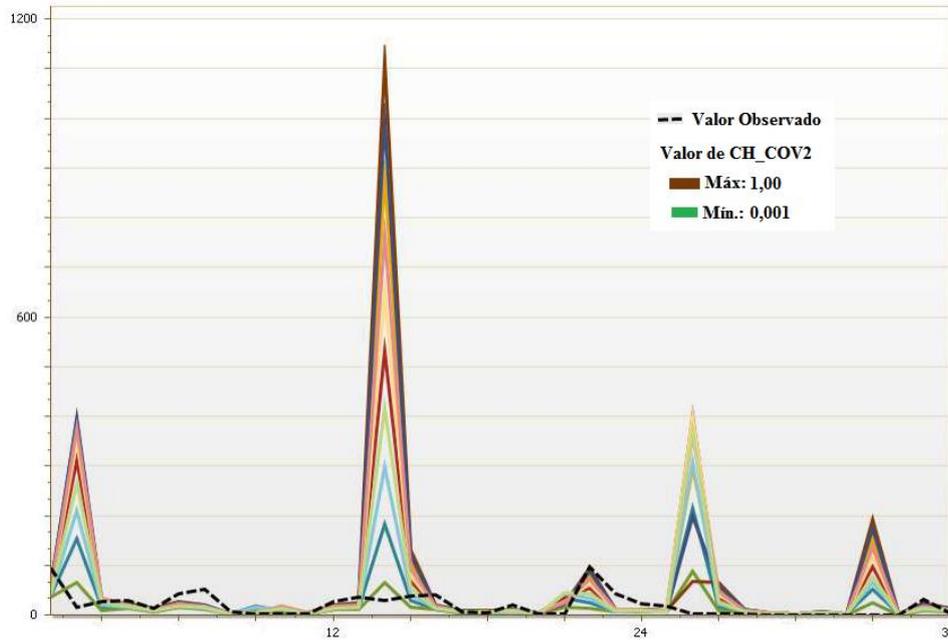


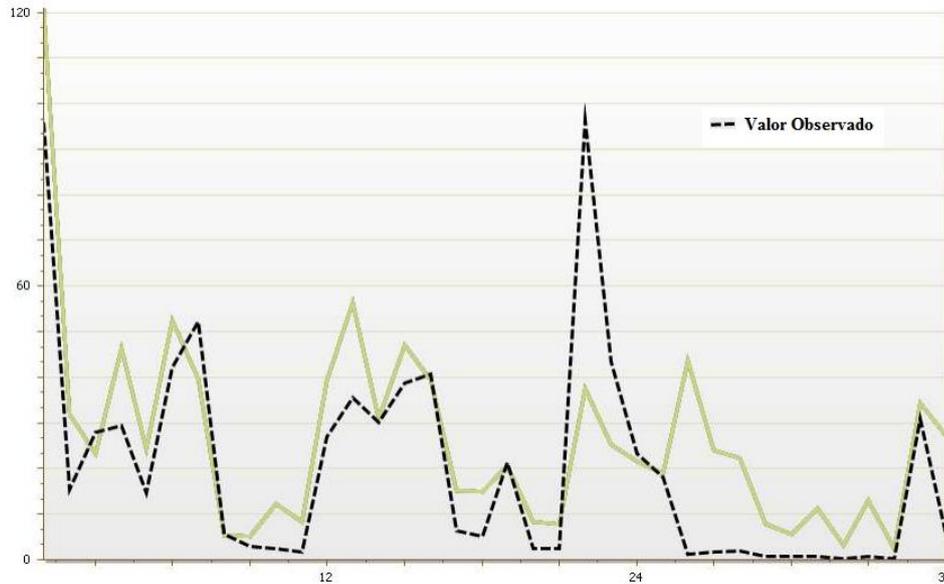
Figura 7 - Análise de sensibilidade *One-at-Time* (OAT) para o parâmetro CH_COV2 na descarga de sólidos no Ribeirão das Posses.



Percebe-se que pequenas alterações no valor dos parâmetros SP_EXP, SP_CON e CH_COV2 causam mudanças nas simulações da descarga de sólidos. A sensibilidade desses parâmetros é reportada em diversos estudos (HIMANSHU; PANDEY; SHRESTHA, 2017; SHEN; CHEN; CHEN, 2012; YESUF et al., 2015). Por outro lado, estes autores relatam sensibilidade para outros parâmetros relacionados aos processos erosivos, que no presente trabalho não apresentaram sensibilidade.

Os parâmetros que não apresentaram nenhuma sensibilidade foram: ADJ_PKR, CH_COV1, CH_ERODMO, PRF_BSN e USLE_C (Figura 8).

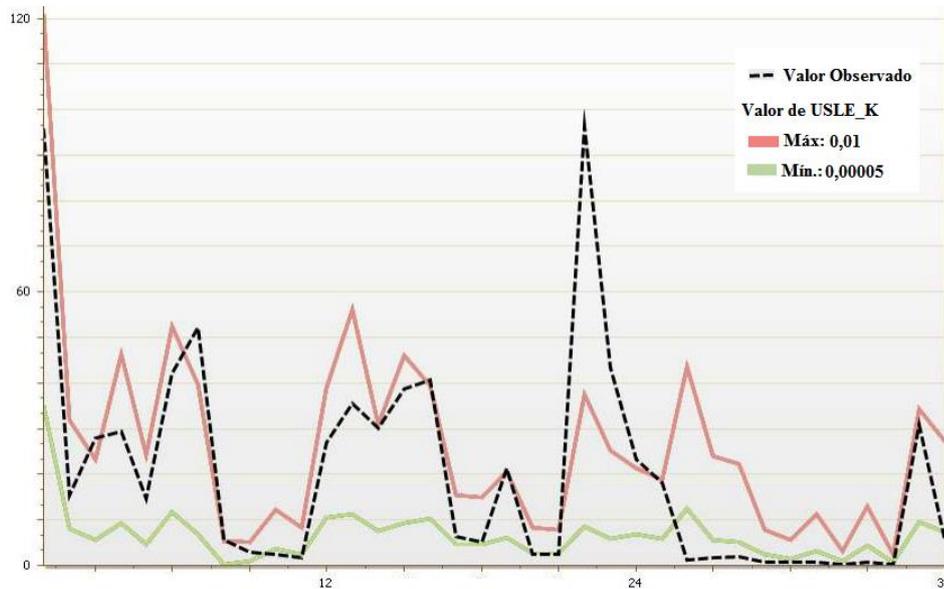
Figura 8 - Análise de sensibilidade *One-at-Time* (OAT) para os parâmetros ADJ_PKR, CH_COV1, CH_ERODMO, PRF_BSN e USLE_C na descarga de sólidos no Ribeirão das Posses.



Para esses parâmetros qualquer alteração, dentro da amplitude de valores testada (Tabela 1), não provocou qualquer mudança nas simulações de descarga de sólidos. Por isso, não se deve utilizar esses parâmetros na calibração.

Como os parâmetros da MUSLE, referentes à produção de sedimentos nas encostas, não apresentaram sensibilidade na faixa de valores testada, foi feito um teste com a erodibilidade dos solos (USLE_K) com valores abaixo dos encontrados na literatura e levantamentos de campo. Com isso, o parâmetro apresentou um comportamento em que para valores extremamente baixos houve uma mudança na descarga de sólidos (Figura 9).

Figura 9 - Análise de sensibilidade *One-at-Time* (OAT) para o parâmetro erodibilidade do solo (USLE_K) na descarga de sólidos no Ribeirão das Posses.



Assim, deduz-se que os parâmetros da MUSLE não são sensíveis para a Sub-bacia das Posses, pois os valores de perdas de solos estimados com a MUSLE são muito elevados, e como o curso d'água é pequeno, a vazão tem baixo potencial de carregar os sedimentos. Ou seja, o que controla a estimativa da descarga de sólidos é a equação de Bagnold.

Desta maneira, apenas os parâmetros SPEXP, SPCON e CH_COV2, todos referentes à fase de rastreamento dos sedimentos no curso d'água foram passíveis de calibração por apresentarem sensibilidade na presente modelagem. Este resultado evidenciou uma deficiência do modelo quanto à simulação dos processos erosivos em pequenas bacias.

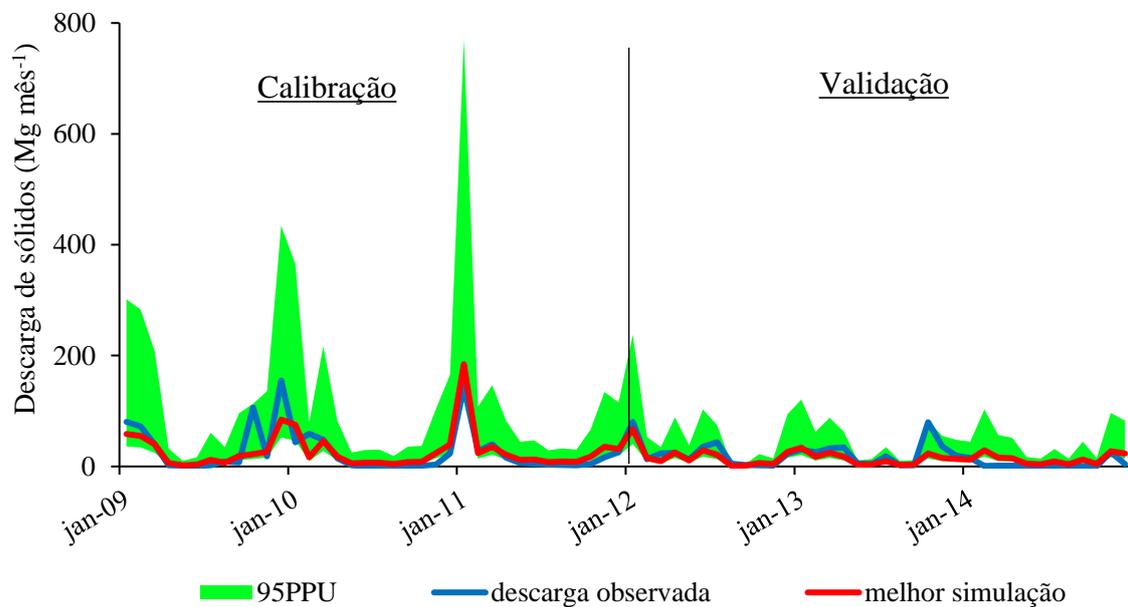
Uma consequência desses resultados é que o modelo não pode ser utilizado para simular cenários de uso do solo para estimar mudanças na produção de sedimentos ou mesmo na descarga de sólidos no Ribeirão das Posses, e possivelmente em bacias de pequeno porte. Isto porque, as alterações de uso do solo alteram apenas os parâmetros referentes à produção de sedimentos nas encostas, e as simulações não serão afetadas por tais alterações.

Essa falta de sensibilidade ocorre porque, no caso do Ribeirão das Posses, a capacidade de transporte de sedimentos do curso d'água está sempre abaixo do aporte total de sedimentos pelas encostas. Ou seja, a quantidade de sedimentos que se estima chegar no curso d'água é sempre maior que a capacidade de transporte deste, com isso, a deposição prevalece e será transportado apenas o equivalente a capacidade, calculada pela equação de Bagnold que considera a vazão de pico.

Essa deficiência do modelo ocorre provavelmente apenas em pequenas bacias e cursos d'água de pequeno porte, pois a capacidade máxima de transporte de sedimentos, estimada pela equação de Bagnold, é função da velocidade da vazão de pico no canal. No Ribeirão das Posses a capacidade de transporte de sedimentos permanece menor que o aporte de sedimentos estimado com a MUSLE. Por isso, os parâmetros da MUSLE não apresentaram sensibilidade.

Mesmo com as deficiências encontradas no modelo, as simulações da descarga de sólidos foram satisfatórias (Figura 10 e Tabela 4).

Figura 10 - Descarga de sólidos observada e estimada para as etapas de calibração e validação com o SWAT e a faixa com 95% de incerteza de predição (95PPU) para a Sub-bacia das Posses.



Uma vez que a descarga de sólidos observada é obtida com uma regressão com a vazão como variável independente, sua variação acompanha o da vazão. Assim, pode-se observar um bom ajuste visual entre a melhor simulação e a descarga observada.

As maiores discrepâncias ocorreram em janeiro de 2010 e janeiro de 2014, que correspondem também as maiores discrepâncias entre a vazão observada e simulada. Isto ocorre pois tratam-se de eventos extremos, no primeiro caso de máxima e no segundo de mínima, porém, em ambos o modelo apresentou superestimativas.

A faixa com 95PPU apresentou maior largura (maior R-fator) do que para a simulação da vazão, o que indica maior incerteza na modelagem da produção de sedimentos. Entretanto,

a faixa com 95PPU conseguiu englobar mais de 90% dos dados observados (P-fator > 0,90), tanto na calibração quanto na validação (Tabela 4).

Tabela 4 - Índices estatísticos utilizados para avaliar a performance da modelagem da descarga de sedimentos mensal, para o período de calibração (2009 - 2011) e validação (2012 - 2014) na Bacia do Ribeirão das Posses.

Índice	Passo de tempo mensal	
	Calibração	Validação
P-fator	0,50	0,61
R-fator	2,35	1,77
NSE	0,65	0,52
PBIAS	-0,9	10,4

De acordo com os desenvolvedores do SWAT CUP valores menores de P-fator e maiores de R-fator podem ser aceitáveis para a modelagem dos sedimentos (ABBASPOUR, 2015). Deste modo pode-se classificar a modelagem como satisfatória, tanto em relação à análise de incerteza quanto aos coeficientes de eficiência analisados.

Em relação ao coeficiente de Nash-Suttcliffe o modelo pode ser classificado como satisfatório para os períodos de calibração e validação. Para o PBIAS, a modelagem foi classificada como muito boa para a calibração e satisfatória para a validação, o que significa que o modelo não apresentou tendência em superestimar ou subestimar os valores preditos.

Assim como ocorre com as estimativas das vazões mensais, a modelagem dos processos erosivos com o SWAT podem não atingir bons resultados em pequenas bacias. No estudo de Uzeika et al. (2012), citado anteriormente, os valores de NSE para a descarga de sólidos foram sempre negativos, o mesmo ocorreu em um estudo na Bacia do Arroio Lino no sul do Brasil, com área de drenagem de 4,8 km² (BONUMÁ et al., 2014). Em ambos os casos o SWAT superestimou a produção de sedimentos.

A principal limitação para o uso do modelo em pequenas bacias é devido ao passo de tempo das simulações ser muito maior que o tempo de concentração da bacia. Para a Sub-bacia das Posses o tempo de concentração é de apenas 3,5 horas, enquanto que o passo de tempo das simulações é diário, o que limita a resposta do modelo às vazões máximas (VIOLA et al., 2009).

Contudo, existem relatos de bons resultados mesmo em pequenas bacias. No sudeste do Brasil a Bacia do Ribeirão Marins foi usada como área de estudo com o SWAT, com simulações de sedimentos com NSE de 0,83 após a calibração do modelo (MACHADO; VETTORAZZI, 2003). Gassmann et al. (2007) reportaram uma série de simulações de sedimentos bem sucedidas com o SWAT em diversas bacias de pequeno porte no mundo.

Estudos mais recentes reportam resultados satisfatórios em pequenas bacias ao redor do mundo. Lemann et al. (2016) obtiveram NSE de 0,53 para a calibração e 0,84 para validação da descarga de sedimentos em uma bacia de 48 km² na Etiópia. Himanshu et al. (2017) obtiveram NSE de 0,62 e 0,57 para a calibração e validação da concentração de sedimentos.

A avaliação da modelagem do processo erosivo na Sub-bacia das Posses com o SWAT considera apenas a fase final desse processo, isto é, a descarga de sólidos no ponto de controle (estação fluviométrica) do curso d'água. Desta maneira, a fase de produção de sedimentos nas encostas pode ser erroneamente modelada, e ainda assim o modelo apresentar resultados satisfatórios segundo os índices utilizados. Isto porque os erros nesta fase da modelagem do processo erosivo podem ser compensados na fase de rastreamento.

Isso fica evidente ao compararmos a produção de sedimentos estimadas em algumas das HRUs com as parcelas de erosão instaladas com pastagem. Na parcela, entre novembro de 2013 e dezembro de 2014, foi observado uma perda total de 0,0818 Mg ha⁻¹, e para o mesmo período o SWAT no passo de tempo diário estimou uma perda total de 1,832 Mg ha⁻¹.

A fase da modelagem que simula as perdas de solos nas encostas utiliza a equação modificada da USLE (MUSLE), a qual, substitui o fator erosividade das chuvas pelas estimativas de vazão média mensal e vazão de pico. Portanto, a vazão de pico é um fator determinante na estimativa das perdas de solos nas encostas e, como não é possível calibrar esse valor específico pode-se contornar esse problema tentando calibrar a vazão diária ou quando possível resoluções temporais ainda menores (sub-horário).

Para avaliar se o problema é o cálculo da vazão de pico e da desagregação das chuvas, foi testado a modelagem com dados de precipitação de 20 min. Nesse caso, foi feita apenas a fase de calibração, para os anos de 2012 a 2014, para o qual obteve-se resultados classificados como bons (NSE = 0,83 e PBIAS = -5,4%) e com P-fator igual à 0,69 e R-fator de 1,22, considerados satisfatórios. Nesse cenário, a estimativa das produção específica de sedimentos, para as HRUs que correspondem à parcela com pastagem para a período considerado, foi de 0,049 Mg ha⁻¹ ano⁻¹.

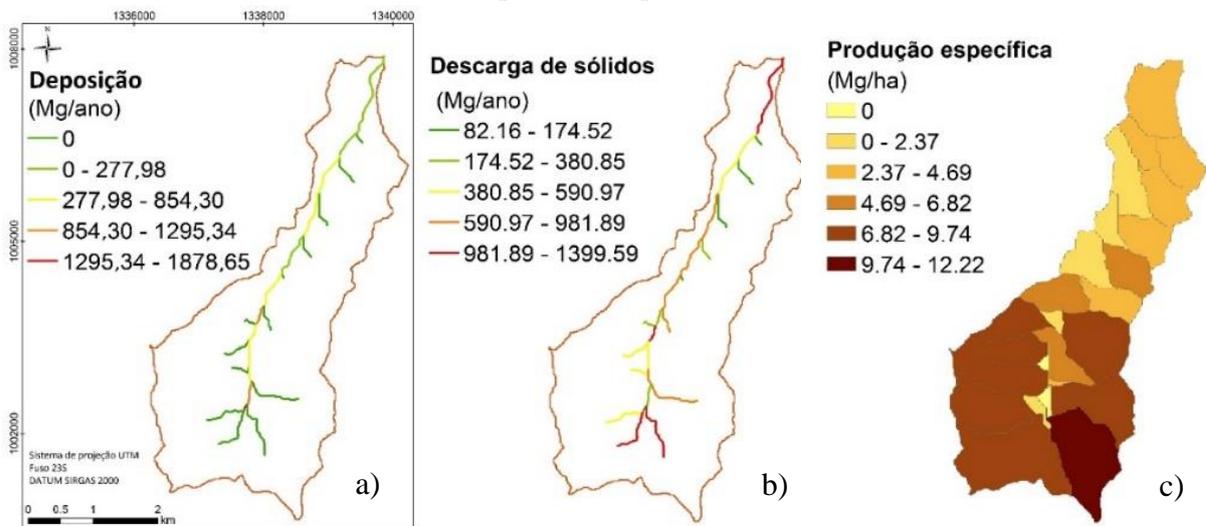
Nota-se que, apesar de que no passo de tempo sub-horário, haver uma subestimativa de quase 50%, o valor foi bem mais próximo ao observado do que as estimativas obtidas com o SWAT no passo de tempo diário. Tal fato pode ser explicado por uma provável superestimativa da vazão de pico, visto que a vazão média mensal esteve adequadamente estimada conforme discutido anteriormente, e os demais parâmetros foram iguais ao utilizado no passo de tempo sub-horário.

O uso do modelo sub-horário parece oferecer uma melhor resposta na questão da produção de sedimentos. Porém, os resultados obtidos foram limitados devido ao curto período observado, à falta de dados de precipitação mais próximos à área da bacia e falta de dados de vazão com resolução temporal igual aos dados de precipitação. Por isso, esta é uma linha de estudo interessante, modelos de chuva-escoamento-erosão por eventos podem complementar as informações obtidas com os modelos empíricos, mais comuns, como a USLE.

Outra comparação interessante é com as estimativas obtidas com a USLE. Para as HRUs utilizadas para comparar com os dados observados na parcela, foi obtida uma perda média de $12 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ com a USLE calculada pelo SWAT. Valores próximos foram obtidos por Zolin et al. (2012) na Sub-bacia das Posses. Esses autores utilizaram a versão revisada da USLE (RUSLE) para estimar as perdas de solo nas situações encontradas na bacia. Obtiveram perdas de aproximadamente $18 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para as áreas de pastagem degradada. Fica evidente a tendência destes modelos empíricos em superestimar as perda de solos quando comparada com as perdas observadas nas parcelas.

Uma consequência desta superestimativa é que o modelo tende a aumentar a deposição no canal para tornar a descarga de sólidos simulada próxima à observada. Os valores médios anuais estimados para a deposição de sedimentos nos canais, a descarga de sólidos por sub-bacia, e as estimativas de produção de sedimentos e de escoamentos superficial em cada sub-bacia estão apresentados na Figura 11.

Figura 11 - Resultados médios para: a) deposição de sedimentos no canal; b) descarga de sólidos nos canais de cada sub-bacia; c) produção específica de sedimentos na Sub-bacia das Posses.



Nos canais das bacias de cabeceira a deposição foi nula. Porém, na porção média do Ribeirão das Posses, a deposição foi estimada entre 277 e 854 Mg ano^{-1} . Já na sub-bacia que

recebe os 3 canais das sub-bacias de maior altitude a deposição chega a mais de 1.800 Mg ano⁻¹. Porém, conforme já discutido anteriormente, as estimativas de deposição feitas pelo SWAT buscam equilibrar a elevada perda de solo nas encostas, por isso os valores elevados de deposição.

Em relação à quantidade total de sedimento transportado por cada trecho do curso d'água, a média para todos os canais foi de 603,62 Mg ano⁻¹. Os maiores valores foram estimados para as sub-bacias de maior altitude e declividade e também no exutório da bacia, com valores máximos de 1.400 Mg ano⁻¹.

A produção específica de sedimentos média para a sub-bacia foi de 5,01 Mg ha⁻¹ ano⁻¹, com máximo de 12,22 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Nota-se um padrão decrescente da montante à jusante da bacia, ou seja, os maiores valores ocorreram nas sub-bacias de cabeceiras, caracterizadas pela maior altitude e declividade. Isto ocorre porque essas áreas são maiores e tem menor tempo de concentração, o que aumenta a vazão de pico. O valor obtido foi utilizado na MUSLE para estimar a perdas de solos específica, e ao contrário dos demais parâmetros da MUSLE a q_p não pode ser calibrada diretamente no modelo SWAT.

Com os resultados do SWAT estima-se que a Sub-bacia das Posses contribui em média com 291,37 Mg ano⁻¹ de sedimentos para o Rio Jaguarí, ou 274,45 Mg ano⁻¹ segundo a curva de descarga de sólidos e os dados fluviométricos da estação Foz do Ribeirão das Posses. Que correspondem à descargas específicas de 24,28 Mg km⁻² ano⁻¹ para as simulações, e 22,87 Mg km⁻² ano⁻¹ para os dados fluviométricos.

Tais valores contrastam com os de Saad (2015), que obteve para a Sub-bacia das Posses valores de 188 Mg km⁻² ano⁻¹ o período de outubro de 2010 a setembro de 2011 e 92 Mg km⁻² ano⁻¹ para o período de outubro de 2013 a setembro de 2014. Essa discrepância pode ser atribuída à curva chave de descarga de sólidos utilizada pela autora, que foi gerada com dados de outra bacia hidrográfica, ao contrário do presente estudo que gerou essa equação com dados obtidos *in-loco*, e que, portanto, representam melhor o comportamento da bacia.

3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar das limitações do modelo SWAT em representar a vazão em bacias hidrográficas de pequeno porte, foi possível obter bons resultados na calibração e validação do modelo na Sub-bacia das Posses.

A parte sedimentológica do modelo também obteve resultados satisfatórios de acordo com os coeficientes de eficiência utilizados. Porém, ficou evidenciado que o modelo não

representa satisfatoriamente o fenômeno erosivo na Sub-bacia das Posses. Isto porque as superestimativas de perdas de solos na paisagem, obtidas com a MUSLE, são compensadas com baixos valores dos parâmetros da equação de Bagnold, que por sua vez condiciona à uma elevada deposição nos canais, de modo a que a descarga de sólidos simulada se aproxime da observada.

Dessa maneira, estudos futuros são recomendados para melhorar o módulo de sedimentos do SWAT, sobretudo para bacias de pequeno porte. Estes estudos podem buscar alternativas de calibração da MUSLE, com dados de parcelas de erosão e alterações nos algoritmos do SWAT. Também é interessante realizar avaliações mais completas do método sub-horário do SWAT, com dados de vazão com resolução temporal sub-horária.

4 CONCLUSÕES

A simulação da vazão média mensal para o Ribeirão das Posses foi considerada satisfatória e, portanto, o modelo foi adequado.

Para a simulação da descarga de sólidos, o modelo pode ser classificado como satisfatório tanto para a calibração quanto para a validação.

As superestimativas da produção específica de sedimentos na paisagem obtidas com o passo de tempo diário foram compensadas por uma diminuição dos parâmetros da equação de Bagnold que caracterizam o potencial de transporte de sedimentos pelo curso d'água, de modo a obter coeficientes de eficiência satisfatórios durante a calibração.

REFERÊNCIAS

- ABBASPOUR, K. C. et al. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal of Hydrology**, v. 524, p. 733–752, 2015.
- ABBASPOUR, K. C.; JOHNSON, A.; VAN GENUCHTEN, M. Th. Estimating Uncertain Flow and Transport Parameters Using a Sequential Uncertainty Fitting Procedure. **Vadose Zone Journal**, v. 3, p. 1340–1352, 2004.
- ABBASPOUR, K. C. et al. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 333, n. 2, p. 413-430, 2007. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.014
- ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. **Journal of The American Water Resources Association**, Herndon, v. 34, n. 1, p. 73-89, 1998. doi: 10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x

ARNOLD, J. et al. SWAT: Model use, calibration, and validation. **Transactions of the ASABE**, v. 55, n. 4, p. 1491-1508, 2012.

BONUMÁ, N. B. et al. Hydrology evaluation of the soil and water assessment tool considering measurement uncertainty for a small watershed in Southern Brazil. **Applied Engineering in Agriculture**, v. 29, n. 2, p. 189–200, 2013.

BONUMÁ, N. B. et al. Simulating Landscape Sediment Transport Capacity by Using a Modified SWAT Model. **Journal of Environment Quality**, v. 43, n. 1, 2014.

BONUMÁ, N. B. et al. Modeling Surface Hydrology, Soil Erosion, Nutrient Transport , and Future Scenarios With the Ecohydrological Swat Model in Brazilian Watersheds and River Basins. **Tópicos em Ciência do Solo**, v. 9, p. 241-290, 2015.

BRESSIANI, D. de A. et al. A review of soil and water assessment tool (SWAT) applications in Brazil: Challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 1–27, 2015.

COELHO, C. A.; CARDOSO, D. H.; FIRPO, M. A. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-16, 2015.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - (CPRM). **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. 2003. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/>>. Acesso em novembro de 2016.

DE ARAGÃO, R. et al. Análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo SWAT e simulação dos processos hidrossedimentológicos em uma bacia no agreste nordestino. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n. 4, p. 1091–1102, 2013.

EATON, A. D. et al. **Standard methods for the examination of water and wastewater**. 21st ed. Washington: American Public Health Association, 2005.

EDUARDO, E. N. et al. Hydrological simulation as subside for management of surface water resources at the Mortes River Basin. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 40, n. 4, p. 390–404, 2016.

FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of geophysics**, v. 45, n. 2, p. 1-43, 2007.

FUKUNAGA, D. C. et al. Application of the SWAT hydrologic model to a tropical watershed at Brazil. **Catena**, v. 125, p. 206–213, 2015.

GASSMAN, P. W. et al. The soil and water assessment tool: historical development, applications, and future research directions. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 4, p. 1211-1250, 2007.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Sciences**, v. 4, p.11-24, 1911.

HIMANSHU, S. K.; PANDEY, A.; SHRESTHA, P. Application of SWAT in an Indian river basin for modeling runoff, sediment and water balance. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 1, p. 1–18, 2017.

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, n. 2, p. 623–634, 2012.

- LEMANN, T. et al. Modelling the effect of soil and water conservation on discharge and sediment yield in the upper Blue Nile basin, Ethiopia. **Applied Geography**, v. 73, p. 89-101, 2016.
- MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A. Simulação da produção de sedimentos para a Microbacia Hidrográfica do Ribeirão dos Marins. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 1, p. 735–741, 2003.
- MOCKUS, V. Hydrology. In: **National engineering handbook**. Washington: Department of Agriculture, 1972. Section 4.
- MONTEIRO, J. A. F. et al. Accuracy of grid precipitation data for Brazil: application in river discharge modelling of the Tocantins catchment. **Hydrological Processes**, 2015.
- MORIASI, D. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v.50, n.3, p.885-900, 2007.
- MORIASI, D. et al. Hydrologic and water quality models: performance measures and evaluation criteria. **Transactions of the ASABE**, v. 58, n. 6, p. 1763-1785, 2015.
- NEITSCH, S.L. et al. (2011). **Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009**. Texas Water Resources Institute. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1969.1/128050>>. Acesso em: 21 de mar. 2014.
- PEREIRA, D. D. R. et al. Hydrological simulation using SWAT model in headwater basin in Southeast Brazil. **Engenharia Agrícola**, v. 34, p. 789–799, 2014.
- PONTES, L. M. et al. Hydrological modeling of tributaries of cantareira system, southeast brazil, with the swat model. **Engenharia Agrícola**, v. 4430, n. 6, p. 1037–1049, 2016.
- RICHARDS, R. C. et al. Governing a pioneer program on payment for watershed services: Stakeholder involvement, legal frameworks and early lessons from the Atlantic forest of Brazil. **Ecosystem Services**, v. 16, p. 23–32, 2015.
- ROTH, V.; NIGUSSIE, T. K.; LEMANN, T. Model parameter transfer for streamflow and sediment loss prediction with SWAT in a tropical watershed. **Environmental Earth Science**, v. 75, 1321, 2016. DOI 10.1007/s12665-016-6129-9
- SAAD, S. I. **Modelagem e valoração dos serviços ambientais hidrológicos na recuperação da vegetação no Ribeirão das Posses, Extrema, MG**. 2015. 165 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2015.
- SABESP. **Sistema Cantareira - Plano de Contingência II: Ações Contingenciais e Resultados**. [s.l.] Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo, 2014.
- SCHAEFLI, B.; GUPTA, H. V. Do Nash values have value? **Hydrological Processes**, v. 21, n. 15, p. 2075-2080, 2007.
- SHEN, Z. Y.; CHEN, L.; CHEN, T. Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 1, p. 121–132, 2012.
- SILVA, J. M. **O serviço ambiental hidrológico das áreas de proteção permanente: um estudo de caso com modelagem numérica em pequena e mesoescala na bacia do Rio Piracicaba**. 2014. 100 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2014.

UZEIKA, T. et al. Use of the SWAT model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, p. 557-565, 2012.

VAN GRIENSVEN, A. et al. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. **Journal of Hydrology**, v. 324, n. 1-4, p. 10-23, 2006.

VAN LIEW, M. W. et al. Suitability of SWAT for the conservation effects assessment project: Comparison on USDA agricultural research service watersheds. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 12, n. 2, p. 173-189, 2007.

VIOLA, M. R. et al. Modelagem hidrológica na bacia hidrográfica do Rio Aiuruoca, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.5, p.581-590, 2009.

YESUF, H. M. et al. Modeling of sediment yield in Maybar gauged watershed using SWAT, northeast Ethiopia. **Catena**, v. 127, p. 191-205, 2015.

YESUF, H. M. et al. Streamflow prediction uncertainty analysis and verification of SWAT model in a tropical watershed. **Environmental Earth Science**, v. 75, 806, 2016.

ZHANG, P. et al. Uncertainty of SWAT model at different DEM resolutions in a large mountainous watershed. **Water Research**, v. 53, p.132-144, 2014.

ZUO, D. et al. Assessing the effects of changes in land use and climate on runoff and sediment yields from a watershed in the Loess Plateau of China. **Science of the Total Environment**, v. 544, p. 238-250, 2016.

ANEXO A - REVISÃO DO MÓDULO DE SEDIMENTOS DO SWAT

O módulo da modelagem dos processos erosivos no SWAT é dividido em dois componentes: componente da paisagem, que estima a produção de sedimentos nas vertentes e; componente dos canais, que faz o rastreamento dos sedimentos nos cursos d'água.

1 PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS NAS VERTENTES

A primeira parte, responsável por estimar as perdas de solos por erosão hídrica que ocorrem nas encostas da paisagem, utiliza a versão modificada da Equação Universal de Perdas de Solos (MUSLE) (WILLIAMS, 1975). Na MUSLE o fator erosividade das chuvas é substituído por um fator potencial dado pela vazão de pico e pelo volume de enxurrada. A equação universal de perdas de solo modificada é:

$$sed = a(Q_{surf} \cdot q_{peak} \cdot area_{hru})^b K_{USLE} \cdot C_{USLE} \cdot P_{USLE} \cdot LS_{USLE} \cdot CFRG \quad (1)$$

em que sed é a produção de sedimentos em um dado dia (Mg), Q_{surf} é o volume de escoamento superficial (mm), q_{peak} é a vazão de pico ($m^3 s^{-1}$), $area_{hru}$ é a área da hru (ha), K_{USLE} é o fator de erodibilidade do solo ($Mg ha h ha^{-1} MJ^{-1} mm^{-1}$), C_{USLE} é o fator de cobertura e manejo solo, P_{USLE} é o fator de práticas conservacionistas, LS_{USLE} é o fator topográfico da USLE e $CFRG$ é o fator de fragmentos grosseiros. Os fatores da USLE foram definidos por Wischmeier e Smith (1978) e convertidos para o sistema métrico por Foster et al. (1981). No SWAT os valores de a e b são fixados em 11,8 e 0,56 respectivamente.

a) Vazão de pico

A vazão de pico é a taxa de escoamento máxima dada para um determinado evento de precipitação. No SWAT, a vazão de pico é estimada com uma modificação do método racional, cuja equação é:

$$q_{peak} = \frac{\alpha_{tc} \cdot Q_{surf} \cdot Area}{3,6 \cdot t_{conc}} \quad (2)$$

em que q_{peak} é a vazão de pico ($m^3 s^{-1}$), α_{tc} é a fração da precipitação diária que ocorrem durante o tempo de concentração, Q_{surf} é o escoamento superficial (mm), $Area$ é a área da sub-bacia

(km²), t_{conc} é o tempo de concentração da sub-bacia (h) e 3,6 é um fator de conversão de unidades.

b) Tempo de concentração

O tempo de concentração é a quantidade de tempo entre o início do evento de precipitação e o momento em que toda a área da sub-bacia contribui com a vazão no ponto de controle. O tempo de concentração é dado pela soma do tempo de fluxo de escoamento superficial, e o tempo de fluxo no canal:

$$t_{conc} = t_{ov} + t_{ch} \quad (3)$$

em que t_{conc} é o tempo de concentração para a sub-bacia (h), t_{ov} é o tempo de concentração para o fluxo superficial no terreno (h), e t_{ch} é o tempo de concentração para o fluxo no canal (h).

$$t_{ov} = \frac{L_{slp}^{0,6} \cdot n^{0,6}}{18 \cdot slp^{0,3}} \quad (4)$$

em que L_{slp} é o comprimento do declive da sub-bacia (m), slp é a declividade média na sub-bacia (m m⁻¹), e n é o coeficiente de rugosidade de Manning's para a sub-bacia.

$$t_{ch} = \frac{0,62 \cdot L \cdot n^{0,75}}{Area^{0,125} slp_{ch}^{0,375}} \quad (5)$$

em que L é o comprimento do canal do ponto mais distante até a saída da sub-bacia (km), n é o coeficiente de rugosidade de Manning para o canal, $Area$ é a área da sub-bacia (km²) e slp_{ch} é a declividade do canal (m m⁻¹).

c) Coeficiente de escoamento superficial

O coeficiente de escoamento superficial é a razão entre o escoamento superficial (Q_{surf}) e a precipitação diária (R_{dia}) (mm).

$$C = \frac{Q_{surf}}{R_{dia}} \quad (6)$$

d) Intensidade da precipitação

A intensidade das chuvas é a taxa média de precipitação durante o tempo de concentração, calculada pela equação:

$$i = \frac{R_{tc}}{t_{conc}} \quad (7)$$

em que i é a intensidade da precipitação (mm h^{-1}), R_{tc} é a lâmina d'água precipitada durante o tempo de concentração (mm), e t_{conc} é o tempo de concentração da sub-bacia.

A precipitação que ocorre durante o tempo de concentração é proporcional ao total de precipitação diária (R_{dia}) para diferentes durações e frequências. Essa proporção é expressa pelo fator α_{tc} :

$$R_{tc} = \alpha_{tc} \cdot R_{dia} \quad (8)$$

No SWAT essa fração α_{tc} é estimada como função da chuva diária que precipita na meia hora de maior intensidade da chuva:

$$\alpha_{tc} = 1 - \exp[2 \cdot t_{conc} \cdot \ln(1 - \alpha_{0,5})] \quad (9)$$

em que $\alpha_{0,5}$ é a fração da precipitação diária que ocorre na meia hora de maior intensidade. Se o SWAT for configurado para usar dados de precipitação sub-horário a fração $\alpha_{0,5}$ será calculada diretamente dos dados. Caso contrário, o SWAT utiliza a seguinte equação:

$$\alpha_{0,5mês} = adj_{0,5\alpha} \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{R_{0,5sm(mês)}}{\mu_{mês} \cdot \ln\left(\frac{0,5}{anos \cdot dias_{umid}}\right)}\right) \right] \quad (10)$$

em que $\alpha_{0,5mês}$ é a fração média mensal de meia-hora de precipitação, $adj_{0,5\alpha}$ é um fator de ajuste, $R_{0,5sm}$ é precipitação máxima de meia hora mensal suavizada (mm), $\mu_{mês}$ é a média de precipitação diária (mm) para o mês, anos é o número de anos de dados de precipitação usado para obter valores mensais de precipitação extrema em meia hora, e $dias_{umid}$ são o número de dias chuvosos no mês. O fator de ajuste possibilita ao usuário modificar as estimativas das

frações de precipitação em meia-hora, e por conseguinte, da vazão de pico. Esse fator é encontrado como ADJ_PKR no código do SWAT.

A precipitação máxima de meia hora suavizada ($R_{0,5sm}$) para cada mês é estimada pela média de três meses, o anterior o posterior e o atual. A precipitação máxima de meia hora mensal ($R_{0,5}$), que corresponde ao parâmetro RAINHHMX.wgn no SWAT, pode ser usada para todos os dias do mês ou o SWAT pode gerar um valor para cada dia com uso de uma distribuição triangular. O parâmetro ISED_DET.bsn controla o uso dessas opções, sendo 0 a opção padrão, usada para gerar valores diários e 1 para usar valor mensal fixo.

O uso da distribuição triangular não é indicada para bacias de pequeno porte, pois gera valores não realistas (NETISH et al., 2011).

e) Volume de escoamento

O SWAT possui dois métodos para estimar o escoamento superficial, o método do número da curva (CN) (MOCKUS, 1972) e o modelo de infiltração de Green e Ampt (1911). As metodologias não serão detalhadas aqui, porém, vale ressaltar que o método do número da curva utiliza dados de precipitação diária, e se caracteriza por ser um método empírico. Já o modelo de Green-Ampt, requer dados de precipitação sub-horária, e se caracteriza por ser um método de base física.

Ao utilizar os método Green-Ampt a vazão de pico é estimada com os dados originais de precipitação, sem necessidade de desagregar as chuvas diárias, como ocorre com o método CN, o que influencia nas estimativas de perdas de solos e na capacidade de transporte de sedimentos no curso d'água.

2 ROTEAMENTO NOS CURSOS D'ÁGUA

O transporte de sedimentos na rede de drenagem é uma função de processos de deposição e degradação que ocorrem simultaneamente nos cursos d'água. Por padrão o SWAT considera que as dimensões dos canais são constantes. Porém, é possível simular o alargamento e aprofundamento dos canais.

O total de sedimentos que são carregados para os cursos d'água é dado pela soma total da produção de sedimentos obtidos com a MUSLE menos o “lag” e os sedimentos presos nas áreas gramadas, faixas vegetacionais e poças. Nesta etapa é feito um rastreamento do tamanho das partículas.

Cada sub-bacia tem um curso d'água principal em que sedimentos das sub-bacias a montante é rastreado e então adicionado aos cursos d'água a jusante.

Por padrão o SWAT utiliza uma versão simplificada da equação potencial de Bagnold (1977), para estimar a quantidade máxima de sedimentos que pode ser transportada em um segmento do curso d'água. Neste método o tamanho das partículas não é considerado. Existem outras quatro opções, de métodos baseados em processos, para a etapa de rastreamento dos sedimentos nos canais (Tabela 1), que consideram a distribuição do tamanho das partículas. Para alterar o método é preciso mudar a numeração do parâmetro CH_EQN.rte

Tabela 1 - Métodos de rastreamentos dos sedimentos nos cursos d'água de acordo com o parâmetro CH_EQN.

CH_EQN	Método
0	Bagnold simplificado
1	Bagnold simplificado (baseado em processos)
2	Kodatie
3	Molinas e Wu
4	Yang

a) Equação de Bagnold simplificada (método padrão)

Neste método, a quantidade máxima de sedimentos que pode ser transportada pelo curso d'água é função da velocidade de pico. A equação simplificada é dada por:

$$conc_{sed,ch,mx} = c_{sp} \cdot v_{ch,pk}^{spexp} \quad (11)$$

em que $conc_{sed,ch,mx}$ é a concentração máxima de sedimentos que pode ser transportada pela água ($Mg\ m^{-3}$), c_{sp} é o coeficiente linear SPCON usado na calibração, $v_{ch,pk}$ é a velocidade de pico no canal ($m\ s^{-1}$), e $spexp$ é o coeficiente expoente usado na calibração.

A velocidade de pico é estimada pela equação:

$$v_{ch,pk} = \frac{q_{ch,pk}}{A_{ch}} \quad (12)$$

em que $q_{ch,pk}$ é a vazão de pico ($m^3\ s^{-1}$) e A_{ch} é a área da seção transversal do canal (m^2). A vazão de pico é definida como:

$$q_{ch,pk} = prf \cdot q_{ch} \quad (13)$$

Em que prf é o fator de ajuste da vazão de pico, usada na calibração como parâmetro PRF_BSN.bsn

Após estimada a concentração máxima de sedimentos transportada pela água ($conc_{sed,ch,mx}$), seu valor é comparado à concentração de sedimentos no canal no início do passo de tempo $conc_{sed,ch,i}$. Se $conc_{sed,ch,i} > conc_{sed,ch,mx}$, a deposição predomina e a quantidade de sedimentos depositada é calculada por:

$$sed_{dep} = (conc_{sed,ch,i} - conc_{sed,ch,mx}) \cdot V_{ch} \quad (14)$$

em que sed_{dep} é a quantidade de sedimento depositado no canal (Mg), e V_{ch} é o volume de água no canal (m^3).

Se $conc_{sed,ch,i} < conc_{sed,ch,mx}$, a degradação é o processo predominante no canal e a quantidade de sedimento que é ressuspensa e transportada é estimada por:

$$sed_{deg} = (conc_{sed,ch,mx} - conc_{sed,ch,i}) \cdot V_{ch} \cdot K_{ch} \cdot C_{ch} \quad (15)$$

em que sed_{deg} é a quantidade de sedimento que é ressuspensa e entra no fluxo de água para ser transportada, K_{ch} é o fator de erodibilidade do canal, e C_{ch} é fator de cobertura do canal.

Após estimar a deposição e degradação no canal, a quantidade final de sedimentos no canal sed_{ch} (Mg) é calculada por:

$$sed_{ch} = sed_{ch,i} - sed_{dep} + sed_{deg} \quad (16)$$

O total de sedimentos transportado para fora do canal é dado por:

$$sed_{out} = sed_{ch} \cdot \frac{V_{out}}{V_{ch}} \quad (17)$$

na qual sed_{out} é a quantidade de sedimentos transportada para fora do canal (Mg), V_{out} é o volume que flui durante o passo de tempo (m^3), e V_{ch} é o volume de água no canal (m^3).

REFERÊNCIAS

BAGNOLD, R. A. Bedload transport in natural rivers. **Water Resources Research**, v.13, n.2, p303-312, 1977.

FOSTER, G. et al. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 36, n. 6, p. 355-359, 1981.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Sciences**, v. 4, p.11-24, 1911.

NEITSCH, S. L. et al. **Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation version 2009**. Texas: Texas Water Resources Institute, 2011.

MOCKUS, V. **National engineering handbook**, Section 4, Hydrology. Department of Agriculture, Washington, 762 p. 1972.

WILLIAMS, J. R. Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: **Present and prospective technology for predicting sediment yield and sources**. Washington: USDA-ARS, 1975. p.244-252.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington, DC: USDA; 1978. (Agricultural Handbook, 537).